

ET 82-01

RAPPORT D'ETAPE DES TRAVAUX EN COURS A LA DIVISION DU PRECAMBRIEN

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 

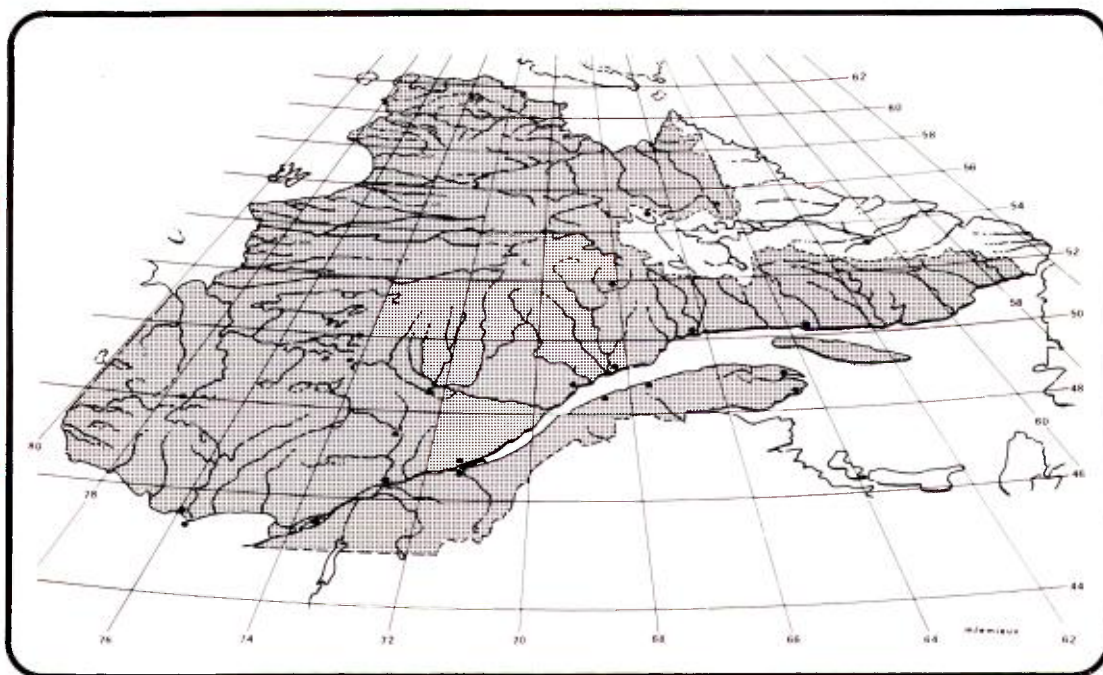


MINISTÈRE
DE L'ÉNERGIE
ET DES RESSOURCES

DIRECTION GÉNÉRALE
DE L'EXPLORATION GÉOLOGIQUE
ET MINÉRALE

DIRECTION DE LA
RECHERCHE GÉOLOGIQUE

RAPPORTS D'ÉTAPE DES TRAVAUX EN COURS À LA DIVISION DU PRÉCAMBRIEN



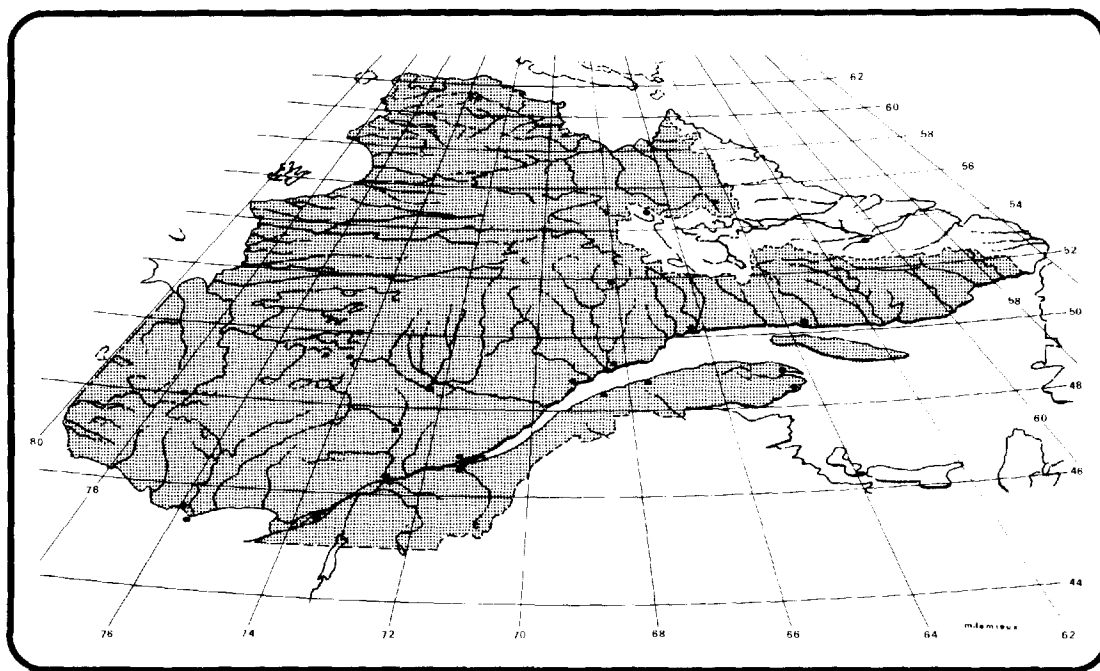


MINISTÈRE
DE L'ÉNERGIE
ET DES RESSOURCES

DIRECTION GÉNÉRALE
DE L'EXPLORATION GÉOLOGIQUE
ET MINÉRALE

DIRECTION DE LA
RECHERCHE GÉOLOGIQUE

RAPPORTS D'ÉTAPE DES TRAVAUX EN COURS À LA DIVISION DU PRÉCAMBRIEN



1983

ET 82-01

Dépôt légal, 2^e trimestre 1983
Bibliothèque nationale du Québec.

I S B N 2-550-02931-3

PRÉFACE

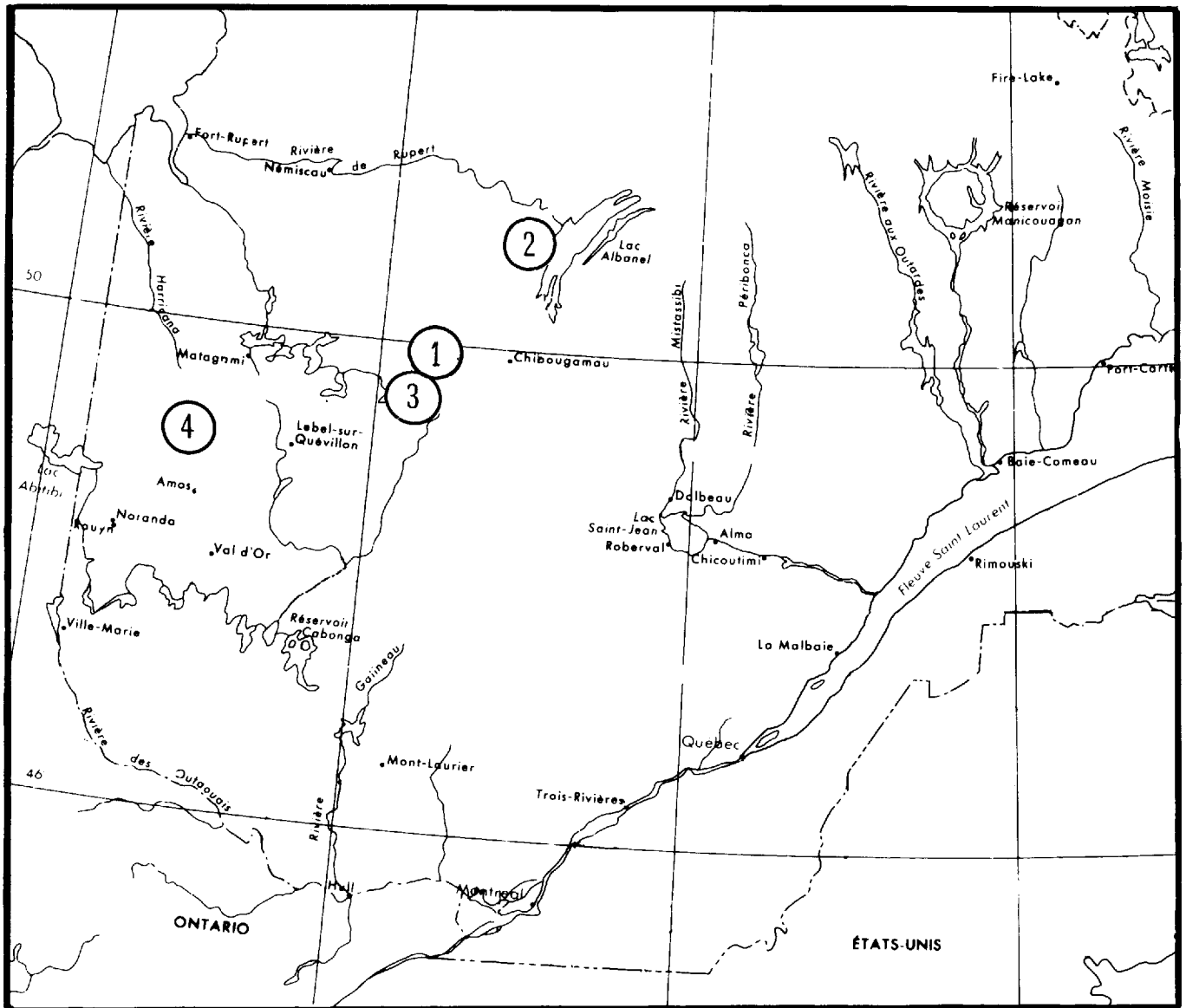
Le présent rapport s'inscrit dans un nouveau processus qui vise à un système de publication efficient des travaux du service de la Géologie, selon les étapes suivantes:

- 1) Rapport préliminaire sous forme de carte annotée présenté au séminaire d'information de l'automne et disponible peu après sous forme de DP.
- 2) Rapport intérimaire indiquant l'état d'avancement des travaux, tant à l'intérieur d'un projet que d'une division. Ce rapport devrait normalement être disponible 18 mois après la fin de la saison de terrain.
- 3) Rapport final, sous forme d'étude ou de mémoire, qui présente la synthèse de l'ensemble des informations pertinentes à un projet spécifique. Ce rapport devrait être disponible au plus tard deux ans après la fin d'un projet d'une durée normale de trois ans.

Le présent rapport est le premier d'une série que nous voulons annuelle. Il documente l'état d'avancement des travaux effectués par la division du Précambrien au cours de l'été 1981. Il permettra au public de prendre connaissance de l'ensemble des travaux effectués au cours d'une même année à l'intérieur d'un territoire présentant une certaine homogénéité géologique.

Nous espérons être en mesure dans les années à venir de présenter ce type de rapports pour chacune des quatre divisions du service de la Géologie, qui regroupe maintenant l'ensemble des travaux de levés géologiques et gîtologiques du MER. Cette approche devrait permettre aux utilisateurs de saisir rapidement l'évolution des connaissances géologiques à l'intérieur des territoires visés.

Jean-Louis Caty, directeur
Direction de la Recherche géologique



1 Chapais-Branssat

3 Capisissit-Desmaraisville

2 Frotet-Troilus

4 Joutel-Quévillon

		Page
Projet Chapais-Branssat 1	I - Charbonneau, J.-M. - Picard, C., - Dupuis-Hébert, L. Géologie des unités stratigraphiques affleurant dans les cantons de Daubrée, Dolomieu, Saussure et La Ribourde, Abitibi-Est	1
	II - Franconi, A. Le groupe d'Opémisca dans le secteur du lac Landing, cantons de Daubrée et de Dolomieu ..	69
	III - Hébert, Y. Géologie de la région du lac La Trêve	93
	IV - Dubé, C.-Y. Géologie des cantons de Lamack et de Guettard	133
Projet Frotet-Troilus 2	V - Simard, A. Lithostratigraphie préliminaire de la partie est de la bande volcano-sédimentaire archéenne Frotet-Evans	163
	VI - Simard, A. - Brouillette, P. Altération hydrothermale des basaltes du lac Troilus	177
Projet Capisissit-Desmaraisville 3	VII - Lamothe, D. Etude structurale de la région de la baie Tush, district de Chibougamau	189
Projet Joutel-Quévillon 4	VIII - Hocq, M. Joutel-Quévillon. Région de la rivière Gale .	207



GÉOLOGIE DES UNITÉS STRATIGRAPHIQUES AFFLEURANT DANS LES CANTONS DE DAUBRÉE, DOLOMIU, SAUSSURE ET LA RIBOURDE, ABITIBI-EST

Jean-Marc Charbonneau
Christian Picard*
Lucie Dupuis-Hébert

RÉSUMÉ

Les roches vertes archéennes des cantons de Daubrée, de Dolomieu, de Saussure et de La Ribourde font partie des Groupes de Roy et d'Opémisca. Des filons-couches peu épais montrent des lithologies analogues à celles des Filons-couches de Venture et de Bourbeau du Complexe de Cummings. Les roches protérozoïques de cette région sont représentées par des dykes de diabase et un affleurement de grès immature de la Formation de Chibougamau.

Dans le présent article, on émet l'hypothèse que les roches de la partie septentrionale du quart nord-est de Dolomieu appartiennent à la Formation de Gilman. Des travaux de terrain récents dans le canton de Dolomieu et dans le canton de Lamarck plus au nord, lesquels sont postérieurs à la rédaction de cet article, portent à croire que ces roches montrent davantage de similitude avec celles de la Formation de Blondeau. Par suite, les roches dacitiques, rhyolitiques de la sous-unité 5a, en contact normal au-dessus de ces dernières, pourraient représenter une nouvelle formation, plus jeune que le Blondeau, au sein du Groupe de Roy. Elles ne seraient pas un équivalent latéral du Blondeau comme il est suggéré dans cet article.

Dans le groupe de Roy, les séries volcaniques sont majoritairement constituées de tholéiites océaniques, avec des caractères de séries tholéitiques d'arc insulaire. Les laves sont associées à des filons-couches de gabbro à texture subophitique, lesquels sont similaires aux laves sur les plans minéralogique et géochimique. Certains gabbros se seraient mis en place par injections successives à partir d'un magma tholéitique. Les tholéiites de la partie supérieure du Groupe de Roy (sous-unité 5b) diffèrent des laves et gabbros plus vieux par leur teneur élevée en fer et en titane. Les laves et pyroclastites de composition dacitique et rhyodacitique à rhyolitique (sous-unité 5a: nouvelle formation du Groupe de Roy ?) appartiennent à la série calco-alcaline. De minces horizons de roches sédimentaires, incluant une formation de fer au sein de la Formation de Waconichi, apparaissent à différents niveaux du Groupe de Roy mais principalement dans la Formation de Blondeau.

Le Groupe d'Opémisca est représenté par une formation de roches sédimentaires: Formation de Stella, ou Formation de Daubrée de Wolhuter (1962). Cette formation, qui représenterait un milieu deltaïque, serait en discordance angulaire au-dessus des roches du Groupe de Roy. Elle est surmontée des roches de la Formation de Haïy: conglomérat (fluviatile ?); pyroclastites calco-alcalines, de composition andésitique à dacitique; et laves caractérisées par une teneur élevée en potassium et transitionnelles entre la série alcaline et la série subalcaline. Les laves porphyriques à olivine seraient des basaltes calco-alcalins tandis que les laves porphyriques à plagioclase présentent des affinités avec les banakites de la série shoskonitique.

Des patrons d'interférence structuraux, visibles à l'échelle régionale, résulteraient de deux générations de plissement dont la seconde est synchrone à la foliation régionale. Les axes de plis associés à cette dernière et les linéations résultant de son intersection avec la stratification se répartissent suivant un grand cercle coïncidant, *grosso modo* avec le grand cercle représentant le plan moyen de la foliation régionale. Statistiquement, ces linéations sont le plus souvent subverticales. Deux failles régionales ont été mises en évidence: la faille Kapunapotagen de direction WNW, recoupée par la Faille Lamarck, de direction NE.

La Faille Lamarck est analogue à celle des lacs Gwillim-Campbell et à celle du lac Doré, en bordure desquelles se trouve la majorité des gisements et indices minéralisés importants de la région Chapais-Chibougamau. Elle représente donc une zone favorable à la découverte de gisements d'or, de cuivre et de zinc. Également d'intérêt est la zone de contact entre les Formations de Waconichi et de Gilman, laquelle est favorable pour la recherche de dépôts d'origine volcanogénique.

* Université de Lyon, France.

TABLE DES MATIÈRES

	Pages
INTRODUCTION	3
STRATIGRAPHIE	5
Historique	5
Groupe de Roy	6
Lithostratigraphie	6
Formation d'Obatogamau	6
Formation de Waconichi	12
Formation de Gilman	13
Formation de Blondeau (et partie du Complexe de Cummings ?)	19
Géochimie	29
Méthodes utilisées	29
Laves, pyroclastites et gabbros comagmatiques	31
Gabbros différenciés de l'unité 6.	36
Groupe d'Opémisca	36
Formation de Stella	36
Formation de Haüy	40
Lithologies	40
Géochimie	44
Discussion	48
Intrusions archéennes	49
Intrusions plutoniques	50
Dykes de diabase protérozoïques	52
Résumé concernant la lithostratigraphie	52
GÉOLOGIE STRUCTURALE	53
Structures observées	53
Failles majeures	55
Plis majeurs et domaines structuraux ..	57
Résumé	59
MINÉRALISATIONS	60
Sites minéralisés	60
Résultats d'analyse	61
CONCLUSION ET RECOMMANDATIONS	63
RÉFÉRENCES	64

INTRODUCTION

Ce rapport fait suite aux rapports préliminaires de Charbonneau (1981a) sur la demie est du canton de Dolomieu et le quart sud-ouest du canton de Daubrée et de Charbonneau (1981b) sur le quart sud-ouest de la feuille topographique du Lac Lamarck et le quart sud-est de la feuille du Lac Inconnu (figure 1). Il comprend la synthèse d'une étude lithostratigraphique et d'une étude pétrographique et géochimique; il comprend aussi un chapitre de géologie structurale et un bref chapitre résumant l'ensemble des travaux d'exploration effectués au sein des unités lithostratigraphiques définies. Christian Picard a effectué les études pétrographiques et géochimiques, Lucie Dupuis-Hébert s'est occupée de l'aspect géologie économique et Jean-Marc Charbonneau s'est chargé des aspects stratigraphie et géologie structurale.

La région étudiée comprend quelque 700 km² à l'intérieur des feuilles SNRC 32G/11, 32G/13 et 32G/14 de l'échelle de 1:50 000. On y accède par la route 113, en provenance de Chapais à l'est ou de Desmaraisville à l'ouest.

Cartographiée par Beach (1940a, 1940b, 1941a, 1941b) et par Gilbert (1949, 1955), cette superficie apparaît sur les cartes de compilation de Duquette (1970) et d'Avramtchev & LeBel-Drolet (1982). La figure 2, inspirée de ces travaux de compilation, montre des roches métavolcaniques et méta-intrusives surmontées de roches métasédimentaires. Des roches granitiques plus jeunes forment des stocks et des batholites au sein de ces roches encaissantes. La superficie qui nous concerne représente une

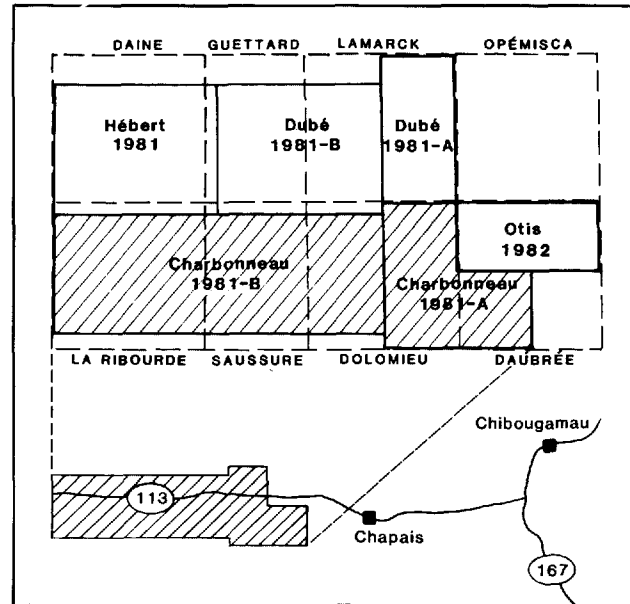


FIGURE 1 - Localisation de la région étudiée et rapports géologiques du projet Chapais-Branssat. Les tiretés délimitent les cantons.

région clé pour la compréhension des relations structurales entre les synclinaux de Chibougamau et de Chapais. En effet, les travaux de compilation de Duquette (1970) indiquent que les traces des surfaces axiales de ces synclinaux s'intersectent à l'intérieur du périmètre que nous avons recartographié (figure 2). C'est aussi une région clé dans la mesure où de récents et importants travaux d'exploitation forestière ont dégagé de larges zones d'affleurements et fourni de nombreuses routes secondaires permettant un accès facile à une séquence lithostratigraphique relativement complète dans les cantons de Dolomieu et de Daubrée (quart sud-ouest).

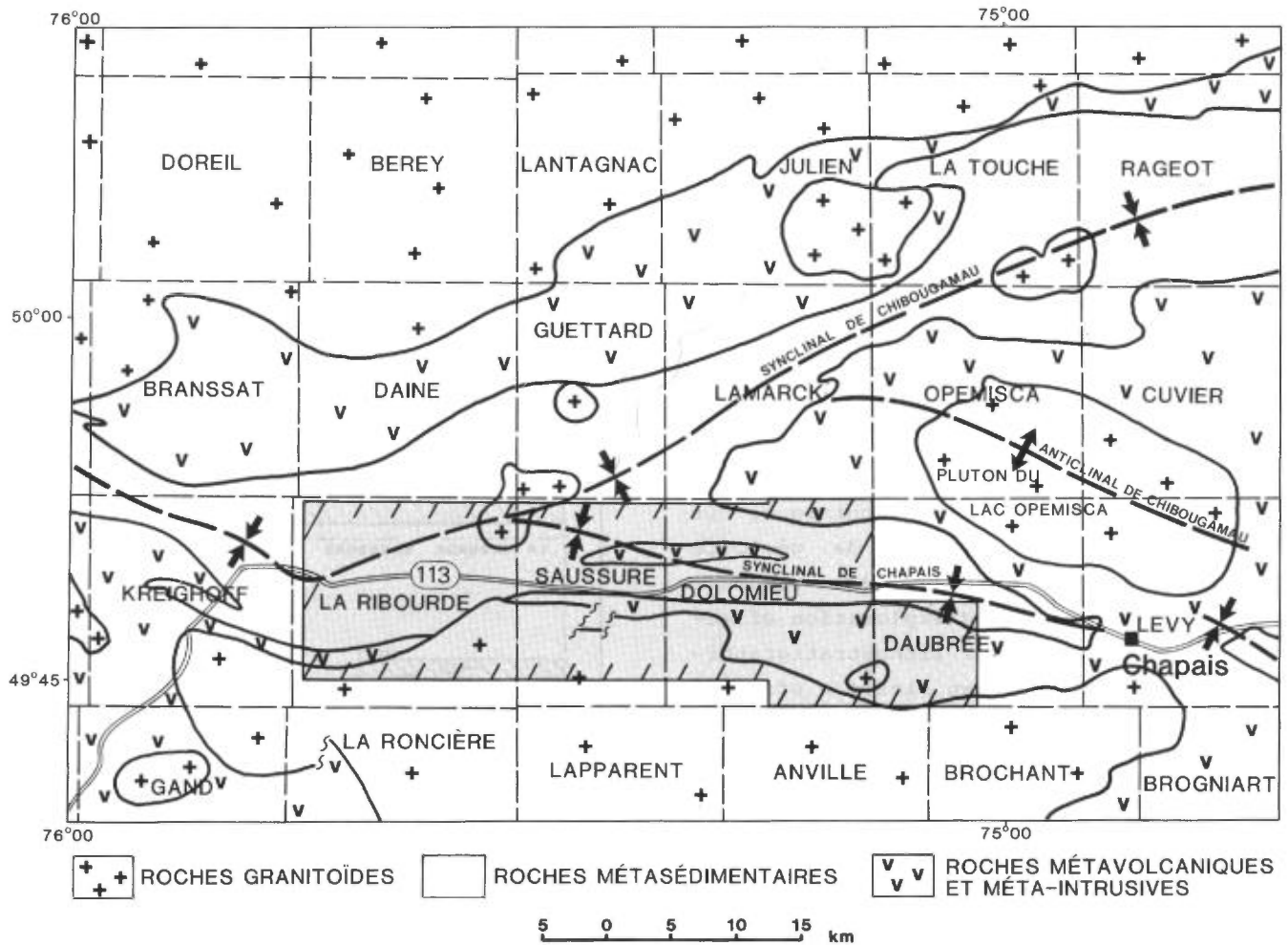
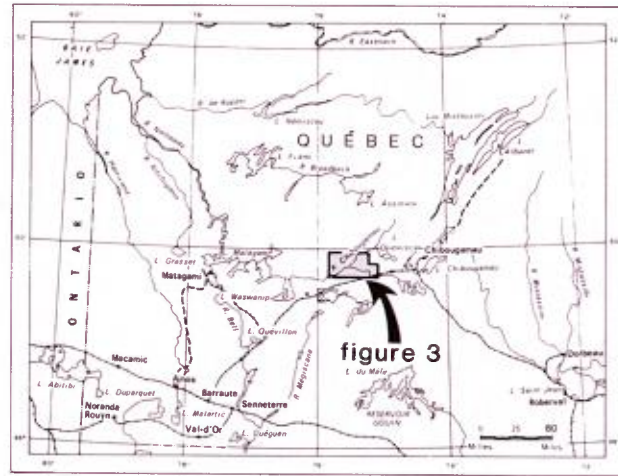


FIGURE 2 - Géologie simplifiée d'une portion du sillon de roches vertes de Matagami-Chibougamau. Adaptation d'un portion des cartes de Avramtchev & LeBel-Drolet (1982) et de Duquette (1970).

L'étude pétrographique des échantillons recueillis a permis d'apporter quelques modifications aux cartes de Charbonneau (1981a, 1981b). Ainsi, le filon-couche d'environ 700 m d'épaisseur affleurant dans la partie nord du canton de La Ribourde est constitué de diorite et non de gabbro-diorite (figure 3). Cette intrusion affleure également dans le quart nord-ouest du canton de Saussure. D'autre part, la Faille Kapunapotagen, mise en évidence dans le canton de Dolomieu, se poursuit vers

l'est dans le canton de Daubrée. A l'ouest de la Faille Lamarck, dans le canton de La Ribourde, nous pensons qu'une faille (la Faille Kapunapotagen ?) sépare les roches du Groupe de Roy, au sud, de celles du Groupe d'Opémisca au nord.

Dans le présent article, nous utilisons les noms **tuf à lapilli** et **tuf à blocs** comme synonymes respectifs de **lapillistone** et **brèche pyroclastique**, tels que définis par Fisher (1961).



SYMBOLES STRUCTURAUX

- Contact géologique entre les unités stratigraphiques
- - - Contact géologique
- · - Contact intrusif
- ~?~?~ Discordance interprétée
- * — Synclinal majeur ancien, antérieur à la foliation régionale S₁
- * — Synclinal majeur, associé à la foliation régionale S₁
- * — Synclinal mineur, associé à la foliation régionale S₁
- * — Anticlinal mineur, associé à la foliation régionale S₁
- ||||| Faille majeure
- ||||| Faille mineure
- ↗ ↘ Stratification: (a) inclinée, (b) verticale
- ↗ ↘ ↖ ↙ Stratification avec sommet sédimentaire: (a) inclinée, (b) verticale, (c) pendage indéterminé
- ↗ ↘ Foliation régionale S₁: (a) inclinée, (b) verticale
- ↗ ↘ Foliation S₂, postérieure à la foliation régionale: (a) inclinée, (b) verticale
- ↗ ↘ Veine: (a) inclinée, (b) verticale
- ↗ ↘ Plan axial et charnière d'un pli associé à la foliation régionale
- 9c Figure dans le texte
- F Section stratigraphique

MINÉRALISATIONS

- ⊕ N Forages; N = Nombre de forages lorsque > 1
- 15 Site minéralisé (voir tableau 20 dans le texte)
- (38-39) Analyse: Au, Ag, Cu, Zn, Pb, Ni (voir tableau 21 dans le texte)
- Zn (83-84) Analyse: teneur en zinc supérieure à celle du bruit de fond régional (voir tableau 21 dans le texte)
- 0,95% Zn/0,67m Intersection minéralisée ou réserve connue (M.R.N., 1979-a et b)

LITHOSTRATIGRAPHIE

- PROTÉROZOÏQUE**
- 10 Diabase
 - FORMATION DE CHIBOUGAMAU
 - * Grès (1 localité seulement)
- ARCHÉEN**
- 9 Roches granitiques
 - FORMATION DE HAÛY
 - 8 Andésite aphanitique localement amygdalaire, pyroclastites andésitiques à dacitiques, grès tufacé.
 - FORMATION DE STELLA
 - 7 Rythmes de grès-siltstone-argilite avec interstratifications de gabbro ou lave grenue, filon-couche de diorite
- DISCORDANCE ?**
- FORMATION DE BLONDEAU (ET COMPLEXE DE CUMMINGS?)
 - 5a Prédominance de pyroclastites rhyolitiques, rhyodacitiques et dacitiques, lave massive et coussinée, roches sédimentaires
 - 5b et 6 Gabbros, pyroxénite, péridolite, laves tholéitiques, pyroclastites litées, roches sédimentaires
 - FORMATION DE GILMAN
 - 4 Basalte tholéitique et gabbro de même composition (au sud de la route 113), lave andésitique (au nord de la route 113). Pyroclastites de composition basique
 - 3b Lave et brèche de coussins, tholéitiques, gabbro, pyroclastites dacitiques, et roches sédimentaires
 - FORMATION DE WACONICHI
 - 3a Prédominance de pyroclastites rhyolitiques, formation de fer, lave andésitique et gabbro
 - FORMATION D'OBATOGAMAU
 - 2 Prédominance de coulées de lave basaltique, gabbro, pyroclastites dacitiques et roches sédimentaires
 - 1 Prédominance d'horizons gabbroïques, basalte tholéitique et pyroclastites dacitiques

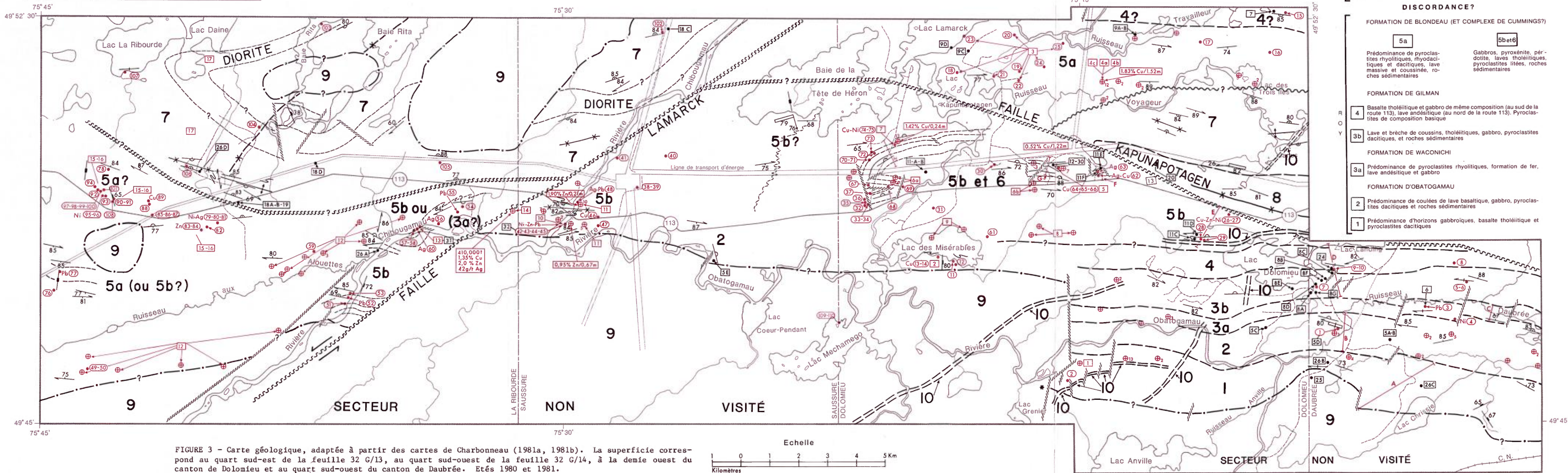


FIGURE 3 - Carte géologique, adaptée à partir des cartes de Charbonneau (1981a, 1981b). La superficie correspond au quart sud-est de la feuille 32 G/13, au quart sud-ouest de la feuille 32 G/14, à la demie ouest du canton de Dolomieu et au quart sud-ouest du canton de Daubrée. Étés 1980 et 1981.

Toutes les roches archéennes de notre région sont métamorphosées au faciès des schistes verts. Dans notre texte, le préfixe "méta" devant chaque nom de roche archéenne est sous-entendu. Les lithologies sont, pour la plupart, caractérisées par deux paragenèses: une paragenèse I magmatique relictuelle et une paragenèse II métamorphique.

Notre étude géochimique a été réalisée à partir d'analyses totales faites par le Laboratoire de Pétrographie de l'Université Claude Bernard à Lyon, par l'institut de géologie Dolomieu de Grenoble et par le Centre de recherches minérales du ministère de l'Energie et des Ressources du Québec.

STRATIGRAPHIE

HISTORIQUE

Le tableau 1 résume la stratigraphie établie par les auteurs qui ont cartographié dans la région. Norman (1936, page 2) avait reconnu un assemblage de roches volcaniques surmonté de roches sédimentaires: **The sediments are assumed, from the meagre evidence obtainable, to be younger than the bulk of the volcanic rocks....** Des roches granitiques, dont la composition varie de la diorite au granite recourent la séquence volcanodétritique sous forme de dykes, de stocks et de batholites. Finalement, une diabase à olivine et un gabbro, post-granitiques, affleurent sous forme de dykes. Retty & Norman (1938) ont repris la même stratigraphie en émettant l'hypothèse que le groupe de roches sédimentaires, plus jeune, puisse reposer en discordance sur l'assemblage volcanique sous-jacent. Ils soulignent l'existence d'un conglomérat à blocs arrondis de granite au sein de ces roches sédimentaires. Beach (1941b) confirme l'existence d'une discordance angulaire observée à l'est du lac La Trêve, à quelques kilomètres au nord de notre région. Il donne le nom de **Série d'Opémis-**

ca aux roches stratigraphiquement au-dessus de la discordance et constituées d'une unité de roches sédimentaires (conglomérats, grauwacke et arkose) surmontée d'une unité de tuf et d'andésite porphyrique (1940a, 1940b, 1941a, 1941b). Gilbert (1955, page 36), qui a travaillé à l'ouest de la latitude 75°30', écrit: **Nous n'avons vu nulle part...d'indication d'une discordance d'angle entre les membres de la série sédimentaire ou entre cette dernière et les formations volcaniques....** Il mentionne aussi (pages 17 et 35 à 37) qu'une grauwacke feldspathique de base, surmontée d'un conglomérat à blocs, galets et cailloux arrondis, constituent la partie inférieure de la Série d'Opémisca et que les formations sédimentaires sont en **concordance tectonique** avec les roches volcaniques sous-jacentes, c'est-à-dire qu'elles sont plissées ensemble en un large synclorium. Charbonneau (1981a, 1981b) a recartographié une partie des terrains de Beach et de Gilbert; il décrit six unités lithostratigraphiques au sein des roches volcaniques pré-Opémisca et deux unités (7 et 8) correspondant à la Série d'Opémisca. Bien que le contact inférieur de l'unité 7

Tableau 1. Stratigraphie comparée du secteur étudié.

Norman, 1936 (Opawica-Chibougamau) 1:253 440	Retty et Norman, 1938 (Chibougamau W) 1:253 440	Beach, 1940-A, 1940-B, 1941-A et 1941-B (Lac Michwacho-Lac Mechamego) 1:31 680 et 1:63 360	Gilbert, 1949 et 1955 (Région Branssat-Daine) 1:63 360	Charbonneau, 1981-A et B (Lac Inconnu SE, Lac Lamarck SW, Dolomieu E et Daubrée SW) 1:20 000
Diabase à olivine et gabbro	Diabase à olivine et gabbro	Diabase et gabbro à olivine	Roches intrusives basiques	10 Diabase et gabbro
Granite et roches associées	Granite syénite diorite	Granodiorite à hornblende	Roches intrusives acides	9 Granitoïdes
Roches sédimentaires	Roches sédimentaires, un peu de laves et de pyroclastites	Tuf et andésite porphyrique	Basalte porphyrique et andésite	8 Lave et tuf à amphibole
		Conglomérat, grauwacke et arkose	Grauwacke feldspathique de base, conglomérat, grauwacke et phyllade	7 Sédiments: turbidites
				5 et 6 Gabbro, lave, pyroclastites et sédiments
Gabbro, lave, tuf et un peu de roches sédimentaires	Pyroxénite, gabbro, lave, agglomérat et tuf avec un peu de roches sédimentaires	Roches pré-Opémisca	Série volcanique	4 Lave et gabbro
				3b Laves, gabbros et pyroclastites
				3a Prédominance de pyroclastites
				2 Prédominance de laves
				1 Prédominance de gabbro

coïncide avec une zone pauvre en affleurements, dans les cantons de Dolomieu et de La Ribourde, il émet l'hypothèse que dans ces cantons, une discordance angulaire existe, à la base de l'unité. Il corrèle ses unités (1981a) avec les formations des Groupes de Roy et d'Opémisca de la région de Chibougamau, telles que décrites dans Allard et autres (1979; légende de notre figure 3).

GROUPE DE ROY

LITHOSTRATIGRAPHIE

Les colonnes lithologiques des figures 4 et 10 ont été construites pour les roches volcaniques pré-Opémisca, à partir de sections localisées sur la figure 3. Chaque section était composite et avait pour but de fournir une colonne lithologique aussi complète que possible, à partir des aires d'affleurements signalées sur les cartes de Charbonneau (1981a, 1981b). Sur la figure 4 apparaissent les unités 1 à 4

et une partie de la sous-unité 5b avec les différents niveaux stratigraphiques contenant du carbonate de fer ou des phénocristaux de plagioclases, ou bien montrant des critères de polarité tels que coussins à pédoncule ou différenciation de niveaux gabbroïques (avec présence de quartz dans leur partie sommitale).

FORMATION D'OBATOGAMAU

Les unités 1 et 2 sont constituées de gabbro et de laves basaltiques (figure 5) avec une faible proportion de pyroclastites (figure 4). Plusieurs niveaux de lave et de gabbro montrent des phénocristaux de plagioclase typiques de la Formation d'Obatogamau. On ne reconnaît pas ici les membres inférieur, intermédiaire et supérieur de la formation, définis par Cimon (1977) et comprenant respectivement 1 à 3%, 10% et moins de 1% de phénocristaux de feldspath. Toutefois la formation montre ici deux membres distincts où prédominent le gabbro (unité 1) et la lave (unité 2).

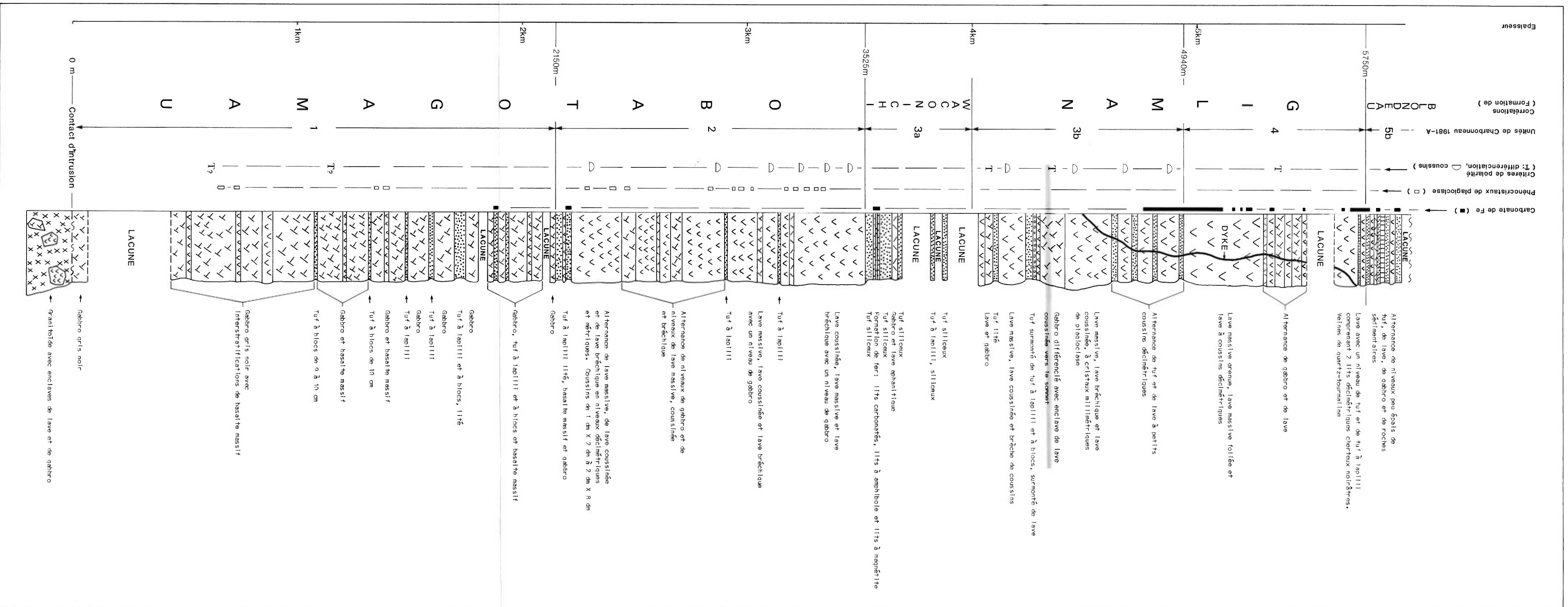


FIGURE 4 - Colonne lithologique composite entre le lac Landing et un point à environ 6 km au sud de ce lac, établie avec les sections A, B, C et D localisées sur la figure 3.

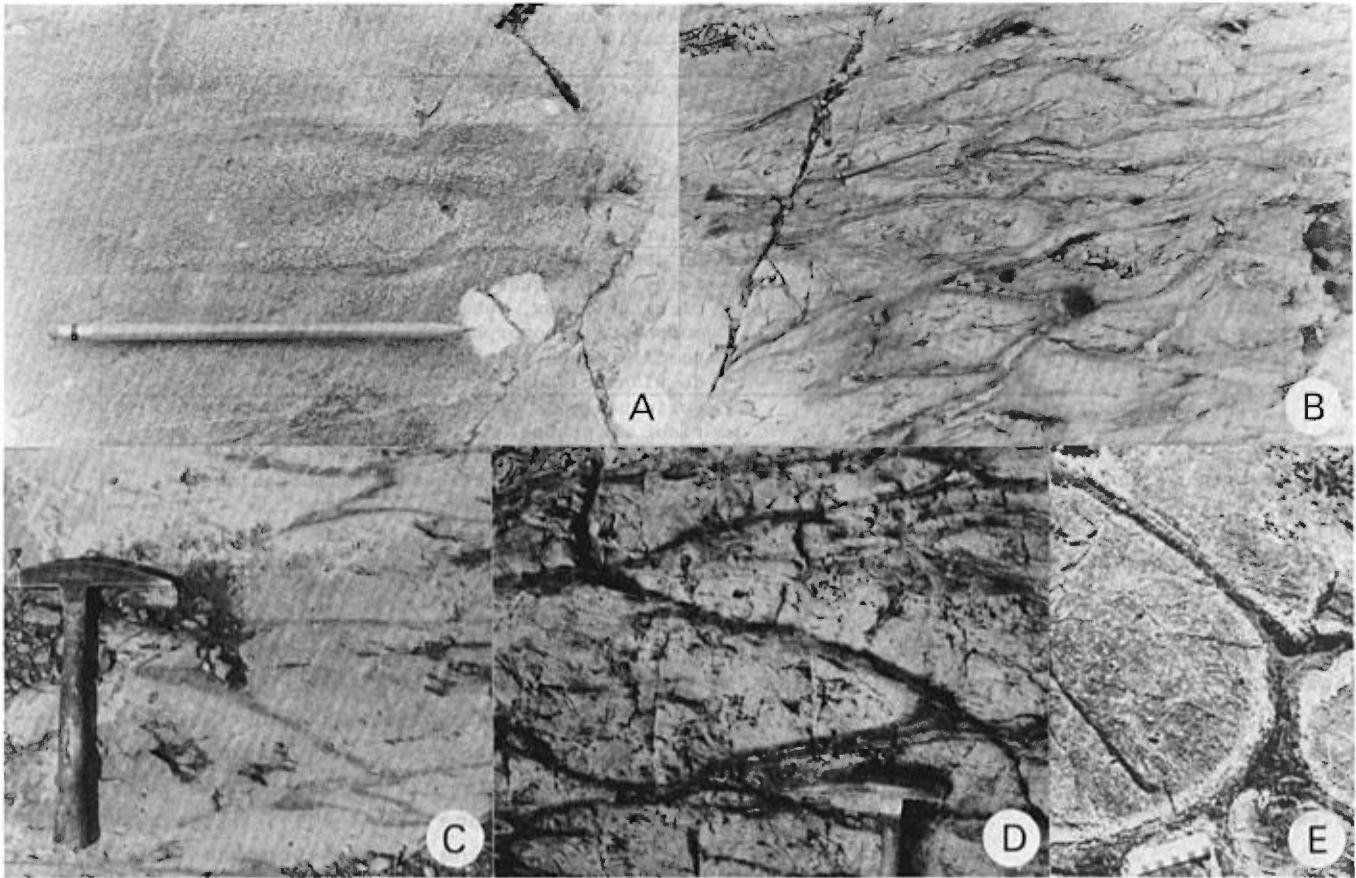


FIGURE 5 - Laves de l'unité 2, Formation d'Obatogamau. Images localisées sur la figure 3.

- 5A: Lave grenue avec phénocristaux automorphes de plagioclase. A environ 2 km au nord-nord-ouest du lac Chrissie.
- 5B: Coussins décimétriques (10-40 cm) allongés parallèlement à la foliation régionale. Phénocristaux de plagioclase entre les coussins. A environ 2 km au nord-nord-ouest du lac Chrissie.
- 5C: Coussins à pédoncules indiquant un sommet vers le nord. A environ 1.2 km au sud du lac Dolomieu.
- 5D: Coussins à pédoncules indiquant un sommet vers le nord. A environ 2.7 km au sud du lac Landing.
- 5E: Lave coussinée ou tubulaire cornéifiée, à phénocristaux de plagioclase, au sein de l'auréole de métamorphisme du massif du lac Anville. A environ 2 km au nord-ouest du lac Coeur-Pendant près de la rivière Obatogamau.

La région au nord et au nord-ouest du lac Chrissie est bien représentative de ces deux unités; elle est facile d'accès, via les routes secondaires.

L'épaisseur de 3525 m indiquée pour la Formation d'Obatogamau (figure 4) constitue un minimum dans la mesure où nous n'avons pas observé sa base alors que la partie inférieure de l'unité 1 montre un

contact d'intrusion avec des roches granitiques. Les gabbros de l'unité 1 se présentent sous forme de filons-couches de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur. Ils sont massifs et de grain fin à moyen. Ils contiennent jusqu'à 5% de phénocristaux de plagioclase. Leur texture intersertale à subophitique est modifiée par les recristallisations épimétamorphiques. Le tableau 2 résume leurs caractéristiques minérales.

TABLEAU 2: Pétrographie des gabbros de l'unité 1, membre inférieur de la Formation d'Obatogamau.

Minéraux observés	% Estimé	Taille (mm)	Caractéristiques	Commentaires et interprétations
Quartz	3 à 5	0.1 à 1	En plages interstitielles	Origine magmatique.
Plagioclase	20 à 25	0.3 à 2	Saussuritisé, en lattes, jointives ou non	
Assemblage d'actinote, hornblende verte, chlorite, quartz, calcite et zoïsite	35 à 50	0.1 à 4	Cristaux étroitement accolés, mimétiques d'anciens cristaux, subautomorphes à xénomorphes, poecilites (inclusions de plagioclase).	Anciens cristaux de clinopyroxène déstabilisés et pseudomorphosés.
Sphène, ilménite	3 à 5		Relictuelle à l'intérieur du sphène.	En pseudomorphose de l'ilménite.
Quartz, Actinote, hornblende Chlorite magnésienne Epidote, albite, calcite, sphène	5 à 8 5 2 à 5 3	0.05 à 0.1	Agrégat microcristallin à texture granoblastique entre les autres cristaux.	Minéraux d'origine métamorphique.

Le quartz s'associe localement au plagioclase suivant une texture graphique. Quant au sphène (jusqu'à 5% - 0.1 à 1.5 mm de diamètre), son habitus est poecilitique. Il peut résulter de la pseudomorphose de l'ilménite.

Les laves de l'unité 1 sont coussinées ou massives et renferment jusqu'à 15% de phénocristaux de plagioclase (0.5 à 5 cm de diamètre). Leur texture est microgrenue, subophitique à intersertale. Les recristallisations épimétamorphiques sont abondantes. Leurs paragenèses minérales, très proches de celles des gabbros, apparaissent au tableau 3. L'habitus des minéraux est semblable à celui observé dans les gabbros. La calcite est localement abondante.

Les pyroclastites de l'unité 1 forment quelques horizons de faible épaisseur intercalés dans les gabbros ou les laves. Elles sont constituées de 20 à 40% d'éléments felsiques dans une matrice chloriteuse. Ces pyroclastites sont soit des tufs cendreaux, soit des tufs à lapilli, soit des tufs à blocs. Les premiers sont les seuls à avoir été étudiés pétrographiquement. Ils sont constitués de quartz (1

à 2% - 1 à 5 mm de diamètre) corrodé et de plagioclase (2 à 3% - 0.5 à 1.5 mm de diamètre) saussuritisé, dans une matrice finement recristallisée constituée de quartz (50% - 0.1 à 0.3 mm), de chlorite (10 à 25%), d'épidote (15 à 20%), de calcite (1 à 10%), de sphène et de leucoxène (2 à 5%).

L'unité 2 (figure 4) est caractérisée par une abondance de coulées montrant la succession suivante de la base au sommet: laves massives, laves coussinées, laves coussinées bréchiques et, dans certains cas, pyroclastites. Certains horizons sont constitués de laves porphyriques à clinopyroxène ouralitisé. Plusieurs montrent des phénocristaux de plagioclase dont la quantité peut atteindre 15% et la taille 5 cm. En lame mince, ces phénocristaux sont xénomorphes à subautomorphes, cataclasés, saussuritisés et faiblement recristallisés en pistachite, quartz, calcite, séricite et leucoxène.

Les laves massives, coussinées et bréchiques ont toutes la même association minérale (tableau 4).

Les laves massives ont une texture microlitique à tendance doléritique ou in-

TABLEAU 3: Pétrographie des laves de l'unité 1, membre inférieur de la Formation d'Obatogamau.

Minéraux observés	% Estimé	Taille (mm)	Caractéristiques	Commentaires et interprétations
Quartz	0 à 5		En plages interstitielles	Origine magmatique.
Plagioclase	20 à 40	0.5	Cumulus saussuritisé et partiellement cristallisé en calcite	
Assemblage d'ouralite (actinote et/ou hornblende verte) + chlorite	20 à 40	0.5	Minéraux accolés mimétiques de cristaux intercumulus	Cristaux d'anciens clinopyroxènes déstabilisés et pseudomorphosés.
Apatite	quelques cristaux		Automorphes	Origine magmatique.
Sphène-leucoxène	2 à 5			En pseudomorphose de l'ilménite primaire.
Chlorite, actinote, quartz, épidote, leucoxène, calcite, séricite.	20	0.05 à 0.1	Agrégat microcristallin à texture granolépido-blastique	Cristaux d'origine métamorphique.

tersertale. Les laves coussinées et les laves coussinées bréchiques sont à grain plus fin et sont strictement microlitiques. Ces textures sont plus ou moins masquées par les recristallisations épimétamorphiques.

Le quartz est généralement plus abondant dans les laves massives que dans les laves coussinées. D'autre part, il semble plus abondant vers le sommet de l'unité.

Les laves porphyriques à clinopyroxène ouralitisé ont une texture microlitique porphyrique et ophitique, modifiée par les recristallisations épimétamorphiques. Leur association minérale est la même que celle des autres laves, mais les habitus du plagioclase, du clinopyroxène, de l'ilménite et du sphène sont différents.

- . Les microlites de plagioclase (20 à 30% - cristaux de 0.1 à 0.5 mm de diamètre) sont jointifs ou non.
- . L'ilménite primaire partiellement pseudomorphosée en sphène (5 à 8% - 0.2 à 1.5 mm de diamètre) se présente en plages poecilitiques xénomorphes.
- . Les phénocristaux de clinopyroxène

pseudomorphosés en actinote et chlorite (35 à 50% - 4 à 7 mm de diamètre) sont subautomorphes, zonés et poecilitiques. Les périphéries sont chargées d'inclusions de plagioclase et d'ilménite mais les coeurs en sont dépourvus.

- . Le quartz interstitiel est abondant (5 à 8%) et forme des plages xénomorphes (0.5 à 0.8 mm de diamètre) englobant les lattes de plagioclase.

Les caractéristiques de ces minéraux permettent d'émettre l'hypothèse suivante sur la cristallisation:

- . Cristallisation de phénocristaux de plagioclase et de clinopyroxène (première phase de cristallisation) dans le magma avant son épanchement.
- . Cristallisation des microlites de plagioclase.
- . Cristallisation de l'ilménite.
- . Cristallisation de clinopyroxène de deuxième génération, par nourrissage des minéraux déjà formés, qui augmentent de taille et englobent des cristaux de plagioclase et d'ilménite.
- . Cristallisation de quartz interstitiel.
- . Formation d'une phase microgrenue ou d'un verre.

TABLEAU 4: Pétrographie des laves de l'unité 2, membre supérieur de la Formation d'Obatogamau.

Minéraux observés	% Estimé	Taille (mm)	Caractéristiques	Commentaires et interprétations
Quartz	0 à 10	0.1 à 0.5	En plages interstitielles	Origine magmatique.
Plagioclase	30 à 40	0.1 à 0.5	Saussuritisé, sous forme de microlites jointifs ou non	
Assemblage d'ouralite, chlorite et épidote	20 à 40	≤ 0.5	Cristaux accolés, mimétiques de cristaux xénomorphes à subautomorphes, maclés, poecilitiques (avec inclusions de plagioclase)	Anciens cristaux de clinopyroxène déstabilisés et pseudomorphosés.
Apatite	quelques cristaux		Automorphe en cristaux de petite taille	
Sphène	0.5 à 5	0.1 à 0.5		En pseudomorphose de l'ilménite.
Sulfures	0 à 1	0.1 à 0.8	Opaques en lumière polarisée, automorphes à xénomorphes	Pyrite.
Actinote, épidote, chlorite magnésienne, quartz, calcite, leucoxène, séricite	20 à 50		Agrégat microcristallin entre les autres cristaux ci-dessus	Origine métamorphique.

Les gabbros de l'unité 2 affleurent en bandes discontinues. L'étude de l'une de ces bandes a permis de mettre en évidence une différenciation de la base au sommet, illustrée par une augmentation de la teneur en quartz. Cette observation permet de définir le sommet de ces horizons. Le contact avec les laves du toit est annoncé par une diminution de la granulométrie au sein du gabbro et il est souligné par une zone de cisaillement.

Les gabbros ont une texture subdoléritique à subophitique. Leur association minérale (tableau 5) se compare à celle des laves porphyriques.

Les pyroclastites (tufs cendreaux, tufs à lapilli et tufs à blocs) sont peu abondantes dans l'unité 2. Les tufs cendreaux sont porphyroclastiques, à matrice granoblastique et localement lités. On y observe:

- . Des cristaux de quartz (5% - taille ≤ 0.5 mm), de plagioclase (30 à 35% - 0.2 à 3 mm), de clinopyroxène (5% - ≤ 2 mm)

très corrodé et ouralitisé.

- . Du sphène (2 à 3% - ≤ 0.5 mm).
- . Une matrice microcristalline (50% - ≤ 0.05 mm) granoblastique à quartz (30%), actinote (7%), zoïsite (5%), chlorite (3%), leucoxène (3%), séricite (2%).

En résumé, le quartz de la paragenèse primaire se rencontre dans toutes les roches de l'unité 1. La présence de microlites de plagioclase saussuritisé, de quartz interstitiel et de clinopyroxène poecilitique pseudomorphosé en actinote-chlorite s'observe dans la majorité des laves et gabbros de l'unité 2. Les textures et les paragenèses des laves et des gabbros sont comparables. Les gabbros peuvent donc être interprétés comme des équivalents hypovolcaniques des laves et il s'agirait de filons comagmatiques. Il n'est pas exclu que les gabbros constituent, localement, des bases de coulées.

Les gabbros et les laves de la Formation d'Obatogamau ont à peu près la même composition chimique et sont de nature basaltique (tableau 6). Ils sont moyenne-

TABLEAU 5: Pétrographie des gabbros de l'unité 2, membre supérieur de la Formation d'Obatogamau.

Minéraux observés	% Estimé	Taille (mm)	Caractéristiques	Commentaires et interprétations
Quartz	3 à 10	0.2 à 1	En plage monocristalline interstitielles	Origine magmatique.
Plagioclase: Type 1 Type 2	20 à 35	0.4 à 0.5 1 à 1.5	Recristallisé en saussurite, pistachite, séricite	Les deux types constituent une génération 1 et une génération 2.
Assemblage d'ouralite, hornblende, actinote et chlorite	35 à 50	0.1 à 4	Cristaux accolés, mimétiques de minéraux intercumulus poecilites avec inclusions de plagioclase	Anciens cristaux de clinopyroxène déstabilisés et pseudomorphosés.
Apatite	0.5			
Sphène, leucoxène, ilménite	1 à 3		Xénomorphe, poecilite relictuelle à l'intérieur des cristaux de sphène	En pseudomorphose de l'ilménite.
Sulfures	< 1	0.5 à 1	Automorphes à subautomorphes	Pyrite.
Chlorite épidote actinote quartz calcite, leucoxène, séricite	4 à 8 4 à 6 1 à 3 3 à 6 < 3		Agrégat microcristallin entre les autres minéraux	Origine métamorphique.

Tableau 6. Géochimie des laves, pyroclastites et gabbros comagmatiques du Groupe de Roy.

FORMATION	UNITE	OBATOGAMAU										WACONICHI										GILMAN										BLONDEAU			
		UNITE 1					UNITE 2					SOUS-UNITE 3a					SOUS-UNITE 3b					UNITE 4 (Dolomieu-Daubrèe sud)					UNITE 4 (Dolomieu N)					SOUS-UNITE 5b	SOUS-UNITE 5a		
		G	T	G	Bp	L	T	T	T	G	L	TbD	TLP	G	Bp	L	Bc	L	T	L	TLf														
OXYDES	SiO ₂	50.24	57.09	50.36	49.74	50.50	65.41	75.97	55.97	50.58	49.67	53.15	60.35	51.16	50.65	52.90	51.36	55.05	49.24	51.70	66.98														
	Al ₂ O ₃	14.68	15.47	15.04	15.63	18.18	17.40	13.05	16.40	9.31	15.29	15.56	16.49	14.50	14.80	14.33	15.49	14.07	13.92	13.52	15.57														
	Fe ₂ O ₃	1.93	1.05	2.36	2.02	1.95	0.60	0.13	2.27	2.01	2.39	1.97	1.42	2.03	2.20	2.10	2.02	2.57	3.15	2.78	0.69														
	FeO	9.95	5.42	12.12	10.40	10.06	3.08	0.69	11.71	10.33	12.28	10.15	7.31	10.46	11.33	10.81	10.39	13.26	16.25	14.24	3.54														
	MgO	8.21	2.08	6.29	6.49	6.73	2.07	0.14	5.14	11.05	7.00	4.63	4.05	7.00	6.66	6.51	6.02	3.36	2.15	4.67	2.19														
	CaO	10.70	2.98	9.44	11.94	11.54	3.93	0.50	4.83	12.21	9.39	9.93	4.17	11.02	10.44	8.92	11.67	6.02	11.38	6.80	5.15														
	Na ₂ O	2.32	2.84	2.51	2.25	1.70	4.81	5.06	2.04	2.22	2.26	2.24	4.75	2.49	2.19	2.99	1.69	3.33	1.66	3.80	4.16														
	K ₂ O	0.70	1.79	0.13	0.13	0.05	2.91	4.20	0.27	0.13	0.10	0.20	0.24	0.07	0.21	0.05	0.19	0.23	0.28	0.42	0.95														
	TiO ₂	0.85	1.05	1.41	1.12	0.98	0.38	0.20	0.98	1.36	1.31	0.81	0.98	1.00	1.20	1.12	0.88	1.79	1.54	1.73	0.55														
	P ₂ O ₅	0.08	0.18	0.18	0.09	0.07	0.25	0.01	0.08	0.13	0.17	0.15	0.23	0.07	0.09	0.12	0.10	0.12	0.14	0.16	0.15														
MnO	0.18	0.06	0.21	0.20	0.22	0.27	0.04	0.31	0.19	0.21	0.20	0.14	0.20	0.23	0.19	0.21	0.38	0.22	0.38	0.05															
	100.01	100.01	100.05	100.01	99.98	100.01	99.98	100.00	100.02	100.03	100.01	100.01	100.00	100.00	100.00	100.04	100.00	100.21	99.99	100.04	99.98														
MINERAUX	Q	0	31.31	1.30	0	3.12	16.77	29.26	2.95	3.35	0.57	7.24	12.39	0.77	1.70	3.13	4.66	9.67	5.42	0.22	23.71														
	Dp	4.14	10.59	0.77	0.77	0.30	11.99	24.84	0.06	0.53	0.59	1.18	1.42	0.41	1.24	0.30	1.12	1.36	1.66	2.48	5.62														
	Ab	19.61	24.00	21.21	19.02	14.37	40.65	42.77	2.26	18.93	19.10	18.93	40.15	21.04	18.51	25.27	14.28	26.14	14.03	32.12	35.16														
	An	28.08	13.74	29.35	32.13	36.33	18.04	0.46	46.59	26.27	31.13	34.55	19.35	28.15	29.90	25.50	34.08	22.74	29.39	18.57	20.97														
	Cor	0	3.82	0	0	0	0	0.59	0	0	0	0	1.32	0	0	0	0	0	0	0	0														
	Ne	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0														
	Cpx	20.12	0	13.67	21.99	16.94	0	1.68	19.74	19.81	11.99	11.78	0	21.56	17.72	14.95	19.29	5.49	22.78	12.03	3.06														
	Opx	15.95	12.65	27.25	19.72	24.09	9.82	0.39	23.41	25.35	30.32	21.79	21.20	23.07	25.26	25.46	21.76	25.73	18.92	26.37	9.10														
	Ol	7.52	0	0	1.14	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0														
	Ap	0.19	0.43	0.43	0.21	0.17	0.59	0.02	0.14	0.19	0.40	0.35	0.54	0.17	0.21	0.28	0.24	0.28	0.33	0.36	1.00														
Mt	2.80	1.52	3.42	2.93	2.83	0.87	0.19	2.87	3.41	3.47	2.86	2.06	2.94	3.19	3.04	2.93	3.73	4.57	4.03	1.04															
TL	1.61	1.99	2.88	2.13	1.86	0.72	0.36	1.94	2.16	2.49	1.54	1.63				1.67	3.40	2.93	3.29																
ELEMENTS	Rb	35	-	7	7	7	41	-	-	8	5	10	9	7	9	6	16	15	12	11	31														
	Sr	198	-	129	139	166	652	-	-	165	182	226	113	154	226	207	159	121	146	203	351														
	Zr	31	-	81	49	41	115	-	-	87	59	61	117	39	59	55	35	68	73	96	106														
	Nb	1	-	2	1	1	1	-	-	5	1	1	3	1	1	2	0	2	1	5	3														
	Y	18	-	33	27	23	9	-	-	22	29	23	31	24	26	23	20	35	40	39	10														

G: gabbro
 Bp: basalte porphyrique à clinopyroxène
 L: lave massive ou coussinée
 Bc: basalte massif ou coussiné, carbonatisé
 Tbb: tuf ou brèche volcanique basique
 T: tuf
 TLf: tufs et laves felsiques

Les analyses chimiques ont été recalculées sur une base anhydre. La majorité des analyses et tous les dosages d'éléments traces ont été effectués par le département des Sciences de la Terre de l'Université Claude Bernard-Lyon I (France); celles notées "Q" ont été effectuées par le Centre de recherche minérale du Québec.

ment riches en aluminium, riches ou moyennement riches en magnésium, riches en fer et calcium et pauvres en alcalins. Ils sont à clinopyroxène et orthopyroxène normatifs. Les gabbros de l'unité 1 sont également à olivine normative. Les laves sont soit des tholéiites à quartz, soit des tholéiites à olivine. Quant aux pyroclastites, de composition dacitique, elles sont chimiquement différentes des laves et gabbros et leur source pourrait ne pas être la même.

FORMATION DE WACONICHI

La sous-unité 3a (figure 4), correspond à des tufs cendreux, des tufs à lapilli (figure 6) siliceux et des tufs à blocs, avec un mince horizon de formation de fer et une faible quantité de gabbro et de lave. Charbonneau (1981a) a corrélié cette sous-unité avec la Formation de Waconichi, ainsi décrite par Allard et autres (1979, page 11): **...des rhyolites porphyriques, des pyroclastites felsiques, des tufs, quelques coulées mafiques, des cherts et des horizons de formation ferrifères.** Dans notre région, cette formation semble avoir une épaisseur de quelque 475 m. Elle affleure peu et son tracé est souligné par un conducteur électromagnétique sur la carte INPUT de la région de la rivière Chibougamau (MER, 1981). Les quelques affleurements représentatifs de la formation se trouvent dans le canton de Daubrée, à l'extrémité est de la carte, et sont difficiles d'accès. Le contact entre les Formations d'Obatogamau et de Waconichi a été placé au sommet d'une séquence où prédominent les laves à phénocristaux et à la base d'une séquence où prédominent les pyroclastites.

Les pyroclastites de la sous-unité 3a sont des tufs cendreux à cristaux de quartz corrodés (10 à 15% - diamètre

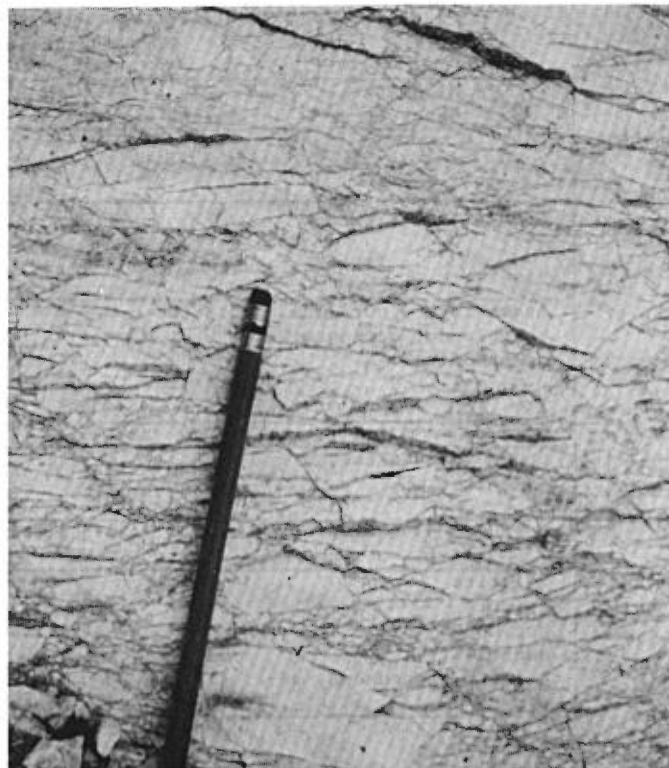


FIGURE 6 - Tuf à lapilli de la sous-unité 3a, Formation de Waconichi. A environ 2.4 km au sud-est du lac Landing (voir localisation sur figure 3).

≤0.5 mm) et de plagioclase (peu abondant) dans une matrice à texture microgranoblastique, composée de quartz (20 à 50%), chlorite (0 à 20%), épidote (5 à 10%), séricite (5 à 10%), leucoxène, albite et calcite.

Ces tufs sont localement très carbonatisés par l'ankérite et la calcite (jusqu'à 60%) et minéralisés en ilménite-pyrite (1 à 5%).

Les laves, peu abondantes dans cette sous-unité, sont comparables aux laves massives ou coussinées de l'unité 2. Elles sont fortement recristallisées. On y observe quelques microlites de plagioclase relictuel dans une mésostase microcristalline granolépido-blastique à quartz (10 à 30%), actinote (10 à 60%), chlorite (5 à 20%), épidote (10 à 15%), calcite (5 à 1) et leucoxène (5 à 20%).

L'échantillon provenant de l'horizon de formation de fer signalé dans cette sous-unité est finement lité. Les lits, mesurant de 2 mm à 1 cm d'épaisseur, se répètent de façon rythmique et sont de trois types:

- . **Des lits clairs silteux.** Leur texture est microcristalline granolépidoblastique et ils sont constitués de quartz (30 à 40%), de chlorite (30 à 40%), d'actinote, de plagioclase (peu abondant) et de minéraux opaques disséminés.
- . **Des lits verdâtres riches en épidote et actinote** associés à la chlorite, le quartz, l'albite et quelques minéraux opaques.
- **Des lits minéralisés** en magnétite octaédrique, pyrite et pyrrhotine associés à des traînées opaques graphiteuses ou argileuses.

Deux analyses chimiques ont été faites dans la Formation de Waconichi, l'une d'un tuf et l'autre d'une lave épimétamorphique (tableau 6). Le tuf ($\text{SiO}_2 = 75,97\%$) est de composition rhyolitique. La lave ($\text{SiO}_2 = 55,97\%$) est de nature andésitique; elle est à quartz, orthopyroxène et clinopyroxène normatifs.

FORMATION DE GILMAN

La sous-unité 3b et l'unité 4 sont constituées d'une forte proportion de lave basaltique massive, coussinée et bréchique, avec au moins cinq horizons gabbroïques et sept horizons à pyroclastites (figures 7 et 8). Charbonneau (1981a) a corrélié cet intervalle rocheux (figure 4) avec celui de la Formation de Gilman, constituée de basalte coussiné, de filons-couches comagmatiques et d'accumulations lenticulaires de hyaloclastites et de pyroclastites (Al-

lard et autres, 1979). Dans notre région, le Gilman comprend: un membre inférieur où alternent lave, tuf et gabbro et un membre supérieur (unité 4) où les tufs sont à peu près absents, si l'on excepte un mince horizon dans sa partie sommitale. Le contact entre ces deux membres se trouve à la base d'un horizon ininterrompu de lave mesurant quelques 450 m d'épaisseur. La formation atteint 1750 m d'épaisseur dans les cantons de Dolomieu et de Daubrée. L'aire la plus représentative et la plus facile d'accès du Gilman se trouve à l'est du lac Dolomieu; elle présente une coupe quasi complète de la formation. Bien que nous n'ayons pas observé le contact inférieur de cette formation nous le plaçons à la base d'une séquence où prédomine la lave et au sommet d'une séquence où prédominent les pyroclastites. Le contact supérieur, observé au sud du lac Landing, a été placé au sommet d'une séquence où prédomine la lave et à la base d'une séquence où alternent des niveaux peu épais de tuf, de lave, de gabbro

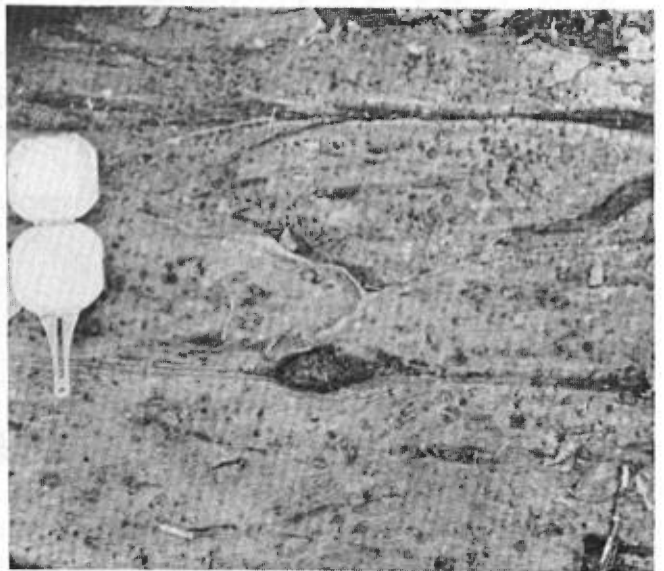
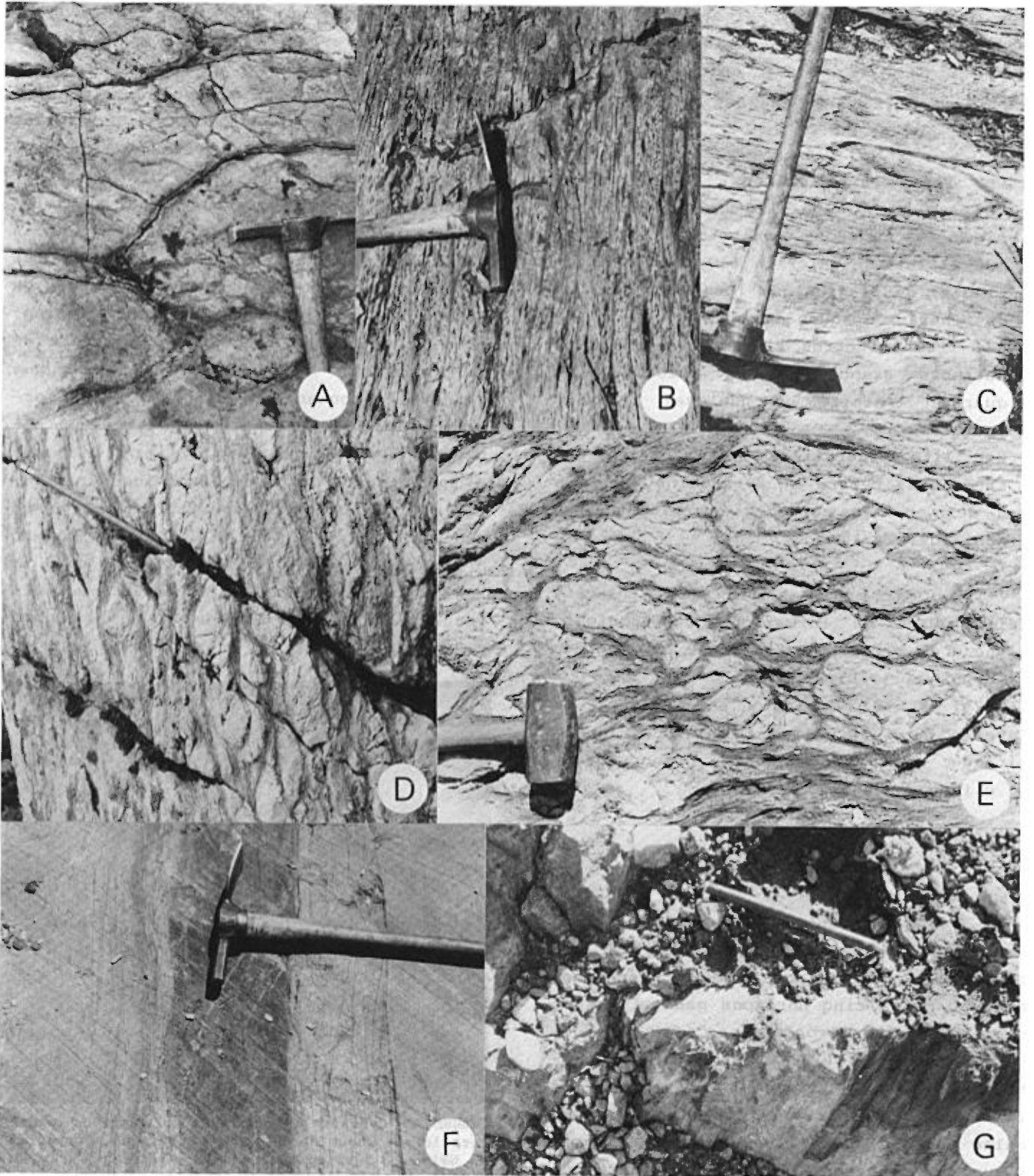


FIGURE 7 - Coussins à pédoncules indiquant un sommet vers le sud (haut de la photo). Unité 4, Formation de Gilman. Surface horizontale, à environ 2 km au nord du lac des Trois-Iles. Localisation sur la figure 3.



et de roches sédimentaires (carte de Charbonneau 1981a et figure 4). Toutefois, nous sommes maintenant d'avis qu'il serait plus commode de le placer à la base du niveau de tuf avec lits chertueux signalé dans la partie sommitale de l'unité 4 sur la figure 4.

Les laves de la sous-unité 3b (membre inférieur de la Formation de Gilman) sont massives, coussinées ou bréchiques. Les laves massives et les laves coussinées ont une texture magmatique fortement modifiée par les recristallisations épimétamorphiques. Leur texture actuelle est microgranoblastique. Des minéraux relictuels permettent de reconstituer la paragenèse primaire (tableau 7). Au sommet de cette sous-unité, près du lac Dolomieu, les laves ont subi une carbonatation (ankérite + calcite: jusqu'à 60%) et une minéralisation par des oxydes et sulfures de fer. Les laves bréchiques sont constituées d'un empilement de coussins fragmentés, d'apparence felsique, dans une matrice schisteuse et chloriteuse, apparemment plus mafique. Ces fragments de lave sont totalement recristallisés et leur texture est granolépido-blastique. Leur paragenèse secondaire est constituée de quartz (5 à 10%), d'actinote (15 à 50%), d'épidote (25 à 40%), de chlorite (10 à 30%), de sphène, de calcite et de séricite. Nous avons observé, localement, des minéraux relictuels de la paragenèse primaire. Il s'agit de microlites de plagioclase (jusqu'à 10%) et de clinopyroxène (1 à 3 mm), ouralitisés.

La texture et l'association minérale de ces fragments sont très comparables à celles de certaines laves coussinées à coeur bréchi-fié et épidotisé.

Les gabbros de la sous-unité 3b forment des horizons stratiformes différenciés, dont l'épaisseur varie latéralement. Leur base est marquée par une bordure figée. Leur sommet est annoncé par une diminution progressive de la granulométrie. Dans certains cas, ils passent progressivement à des laves massives et à des laves coussinées. Au sud du lac Dolomieu, dans la partie basale de la sous-unité, on observe un horizon de gabbro à mésocumulats de clinopyroxène et un autre, à quelques dizaines de mètres plus au nord, de gabbros différenciés à clinopyroxène, plagioclase et quartz. Ces deux horizons sont séparés par des laves et des pyroclastites. Les gabbros à mésocumulats de clinopyroxène montrent l'association minéralogique suivante:

- . **Clinopyroxène:** augite (70 à 80%), sous forme de cristaux cumulus (0,5 à 3 mm), zonés, poecilites (inclusions d'ilménite), souvent jointifs et partiellement ouralitisés.
- . **Plagioclase** (5 à 10%), en intercumulus saussuritisé.
- . **Quartz** (1%) interstitiel.
- . **Ilménite** (5%), en cristaux poecilites disséminés (0,2 à 1 mm), partiellement pseudomorphosés en **sphène**.

FIGURE 8 - Lithologies de la sous-unité 3b, Formation de Gilman. Images localisées sur la figure 3.

8A: Coussins à pédoncules indiquant un sommet vers le nord.

Surface horizontale, au sud-est immédiat du lac Dolomieu.

8B et 8C: Lave à petits coussins décimétriques. Surface horizontale, à l'est immédiat du lac Dolomieu.

8D et 8E: Brèche de coussins (ou tufs à blocs?). Au sud-est immédiat du lac Dolomieu.

8F et 8G: Tuf cendreuse et tuf à lapilli, lités. Au sud-est immédiat du lac Dolomieu.

TABLEAU 7: Pétrographie des laves massives et coussinées de la sous-unité 3b, membre inférieur de la Formation de Gilman.

Minéraux observés	% Estimé	Taille (mm)	Caractéristiques	Commentaires et interprétations
Quartz	0 à 5	≤ 0.5	Xénomorphe, en plage monocrystalline interstitielle	Son habitus suggère un quartz de paragenèse primaire magmatique
Plagioclase Type 1	0 à 20	1 à 10	. Saussuritisé . Phénocristaux subautomorphes cataclasés	. Deux générations . génération 1
Type 2	10	≤ 0.5	. Sous forme de microlites	. génération 2
Assemblage d'ouralite + chlorite	30 à 40	≤ 0.5	Cristaux accolés mimétiques de minéraux xénomorphes et corrodés	Anciens cristaux de clinopyroxène déstabilisés et pseudomorphosés.
Sphène	3 à 10	≤ 0.5		En pseudomorphose de l'ilménite.
Ilménite	traces	≤ 0.5	Relictuelle à l'intérieur du sphène	
Epidote	5 à 20			
Quartz	2 à 8		Agrégat microcristallin	Origine métamorphique.
Chlorite	5 à 10			
Actinote, calcite, albite	≤ 5			

Les gabbros différenciés à clinopyroxène-plagioclase et quartz ont une texture ophitique. Leur association minérale est décrite au tableau 8. De la base au sommet, on observe une augmentation de la teneur en quartz et plagioclase et une diminution de la quantité de clinopyroxène. Cette observation met en évidence un processus de différenciation au sein des gabbros. On a ainsi un bon critère de polarité.

Les pyroclastites de la sous-unité 3b sont constituées majoritairement de tufs à cristaux avec un peu de tufs à lapilli ou de tufs à blocs; quelques horizons sont finement lités. Leur composition varie de basique à acide. Les tufs basiques montrent des cristaux de quartz corrodés (=5%) dans une matrice finement recristallisée granolépiblastique constituée de quartz (10 à 20%), actinote (5 à 10%), chlorite (30 à 50%), épidote (15%), calcite (5 à 20%) et leucoxène (5 à 10%). Les tufs à

cristaux felsiques sont constitués de cristaux de plagioclase primaire (40 à 50% - 0.2 à 1.5 mm) subautomorphes, plus ou moins orientés, corrodés, souvent brisés et peu altérés, dans une matrice (50 à 60 %) microcristalline granolépiblastique formée de quartz (0 à 15%), chlorite (10 à 15%), actinote (5 à 10%), épidote (10 à 15%), leucoxène (7 à 10%), calcite (0 à 3%) et albite. Leur texture est fluidale et il pourrait peut-être s'agir d'anciennes coulées pyroclastiques. Les tufs finement lités constituent quelques horizons de faible épaisseur (quelques décimètres à quelques mètres). Ils sont formés d'une alternance de lits chloriteux contenant des sulfures disséminés et des lits à quartz-calcite-chlorite. Les matériaux à l'origine de ces tufs peuvent provenir d'un centre volcanique très éloigné du lieu de dépôt.

Les analyses chimiques des roches de cette sous-unité 3b apparaissent au tableau 6. Les laves sont des tholéiites à

TABLEAU 8: Association minérale des gabbros différenciés à clinopyroxène-plagioclase et quartz de la sous-unité 3b, membre inférieur de la Formation de Gilman.

Minéraux observés	% Estimé	Taille (mm)	Caractéristiques	Commentaires et interprétations
Quartz	2 à 10		En plage xénomorphe intertitielle	La teneur augmente dans les termes les plus différenciés.
Plagioclase Type 1	30 à 40	0.3 à 1.5	Saussuritisé, en lattes jointives, en amas ou partiellement englobé par le pyroxène.	
Type 2	0 à 10		Cristaux trapus de plus grande taille.	
Assemblage d'ouralite, chlorite et épidote	50 à 60	≤ 6 mm	Minéraux accolés, mimétiques d'anciens cristaux subautomorphes intercumulus, poecilites avec inclusions de plagioclase	Anciens cristaux de clinopyroxène déstabilisés et pseudomorphosés (conservation des mâcles).
Augite	très peu abondantes		Quelques reliques au sein de l'assemblage décrit ci-dessus (incolore en lumière naturelle; clivage à 90°; x ≈ 39°)	Les clinopyroxènes primaires devaient être de l'augite.
Sphène	1 à 5		Poecilites, intercumulus	En pseudomorphose de l'ilménite.
Ilménite	traces		Relictuelle à l'intérieur du sphène	
Quartz, chlorite magnésienne, actinote, sphène, leucoxène, calcite	5 à 10		Agrégat microcristallin disséminé entre les cristaux ci-dessus	Origine magmatique.

quartz normatif, riches en fer, calcium et titane, moyennement alumineuses et pauvres en alcalins. Les brèches volcaniques sont sensiblement plus riches en silice. Les tufs felsiques sont de composition dacitique. Le seul gabbro à cumulat de pyroxène analysé est riche en magnésium et pauvre en aluminium, ce qui confirme son caractère cumulatif.

Les roches de l'unité 4 (membre supérieur de la Formation de Gilman) affleurent en une bande nord et une bande sud dans les cantons de Daubrée et de Dolomieu (figure 3). Les laves de la bande nord sont pétrographiquement et géochimiquement différentes de celles de la bande sud. Pour cette raison, nous décrirons ces deux bandes séparément.

La bande sud comprend des laves, des gabbros et des roches volcano-détritiques. Les laves sont massives ou

coussinées, avec quelques horizons de laves porphyriques à clinopyroxène ouralitisé. Les laves massives et coussinées sont fortement recristallisées et sont foliées. Dans les quelques cas où leur texture microlitique originelle est reconnaissable, on peut observer quelques plages de quartz primaire xénomorphe (≤ 0.5 mm), des reliques de plagioclase microlitique (≤ 0.5 mm), saussuritisé et des plages d'actinote-chlorite (jusqu'à 10% - ≤ 1 mm), effilochées sur les bordures et résultant de la pseudomorphose d'anciens clinopyroxènes déstabilisés, dans une mésostase granolépido-blastique, à quartz (≈ 20%), albite (5 à 10%), actinote (15 à 20%), pistachite (20 à 30%), zoïsite (≈ 10%), chlorite (10 à 20%), calcite (5 à 10%) et leucoxène. D'autre part, au sein de ces laves, on a observé quelques amygdales (2 à 10% - 0.5 à 3 mm de diamètre) cristallisées en pistachite, quartz, calcite et chlorite. Elles sont localement

carbonatisées (calcite et ankérite = 20 à 40%) et minéralisées en fer (hématite - magnétite). C'est le cas, par exemple, du secteur à l'est du lac Dolomieu. Les laves porphyriques à clinopyroxène ouralitisé ont une texture microlitique porphyrique à tendance subophitique. Cette texture est modifiée par les recristallisations épimétamorphiques. Leur association minérale est décrite au tableau 9. Les cristaux de clinopyroxène ouralitisés sont bien visibles sur l'affleurement où ils constituent des cristaux automorphes de teinte verte en surface altérée.

Les gabbros sont massifs et leur texture est subdoléritique à subophitique. Certains gabbros à quartz sont granophyriques. Localement, ils se distinguent difficilement des laves massives avec lesquelles ils montrent un contact graduel. Leur association minérale est décrite au tableau 10.

Les roches volcanodétritiques apparaissent dans la partie sommitale de l'unité 4. Elles sont silteuses et tufa-

cées. Leur texture est clastique hétérogranulaire. La fraction détritique (15 à 20% - ≤ 0.5 mm) est constituée de quartz (10 à 15%) et de pyrite-ilménite (3 à 5%). La matrice (80 à 85 %) est microgranoblastique et riche en quartz (40 à 50% - 0.05 à 0.2 mm) associé à la chlorite (5 à 20%), l'épidote (5 à 10%), le leucoxène (10 à 15%), la séricite et la calcite. Ces roches sont localement très carbonatées et minéralisées en fer (ankérite et pyrite).

Les analyses chimiques de gabbros et de laves de la bande sud apparaissent au tableau 6. Les deux lithologies ont à peu près la même composition. Les laves sont des tholéiites à quartz normatif, assez alumineuses, riches en fer-calcium, moyennement riches en magnésium-titane et pauvres en alcalins.

La bande nord de l'unité 4 (figure 3) comprend des laves massives ou coussinées avec quelques horizons de pyroclastites. Ces roches sont très schisteuses et certaines sont mylonitisées. Elles sont toutes affectées par une carbonatation et une minéralisation en fer (pyrite

TABLEAU 9: Pétrographie des laves porphyriques de l'unité 4 (bande sud), membre supérieur de la Formation de Gilman.

Minéraux observés	% Estimé	Taille (mm)	Caractéristiques	Commentaires et interprétations
Quartz	0 à 3	≤ 0.5	En plages interstitielles.	
Plagioclase	20 à 30	≤ 0.5	Saussuritisé, sous forme de microlites jointifs ou en inclusion dans les assemblages d'ouralite et chlorite décrits ci-dessous.	
Assemblage d'ouralite chlorite	30 à 50	0.5 à 4	Cristaux accolés mimétiques de minéraux automorphes et poecilites, avec inclusions de plagioclase.	Anciens cristaux de clinopyroxène déstabilisés et pseudomorphosés; visibles sur l'échantillon.
Sphène - leucoxène	3			En pseudomorphose de l'ilménite.
Epidote	10 à 15			
Actinote	4 à 5		Agrégat microcristallin	Résultant de la recristallisation épimétamorphique de la mésostase.
Quartz	4 à 5		entre les autres cristaux.	
Chlorite	1 à 3			
Calcite, séricite, albite	≤ 2			

TABLEAU 10: Pétrographie des gabbros de l'unité 4 (bande sud), membre supérieur de la Formation de Gilman.

Minéraux observés	% Estimé	Taille (mm)	Caractéristiques	Commentaires et interprétations
Quartz	0 à 10	≤0.5	En plage interstitielle.	Origine magmatique.
Plagioclase	30 à 40		Saussuritisé.	Trois générations.
plagioclase 1		0.2 à 4	Cumulus, en lattes.	
plagioclase 2		≤2	Intercumulus, subautomorphe.	
plagioclase 3			En association avec le quartz dans les micropegmatites.	
Assemblage d'ouralite et chlorite	40 à 50		Cristaux accolés mimétiques de minéraux pseudomorphosés de 2 types différents.	Deux générations distinctes.
Type 1	35 à 40	0.5 à 2	En lattes non orientées, jointives ou non, effilochées à leur extrémité.	Ces minéraux sont tous d'anciens clinopyroxènes déstabilisés et pseudomorphosés.
Type 2	≈ 5	0.5 à 2	Intercumulus, poecilitique avec inclusion de plagioclase.	
Micropegmatite (quartz-plagioclase)	0 à 2	2	Association quartz-plagioclase 3 selon une texture graphique.	Observé seulement dans les gabbros à quartz.
Sphène	5	≤2	Intercumulus, poecilitique.	En pseudomorphose de l'ilménite.
Actinote, chlorite, épidote, quartz, calcite, leucoxène	10 à 15		Agrégat microcristallin.	Origine épimétamorphique.

et localement magnétite) postschisteuse. Les laves sont fortement recristallisées et les textures magmatiques relictuelles sont rares; dans bien des cas, seules les macrostructures coussinées permettent de conclure à des laves. Elles diffèrent des laves de la bande sud par l'absence de clinopyroxène ouralitisé. Leur mésostase est sans actinote et le quartz microgranoblastique est plus abondant (30 à 40%). Localement, la carbonitisation est caractérisée par la présence d'ankérite automorphe (30 à 40 % - 0.2 à 1 mm). Les pyroclastites sont des tufs à cristaux de plagioclase (20%) et de quartz (20%) baignant dans une matrice microcristalline granolépiblastique riche en chlorite (30 à 40%) associée au quartz (10%), à la calcite (10%) et à l'épidote (10 à 20%). Des cristaux de pyrite (0.5 à 1 cm) et des minéraux opaques tenus (5 à 8% - ≤0.3 mm) sont disséminés dans la roche.

Chimiquement, ces laves sont de composition andésitique et sont à quartz normatif (tableau 6). Elles sont anormalement riches en fer et titane (FeO total = 15.8%; TiO₂ = 1.8%). Les tufs sont de composition basaltique. Ils sont également très riches en fer-titane (FeO total = 19.5%; TiO₂ = 1.5%).

FORMATION DE BLONDEAU (ET PARTIE DU COMPLEXE DE CUMMINGS?)

Les roches de la Formation de Blondeau (unité 5) en contact normal au-dessus des laves du Gilman (figure 3) montrent des lithologies et des assemblages différents au nord (sous-unité 5a) et au sud (sous-unité 5b) de la Faille Kapunapota. Charbonneau (1981a) a émis l'hypothèse que les roches de la sous-unité 5a pourraient être l'équivalent latéral de celles de la sous-unité 5b.

La sous-unité 5a est constituée de pyroclastites avec des interstratifications de lave (figure 9) et de rares interstratifications de sédiments. Les pyroclastites sont soit des tufs à cristaux, soit des tufs à lapilli, soit des tufs à blocs. Les deux derniers types sont les plus abondants. Les tufs à blocs croissent en quantité vers l'ouest jusqu'à devenir le type essentiel dans le secteur du lac Lamarck. Ils sont en majorité monolithologiques et constitués de blocs de volcanites felsiques. Localement, on peut observer quelques blocs de volcanites plus mafiques. Les tufs ont une texture clastique avec une matrice généralement très recristallisée et microcristalline. Ils sont affectés par une schistosité de flux qui se traduit à l'échelle macroscopique par un étirement des fragments parallèlement à cette schistosité. Le tableau 11 résume leurs caractéristiques minéralogiques. Les tufs à blocs montrent, par endroits, des fragments de volcanites riches en quartz primaire (35% - 0.2 à 2 mm), pauvres en plagioclase (5 à 10%) et contenant du sphène poecilitique (5 à 10% - 2 à 3 mm). Ils sont localement carbonatisés par de la calcite et de l'ankérite (jusqu'à 40%) et sont également minéralisés de manière diffuse par de la pyrite et de l'ilménite (pseudomorphose en sphène et leucoxène).

Les laves affleurent dans le secteur du lac Lamarck. Elles sont felsiques, massives ou coussinées (les coussins, bien formés, atteignent 0.30 m x 1 m). Leur texture est microporphyrrique, avec une mésostase microgranoblastique (0.05 mm de diamètre). Les phénocristaux (40 à 45%), non jointifs, sont constitués de:

. **Quartz** (8% - 0.2 à 0.7 mm), en cristaux arrondis, golfés;

- . **Plagioclase sodique** (20 à 25%) de type albite ($\alpha = 10^\circ$, relief négatif), en cristaux automorphes (0.3 à 2 mm), zonés, faiblement saussuritisés et présentant la macle de l'albite ou les macles de l'albite et du péricline. La zoïsite, peu abondante, met en évidence la zonation.
- . **Feldspath potassique** (3 à 5%), en cristaux subautomorphes (0.5 à 1.5 mm), maclés Carlsbad uniquement, gris du premier ordre en lumière polarisée, de relief négatif, zonés et partiellement altérés (séricite et calcite).
- . **Hornblende brune** (7 à 10%), en cristaux automorphes (0.5 à 2 mm), partiellement pseudomorphosés en actinote et calcite sur les bordures (pléochroïsme crème à brun en lumière naturelle, deux clivages à 120° et extinction avec $\alpha = 21^\circ$).
- . **Ilménite** (5% - ≤ 0.5 mm) pseudomorphosée en sphène.

Ces laves ont une mésostase (45 à 50%) qui est probablement un ancien verre dévitrifié et dont la paragenèse épimétamorphique est constituée de quartz (35%), d'actinote (5%), de chlorite (5%), d'épidote (2 à 5%), de calcite et de séricite. Elles présentent des variations minéralogiques et, dans certains cas, contiennent jusqu'à 60% de plagioclase et n'ont pas de hornblende brune. Localement, elles sont amygdalaires. Leurs amygdales (1 à 2% - 1 à 2 mm) sont formées de quartz, de calcite et de chlorite.

Les sédiments affleurent à la base de la sous-unité (5a), en contact avec les laves de l'unité 4. Ce sont des siltstones finement lités, constitués de quartz (5 à 25% - 0.1 à 0.5 mm de diamètre), de plagioclase (2 à 12%) d'origine détritrique et de calcite (10 à 20%) en plages mono- ou polycristallines, dans une matrice (60 à 85%), microcristalline granolépido-blastique

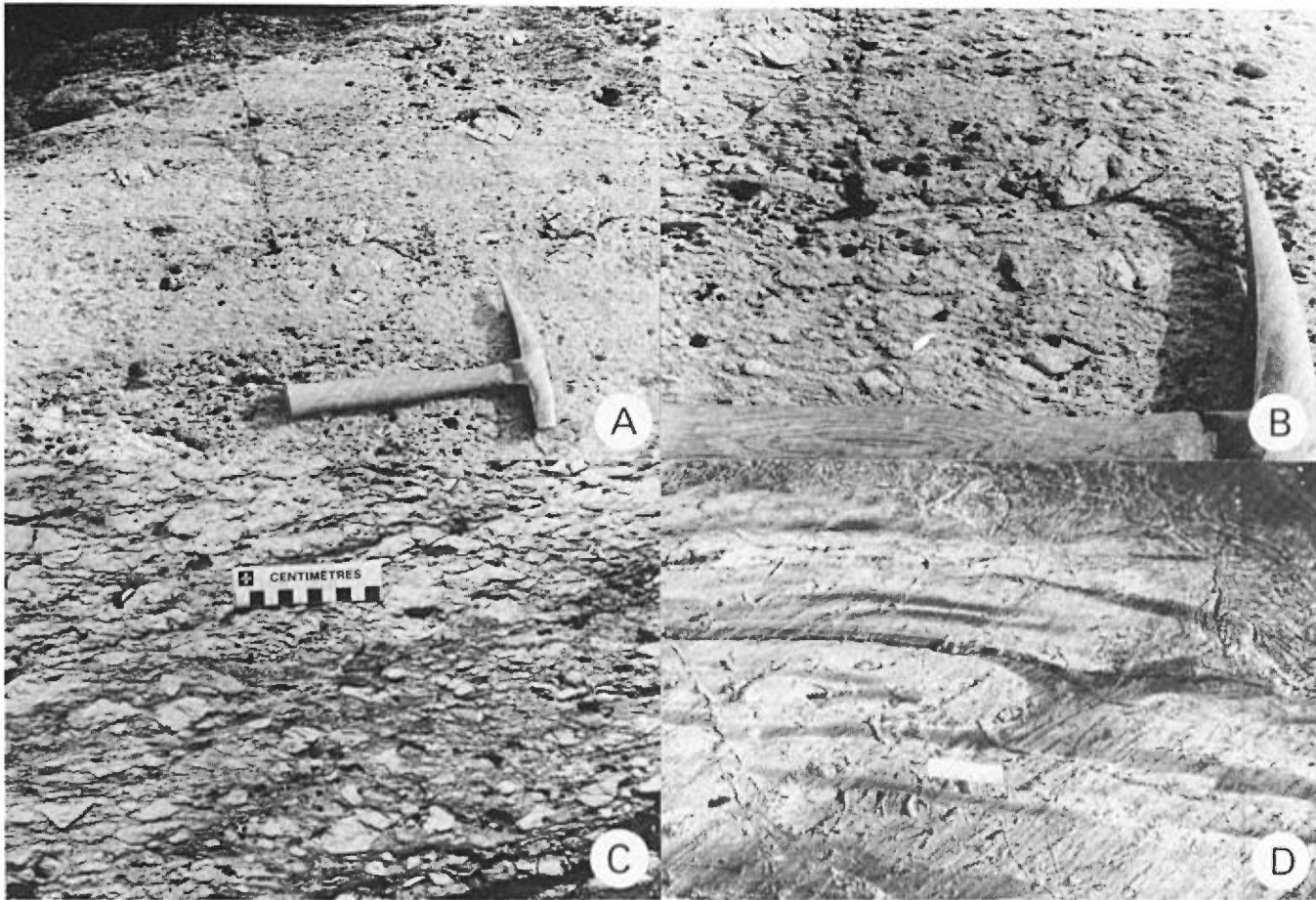


FIGURE 9 - Lithologies de la sous-unité 5a (Formation de Blondeau?). Images localisées sur la figure 3.
9A: Tuf à lapilli. Rive nord du lac Scorpio.
9B: Vue rapprochée d'une partie de la figure 9A.
9C: Tuf à lapilli et à blocs à matrice chloriteuse. Au sud-est immédiat du lac Lamarck.
9D: Minces coulées de lave massive (au bas de la photo) surmontées de lave coussinée. L'objet mesure 10 cm. Rive sud-est du lac Lamarck.

(cristaux de 0.01 à 0.05 mm de diamètre) à quartz (20 à 40%), actinote (10 à 30%), chlorite (20 à 30%), leucoxène (5 à 20 %), calcite (10%), épidote et séricite. Certains microlits contiennent des traînées opaques argileuses ou graphiteuses et d'autres sont très riches en quartz microcristallin (jusqu'à 80%). Ces sédiments sont généralement minéralisés de manière diffuse (1%) par de la pyrite et de l'ilménite en cristaux de 0.2 à 1 mm de diamètre. Ils possèdent des caractères comparables à ceux que nous décrirons dans la sous-unité 5b.

Dans la sous-unité 5a, seules les laves et les pyroclastites de la demie est du canton de Dolomieu ont été analysées (tableau 6). Ces deux lithologies, géochimiquement semblables, sont de composition dacitique et rhyodacitique à rhyolitique (SiO_2 varie de 60 à 76%, avec une moyenne de 67%). La figure 10 montre des colonnes lithologiques construites à partir des sections E, F, G et H de la figure 3, au sein de la sous-unité 5b et de l'unité 6 de Charbonneau (1981a). Cet assemblage est constitué d'une forte proportion de gab-

TABLEAU 11: Pétrographie des roches de la sous-unité 5a, Formation de Blondeau.

	Tufs cristallins	Tufs à lapilli	Tufs à blocs
FRACTION DÉTRITIQUE:	20 à 55% de cristaux de 0.2 à 2 mm. Cristaux arrondis (5-20%, 0.1-0.3 mm) avec ou sans inclusions de rutile.	30 à 60% de lapilli de 0.2 à 20 mm. 3% de cristaux de quartz arrondis, avec ou sans inclusions de rutile.	30 à 80% de blocs de 1 mm à 50 cm. Cristaux de quartz entre les blocs, avec ou sans inclusions de rutile.
Quartz			
Plagioclase	Cristaux subautomorphes (15-50%, 0.3 à 1.5 mm) parfois orientés, corrodés et/ou brisés, saussuritisés.	Idem (35 à 40%, 0.2 à 2 mm).	Idem
Fragments de volcanites felsiques		(15 à 40%, 2 à 20 mm) Texture microgranoblastique (0.5 mm) à quartz (70%), épidote (30%), calcite, chlorite, leucoxène.	(20-75%, 5 mm à 50 cm). Texture microlitique porphyrique → microlites de plagioclase (70%, ≤ 0.2 mm) → phénocristaux de plagioclase (10%, 0.5-1.5 mm) → mésostase (20%) à quartz (10%), calcite (5%), épidote, actinote, chlorite.
MATRICE	(45 à 80%) Texture microcristalline granolépido-blastique (0.05 mm), à quartz (10 à 40%), séricite (30 à 40%), chlorite (10 à 20%), leucoxène (5 à 10%), épidote, calcite, albite.	(40 à 70%)	(20 à 70%)

bros, localement associés à de la pyroxénite et périclote, avec une proportion moindre de lave, de pyroclastites et de roches sédimentaires (figure 11). Les gabbros font partie d'intrusions à bordures figées et sont différenciés ou bien font partie d'une coulée différenciée (voir figure 12) laquelle est décrite dans Charbonneau (1981b) et illustrée sur la figure 10 entre les niveaux 7175 m et 7335 m (épaisseur cumulative). Ces roches (outre les niveaux gabbroïques) et celles de la sous-unité 5a ont été corrélées par Charbonneau (1981a) avec celles de la Formation de Blondeau. Allard et autres (1979) décrivent cette

dernière comme une séquence volcanosédimentaire comprenant des coulées rhyolitiques, des agglomérats, des tufs felsiques, des tufs cherteux et graphiteux, des shales et des greywackes et des dépôts stratiformes relativement riches en sulfures. Charbonneau (1981a) a émis l'hypothèse que les niveaux gabbroïques (unité 6) pourraient être l'équivalent lithostratigraphique des intrusifs du Complexe de Cummings de la région de Chibougamau. Les niveaux gabbroïques observés ici ne montrent nulle part les mêmes séquences lithologiques qu'au sein du filon-couche de Roberge. Localement, entre 1 et 2 km à l'est de la

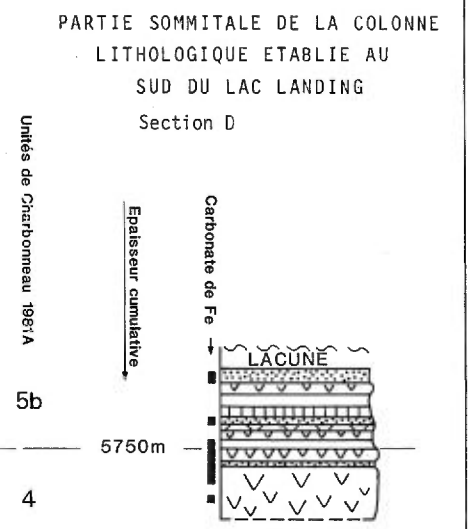
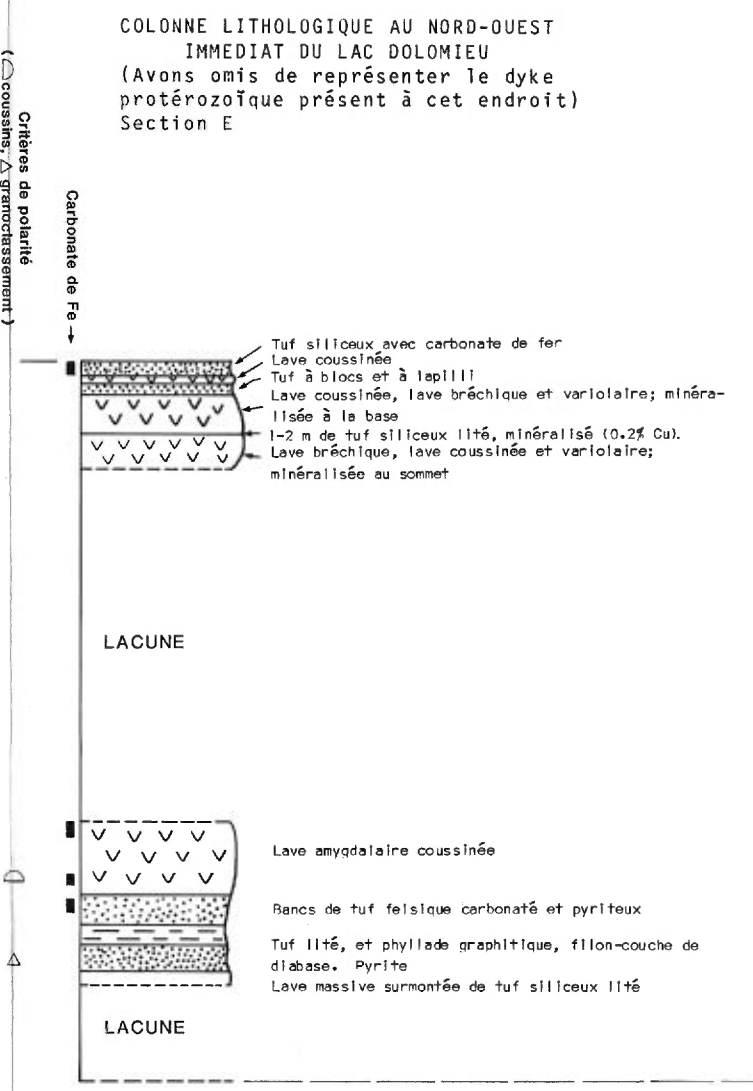
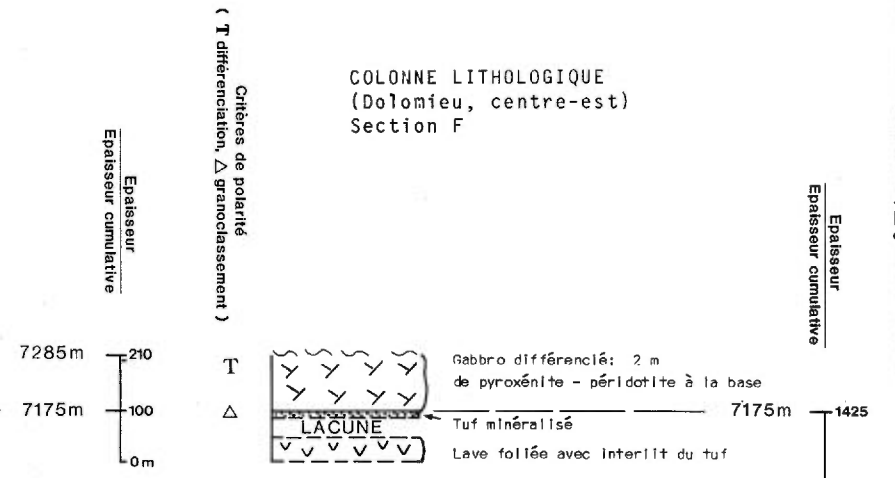
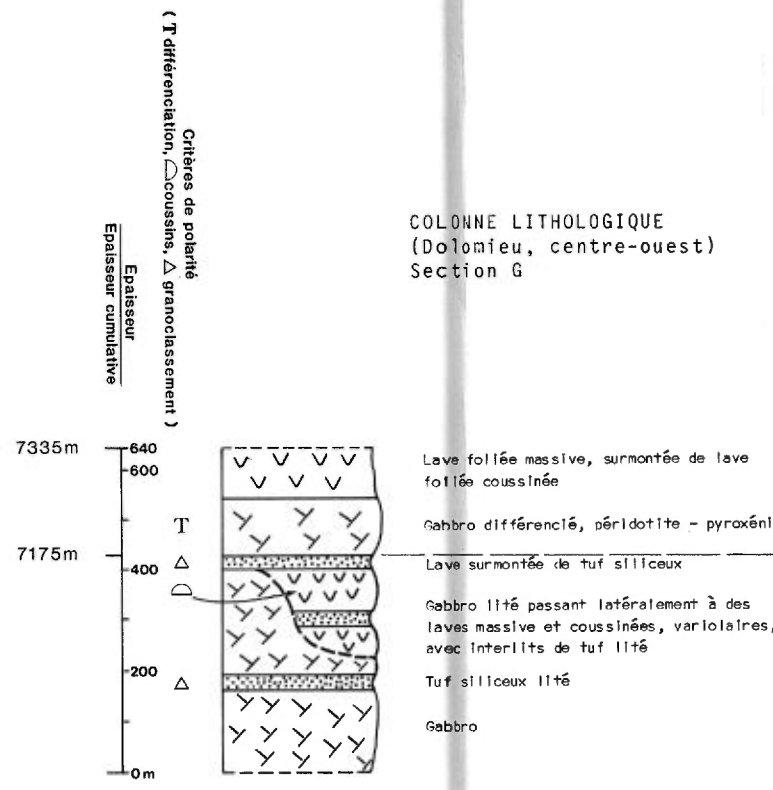
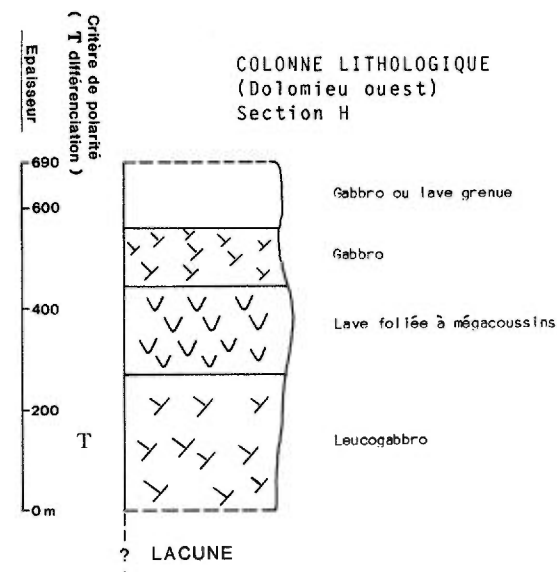


FIGURE 10 - Colonnes lithologiques construites à partir des sections E, F, G et H localisées sur la figure 3. Sous-unité 5b et unité 6. Formation de Blondeau (et Complexe de Cummings?).

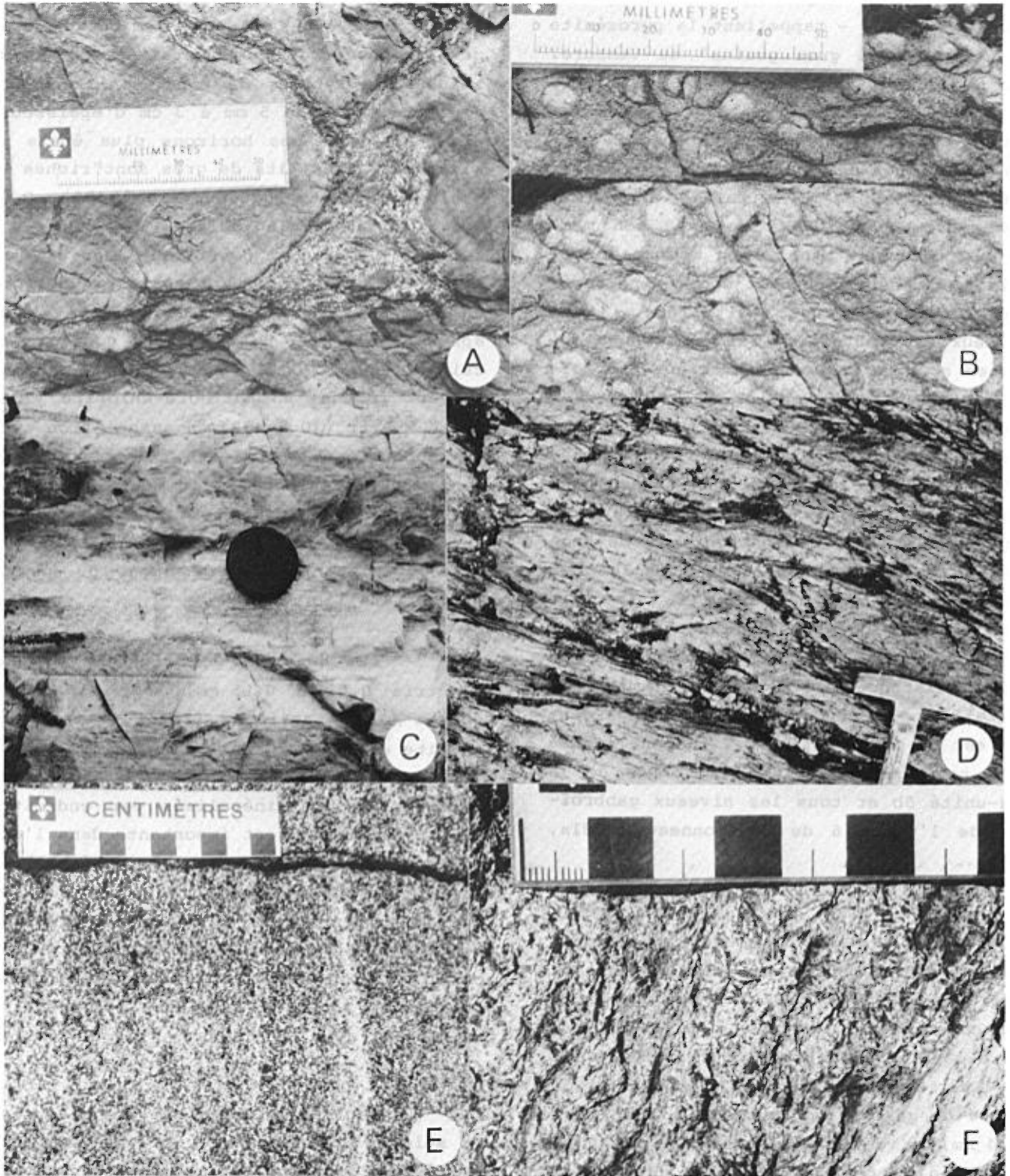
section G de la figure 3, une pyroxénite surmontée d'un gabbro grossier - voir partie nord de la figure 2 de Charbonneau (1981a, page 15) - rappellent la pyroxénite et le "gabbro à gros grains" du Venture. Plus à l'ouest, au niveau de la section G, la coulée mentionnée plus haut est différenciée en pyroxénite-péridotite et en plusieurs variétés de gabbros; elle est également surmontée de lave foliée à quartz. Elle ressemble au Bourbeau avec **son membre pyroxénitique basal, son membre intermédiaire de leucogabbro et son membre supérieur de ferrodiorite quartzifère.** Dans ces deux cas toutefois, les épaisseurs observées sont de beaucoup inférieures à celles des filons différenciés de la région de Chibougamau, soit 125 m au lieu de 1090 m pour le Venture (voir Allard et autres, 1979). Ajoutons que plus d'un niveau gabbroïque, notamment ceux de la section H (figures 3 et 11), ne montrent pas de succession lithologique analogue à celles des filons du Complexe de Cummings. Les niveaux lithologiquement analogues aux filons du Venture et du Bourbeau affleurent sur de courtes distances ou sont interrompus par des failles. L'étude détaillée de ces gabbros est en cours et, pour l'instant, notre carte regroupe ensemble les roches de la sous-unité 5b et tous les niveaux gabbroïques de l'unité 6 de Charbonneau (1981a, 1981b).

Les laves de la sous-unité 5b montrent au moins deux types pétrographiques différents (tableau 12). Les pyroclastites sont constituées de tufs à cristaux, de tufs à lapilli ou à blocs et de tufs lités. Les tufs à cristaux sont constitués de clastes de quartz anguleux (10 à 15% - 0.1 à 0.4 mm) et de plagioclase (30% - 0.1 à 0.5 mm) en lattes corrodées et fracturées dans une matrice microcristalline granolé-

pidoblastique, à quartz, chlorite, épidote et actinote. Ils sont fortement ankéritisés (20%) et minéralisés en fer (jusqu'à 15 à 20% de pyrite et autres minéraux opaques). Les roches sédimentaires sont constituées de rythmes de grès - siltstone - argilite (lits de 5 mm à 3 cm d'épaisseur) alternant avec des horizons plus épais de siltstone. Les lits de grès sont riches en grains de quartz anguleux (30 à 40% - 0.05 à 1.5 mm) et de plagioclase (10 à 20% - 0.1 à 0.5 mm) d'origine détritique dans une matrice épimétamorphique granoblastique riche en pistachite (30% - 0.2 à 0.7 mm) et en sphène (5%). Les lits silteux sont microcristallins (0.02 à 0.05 mm) et riches, suivant le cas, en actinote-chlorite (70%) ou en quartz (30 à 40%) en association avec le leucoxène et la calcite. Les lits argileux sont graphiteux. Ils sont caractérisés par des traînées opaques graphiteuses ou argileuses, souvent minéralisées en pyrite-ilménite, et par des amas de quartz microcristallin.

Les horizons de siltstone (granulométrie 0.01 à 0.05 mm) sont riches en quartz (75%), actinote (20%), chlorite et calcite et sont minéralisés (2 à 3%) en pyrite et pyrrhotine. Ils sont fortement carbonatisés et minéralisés par endroits. La minéralisation est importante dans l'encaissant d'un dyke de diabase archéen, lui-même fortement minéralisé (jusqu'à 30%) en pyrite et pyrrhotine et contenant des traces de chalcopryrite. La carbonatation par l'ankérite et la calcite est localement intense au sommet d'un niveau sédimentaire en contact avec les laves.

Seules les laves ont été analysées au sein de la sous-unité 5b. Ce sont des tholéiites à quartz peu alumineuses, moyennement calciques, très riches en fer et en



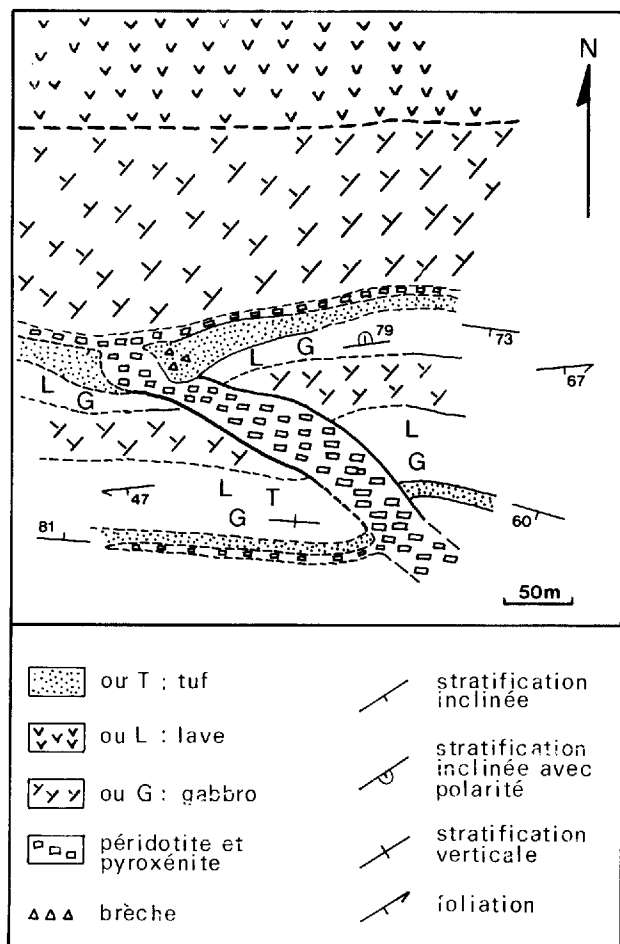


FIGURE 12 - Coulée différenciée avec dyke nourricier dans la partie centrale du canton de Dolomieu, entre la route 113 et la ligne de transport d'énergie. Localisation sur la figure 3.

titane et pauvres en magnésium et en alcalins (tableau 6).

Les gabbros de l'unité 6 affleurent dans le canton de Dolomieu, au nord de la route 113 (figure 3). La figure 13 montre une coupe synthétique qui tient compte des affleurements situés de part et d'autre. Les faciès pétrographiques des gabbros sont variés (tableau 13). Ils sont regroupés en six types principaux:

- . des mésocumulats à clinopyroxène (pyroxénite);
- . des hétéradcumulats à clinopyroxène cumulus et plagioclase poecilitique;
- . des mésocumulats à plagioclase cumulus;
- . des mésocumulats à hétéradcumulats à plagioclase cumulus à très gros grain;
- . des leucogabbros hétéradcumulats à plagioclase cumulus et clinopyroxène poecilitique;
- . des ferrodiorites à quartz (parfois granophyriques).

A l'est de la longitude 75°15', la répartition de ces différents faciès sur le terrain et la dominance de ferrodiorites du côté sud suggèrent, à première vue, un som-

FIGURE 11 - Lithologies de la sous-unité 5b et de l'unité 6, Formation de Blondeau (et Complexe de Cummings?). Images localisées sur la figure 3.

- 11A: Lave coussinée variolitique avec hyaloclastites intercoussins. A environ 1.6 km au sud de la baie de la Tête de Héron.
- 11B: Lave coussinée variolitique. Même localité que celle de la figure 11A.
- 11C: Tuf lité avec granoclassement et lits entrecroisés. La partie sommitale des lits est à grain fin et plus pâle. Le sommet est vers le haut de l'image. L'objet mesure 2 cm de diamètre. A environ 1.2 km à l'ouest-nord-ouest du lac Dolomieu.
- 11D: Lave coussinée et amygdalaire. Le sommet est vers le haut de la photo. A environ 1.2 km à l'ouest-nord-ouest du lac Dolomieu.
- 11E: Gabbro à rubanement primaire souligné par des lits centimétriques riches en plagioclase alternant avec des lits plus épais à plagioclase et clinopyroxène ouralitisé. Affleurement situé à mi-chemin entre le lac Lamarck et le lac Dolomieu, entre la route 113 et une ligne de transport d'énergie.
- 11F: Gabbro à "pyroxènes ouralitisés tabulaires" localement en disposition radiale (voir partie centrale de la photo). Même affleurement que celui de la figure 12E.

TABLEAU 12: Deux types pétrographiques reconnus au sein des laves de la sous-unité 5b (Formation de Blondeau)

Localité	Partie sud de la section E (voir figure 3)	Partie nord de la section E (voir figure 3)
Caractéristiques		
STRUCTURE	Coussinée et amygdalaire (5% de vacuoles de 4 à 8 mm), schisteuse	Masive ou coussinée
TEXTURE	Microlitique, très modifiée par les recristallisations épimétamorphiques	Doléritique, avec ségrégation de plagioclase d'une part et de clinopyroxène ouralitisé d'autre part
MINÉRALOGIE:		
Plagioclase	En lattes (40%) de 0.1 à 0.5 mm, orientées et saussuritisées	En lattes (40%) de 0.4 à 1 mm, jointives, non orientées, saussuritisées
Assemblage d'actinote, de chlorite (anciens cristaux de clinopyroxène ouralitisé)	En cristaux (1 à 5%) de très petite taille	Deux sortes: <ul style="list-style-type: none"> . en forme de lattes (50%) de 0.5 à 1 mm, jointives, non orientées . en formes trapues, mimétiques d'anciens cristaux intercumulus.
Sphène (ilménite pseudomorphosée)	5%	5 à 10%
Pyrite-pyrrhotine		Xénomorphes (1 à 3%) en cristaux inférieurs à 0.5 mm.
Chlorite-quartz-épidote-actinote-leucoxène-albite-calcite	40 à 50%, en agrégat microcristallin granoblastique	5 à 10%, en agrégat microcristallin granoblastique.
OBSERVATIONS	Carbonatation (calcite-ankérite) variant entre 0 à 30%; minéralisation en pyrite-pyrrhotine	Bande de tuf siliceux et lité au sein de ces roches; fortement minéralisée en pyrite, pyrrhotine+ trace de chalcopyrite; cataclasée

met vers le sud (figure 13). Toutefois, dans le détail, chaque bande montre une variation de sa pétrographie avec apparition des termes les plus différenciés du côté nord. Cette observation est surtout évidente au sein de l'horizon 6 où on observe du quartz interstitiel dans la partie nord et dans les horizons 7 à 11 où la succession des faciès indique également un sommet vers le nord. Le sommet réel serait donc vers le nord, ce qui serait conforme aux observations faites à l'ouest de la longitude 75°15'. Pour expliquer la position de

faciès très différenciés au sud (ferrodiorites à quartz) et la répétition, à différents niveaux, de certains faciès, nous émettons l'hypothèse d'une mise en place de cet ensemble gabbroïque par injections successives de magma. Des arguments de terrain, comme la présence de bordures figées et d'éventuelles zones cornéifiées dans l'encaissant des intrusifs, permettraient de vérifier cette hypothèse. Pour cela, il faudrait décaper de nouvelles aires d'affleurements.

Tableau 13. Caractéristiques des six faciès pétrographiques qui composent les gabbros de l'unité 6.

NUMERO DE L'HORIZON DE LA FIGURE 13	FACIES	MINERAUX CUMULUS	MINERAUX INTERCUMULUS	AGREGATS MICROCRISTALLINS GRANOBLASTIQUES	OBSERVATIONS
7	Mésocumulat à Cpx "pyroxénites"	. Augite (85%) en cristaux (0.5 x 1 à 0.8 x 3 mm) non orientés, jointifs, maclés, faiblement transformés en ouralite ou chlorite sur les bordures et le long des clivages.	. Ilménite (1%) partiellement pseudomorphosée en sphène.	(10 à 15%) Cl + Ac + Le + Ca	
8	Hétéradcumulat à Cpx cumulus et Pl poecilitique	. Augite (80%) en cristaux (0.5 x 1 à 1 x 4 mm) non orientés, maclés, jointifs, peu transformés en ouralite + chlorite (sur les bordures et les clivages)	. Plagioclase (10 à 15%) en cristaux poecilitiques (0.5 à 3 mm) avec inclusions de Cpx, peu saussuritisés. . Ilménite (5% - 0.2 à 2 mm) poecilitique (inclusions de Pl ou Cpx), partiellement pseudomorphosée en sphène.	(2 à 3%) Cl + Ac + Ep + Ca	Les clinopyroxènes sont très peu affectés par les recristallisations épimétamorphiques.
9	Mésocumulat à Pl + Cpx cumulus	. Plagioclase (50 à 60%) en cristaux allongés (0.5 à 4 mm), plus ou moins orientés, saussuritisés faiblement. . Clinopyroxène (30 à 35%) en cristaux (0.5 à 5 mm) plus ou moins orientés, ouralitisés ou chloritisés. . Apatite: quelques cristaux.	. Plagioclase (5% - 0.5 à 3 mm) saussuritisés. . Clinopyroxène: quelques cristaux (1 mm) ouralitisés ou chloritisés. . Ilménite (5 à 8% - 0.5 à 2 mm) poecilitique (inclusions de Cpx et de méso-tase)-----Sphène	(5%) Cl + Ac + Ep + Ca (Pistachite abondante)	- Ce gabbro est parfois franchement folié ("gabbro folié") - Présence locale de quartz interstiel (jusqu'à 5% dans la bande la plus au sud).
6 et 10	Méso- à hétéradcumulat à Pl cumulus à très gros grain	. Plagioclase (50 à 60%) en lattes (0.2 x 0.5 mm à 2 x 11), jointives, non orientées, microfracturées, saussuritisées (zoisite peu abondante). . Apatite: quelques cristaux	. Augite (30%) en plages poecilitiques (0.5 à 2 cm), maclées, partiellement ouralitisées et chloritisées. . Ilménite (10% - 1 à 10 mm) poecilitique (inclusions de Pl et Cpx), habitus triangulaire partiellement pseudomorphosée en sphène. . Quartz: quelques cristaux interstitiels au sommet des roches de ce faciès.	(2 à 3%) chlorite + stilpnomélane	. Le stilpnomélane est très abondant dans les microfissures des plagioclases et sur les clinopyroxènes.
3 et 5	Leucogabbro Hétéradcumulat à Pl cumulus et Cpx poecilitique	. Plagioclase (45%) en lattes (0.5 à 2 mm), zonées, jointives, en amas ou en inclusions dans les Cpx, saussuritisées	. Clinopyroxène (45 à 50%) en cristaux poecilitiques (1 à 10 mm), totalement ouralitisés ou chloritisés. . Ilménite (2% - 0.5 mm), pseudomorphosée en sphène.	(5%) Qz + Al + Cl + Ca + Ac + Ep	
2 et 4	Ferrodiorite à quartz (Texture interstertale)	. Plagioclase (30 à 40%) en lattes (0.5 à 2 mm) jointives ou non, plus ou moins orientées, saussuritisées. . Clinopyroxène (10 à 15%) en lattes (0.1 à 3 mm) totalement déstabilisé et pseudomorphosé en ouralite, chlorite, épidote, calcite	. Quartz (10 à 20%): 2 habitus - en cristaux interstitiels (1 à 15% - 15% - 0.5 à 2 mm) - en association dans des micropegmatites (0 à 5%) . Clinopyroxène ouralitisé (2 à 5%) en cristaux poecilitiques (inclusions de Pl + ilménite) . Ilménite (10 à 15%) poecilitique pseudomorphosée en sphène.	(20 à 30%) Qz (20 à 40%) + (40 à 50%) + Ac (2 à 5%) + Ca + Le	. Structure généralement schisteuse. . Ces ferrodiorites sont parfois granophyriques (présence de micropegmatites).

Cpx: clinopyroxène
Pl: plagioclase

Qz: quartz
Al: albite

Ac: actinote
Ep: épidote

Cl: chlorite
Le: leucoxène

Ca: calcite.

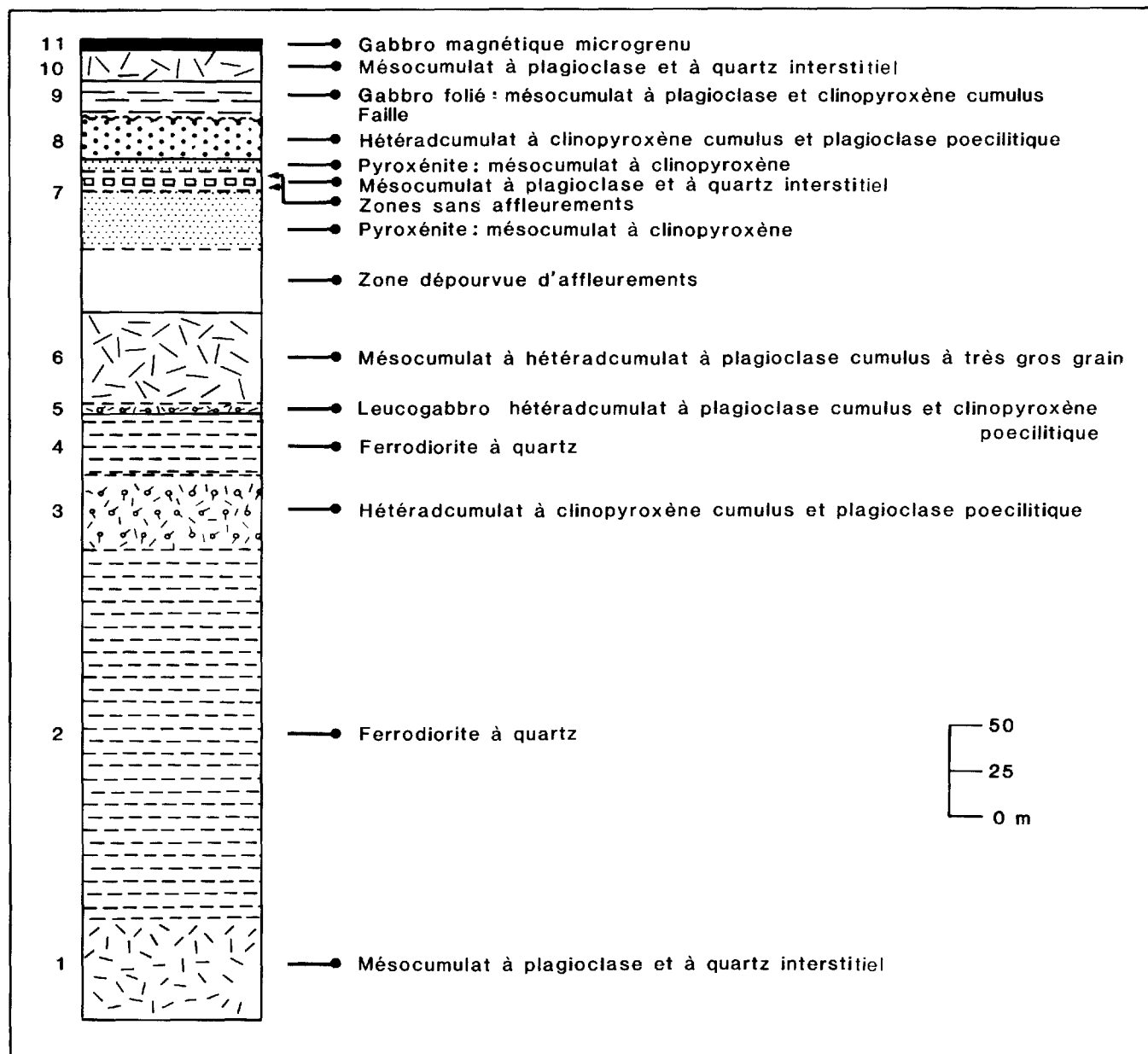


FIGURE 13 - Log stratigraphique des gabbros de l'unité 6. Formation de Blondeau (ou Complexe de Cummings?). Canton de Dolomieu, longitude 75°03'. Localisation sur la figure 3.

Le tableau 14 montre les résultats de 17 analyses chimiques de gabbros de l'unité 6. Les cumulats à pyroxène sont caractérisés par une teneur très élevée en MgO et CaO et basse en Al_2O_3 . Les cumulats à plagioclase ont une teneur en SiO_2 voisine de 54% et une teneur en Na_2O plus élevée. Quant aux ferrodiorites

à quartz, leur teneur en SiO_2 varie de 53 à 58%; elles sont dans l'ensemble riches en fer et moyennement riches en CaO.

Toutes ces roches, sauf les mésocumulats à clinopyroxène sont riches en TiO_2 ($\approx 2\%$) et toutes sont hypopotassiques, ce qui les rapproche des roches du Groupe de Roy.

Tableau 14. Géochimie des roches de l'unité 6.

ECHAN- TIL- LON.	CP	CP	CP	CP	CP	CP	JC	CP	CP	AF	AF	JC	CP	CP	CP	CP	CP
	3036.A	3038.B	3058.A	3048.B	3278.5	3278.J	101.2	3048.A	3061.A	496	522	101.5	3278.3	3053.A	3037.A	3043.P	101.6
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
							Q			Q	Q	Q					Q
SiO ₂	49,73	51,54	47,95	47,82	54,78	56,93	56,70	55,01	54,17	52,64	53,89	54,48	57,06	52,45	55,93	58,54	53,79
Al ₂ O ₃	5,32	6,46	10,32	15,55	13,98	13,54	14,95	15,66	13,24	17,72	13,58	15,02	14,85	15,92	13,98	14,37	18,62
Fe ₂ O ₃ ^t	12,16	12,38	18,56	17,02	11,98	12,02	11,20	11,82	14,81	10,41	14,64	12,96	12,74	12,68	12,22	10,94	9,99
MgO	13,00	13,28	8,41	5,66	4,74	4,17	4,02	1,93	4,10	6,52	5,26	4,19	4,76	4,65	4,42	3,42	5,74
CaO	17,18	13,00	10,22	8,00	8,53	5,92	5,92	7,58	6,63	8,69	6,95	9,22	4,25	8,98	8,38	6,00	5,73
Na ₂ O	1,32	1,90	1,99	3,44	3,16	4,05	4,14	5,45	4,52	2,30	2,79	1,63	3,16	2,50	2,45	3,62	2,31
K ₂ O	0,09	0,26	0,15	0,46	0,30	0,56	0,37	0,31	0,29	0,17	0,27	0,17	0,40	0,21	0,28	0,15	1,97
TiO ₂	0,84	0,89	2,07	1,84	2,02	2,26	2,27	1,97	1,90	1,27	2,12	1,97	2,23	2,14	1,90	2,47	1,41
P ₂ O ₅	0,07	0,07	0,06	0,07	0,23	0,29	0,24	0,11	0,10	0,09	0,30	0,17	0,26	0,27	0,24	0,31	0,13
MnO	0,28	0,21	0,26	0,15	0,27	0,26	0,21	0,16	0,23	0,19	0,20	0,21	0,28	0,20	0,20	0,19	0,15

1 à 3 = pyroxénite: mésocumulat à clinopyroxène

8 et 9 = méso- à hétéradcumulat à plagioclase, à gros grain

4 à 7 = mésocumulat à plagioclase - clinopyroxène

10 à 17 = ferrodiorite à quartz

Analyses chimiques recalculées sur une base anhydre. La majorité des analyses ont été effectuées par le département des Sciences de la Terre de l'Université Claude Bernard-Lyon I (France); celles notées "Q" ont été effectuées par le Centre de recherche minérale du Québec.

GÉOCHIMIE

MÉTHODES UTILISÉES

Dans cette étude, plusieurs méthodes ont été utilisées:

- . la méthode descriptive qui consiste à commenter directement l'analyse chimique - les commentaires ont été faits en même temps que l'étude lithostratigraphique et pétrographique;
- . la méthode graphique traditionnelle (bi-dimensionnelle ou tridimensionnelle) où les différentes variables chimiques sont reportées sur des diagrammes définis par divers auteurs (Pearce & Cann, 1973; Streckeisen, 1976; Winchester & Floyd, 1977; etc.);
- . la méthode statistique multivariée de l'analyse en composante principale normée.

La dernière méthode a été mise au point pour la résolution de problèmes sta-

tistiques; les principes sont exposés dans plusieurs ouvrages de base (Lebart & Fénelon, 1973; Benzécri, 1976; Lebart, Mouneau & Tabard, 1977). Elle a été appliquée à l'étude des données géochimiques par Piboule (1979).

Rappelons les grands principes de l'analyse en composante principale (Piboule, 1979). Supposons un lot d'analyses chimiques avec n individus à p variables (p étant généralement supérieur à 10). Le nombre de données sera égal au produit n.p. Si on représente les individus dans un espace à p dimensions (chaque axe de l'espace multidimensionnel correspondant à une variable), on obtient un nuage de points (chaque point correspondant à un individu). Ce nuage possède plusieurs axes de distribution autour desquels se répartissent les individus. Ceux-ci sont en nombre limité et leur importance est fonction de la longueur des segments déterminés par la projection des points sur chacun des axes.

Généralement, seuls les trois ou quatre plus grands axes sont significatifs de la distribution. La méthode de l'analyse en composante principale consiste à effectuer un changement de repère et de passer de l'ancien référentiel à p dimensions à un nouveau référentiel à k dimensions avec $k < p$. Les nouveaux axes de référence sont les axes du nuage de points décrits ci-dessus. Le passage de l'ancien repère au nouveau repère se fait à l'aide d'une factorisation et les nouveaux axes sont appelés les facteurs ($F_1, F_2 \dots F_k$). La factorisation permet de calculer les équations des nouveaux axes en fonction de l'ensemble des variables. Ces facteurs sont donc des fonctions linéaires résultant de la combinaison des variables initiales.

L'importance des facteurs $F_1, F_2, F_3 \dots F_k$ est fonction de la variance qu'ils représentent. Dans la pratique, seuls les premiers facteurs ont une variance suffisante pour être considérés; on n'utilisera donc que les trois ou quatre premiers facteurs, ceux-ci totalisant au moins 70 % de la variance.

Un inconvénient de la méthode est l'importance de certaines variables chimiques, comme par exemple la silice, qui induisent un effet de taille. Une telle variable peut induire le premier facteur à elle seule. Pour pallier à cet inconvénient on procède à une normalisation où chaque variable x_i est remplacée par le vecteur $(x_i - \bar{x})/x_i$, \bar{x} étant la moyenne et x_i , l'écart-type. Ainsi améliorée, la méthode est appelée "analyse en composantes principales normées". La représentation graphique issue de cette méthode permet de représenter à la fois les variables et les individus dans le nouveau référentiel dont les axes seront les facteurs $F_1, F_2,$

$F_3 \dots$ Ces facteurs sont utilisés deux à deux dans un espace vectoriel bidimensionnel.

Dans l'espace des variables ou cercle des corrélations, chaque variable occupe une position caractéristique de la population d'individus et la répartition des variables est typique des relations existantes entre les éléments chimiques. Plusieurs règles peuvent être citées, entre autres:

- . deux variables sont d'autant plus corrélées entre elles que la distance des points représentatifs est faible;
- . deux variables sont d'autant plus corrélées entre elles que les distances à l'origine sont grandes.

Dans l'espace des individus, les points significatifs sont représentés en fonction de leurs coordonnées dans le nouveau repère.

Les méthodes mathématiques utilisées, en particulier la factorisation, nécessitent des calculs complexes. Compte tenu de l'abondance des données et du nombre de variables impliquées, cette méthode requiert l'assistance de l'ordinateur. Le programme utilisé est le programme COMPP (Lebart & Fénelon, 1973) auquel s'ajoute une suite de sous-programmes mis au point par Piboule (1979).

Dans le présent rapport, nous ne donnons que la représentation graphique utilisant les deux premiers facteurs F_1 et F_2 , dont la variance est la plus importante. D'autre part, nous représentons l'espace des individus et l'espace des variables sur le même diagramme. Bien que peu correcte mathématiquement, cette représentation a toutefois l'avantage de permet-

tre une meilleure visualisation de la répartition des variables et des individus et de faciliter l'interprétation de cette répartition (Lebart & Fénelon, 1973).

LAVES, PYROCLASTITES ET GABBROS COMAGMATIQUES

Les teneurs moyennes en éléments majeurs (recalculées en base anhydre) et en éléments traces et la norme CIPW des différents types de roches du Groupe de Roy sont indiquées au tableau 6. Les résultats des analyses chimiques, déjà commentés dans l'étude pétrographique, montrent que les laves des unités 1, 2 et 4 et des sous-unités 3b et 5b sont des tholéiites (saturées à sursaturées) à quartz normatif et, exceptionnellement, à olivine normative. Leur teneur en silice varie de 47.5 à 54% (SiO_2 moyen = 50.8%). Elles sont en général moyennement alumineuses, riches en fer, magnésium, titane et calcium et pauvres en alcalins. En particulier, elles sont toutes hypopotassiques. Les laves et pyroclastites de la sous-unité 5a ont une teneur en silice de 60 à 76% (SiO_2 moyen = 67%) et sont dacitiques à rhyolitiques.

"L'analyse en composante principale normée" permet de visualiser les relations entre les éléments chimiques et les différences ou similitudes existant entre les unités lithostratigraphiques définies au sein du Groupe de Roy (figure 14). A la figure 14A, le facteur F_1 (52.57% de la variance) oppose nettement Si, K et Na aux autres éléments Ti, Fe, Mg et Ca. Dans l'espace des individus, il sépare nettement les roches du Groupe de Roy en deux ensembles:

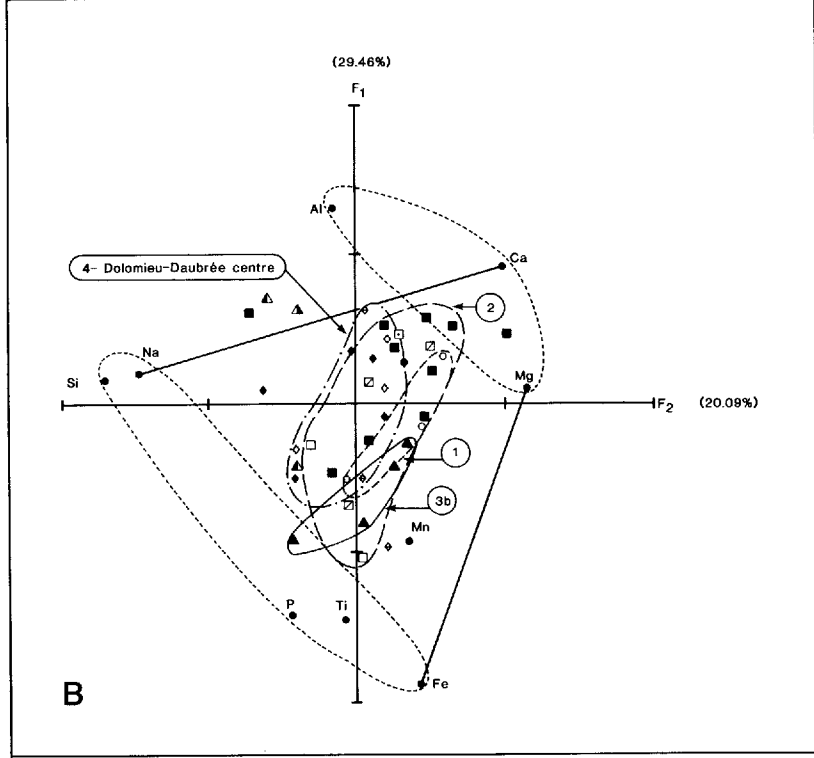
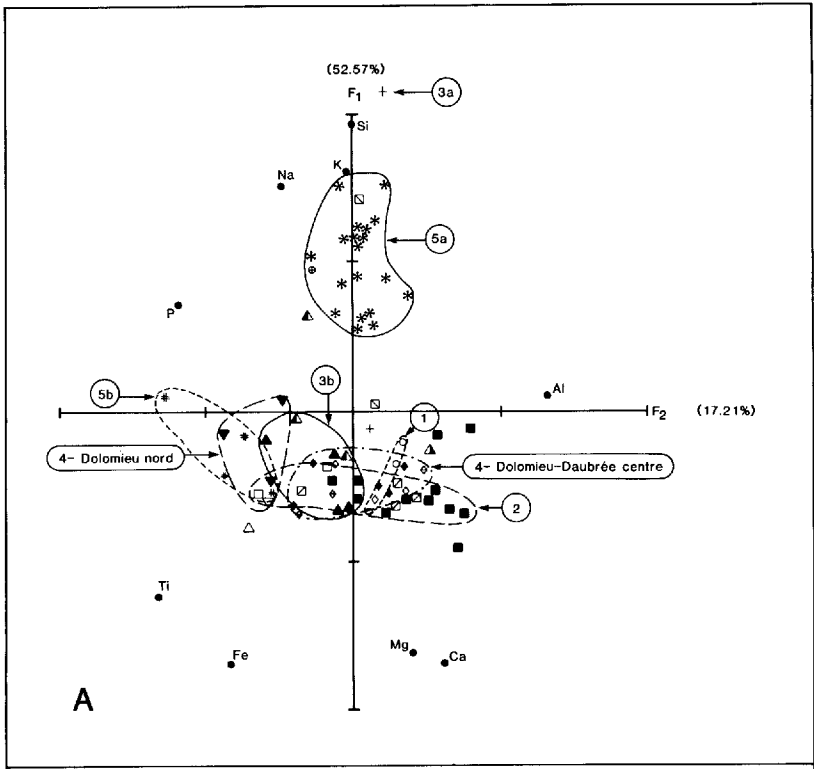
. l'ensemble des roches des sous-unités 5a et 3a (pyroclastites et laves du Blondeau et les pyroclastites du Waconichi);

. l'ensemble des roches des unités 1, 2, 4, et des sous-unités 3b et 5b.

Le facteur F_2 (17.21% de la variance) oppose le comportement de Al, Mg et Ca aux éléments Fe, Ti, Na. Les éléments Si et K n'influent pas sur ce facteur. Ce dernier étale nettement les populations d'individus des unités et sous-unités 1, 2, 3b, 4 et 5b parallèlement à l'axe F_2 (ce sous-ensemble sera l'objet du diagramme de la figure 14B). Les laves des sous-unités 5b et de l'unité 4 (Dolomieu nord) occupent environ le même espace. Elles sont toutes deux nettement plus riches en Fe et Ti et légèrement plus riches en Si que les autres laves et sont déplacées vers le pôle Fe-Ti. Il n'est pas impossible que ces laves soient des équivalents stratigraphiques. Quant aux individus de la sous-unité 5a, ils sont peu influencés par ce deuxième facteur.

Notons que cette représentation isole un certain nombre d'individus altérés, minéralisés, carbonatisés ou ayant subi des remobilisations géochimiques.

A la figure 14B, les individus de toutes les unités représentées se regroupent en un seul nuage allongé, au sein duquel les individus de chaque unité se présentent en sous-ensembles étirés parallèlement à son allongement. On constate que le nuage s'étire entre deux ensembles opposés de variables: Si - Na - P - Ti - Fe et Al - Ca - Mg. Une telle représentation suggère une évolution des ensembles d'individus selon un processus de différenciation par cristallisation fractionnée: d'un magma tholéiitique d'un pôle Ca-Mg (plagioclase calcique - pyroxène magnésien) vers un pôle Na-Fe (plagioclase sodique - pyroxène riche en fer). La disposition des individus de



SYMBÔLES, PAR UNITÉ

Unité 1	[○ : gabbros
]	⊙ : pyroclastites
Unité 2	[□ : gabbros
]	⊞ : laves porphyriques
]	■ : laves massives ou à coussins
]	⊞ : pyroclastites
Sous-unité 3a	[+ : pyroclastites et laves
Sous-unité 3b	[△ : gabbros
]	▲ : laves massives ou à coussins
]	△ : laves anorthositiques
]	▲ : pyroclastites
Unité 4 Dolomieu-Daubrée centre	[○ : gabbros
]	◆ : laves massives ou à coussins
]	⊞ : laves porphyriques
Unité 4 Dolomieu nord	[▼ : laves massives ou à coussins
]	▽ : pyroclastites
Sous-unité 5b	[# : laves massives ou coussinées
Sous-unité 5a	[* : laves ou pyroclastites

chaque unité suggère qu'elles ont des caractéristiques géochimiques similaires, qu'elles ont subi des évolutions analogues (selon un même processus de cristallisation) et qu'elles sont issues d'un même matériel magmatique originel.

Le diagramme AFM de la figure 15 confirme que les basaltes des unités et sous-unités 1, 2, 3b, 4 et 5b appartiennent à une série tholéiitique. Ces laves présentent un Fenner-Trend* typique. On constate également que les laves de la sous-unité 4 (Dolomieu nord), riches en fer, se différencient des autres laves. Quant aux laves et pyroclastites de la sous-unité 5a, ainsi que la plupart des pyroclastites felsiques des autres unités, elles sont dans le champ des séries calco-alcalines. Elles se disposent selon un Bowen-Trend** typique des laves calco-alcalines, dacitiques à rhyolitiques.

Seules les moyennes des laves et des gabbros ($12\% \leq \text{CaO} + \text{MgO} \leq 20\%$) ont été portées sur le diagramme de la figure 16, soit les roches des unités et sous-unités 1, 2, 3b, 4 et 5b. La position de ces échantillons indique que les tholéiites de ces unités et sous-unités seraient de type

* Le Fenner-Trend caractérise l'enrichissement en fer des laves de la série tholéiitique pour les termes de composition intermédiaire: ferrobasalte et andésite.

** Le Bowen-Trend caractérise la diminution progressive de la teneur en fer quand la teneur en silice augmente, dans les séries calco-alcalines.

"arc insulaire" faiblement potassique. Quant aux gabbros, ils sont dans le même champ et présentent des caractéristiques similaires.

CONCLUSIONS

Les unités 1, 2 et 4 (bande de Dolomieu - Daubrée centre) et la sous-unité 3b sont des séries essentiellement volcaniques, constituées de tholéiites océaniques massives ou coussinées, parfois porphyriques avec des caractères de séries tholéiitiques d'arc insulaire. Ces séries ont la même origine, la même évolution et ont subi le même processus de différenciation. Les laves sont associées à des horizons de gabbro à texture subophitique, similaires aux laves sur les plans géochimique et minéralogique. Ces gabbros sont interprétés comme comagmatiques des laves et pourraient, localement, constituer des bases de coulées. Des horizons de gabbro différencié affleurent au sein de l'unité 3b. Les laves des sous-unités 5b et de l'unité 4 (bande de Dolomieu nord) diffèrent des autres laves par leur teneur élevée en fer et en titane.

Les laves et pyroclastites de la sous-unité 5a sont de composition dacitique et rhyodacitique à rhyolitique; elles appartiennent à la série calco-alcaline. La présence de laves coussinées au sein de cette formation indique qu'elles se sont mises en place en milieu aquatique.

FIGURE 14 - Analyse en composante principale normée des laves, pyroclastites et gabbros comagmatiques du Groupe de Roy. Les unités et sous-unités sont identifiées par leur numéro sur le diagramme.

14A: Population (N=71): ensemble des analyses des laves, pyroclastites et gabbros comagmatiques du Groupe de Roy; variables (n=9): Si-Al-Fe-Mg-Ca-Na-K-Ti-P; résultats: les quatre premiers facteurs représentent 86.7% de la variance.

14B: Population (N=40): calcul pour les unités 1, 2, 4 (de Dolomieu-Daubrée centre) et la sous-unité 3b, en excluant les analyses isolées de la figure 14A; variables (n=10): Si-Al-Fe-Mg-Ca-Ma-K-Ti-P-Mn; résultats: les quatre premiers facteurs totalisent 73.49% de la variance.

L'abondance de tufs à blocs dans le secteur du lac Lamarck indique d'une part la proximité d'un centre volcanique et d'autre part le caractère extrêmement explosif de ce volcanisme. Des tufs montrant les mêmes caractéristiques lithologiques affleurent dans la sous-unité 3a (Formation de Waconichi), de même qu'à différents niveaux stratigraphiques au sein des autres unités.

Des horizons sédimentaires affleurent à différents niveaux du Groupe de Roy, incluant une formation de fer à la base de l'unité 3a. Une séquence de roches graphitiques et de siltstones affleure à la base de la sous-unité 5b. De même, à l'interface entre la sous-unité 5a et l'unité 4 (Dolomieu nord), on observe une séquence de siltstone lité, peut-être équivalent laté-

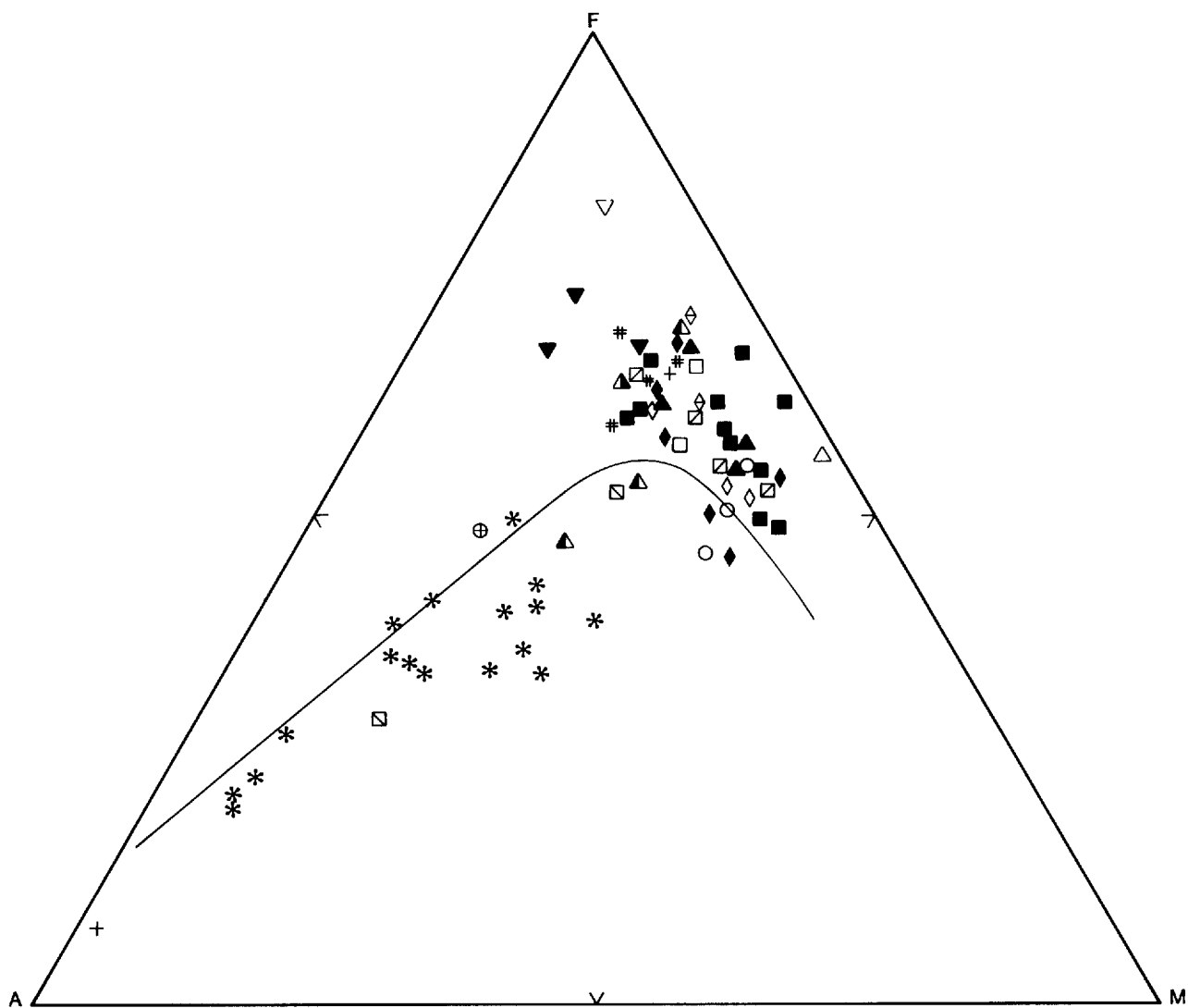


FIGURE 15 - Diagramme A.F.M.; pyroclastites, laves et gabbros comagmatiques du Groupe de Roy. Voir la légende de la figure 14 pour la signification des symboles. La courbe de séparation entre les domaines tholéïtique et calco-alcalin est celle définie par Irvine & Baragar (1971): $A = Na_2O + K_2O$, $F = FeO + 0.8998 Fe_2O_3 = FeO_{tot}$, $M = MgO$ (en pourcentage d'oxyde).

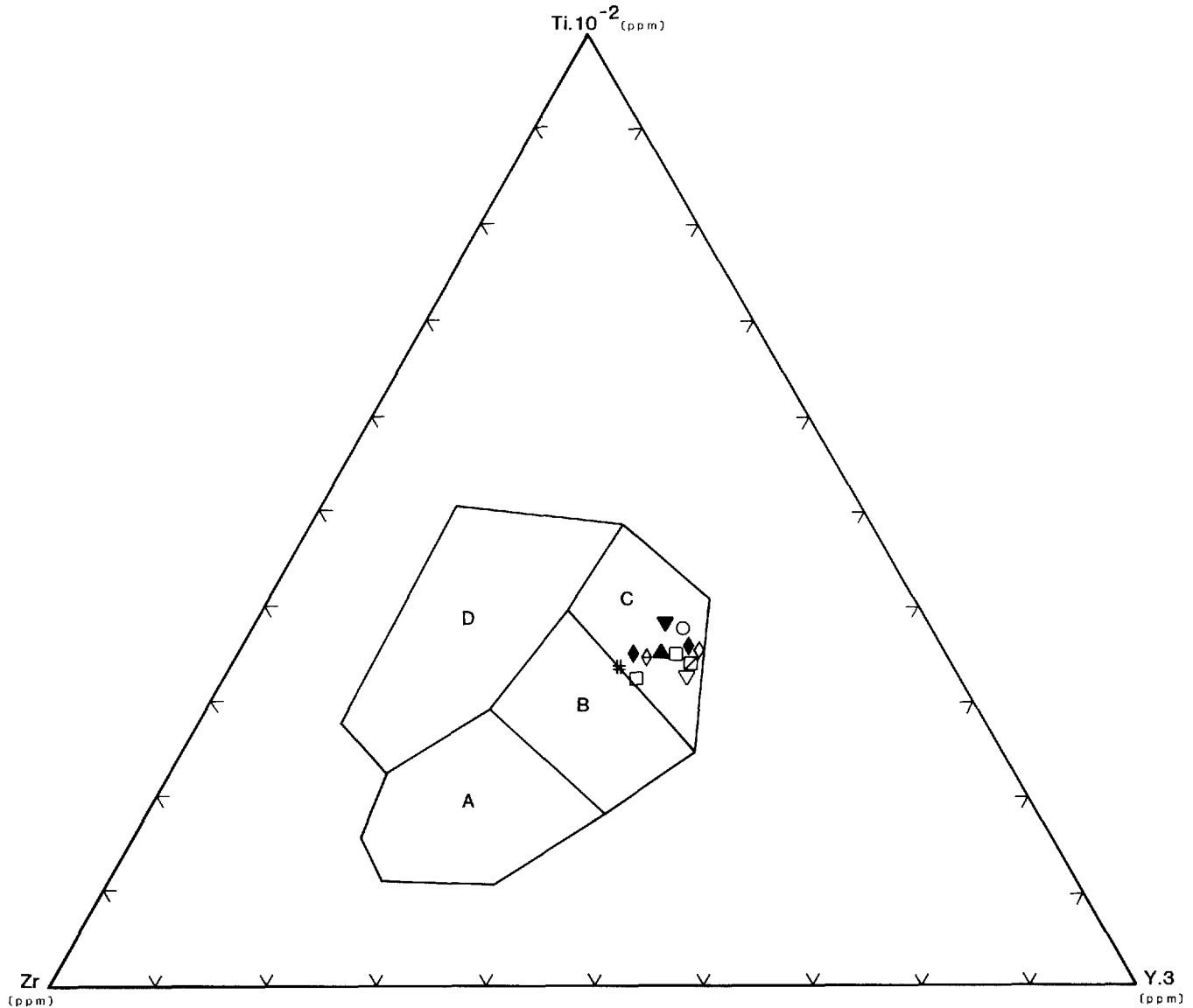


FIGURE 16 - Diagramme de Pearce & Cann (1973). A-B: basaltes calco-alcalins orogéniques; B: basaltes du plancher océanique; B-C: tholéiites d'arc faiblement potassique. Voir la légende de la figure 14 pour la signification des symboles.

ralement à celui de la sous-unité 5b. Des phénomènes de carbonatation (calcite + ankérite) affectent localement ces roches sédimentaires auxquelles sont souvent associées des minéralisations tardives.

L'ensemble des caractéristiques ci-haut mentionnées rappelle les caractères généraux des formations volcaniques archéennes de l'Abitibi, assimilées le plus souvent à des tholéiites hypopotassiques de type arc insulaire (Alsac & Latulipe, 1979).

GABBROS DIFFÉRENCIES DE L'UNITÉ 6

Les résultats analytiques pour ces roches figurent au tableau 14. La figure 17 montre "l'analyse en composante principale normée" de ces roches de l'unité 6. Le facteur F_1 (47,53%) oppose nettement Si, Al, Na, P et Ti aux éléments Mg et Ca. Les éléments K, Fe et Mn sont peu influents sur ce facteur. Le facteur F_2 (17,31%) oppose Fe, Ti, P et Mn aux éléments K et Al. Les autres éléments sont peu influents. Ce facteur, à lui seul, discrimine très peu la population.

L'étude globale de cette représentation est plus intéressante. Les individus sont répartis en deux sous-populations. L'une est constituée de cumulats à pyroxène avec seulement deux individus (un troisième individu, très riche en fer et dont on ne tiendra pas compte, est situé près du pôle Fe). L'autre sous-population est constituée des cumulats à plagioclase et des ferrodiorites; son axe d'allongement est parallèle à l'axe Fe-Mg et oblique à l'axe Na-Ca. Elle évolue perpendiculairement à l'ensemble des variables Si, Al, Fe, Ti, Na, P et Mn. Les ferrodiorites sont attirées par l'ensemble Si - Na - Fe - Ti. Ces deux sous-populations, de même que leur forme, suggèrent deux processus de formation des gabbros:

- . cristallisation et sédimentation des cristaux formés à l'origine des cumulats (sous-population 1);
- . cristallisation sur place du magma résiduel suite à la différenciation (sous-population 2).

La répartition des variables montre une opposition entre les variables Si, Al, Fe, Ti, Na, P et Mn et les variables Mg et Ca, ce qui est typique des séries tholéitiques.

Cette étude sommaire confirme l'hypothèse, émise plus haut, d'une mise en place des gabbros par injections successives à partir d'un magma tholéitique.

GRUPE D'OPÉMISCA

Les roches de ce groupe affleurent, dans la moitié est du canton de Dolomieu (au nord de la Faille Kapunapotagen) et dans la moitié nord des cantons de Sausure et de La Ribourde (figure 3).

FORMATION DE STELLA

Dans la région de Chibougamau, la Formation de Stella comprend des lentilles de conglomérat à éléments granitoïdes et volcaniques, des grès feldspathiques, des shales et un peu de lave andésitique porphyrique, vésiculaire et massive (Allard et autres, 1979).

Dans notre région, cette formation est représentée par l'unité 7. Cette unité comprend une forte proportion de rythmes de grès - silstone - argilite, en lits centimétriques et décimétriques ainsi que des bancs métriques de grès massif à granulométrie moyenne et grossière; elle comprend aussi quelques affleurements de conglomérat à matrice gréseuse, des niveaux métriques de lave grenue (gabbro ?), quelques interstratifications de tuf à cristaux de feldspath et un filon-couche de diorite d'environ 700 m d'épaisseur (représenté sur la carte de la figure 3). Les rythmites montrent de nombreuses figures sédimentaires: granoclassement, lits entrecroisés, surfaces de base de banc et empreintes de charge (figure 18). On y reconnaît les divisions A, B, C et D de la séquence de Bouma (figure 19). Ce sont des turbidites.

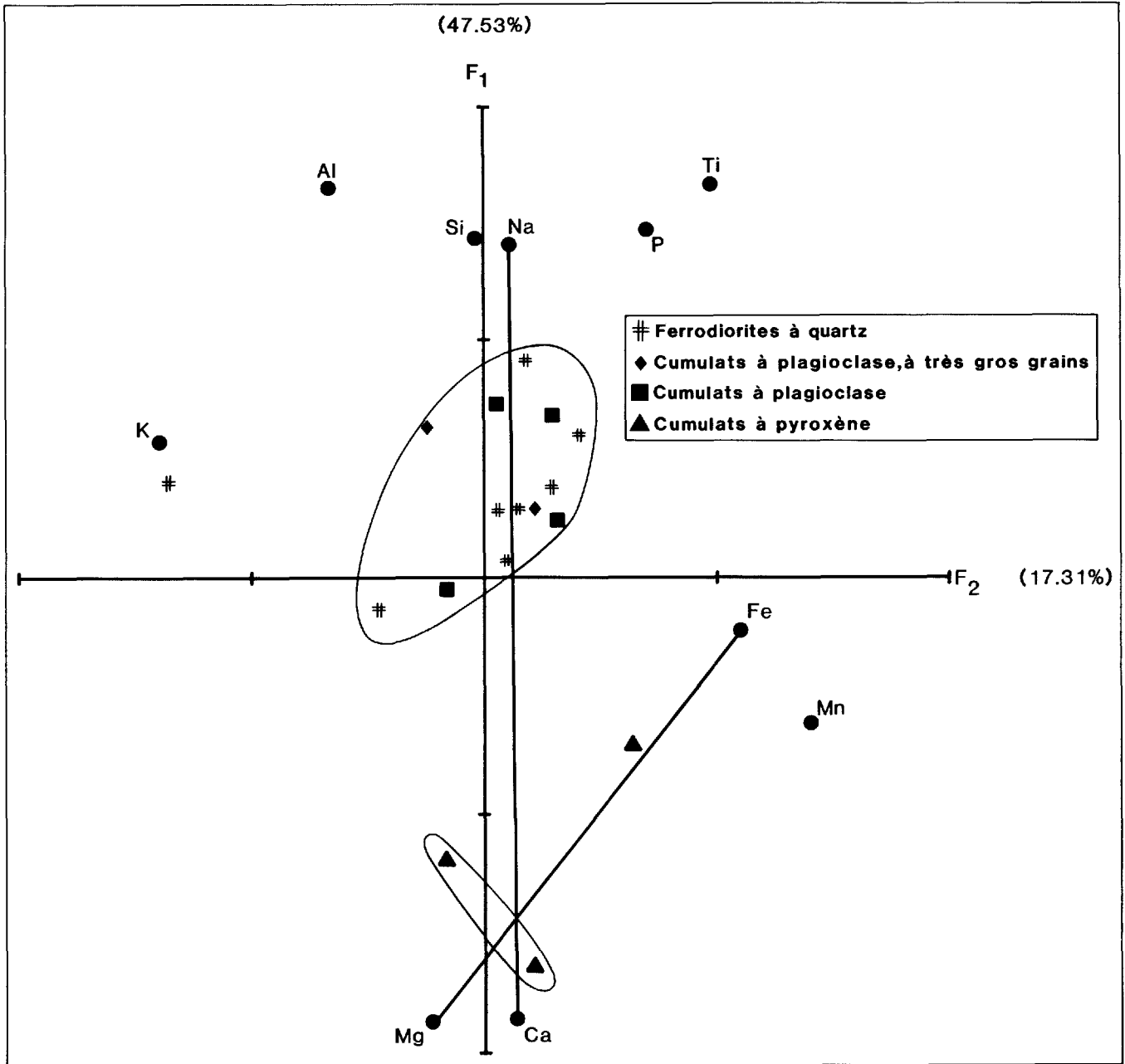


FIGURE 17 - Analyse en composante principale normée. Roches de l'unité 6 (Complexe de Cummings?). Population (N=17): voir tableau 14; variables (n=10): Si-Al-Fe-Mg-Ca-Na-K-Ti-Mn-P; résultats: les quatre premiers facteurs représentent 88.19% de la variance.

Les grès, qui prédominent, sont tufacés. Leur matrice est microgranoblastique. Leur minéralogie apparaît au tableau 15.

Dans la région de Chibougamau et au nord immédiat de notre région, les roches de la Formation de Stella reposent en discordance sur celles du Groupe de Roy

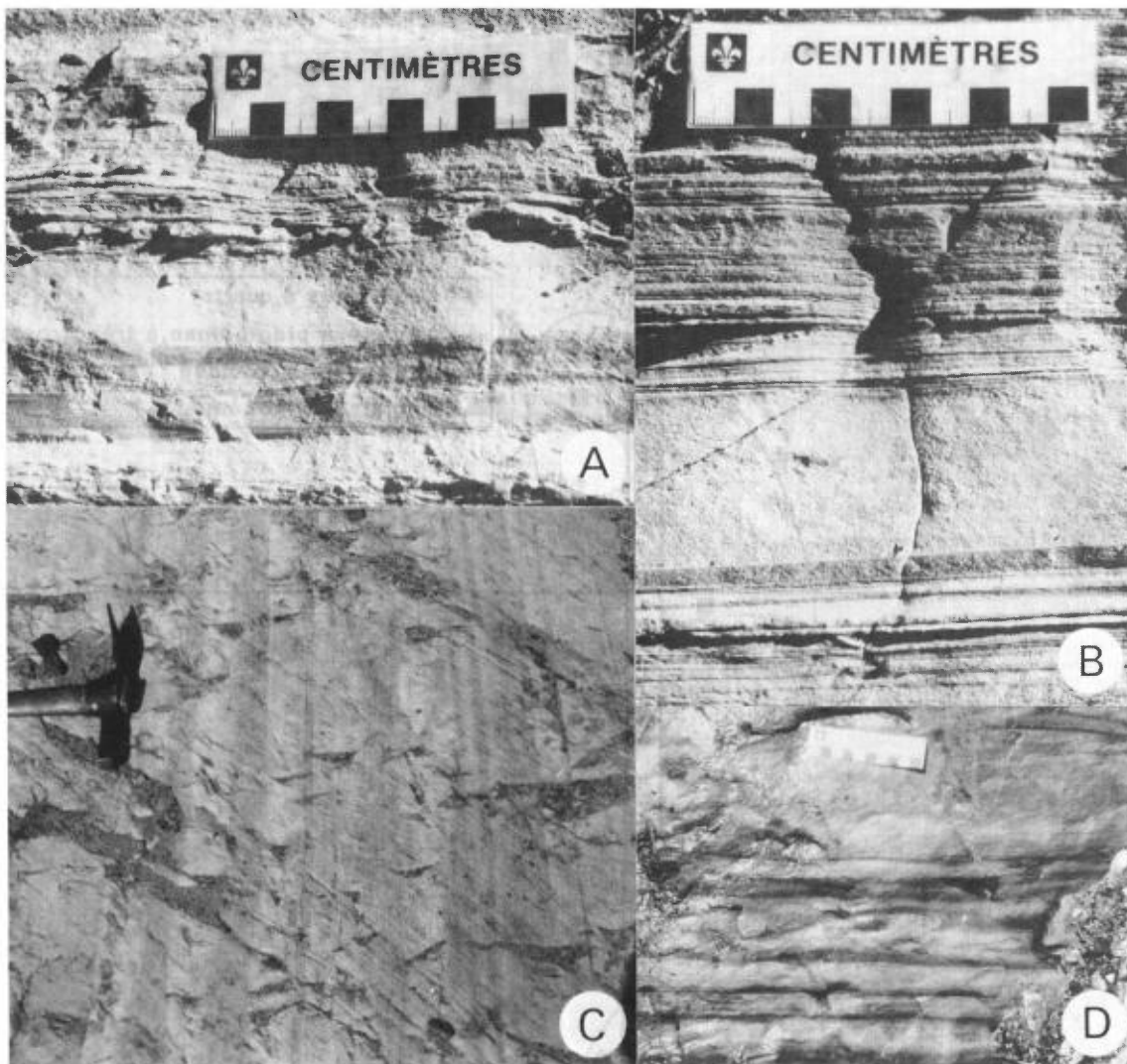


FIGURE 18 - Roches sédimentaires de l'unité 7, Formation de Stella. Images localisées sur la figure 3.

18A: Lits de grès granoclassé, de siltstone à lamines parallèles et obliques et d'argilite. Sommet vers le bas. Le long de la route 113, du côté sud, dans le canton de La Ribourde centre.

18B: Lits de grès granoclassé, de grès à grain fin et à lamines parallèles et de siltstone à lamines parallèles. Sommet vers le bas. Même localité que la figure 18A.

18C: Aspect rubané caractéristique des turbidites de la Formation de Stella. Les lits de grès, plus pâles, sont granoclassés. Sommet vers la droite de la photo. En bordure ouest d'une route secondaire qui emprunte le tracé d'une ligne de transport d'énergie, près de la bordure nord de la carte.

18D: Granoclassement et flûtes au sein de lits de grès alternant avec des lits silteux. Le sommet est vers le bas de la photo. Le long de la ligne de transport d'énergie, canton de La Ribourde.

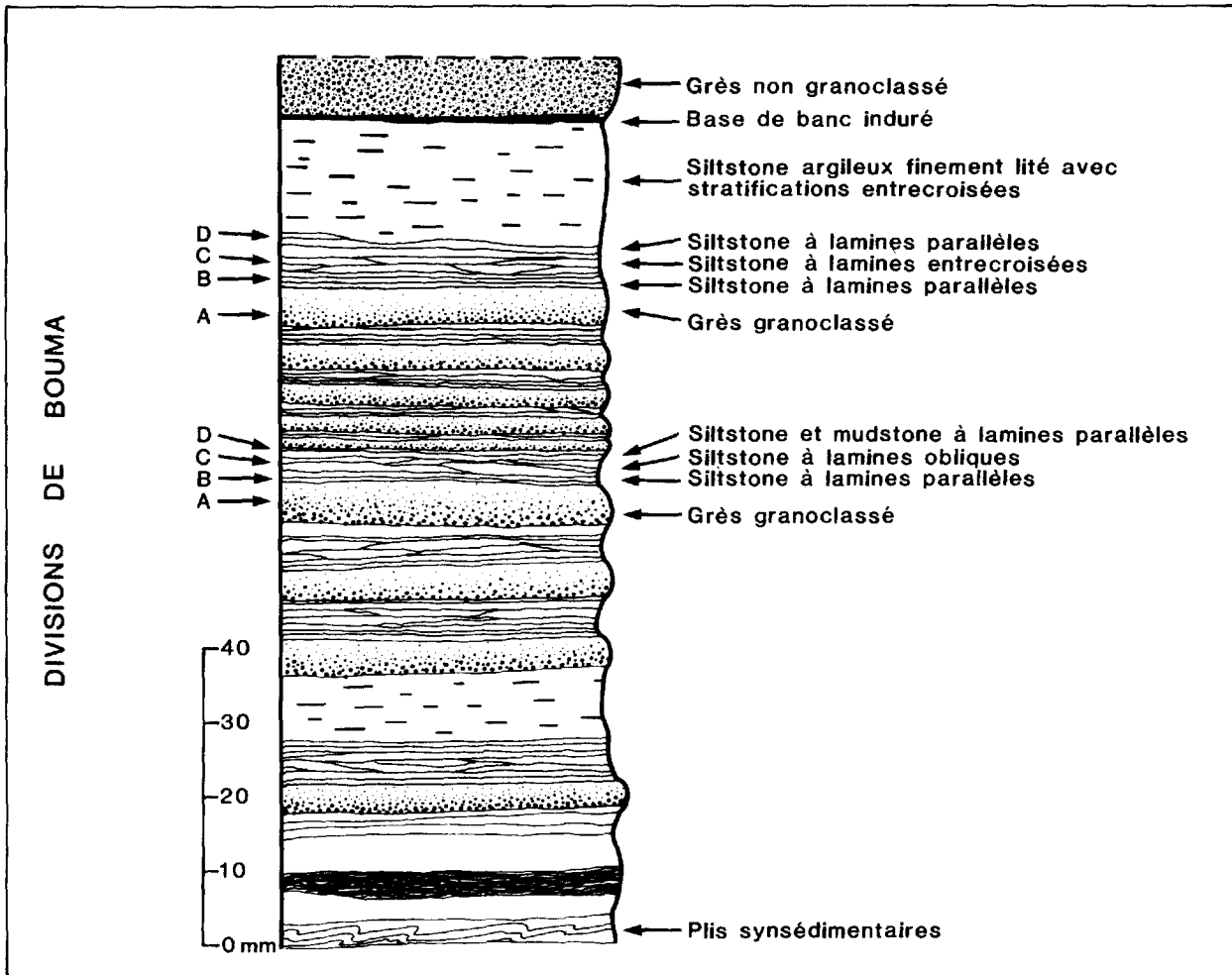


FIGURE 19 - Colonne lithologique sur un affleurement de l'unité 7. Formation de Stella. Le long de la route 113, du côté sud, dans le canton de La Ribourde centre. Localisation sur la figure 3.

TABEAU 15: Pétrographie des grès de l'unité 7, Formation de Stella.

Fraction détritique (20 - 60%)	Matrice (40 - 80%)
- Quartz xénomorphe (15 à 40% - 0.1 à 0.5 mm)	- Quartz (35 - 50 %)
- Plagioclase sodique (2 à 15%)	- Epidote (5 à 10 %)
- Apatite (quelques cristaux)	- Séricite (7 à 10 %)
- Pyrite, ilménite, hématisse disséminées (0.5 à 5%)	- Phyllosilicates bruns(3%)
	- Calcite (2 à 5 %)
	- Chlorite (0 à 3 %)

(Allard et autres, 1979; Beach, 1941b; Dubé, ce volume). Dans la moitié orientale du canton de Dolomieu (figure 3), la base de la Formation de Stella coïncide avec une zone à peu près dépourvue d'affleurements. Charbonneau (1981a) a suggéré la présence d'une discordance à cet endroit. Ailleurs dans notre région, les roches de la Formation de Stella sont en contact de faille avec celles du Groupe de Roy.

FORMATION DE HAÛY

LITHOLOGIES

Dans la région de Chibougamau, cette formation comprend des andésites porphyriques à pyroxène et feldspath, des agglomérats et des tufs lithiques interlités avec des niveaux de conglomérat, de grès feldspathique et de shale. Dans la nôtre, les roches que nous croyons équivalentes à celles de la Formation de Stella (unité 7) sont surmontées d'une forte proportion d'andésite massive, riche en K_2O , accompagnée de niveaux de pyroclastites et de grès tufacé (unité 8 de Charbonneau, 1981a). Toutefois, d'autres lithologies existent au sein du HaÛy, à l'est immédiat de notre région, dans le quart nord-ouest du canton de Daubrée (Otis, 1982; Franconi, ce volume).

Christian Picard, co-auteur du présent rapport, a étudié la formation dans les cantons de Dolomieu et de Daubrée. Il y a reconnu des laves aphanitiques, des laves porphyriques à plagioclase, des laves porphyriques à olivine et plagioclase, des pyroclastites, des grès feldspathiques, des conglomérats à éléments granitiques et volcaniques et des conglomérats à éléments volcaniques.

Les laves aphanitiques affleurent sur une largeur qui varie de 300 m à 800 m. Elles sont massives, fracturées et microfracturées, et de couleur gris verdâtre foncé; certains horizons sont amygdalaires (figure 20). Leur texture aphanitique est faiblement microporphyrrique. Cette texture est fortement perturbée par les recristallisations épimétamorphiques et par la mylonitisation (texture mylonitique à ultramylonitique observées au nord de la



FIGURE 20 - Lave aphanitique amygdalaire de l'unité 8, Formation de HaÛy. Dans le quart nord-est du canton de Dolomieu, à environ 700 m au nord de la route 113. Localisation sur la figure 3.

Faille Kapunapotagen). Les microphénocristaux (0.5 à 5% - 0.2 à 2 mm de diamètre) sont constitués:

- . de quartz (très rare);
- . de plagioclase en cristaux subautomorphes (≤ 2 mm) pseudomorphosés en saussurite, séricite, pistachite, chlorite et calcite;
- . d'amas de séricite mimétiques d'anciens cristaux automorphes en fines baguettes où on peut encore distinguer la macle de Carlsbad et un réseau de microfractures transversales; ces amas pourraient être d'anciens cristaux de sanidine ou d'amygdalaire déstabilisés et pseudomorphosés;
- . d'apatite (0.5%) automorphe;
- . de pyrite-ilménite de génération précoce antéschisteuse.

La mésostase (95 à 99.5%) est microcristalline (≈ 0.01 mm), épimétamorphi-

que, avec la paragenèse (par ordre d'importance) quartz, albite, chlorite verte (ferreuse), épidote, leucoxène et séricite. L'abondance de la calcite, très variable, va de nulle à fort abondante. L'actinote, la biotite verte et le stilpnomélane ont été observés localement.

Les microfissures sont tapissées de quartz, de calcite, de chlorite et d'épidote. Les horizons vacuolaires ont des amygdales (0.1 à 2 cm) remplies de quartz, de calcite, de chlorite et, parfois, d'épidote. Le quartz se présente ici et là en amas polycristallins à texture polygonale de recuit.

Ces laves ont été minéralisées tardivement en pyrite postschisteuse (minéraux disséminés dans la roche ou en amas dans les microfissures, non affectés par la schistosité). Enfin, on observe localement un indice de sphalérite et d'hématite disséminées dans la roche et en amas dans les microfractures.

Les laves porphyriques affleurent en deux bandes, orientées est-ouest, au nord et au sud de la route 113, dans la demie ouest du canton de Daubrée. Les bandes ont des épaisseurs respectives de 100 et 50 m. La texture est porphyrique, avec une mésostase microcristalline granolépido-blastique.

Les phénocristaux sont constitués de:

- . Plagioclase en cristaux subautomorphes (0.2 à 15 mm) dont la quantité est de 30 à 40% dans la bande sud et de 50 à 60% dans la bande nord. Ils sont poecilitiques (inclusions d'apatites et d'ilménite) et zonés, avec une texture "en damier" due à des phénomènes de déstabilisation

(texture marquée par l'abondance plus ou moins grande de zoïsite).

- . Ouralite, chlorite, quartz et calcite formant un assemblage très fin (5 à 15%), mimétique d'anciens cristaux xénomorphes (0.4 à 4 mm) de clinopyroxène poecilitique, avec des inclusions d'apatite et d'ilménite.
- . Apatite (1 à 2%) automorphe (\leq 0.5 mm), disséminée dans la roche ou en inclusions.
- . Ilménite (peu abondante) en inclusions, pseudomorphosée en sphène et leucoxène.

La mésostase est très fine au sud (\approx 0.01 mm), plus grossière au nord (\approx 0.05 mm). Sa paragenèse est à quartz, plagioclase saussuritisé, épidote, leucoxène, sphène, actinote, calcite, séricite et chlorite.

L'abondance des phénocristaux de plagioclase indique que ceux-ci ont cristallisé dans le magma avant son épanchement. On peut supposer que leur texture en "damier" résulte d'une contamination du magma par l'arrivée d'un autre magma (mélange de magmas).

Les laves porphyriques à olivine et plagioclase affleurent dans le quart nord-ouest du canton de Daubrée, au nord de la route 113, selon deux bandes orientées est-ouest. La largeur de la bande sud atteint jusqu'à 440 m.

Leur texture est microlitique porphyrique, fortement perturbée par les recristallisations épimétamorphiques. Les phénocristaux (30 à 50%) sont:

- . Du plagioclase (10 à 20%) subautomorphe (5 mm) pseudomorphosé en saussurite, séricite, pistachite.
- . D'anciens cristaux d'olivine (20 à 30%,

taille de 0.5 à 10 mm) déstabilisés, pseudomorphosés en actinote et chlorite magnésienne. L'actinote apparaît dans le réseau de microfractures et la chlorite, au sein même du cristal.

La mésostase (70 à 50%) est microcristalline nématoblastique (0.1 mm), avec une paragenèse à actinote (jusqu'à 50%), épidote, séricite, chlorite magnésienne, quartz, plagioclase et leucoxène.

Les pyroclastites comprennent des tufs associés aux laves aphanitiques, des tufs à amphibole interstratifiés dans les laves aphanitiques, des tufs à lapilli ou à blocs et des tufs à lapilli, à amphibole et plagioclase.

Les tufs associés aux laves aphanitiques constituent des horizons peu épais (au plus quelques mètres) et passent graduellement des laves aphanitiques aux tufs à lapilli ou à blocs. Elles ont été observées à plusieurs niveaux. On peut noter l'évolution suivante:

- . lave massive microfracturée aphanitique;
- . lave schisteuse;
- . tuf cendreux;
- . tuf à lapilli;
- . tuf à blocs.

Ces tufs passent progressivement de l'un à l'autre. Leur texture est clastique. Ils sont constitués de grains de quartz, de feldspath, d'apatite et de fragments lenticulaires de lave aphanitique, dans une matrice microcristalline épimétamorphique à séricite, épidote, chlorite, leucoxène et, parfois, biotite verte. Dans les tufs à blocs, les fragments, plus felsiques que la matrice, sont généralement inférieurs à 15 cm et atteignent localement 30 cm.

Les tufs à amphibole interstratifiés avec les laves aphanitiques sont cristallins, de composition intermédiaire, de teinte claire et finement lités. Ils sont constitués de phénoclastes de quartz (5%), de hornblende (10%), de plagioclase subautomorphe (10 à 15%) et de minéraux opaques (1%) dans une matrice microcristalline (70 à 75%), à actinote (70%), quartz, épidote, chlorite et leucoxène.

Les tufs à lapilli ou à blocs, que l'on trouve au nord du lac Landing, sont à lapilli, constitués de fragments (< 6 mm) quartzofeldspathiques, dans une matrice aphanitique gris vert clair. On observe localement des tufs lités à amphibole et des brèches volcaniques (ou des tufs à blocs) à éléments lenticulaires felsiques de 10 à 40 cm de dimension.

Les tufs à lapilli, à amphibole et plagioclase affleurent au sud de la route 113 et sont en contact (non observé) au nord avec les laves porphyriques à olivine. Ils sont formés de phénoclastes de quartz (0.5 à 1% - < 1 mm), de plagioclase (30% - 0.5 à 6 mm), de clinopyroxène totalement ouralitisé et poecilitique (inclusions d'apatite) et d'apatite, dans une matrice (1 à 2%) microcristalline à quartz (80%), leucoxène (10 à 15%), actinote (1 à 2%), chlorite (1 à 2%) et épidote.

Les grès feldspathiques affleurent au nord de la route 113 dans le canton de Daubrée. Ils forment une bande de 300 à 500 m de large. Ils sont en contact net avec les laves porphyriques à plagioclase au nord. Des lentilles de conglomérats affleurent au sein de cette séquence.

Ces grès sont à grain fin à moyen (≤ 3 mm de diamètre), localement microbréchiques (clastes ≤ 1 cm). Ils sont grossièrement lités et localement granoclassés. Leur texture est clastique, avec une matrice microgranoblastique (taille ≤ 0.5 mm).

La fraction détritique est constituée de quartz (1 à 5% - ≤ 1 mm), de plagioclase (60% - 0.05 à 1 mm) anguleux et peu altérés, d'apatite, d'ilménite, de pyrite, d'amphibole ou pyroxène (rare, ≤ 0.2 mm) et localement de fragments de lave à texture trachytique (≤ 1 mm). La matrice est riche en quartz, associé à la calcite, l'épidote, le leucoxène, l'actinote, la séricite et la chlorite.

Les granoclassements ainsi que des figures de stratifications entrecroisées suggèrent une sédimentation en milieu deltaïque.

Les **conglomérats à fragments granitiques et volcaniques** forment des lentilles d'extension plurikilométrique, avec une épaisseur de 100 à 200 m, au sein des grès feldspathiques. Les fragments (quelques centimètres à 50 cm - 50 à 70%) sont ovoïdes, avec un fort coefficient d'émoussé. Ils sont constitués de:

- . granitoïdes tonalitiques (60%);
- . volcanites gris clair (30%), felsiques, dacitiques ou rhyolitiques;
- . lave porphyrique à plagioclase (5%);
- . chert noir (5%).

La matrice, arkosique, est chloriteuse et montre de petits cristaux de plagioclase.

Les caractères de ce conglomérat suggèrent une origine fluviatile. Les

fragments de granitoïdes pose le problème de leur origine et de leur âge.

Les **conglomérats à fragments de volcanites** affleurent selon deux bandes, nord et sud, les deux en contact franc avec les laves porphyriques à plagioclase. Leur épaisseur varie de 30 à 80 m. Les fragments qui les composent sont constitués de:

- . volcanites felsiques aphanitiques, dacitiques à rhyolitiques;
- . volcanites felsiques à quartz;
- . volcanites felsiques, vacuolaires, à phénocristaux de ferromagnésiens;
- . cherts lités;
- . rares granitoïdes leucocrates riches en quartz.

Leur matrice est arkosique, à quartz, feldspath et chlorite.

Des chenaux remplis de ce matériel arkosique permettent de déterminer le sommet (bande sud à sommet nord et bande nord à sommet sud). Il semble également que ces conglomérats soient d'origine fluviatile (E. Dimroth: communication orale personnelle, 1981).

GÉOCHIMIE

Le tableau 16 fournit les données analytiques des roches de la Formation de Haüy. Les **laves aphanitiques** (moyenne de 20 analyses) ont une composition andésitique ($\text{SiO}_2 = 59.07\%$ - $\kappa = 0.97$). Elles sont hyperpotassiques, riches en Na_2O , FeO_t et P_2O_5 , pauvres en MgO et moyennement riches en Al_2O_3 et TiO_2 . Leur rapport $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ varie de 0.6 à 1.8. Elles sont à quartz, orthopyroxène et

clinopyroxène normatif; l'apatite normative est abondante. Elles sont riches en Rb, Sr, Y et Nb. **Les laves porphyriques à plagioclase** sont de composition trachyan-désitique ($\text{SiO}_2 = 58$ à 60%) et sont également hyperpotassiques et hypomagnésiennes. Elles sont moyennement riches en FeO_{tot} , TiO_2 , P_2O_5 et CaO . Leur rapport $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ varie de 0.6 à 1. Les laves de la bande sud sont à quartz normatif, tandis que celles de la bande nord sont à olivine normative. Elles sont très riches en Rb, Sr et Zr, et moyennement riches en Y et Nb. **Les laves porphyriques à olivine et plagioclase** sont de composition basaltique ($\text{SiO}_2 = 48$ à 52%). Elles sont moins potassiques que les autres laves de la formation ($\text{K}_2\text{O} \approx 1\%$); par ailleurs, elles sont riches en MgO , FeO_{tot} , CaO et Al_2O_3 et pauvres en P_2O_5 , TiO_2 et Na_2O . Leur rapport $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ est voisin de 0.5. Elles sont toutes à olivine, clinopyroxène et orthopyroxène normatifs. Elles sont riches en Sr et pauvres en Rb, Zr et Y; leur teneur en Nb est nulle. Elles diffèrent notablement des autres laves de la formation et on peut se demander si elles appartiennent à la même lignée évolutive. **Les tufs à amphibole** associés aux laves aphanitiques (tableau 16, pyroclastites: colonne de gauche) et **les tufs à lapilli et à blocs** (colonne du centre) sont de composition andésitique à dacitique. **Les tufs à lapilli à amphibole et plagioclase** (colonne de droite) sont de composition basaltique à andésitique. Ils sont à olivine, orthopyroxène et clinopyroxène normatifs. Ils ont des caractères géochimiques peu différents des laves porphyriques à olivine. **Les grès feldspathiques** sont moyennement siliceux ($\text{SiO}_2 = 62\%$), très alumineux (18%), riches en K_2O , Na_2O et pauvres en CaO .

Dans l'analyse en composante prin-

cipale normée (figure 21), le facteur F_1 (65.53 %) oppose nettement Si, K, Na et Ti aux éléments Fe, Mg et Ca. Le facteur F_2 (17.50%) est caractérisé par Al, qui forme un facteur à lui seul. Sur ce facteur, Fe et Ti sont liés. Sur la figure, les laves porphyriques à olivine sont nettement séparées des autres laves. Les laves aphanitiques et les laves porphyriques à plagioclase constituent deux nuages dont les axes d'allongement sont parallèles et peu distants l'un de l'autre. Leur séparation résulte de l'abondance des phénocristaux de plagioclase dans les laves porphyriques à plagioclase (proches du pôle Al). D'autre part, les laves porphyriques à plagioclase des bandes sud et nord sont séparées et constituent deux stades différents dans l'évolution de ces laves. On constate donc que les laves aphanitiques et les laves porphyriques à plagioclase sont génétiquement liées. Les pyroclastites sont séparées des laves et ont des caractères nettement différents. D'autre part, quelques points sont isolés du nuage. C'est le cas de l'analyse 3049.A (figure 21), dont la pétrographie est un peu différente des autres laves.

Du fait de leur richesse en potassium, ces roches sont de classification délicate. Nous avons testé plusieurs diagrammes de Winchester & Floyd (1976), dont l'intérêt est d'utiliser des éléments réputés inertes au cours de l'altération et du métamorphisme. Dans le diagramme $\text{TiO}_2 - \text{Zr}/\text{P}_2\text{O}_5$ (figure 22-A), toutes les laves sont dans le champ subalcalin. Les laves aphanitiques tangent le champ alcalin. Dans le diagramme $\text{P}_2\text{O}_5 - \text{Zr}$ (figure 22-B), les laves aphanitiques sont dans le champ alcalin, sauf quelques individus qui sont dans le champ subalcalin. Les laves porphyriques à plagioclase sont toutes dans le champ subalcalin. Quant aux laves por-

Tableau 16. Données analytiques des roches de la Formation de Haüy.

		Lave (andésite) aphanitique			Trachyandésite à plagioclase		Basalte à olivine	Pyroclastite			Arkose
		L+G+Q n = 20 moyenne	L n = 1	L n = 1	G n = 2 moyenne	G n = 3 moyenne	L+G n = 6 moyenne	G n = 1	G n = 1	L n = 2 moyenne	L n = 2 moyenne
O	SiO ₂	59,07	55,20	59,26	60,06	58,52	49,19	53,58	64,12	62,42	61,71
	Al ₂ O ₃	16,38	17,64	15,93	16,09	18,43	17,10	15,71	18,03	15,66	18,08
X	Fe ₂ O ₃	1,33	1,43	1,47	1,06	0,92	1,51	1,42	0,54	0,95	0,88
	FeO	7,02	7,36	7,56	6,00	5,22	8,52	8,06	3,09	4,87	5,01
Y	MgO	1,91	3,53	2,22	3,13	1,99	8,38	8,72	1,21	4,44	1,81
	CaO	3,67	5,98	3,50	5,61	4,08	11,04	6,06	3,74	4,33	2,77
D	Na ₂ O	4,68	3,49	4,75	3,36	5,86	2,12	3,16	6,25	4,52	6,19
	K ₂ O	3,76	3,80	3,21	3,35	3,66	1,07	2,09	3,08	1,92	2,49
E	TiO ₂	1,39	1,05	1,38	0,94	0,79	0,53	0,72	0,37	0,66	0,68
	P ₂ O ₅	0,65	0,44	0,60	0,31	0,40	0,24	0,31	0,14	0,16	0,32
S	MnO	0,13	0,10	0,12	0,09	0,09	0,17	0,15	0,06	0,09	0,07
	Na ₂ O/K ₂ O	1,24	0,92	1,48	1,00	1,60	1,98	1,51	2,03	2,35	2,49
T	Rb	102	100	61	91	114	31	55	76	67	75
R	Sr	382	804	364	677	1127	666	650	1070	575	725
A	Zr	309	120	196	221	288	44	61	137	133	180
C	Nb	17	6	8	6	16	0	0	5	5	5
E	Y	32	21	30	11	16	6	10	7	22	8
S											
	Quartz	4,40	0	5,53	9,36	0	0	0	5,65	10,83	5,00
	Orthose	22,24	22,48	18,99	19,81	21,65	6,33	12,36	18,22	11,36	14,73
M N	Albite	39,55	29,50	40,15	28,40	49,53	17,92	26,71	52,82	38,20	52,32
I O	Anorthite	12,54	21,19	12,63	18,88	13,13	34,15	22,47	12,01	16,74	11,87
N R	Corindon	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,84
E M	Néphéline	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
R A	Olivine	0	0,65	0	0	7,84	13,34	6,92	0	0	0
A T	Opx	13,69	16,25	15,62	13,62	0,10	8,80	22,73	5,32	16,80	11,99
U I	Cpx	1,58	4,93	1,03	5,93	4,00	15,69	4,71	4,82	3,11	0
X F	Magnétite	1,93	2,07	2,13	1,54	1,33	2,19	2,06	0,78	1,38	1,28
S	Ilménite	2,64	1,99	2,62	1,79	1,50	1,01	1,37	0,70	1,25	1,29
	Apatite	1,4	1,04	1,42	0,73	0,95	0,57	0,73	0,33	0,38	0,76

Opx = orthopyroxène

Cpx = clinopyroxène

Moyennes d'analyses chimiques recalculées sur une base anhydre; n = nombre d'analyses utilisées pour la moyenne. Les analyses ont été effectuées par l'Université Claude Bernard-Lyon I (L), l'Institut bolomieu de Grenoble (G) et par le Centre de recherche minérale du Québec (Q).

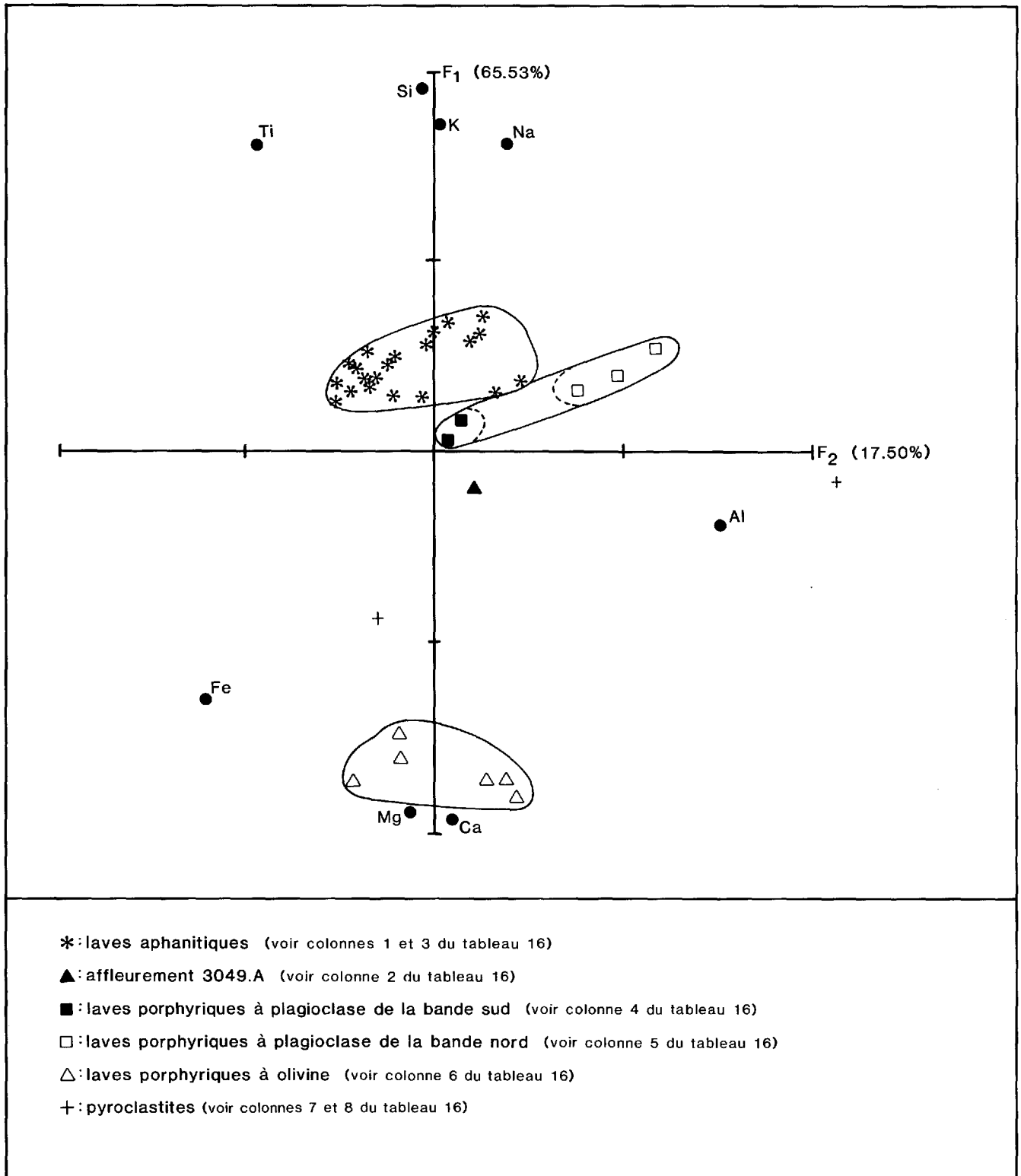


FIGURE 21 - Analyse en composante principale normée des laves et pyroclastites de la Formation de Haïty. Population (N=33): laves et pyroclastites; variables (n=8): Si-Al-Fe-Mg-Ca-Na-K-Ti; résultats: les quatre premiers facteurs représentent 95.94% de la variance.

phyriques à olivine, elles chevauchent les deux champs. Dans le diagramme Nb/Y - Zr/P₂O₅ (figure 22-C), toutes les laves sont dans le champ subalcalin. Ces distributions soulèvent une ambiguïté sur la nature de la série magmatique de ces laves, qui ont des caractères de série alcaline pour certains éléments (K, Na et P) et de série subalcaline pour d'autres (Ti et Nb).

Nous avons vu précédemment que les laves étaient tantôt à quartz normatif, tantôt à olivine normative. Aucune, sauf une exception, n'est à néphéline normative. Ces caractères, plus exactement ceux des laves aphanitiques et des laves porphyriques à plagioclase, présentent des analogies avec la série shoshonitique (série ab-sarokite-shoshonite-banakitelatite) (Jo-

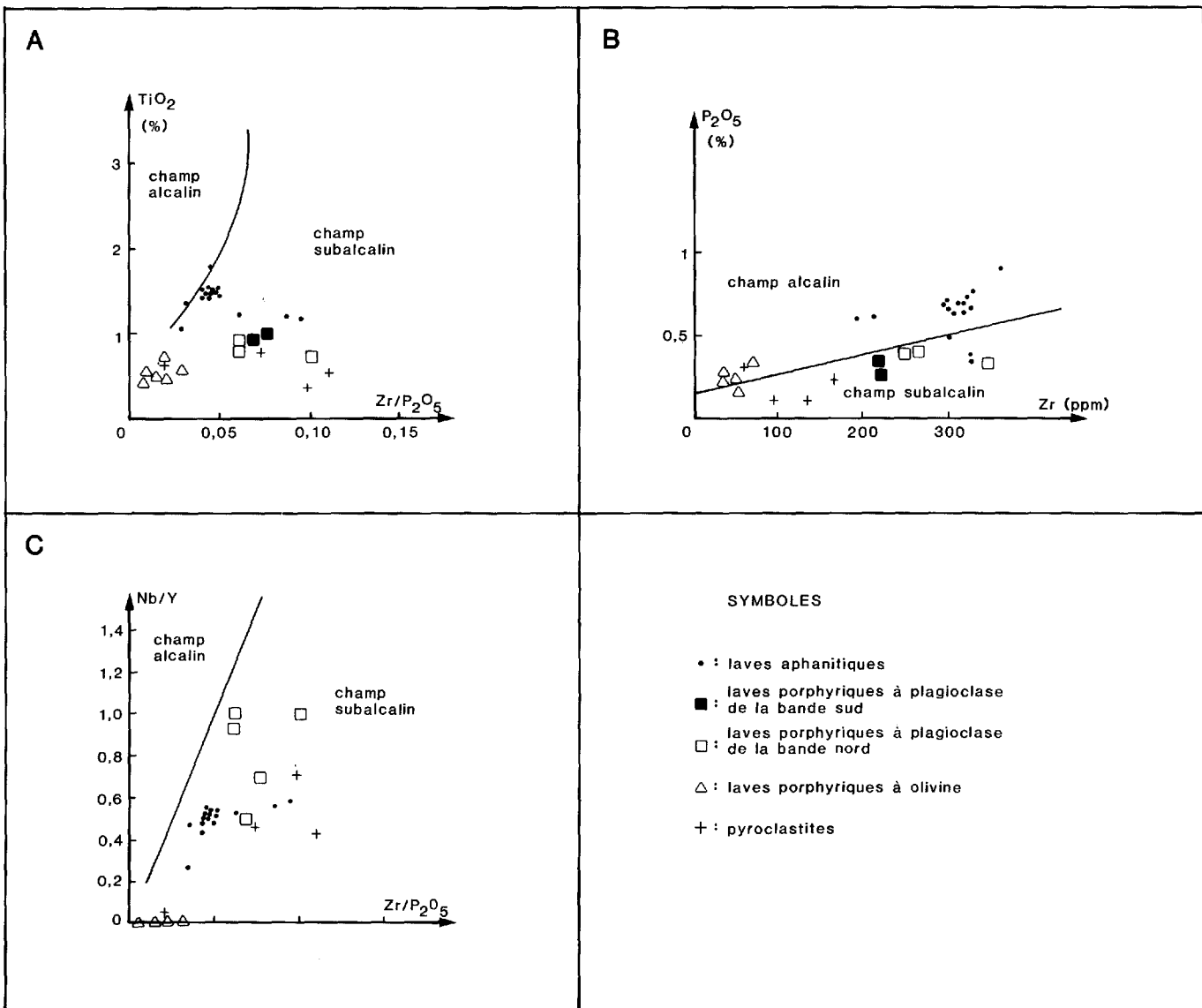


FIGURE 22 - Diagrammes de Winchester & Floyd (1976) pour les laves et pyroclastites de la Formation de Haüy. (voir discussion dans le texte).

plin, 1968; Lefèvre, 1979). Dans ce cas, les laves aphanitiques et les laves porphyriques à plagioclase seraient des banakites. Quant aux laves porphyriques à olivine, plus basiques, elles sont à comparer avec des absarokites, mais leurs caractères sont notablement différents (Al_2O_3 et CaO plus élevés: K_2O et Na_2O trop faibles).

Dans le diagramme AFM de la figure 23, les laves porphyriques à olivine, toutes dans le champ calco-alcalin, seraient des basaltes calco-alcalins. Les laves aphanitiques sont dans le champ tholéitique tandis que les laves porphyriques à plagioclase sont dans le champ calco-alcalin. Enfin les pyroclastites associées à ce groupe sont toutes dans le champ calco-alcalin.

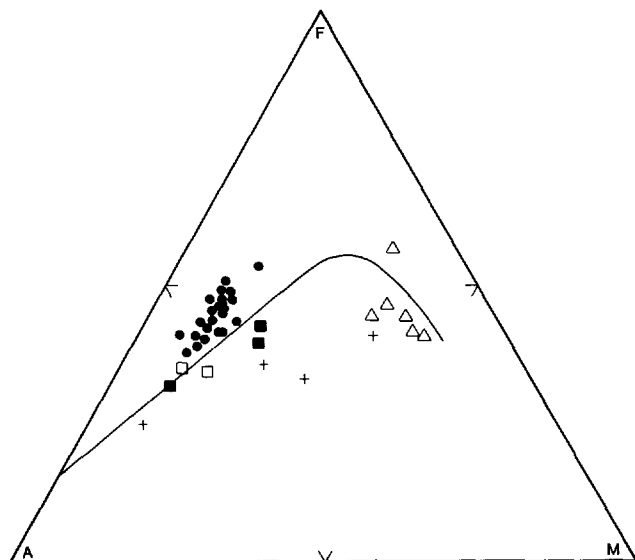


FIGURE 23 - Diagramme AFM pour les laves et pyroclastites de la Formation de Haüy. Voir la signification des symboles sur la figure 22. La courbe de séparation entre les domaines tholéitique et calco-alcalin est celle définie par Irvine & Baragar (1971): $A = Na_2O + K_2O$, $F = FeO + 0.8998 Fe_2O_3 = FeO_{tot}$, $M = MgO$ (en pourcentage d'oxydes).

Le métamorphisme pourrait être à l'origine de la remobilisation de certains éléments chimiques (en particulier les alcalins). De plus, les laves aphanitiques sont mylonitisées et minéralisées tardivement par de la pyrite. Il faut donc être très prudent sur la signification des éléments.

DISCUSSION

Les turbidites et rythmites de la Formation de Stella, de même que les grès feldspathiques de la Formation de Haüy, ont des caractères nettement détritiques et peuvent résulter d'une sédimentation en milieu deltaïque.

Les conglomérats seraient d'origine fluviatile.

Les laves sont massives, non coussinées et seraient subaériennes. L'abondance des pyroclastites et la présence de laves amygdalaires indiquent que le volcanisme devait être assez explosif. Les laves sont caractérisées par une teneur élevée en potassium.

Les laves porphyriques à olivine seraient des basaltes calco-alcalins. Les laves aphanitiques et les laves porphyriques à plagioclase présentent des affinités avec les banakites de la série shoshonitique. Quant aux pyroclastites, elles sont calco-alcalines andésitiques à dacitiques.

INTRUSIONS ARCHÉENNES

Des intrusions de diabase, d'une épaisseur inférieure à 10 m, ont été observées au sein des roches du Groupe de Roy: un dyke recoupe une partie de la sous-unité 3b et l'unité 4 (figure 4), à l'est du lac Dolomieu; des sills apparaissent dans la

sous-unité 5a, au nord du lac des Trois-Iles, et dans la sous-unité 5b, au nord-ouest du lac Dolomieu (base de la section E, figure 10). Ces intrusions sont plissées et ont, de toute évidence, été impliquées dans les déformations régionales. Elles sont métamorphosées au faciès des schistes verts et seraient d'âge Archéen.

Les diabases ont une texture doléritique. Bien qu'elles soient métamorphosées au faciès des schistes verts, les recristallisations qu'on y observe demeurent peu importantes. Le tableau 17 montre leurs caractéristiques minérales.

Le dyke de diabase recoupant la majeure partie des couches de la Formation de Gilman (sous-unité 3b et unité 4: figure 4) à l'est du lac Dolomieu est magnétique et minéralisé (5 à 10%) en pyrite, hématite et magnétite (?). Les carbonates y sont également abondants. Le dyke contient, dans sa partie centrale, des xénolites anguleux de quartzite lité et de chert (figure 24) de même que des xénolites à bord

diffus de granite sodique riche en quartz (40%), plagioclase (40%) et feldspath potassique (10 à 15%). La provenance des fragments de chert et de quartzite est problématique. Si l'on admet que la mise en place de l'intrusion est antérieure au plissement régional, on doit chercher la source des xénolites dans des niveaux stratigraphiques inférieurs à celui dans lequel ils ont été entraînés, avant le plissement. Or nous n'avons observé aucun niveau de quartzite au sein des Formations d'Obatogamau, de Waconichi et de Gilman. Du quartzite pourrait cependant occuper un niveau stratigraphique qui n'affleure pas (voir les LACUNES d'affleurements signalées dans la colonne lithologique de la figure 4) ou un niveau stratigraphique inférieur à celui correspondant au niveau "0 mètre" sur la figure 4. Quant aux xénolites de granite, ils pourraient provenir d'une intrusion granitique précoce.

Les sills de diabase de la sous-unité 5b sont fortement minéralisés en pyrite et pyrrhotine (15% - 0.2 à 3 mm) dis-

TABLEAU 17. Pétrographie des diabases archéennes.

Minéraux observés	% Estimé	Taille (mm)	Caractéristiques	Commentaires et interprétations
Quartz	0 à 2		En plages interstitielles	
Plagioclase	60 à 70	0.2 à 3	En lattes peu ou pas orientées, faiblement recristallisées en zoïsite et séricite	
Assemblage d'ouralite, chlorite, calcite et épidote	10 à 20		Mimétique d'anciens cristaux xénomorphes, corrodés	Anciens cristaux de clinopyroxène partiellement destabilisé et pseudomorphosé.
Clinopyroxène	2 à 3		Relictuels à l'intérieur des assemblages	
Apatite	quelques cristaux		Automorphe	
Divers minéraux opaques (pyrite, ilménite, magnétite)	5 à 15	0,1 à 1,5	Subautomorphes à xénomorphes	Voir commentaires dans le texte.
Chlorite magnésienne	5 à 10	0,1 à 0,5	Amas polycristallin lépidoblastique	
Quartz, séricite, calcite, actinote, épidote	5 à 10	≤ 0,2	Agrégat microcristallin	Origine épimétamorphique.



FIGURE 24 - Xénolites anguleux de quartzite lité et de chert, dans la partie centrale d'un dyke déformé affleurant à l'est immédiat du lac Dolomieu. Localisation sur la figure 3.

séminées, avec quelques traces de chalcoppyrite. Leur encaissant sédimentaire est également très minéralisé. Quant au sill observé dans la sous-unité 5a, il est plus fortement recristallisé et sa texture est intersertale. Il contient 4 à 5% d'ilménite pseudomorphosée en sphène.

INTRUSIONS PLUTONIQUES

Sur notre carte géologique (figure 3), nous avons regroupé l'ensemble des roches intrusives plutoniques dans l'unité 9 bien qu'elles ne soient pas nécessairement toutes du même âge. La partie sud de la carte coïncide avec la limite nord du batholite de Lapparent. Nous n'avons cartographié que le contact nord de ce pluton, qui comprend plusieurs lithologies: granodiorite, syénite quartzique à hornblende verte et syénite quartzique à muscovite (Streckeisen, 1976), pour ne citer que les principales observées. Ces roches sont grenues (grains de 3 à 8 mm de diamètre) et équi-granulaires. La granodiorite est

constituée de quartz (30 à 40%) en grandes plages polycristallines, d'orthose (5 à 10%) poecilitique, de microcline (5 à 10%) poecilitique, de plagioclase sodique (30 à 35%) parfois zoné et parfois en inclusions dans les feldspaths potassiques, de biotite verte (5%), de muscovite (peu abondante), d'apatite et de zircons abondants dans les phyllosilicates. La syénite quartzique à hornblende est constituée de quartz (10%) en petites plages polycristallines, d'orthose poecilitique et perthitique (25 à 30%) avec inclusions de plagioclase, de microcline (20%) poecilitique avec inclusions de plagioclase et d'orthose, d'albite (20 à 25%), de hornblende verte (20 à 25%), de sphène en grandes plages (2 à 5%), parfois automorphe, de quelques biotites vertes, d'apatite (abondante, en inclusion dans les amphiboles) et de zircons. La syénite quartzique à muscovite est constituée de quartz (5 à 10%), d'orthose (20%) perthitique (inclusions de plagioclase et d'apatite), de microcline (20%) poecilitique (inclusions de plagioclase et d'orthose), de plagioclase sodique (30%), de muscovite (15 à 20%), de quelques biotites vertes, d'apatite et de zircon. Les relations spatiales entre ces faciès ne sont pas connues. Ces roches plutoniques sont localement foliées, ce qui est particulièrement bien mis en évidence dans la syénite quartzique à hornblende où les minéraux sont tous orientés.

Deux échantillons de granodiorite ont fait l'objet d'analyses chimiques (tableau 18). Ils sont très riches en silice et hypo-alumineux. Leur teneur en FeO_{total} , TiO_2 et MgO est très faible. Ils sont pauvres en K_2O et relativement riches en Na_2O . Les pourcentages des minéraux normatifs confirment qu'il s'agit de deux échantillons de granodiorite selon la classification de Streckeisen (1976).

TABLEAU 18. Résultats analytiques de deux échantillons de granodiorite. Les teneurs ont été calculées sur une base anhydre. Analyses effectuées à l'Université Claude Bernard-Lyon I.

Oxydes	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _t	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO
CP.3001.A	77,06	12,71	2,34	0	1,78	4,42	1,44	0,17	0,04	0,02
CP.3164.A	76,93	12,75	2,11	0	2,26	4,45	1,28	0,16	0,05	0,01
Minéraux normatifs	Qz	Or	Al	An	Cor	Opx	Cpx	Mt	Il	Ap
CP.3001.A	40,79	5,82	37,36	8,60	0,72	3,04	0	0,55	0,32	0,09
CP.3164.F	40,24	7,57	37,61	10,93	0,03	2,72	0	0,49	0,30	0,12

Ces roches plutoniques sont recoupées par des dykes d'aplite, de pegmatites ou de roches mafiques et renferment des enclaves de gabbros et de laves cornéifiées, localement abondantes (figure 25). Elles présentent une auréole de métamorphisme de contact sur quelques centaines de mètres dans les roches encaissantes. Au sein de cette auréole, les laves et gabbros sont métamorphisés dans le faciès des cornéennes à hornblende verte.

Notre exposé sur les roches granitiques demeure très sommaire, leur étude ne faisant pas partie de notre mandat.

DYKES DE DIABASE PROTÉROZOÏQUES

Ces dykes sont remarquables par leur puissance et leur extension. Ils recoupent les formations ci-dessus selon deux directions principales: nord-est et est-ouest. Leur épaisseur peut atteindre 150 m. Leur contact avec l'encaissant est marqué par une bordure figée. Dans leur partie centrale, ils sont à très gros grain. Leur texture est doléritique à

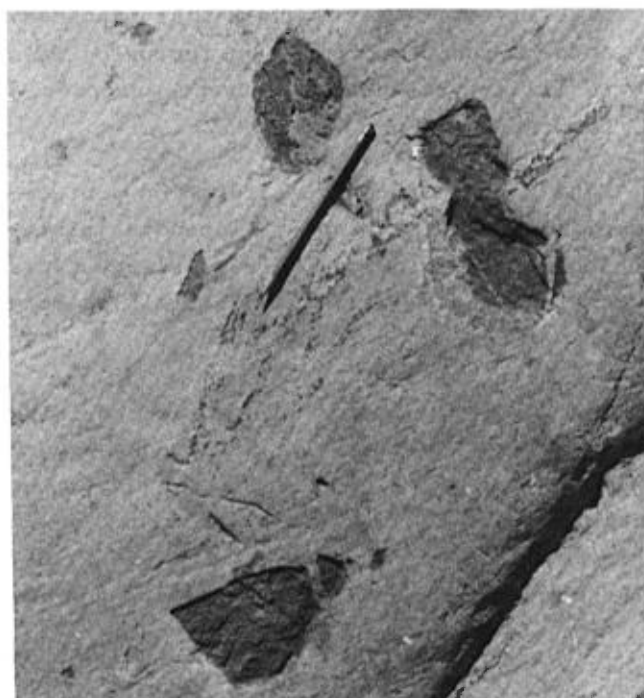


FIGURE 25 - Enclaves anguleuses de gabbro et de lave cornéifiée dans la granodiorite. Extrémité ouest du canton de Daubrèe, à environ 3.6 km à l'ouest-nord-ouest du lac Chrissie.

ophitique. Ils sont magnétiques et responsables d'anomalies positives très marquées sur les cartes aéromagnétiques. Leur association minérale est la suivante:

- . **Plagioclase** (50%) en lattes (2 à 8 mm) non orientées, jointives, altérées en séricite, chlorite et zoïsite.
- . **Augite** (35 à 40%) en cristaux intercumulus (2 à 10 mm) poecilitiques, avec inclusions de plagioclase, biotite, apatite et oxydes métalliques. Faible transformation en actinote-chlorite.
- . **Olivine** interstitielle transformée en chlorite et actinote.
- . **Biotite** (2 à 3%) très fortement corrodée, parfois en inclusion dans les clinopyroxènes, partiellement transformée en chlorite.
- . **Apatite aciculaire** (1 à 2% - 1 à 5 mm).
- . **Oxydes métalliques** (ilménite, magnétite et/ou hématite) (5 à 10%) précoces, auto- à subautomorphes, en inclusion dans les clinopyroxènes et souvent associés à la biotite.

Les minéraux d'altération sont essentiellement l'actinote, l'épidote (pistachite) et la chlorite. Ils constituent des amas dans les espaces interstitiels ou sont en remplacement de l'olivine.

Ces diabases sont de composition basaltique (tableau 19). Elles sont hyperalumineuses et riches en fer, titane et calcium; leur teneur en alcalin est assez élevée. Elles sont très potassiques. Elles sont à clinopyroxène, olivine et né-

phéline normative, ce qui leur confère un caractère alcalin.

RÉSUMÉ CONCERNANT LA LITHOSTRATIGRAPHIE

La carte géologique (figure 3) montre sensiblement la même stratigraphie que dans la région de Chibougamau, si l'on fait exception des roches intrusives du Filon-couche du Roberge et du Complexe du lac Doré.

Les laves des unités 1 et 2, de la sous-unité 3b et de l'unité 4 sont similaires du point de vue chimique. Ce sont des tholéiites faiblement potassiques, saturées à sursaturées, dont certains caractères sont comparables à ceux des tholéiites d'arc insulaire. Les laves et pyroclastites de la sous-unité 5a sont calco-alcalines et de composition dacitique à rhyolitique. Les gabbros de l'unité 6 forment un ensemble stratifié, probablement composite, constitué de cumulats et de termes différenciés (leucogabbros, ferrodiorites à quartz) issus de la différenciation d'un magma tholéiitique.

Le Groupe d'Opémisca, en discordance (?) sur le Groupe de Roy est constitué de sédiments (conglomérats, grès feldspathiques et rythmites: turbidites) d'origine détritique et de laves subaériennes riches en potassium, transitionnelles

TABLEAU 19: Résultat d'analyse d'une diabase provenant du dyke protérozoïque orienté est-ouest, au nord du lac Dolomieu (canton de Dolomieu, demie est). L'analyse est calculée sur une base anhydre. Elle provient de l'Université Claude Bernard-Lyon I.

Oxydes	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _t	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	-
CP.3235.A	48,07	18,23	12,01	3,97	9,45	3,36	1,85	2,58	0,33	0,15	
Minéraux normatifs	Qz	Or	Ab	An	Nep	Ol	Opx	Cpx	Mt	Il	Ap
CP.3235.A	0	10,88	23,82	29,18	2,48	12,00	0	13,27	2,83	4,90	0,78

entre la série alcaline et subalcaline. Ces laves ont des affinités avec la série shoshonitique, mais la nature exacte de leur chimisme reste encore à préciser à ce stade-ci de notre étude.

Les formations archéennes sont recoupées par plusieurs dykes protérozoïques de diabase. Elles sont également recoupées, au sud, par des stocks et un batholite constitué de granodiorites sur sa bordure.

GÉOLOGIE STRUCTURALE

Selon Duquette (1970) ... des roches de l'assemblage granitique se retrouvent d'ordinaire dans les zones anticlinales majeures et des roches de l'assemblage de roches vertes occupent les synclinaux. Au nord de Chapais, l'anticlinal de Chibougamau est bordé de structures synclinales majeures, le synclinal de Chapais et le synclinal de Chibougamau (figure 2). Vers l'ouest, ces deux synclinaux en forment un seul (Duquette, 1970). Nos travaux de cartographie ont confirmé l'existence de plis synclinaux majeurs dont la position correspond grosso modo à celle des synclinaux de Duquette (comparer les figures 2, 3 et la carte des domaines structuraux de la figure 29).

STRUCTURES OBSERVÉES

Les critères de polarité sont: le granoclassement, les empreintes de charge et les lits entrecroisés dans les sédiments terrigènes et les tufs; les coussins à pédoncule dans les laves; et la présence de quartz dans la partie sommitale des filons-couches gabbroïques. De plus, sur quelques zones d'affleurements de l'unité 2, on note une succession lithologique complète des faciès constituant une coulée volcanique: lave massive à la base, surmontée de lave coussinée, de lave bréchique et de tuf.

A l'échelle mésoscopique (i.e. sur les affleurements), les structures les plus courantes sont les contacts lithologiques et la foliation régionale. Cette foliation, dont les directions sont généralement est-ouest et les pendages subverticaux, s'exprime par un clivage ardoisier dans les lits sédimentaires et les lits volcano-détritiques à grain fin (sous-unité 5b et unité 7). C'est une schistosité dans les laves foliées et, par endroits, un clivage de fracture irrégulier dans certains niveaux compétents de lave massive ou de gabbro. On observe une seconde foliation (clivage de crénelure S_2 , figure 26-A), développée localement, subverticale et de direction très variable (figure 27). Les linéations d'intersection résultant de la rencontre d'un contact lithologique avec la foliation régionale L_{1-0} sont distribuées selon un grand cercle subvertical de direction est-ouest. Elles ont un plongement vers l'est ou vers l'ouest selon des angles variant de faibles à forts (figure 27). Les plis mésoscopiques ont été observés dans les niveaux lités de l'unité 7 et de la sous-unité 5b. Ils sont droits et à plongement variant de 30 à 80°; ils sont aussi verticaux. Leurs plans axiaux, subparallèles à la foliation régionale ont des directions variant de est-nord-est à est-sud-est. Plusieurs traces de plan axial de

plis mineurs apparaissent sur la carte de la figure 3: au sud du lac des Trois Iles; dans le secteur où la route 113 recoupe la rivière Chibougamau; et au nord du ruisseau aux Alouettes. Quelques kinks affectent certains niveaux de volcanoclastites.

Nous avons noté au moins deux générations de veines mono- et polyminérales. Les veines de la première génération recou-

pent le litage et montrent des plis ptygmatisques (figure 26-B) synchrones à la foliation (i.e. dont les plans axiaux moyens sont parallèles à la foliation régionale); celles de la seconde génération occupent des fractures généralement planes, postérieures à la foliation régionale (i.e. veines de dilatation recoupant la foliation S_1). La figure 28 montre un diagramme des pôles de veines que nous

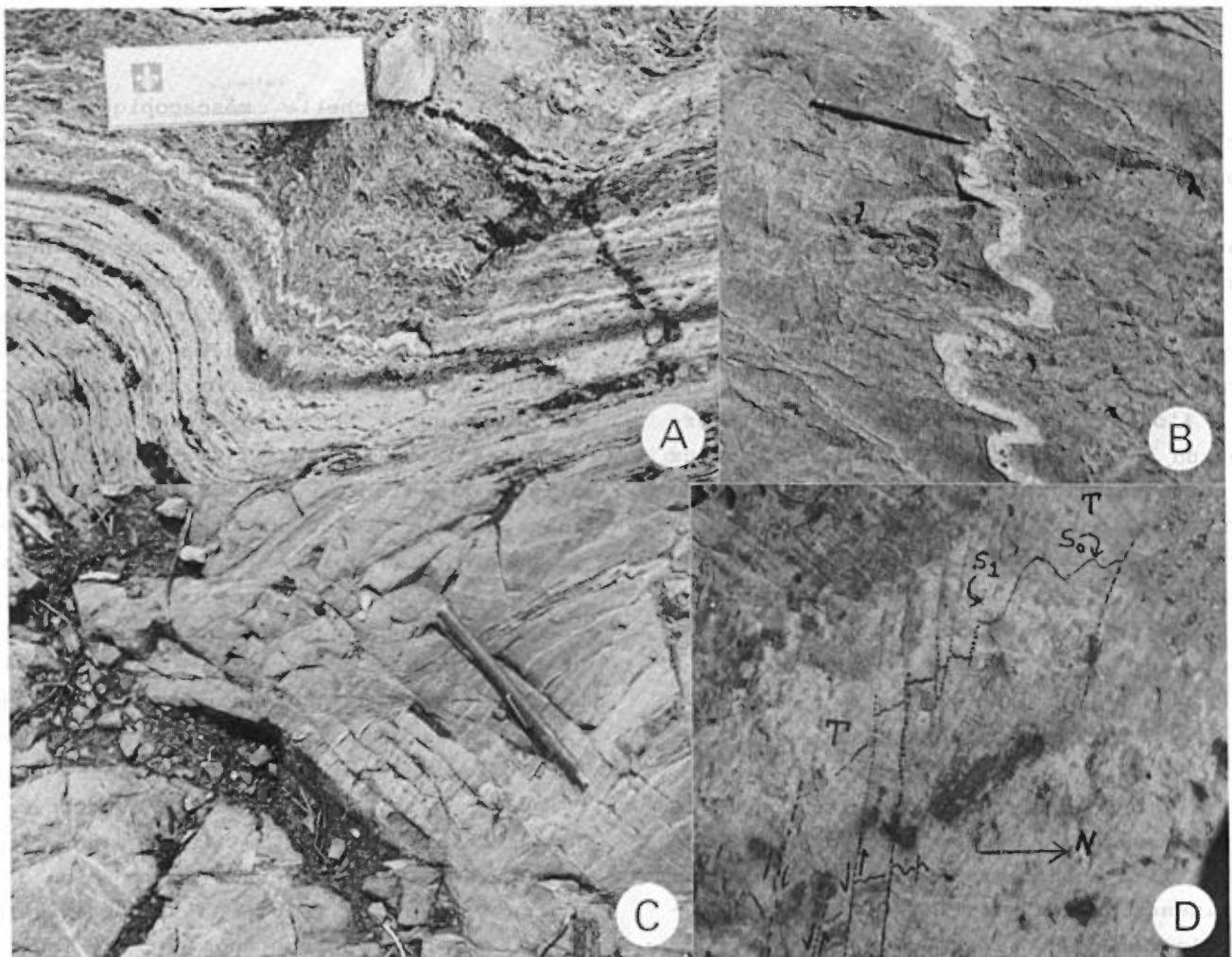


FIGURE 26 - Structures dans les roches de la région.

- 26A: Clivage de crénelure S_2 de plan axial à un pli P_2 , dans un tuf lité de la sous-unité 5b, Formation de Blondeau. La foliation S_1 est subparallèle au litage. Dans le quart sud-est du canton de La Ribourde, rive nord-ouest de la rivière Chibougamau. La règle mesure 6.5 cm.
- 26B: Plis ptygmatisques affectant une veine de quartz-chlorite. A l'extrémité ouest du canton de Daubrée, à environ 3.3 km à l'ouest-nord-ouest du lac Chrissie.
- 26C: Microfailles à rejet horizontal dextre, à environ 450 m au nord du lac Chrissie.
- 26D: Microfailles à rejet horizontal senestre. La flèche indiquant le nord mesure environ 15 cm. Canton de La Ribourde, au nord immédiat de la ligne de transport d'énergie.

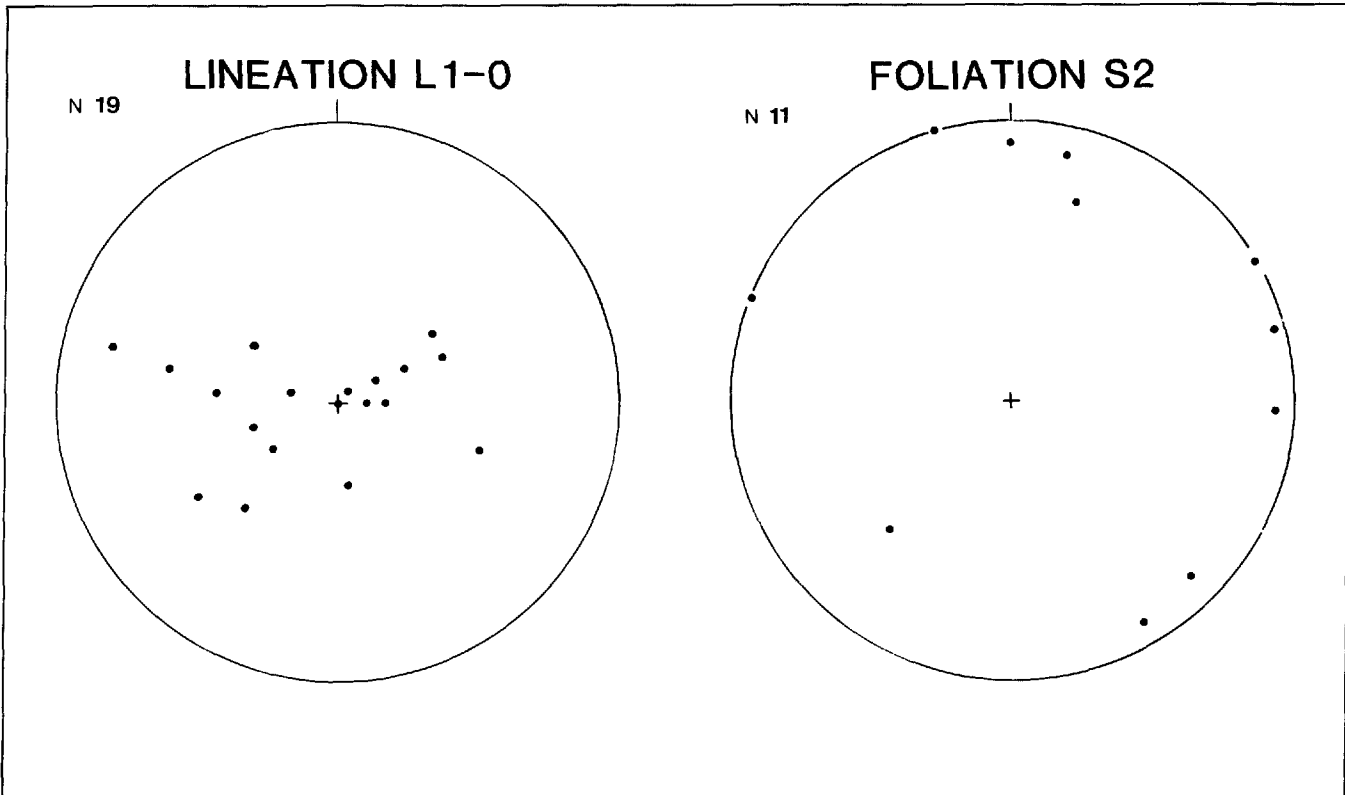


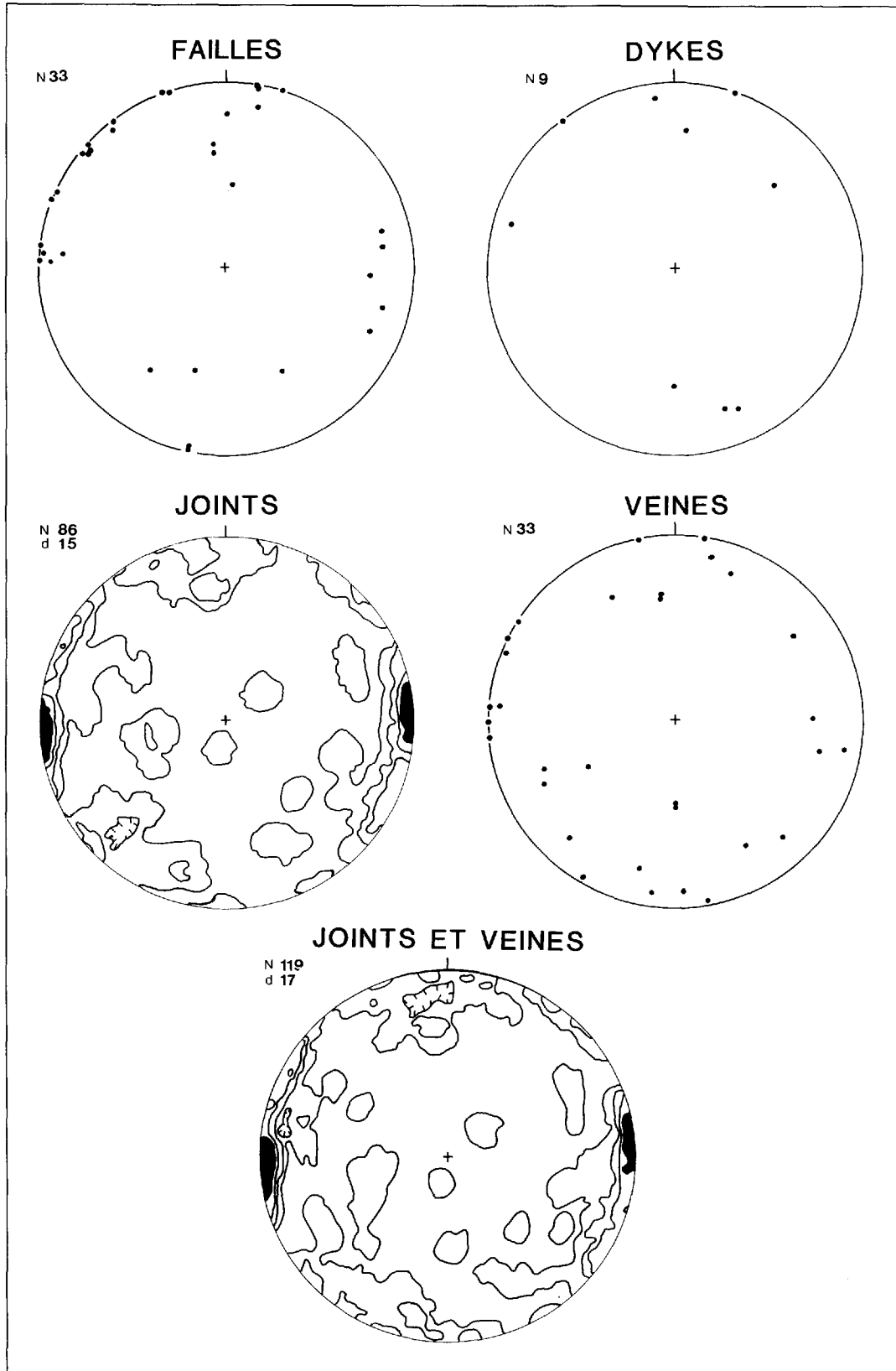
FIGURE 27 - Diagrammes d'orientation des linéations d'intersection L_{1-0} (à gauche) et des pôles des plans S_2 mesurés dans la superficie de la carte de la figure 3. N = nombre de mesures représentées dans chaque diagramme.

avons mesurées. Leur direction varie beaucoup et leur pendage est de moyen à fort. Le diagramme des pôles de joints montre un maximum correspondant à un plan moyen statistique vertical et de direction ouest-nord-ouest.

Les failles sont nombreuses. Elles sont majoritairement verticales ou sub-verticales et leurs directions sont très variées (figure 28). Elles montrent des rejets horizontaux, dextres ou senestres. Sur plusieurs affleurements, elles se présentent en nombre, parallèles les-unes aux autres, chacune avec un rejet horizontal mineur, partout dans le même sens (figure 26-C et B); le rejet horizontal total atteint, par endroits, deux à trois cent mètres.

FAILLES MAJEURES

Deux failles majeures ont été mises en évidence. La Faille Lamarck (Charbonneau, 1981b) souligne des contacts anormaux entre des assemblages lithologiques bien différents (figure 3). Au sud-ouest, elle a un rejet senestre horizontal de 5.3 km si on en juge par le décrochement qu'a subi le contact entre les roches granitiques et les roches encaissantes à cet endroit. Elle s'aligne vers le sud-ouest avec une petite faille, à rejet senestre, présente dans le quart nord-ouest du canton de La Roncière (voir figure 2). Au nord-est, elle souligne le contact entre des roches sédimentaires (unité 7) au sein desquelles les plans axiaux sont orientés est-nord-est et une séquence volcanosédimentai-



re au sein de laquelle les plans axiaux sont orientés à peu près est-ouest (secteur de la route 113 et de la baie de la Tête de Héron). Vers le nord-est, dans le canton de Lamarck, la faille marque le contact anormal entre les roches des Groupes de Roy et d'Opémisca (Dubé, ce rapport). Elle correspond, à cet endroit, à une zone de failles atteignant environ 1 km de largeur (voir carte de Beach, 1941b). Cette zone serait décrochée par des failles tardives mineures orientées nord et nord-nord-est (voir carte de Dubé, 1981a).

La Faille Kapunapotagen (Charbonneau, 1981b), est antérieure à la Faille Lamarck (figure 3). Elle a été mise en évidence dans le canton de Dolomieu, au nord de la route 113, où elle souligne un contact anormal entre les laves andésitiques du Haüy au nord-est et les gabbros et laves basaltiques du Groupe de Roy au sud-ouest (Charbonneau, 1981a). Vers l'est, son tracé passe par le lac Landing puis bifurque vers l'est-sud-est. Vers l'ouest, la faille passe par le lac Kapunapotagen puis la baie de la Tête de Héron pour s'interrompre contre la Faille Lamarck. A l'ouest de celle-ci, nous croyons qu'elle est présente au contact entre les roches du Groupe de Roy au sud, et celles du Groupe d'Opémisca au nord.

PLIS MAJEURS ET DOMAINES STRUCTURAUX

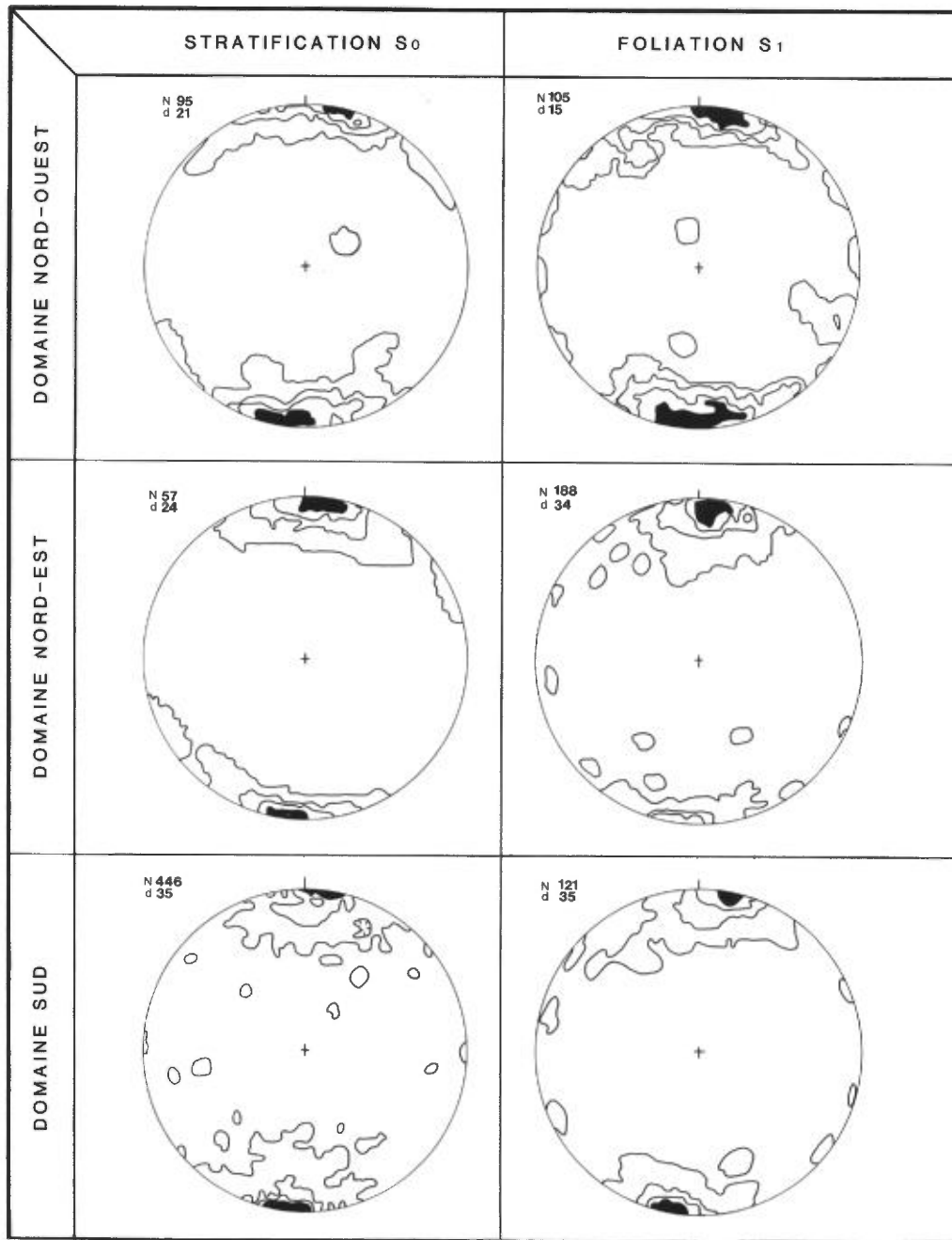
Notre carte géologique comprend trois principaux domaines structuraux: le

domaine nord-ouest, au nord-ouest de la Faille Lamarck; le domaine nord-est, au nord-est de la Faille Kapunapotagen; et le domaine sud, au sud-est de la Faille Lamarck et au sud-ouest de la Faille Kapunapotagen (voir carte des domaines structuraux de la figure 29). Les diagrammes de la figure 29 montrent peu de différence dans l'orientation moyenne statistique de la stratification et de la foliation calculée pour chacun des domaines. Dans les trois domaines également, la stratification et la foliation moyennes sont subverticales et ont des directions est-ouest et est-sud-est. Ce subparallélisme est attribuable au fait que les structures antérieures à la foliation régionale S_1 (stratification, flancs de plis anciens, etc.) ont été transposés parallèlement à cette foliation régionale.

Nos travaux de cartographie révèlent que dans la moitié est du **domaine sud** (figures 3 et 29), les formations sont en position subverticale et orientées à peu près est-ouest. Leur sommet vers le nord indique que ces formations occupent le flanc sud d'un synclinal. Dans la moitié ouest de ce domaine, bien que les affleurements soient rares et dispersés, on observe plusieurs plis isoclinaux, serrés, à charnière très abrupte, et dont le plan axial est subparallèle à la foliation régionale. Ces observations suggèrent l'existence, à cet endroit, d'une zone de charnière d'un pli majeur, subvertical et synchrone à la foliation régionale.

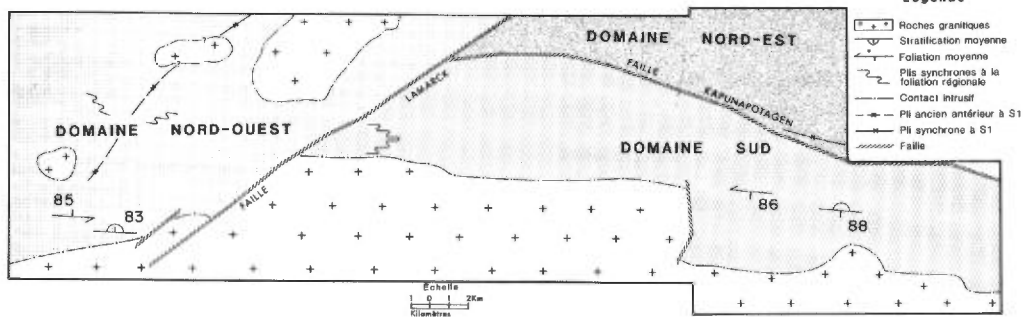
Dans le **domaine nord-est** (figure 29), on rencontre, de la Faille Kapunapotagen en allant vers le nord: un synclinal majeur dont la trace axiale orientée est-ouest se trouve au sein des andésites de la Formation de Haüy (unité 8, figure 3)

FIGURE 28 - Diagrammes d'orientation des pôles de failles, dykes, joints, veines et joints + veines pour la carte de la figure 3. N = nombre de mesures représentées dans chaque diagramme. Les diagrammes comptant plus de 50 mesures ont été interprétés (contours). La lettre **d** = densité maximum (nombre maximum de pôles par 100/N % de surface). Contours à 1, d/4, 2(d/4) et 3(d/4) par 100/N % de surface.



DOMAINES

STRUCTURAUX



et dont le flanc sud est fortement laminé; et plusieurs plis anticlinaux et synclinaux mineurs au sein des roches de la Formation de Stella. Le subparallélisme des orientations moyennes de la stratification comparées aux orientations moyennes de la foliation (figure 29) souligne le caractère isoclinal des plis de ce domaine, lesquels sont également synchrones à la foliation régionale.

Dans le domaine nord-ouest (figure 29), un synclinal majeur affecte les formations présentes. La trace de son plan axial a une direction nord-est. Dans la zone de charnière de ce pli, au niveau des roches sédimentaires de l'unité 7 affleurant au nord de la route 113, la foliation régionale, de direction est-ouest à est-sud-est, recoupe les flancs nord-ouest et sud-est du synclinal. Cette relation structurale indique que ce pli est antérieur au développement de la foliation régionale, contrairement à ceux des domaines nord-est et sud qui sont synchrones à la foliation S_1 .

RÉSUMÉ

Au moins deux générations de plis et trois générations de failles affectent les formations rocheuses de la région. La première génération de plis précède le développement de la foliation régionale. Elle est représentée par un synclinal subvertical orienté nord-est, au nord-ouest de la Faille Lamarck, et correspondant vraisemblablement au synclinal de Chibougamau de Duquette (1970). La seconde génération, synchrone au développement de la foliation régionale, montre d'innombrables plis, en particulier au nord de la route 113. La longueur d'onde de ces derniers varie du millimètre, dans les roches sédimentaires, à plus d'un kilomètre, dans les filons intrusifs.

La première génération de failles est représentée par la Faille Kapunapota-gen, laquelle est déformée et généralement orientée ouest-nord-ouest; la seconde est représentée par la Faille Lamarck; la troisième par des failles mineures, orientées nord et nord-nord-est, qui décrochent localement la Faille Lamarck (voir carte de Dubé, 1981a).

FIGURE 29 - Diagrammes d'orientation des pôles de la stratification et de la foliation régionale, pour les trois domaines figurant sur la carte de localisation des domaines structuraux définis à partir de la carte géologique de la figure 3. N = nombre de mesures; d = densité maximum (nombre maximum de mesures par 100/N % de surface). Contours à 1, d/4, 2(d/4) et 3(d/4) par 100/N % de surface.

MINÉRALISATIONS

La majorité des travaux d'exploration effectués dans notre région est située dans les roches des Formations de Blondeau et de Waconichi. Les indices minéralisés sont associés à des pyroclastites acides à intermédiaires, parfois à des niveaux graphitiques et à des métasédiments. Ils sont le plus souvent minéralisés en pyrite-pyrrotine, accompagnés localement de magnétite, chalcopryrite, sphalérite ou marcasite (en traces). A certains endroits, les sulfures sont disséminés tandis qu'à d'autres, ils se présentent en niveaux massifs parallèles au litage.

SITES MINÉRALISÉS

Le tableau 20 résume les caractéristiques des principaux sites minéralisés connus à l'intérieur du périmètre de la figure 3. Parmi ceux-ci, le site 14 est le plus important avec une réserve estimée de 410 000 tonnes de minerai à faible teneur en cuivre, zinc et argent. Notre figure 30 montre le contexte géologique du site 5, dans la partie centrale du canton de Dolomieu. Un dyke nourricier de péridotite et pyroxénite de direction sud-est alimente une coulée différenciée en position subverticale, orientée est-ouest. Une minéralisation disséminée de sulfures de fer et de cuivre a envahi les roches encaissantes sur quelques dizaines de mètres, en particulier les niveaux de tuf qui sont minéralisés sur plus d'un kilomètre de distance (Charbonneau, 1981b, feuille 2). Des sources hydrothermales, contemporaines de la mise en place du dyke, seraient à l'origine de cette minéralisation. Le tuf conglomératique felsique de la figure 31 correspond au site minéralisé 13 du tableau 20. Au sein de la

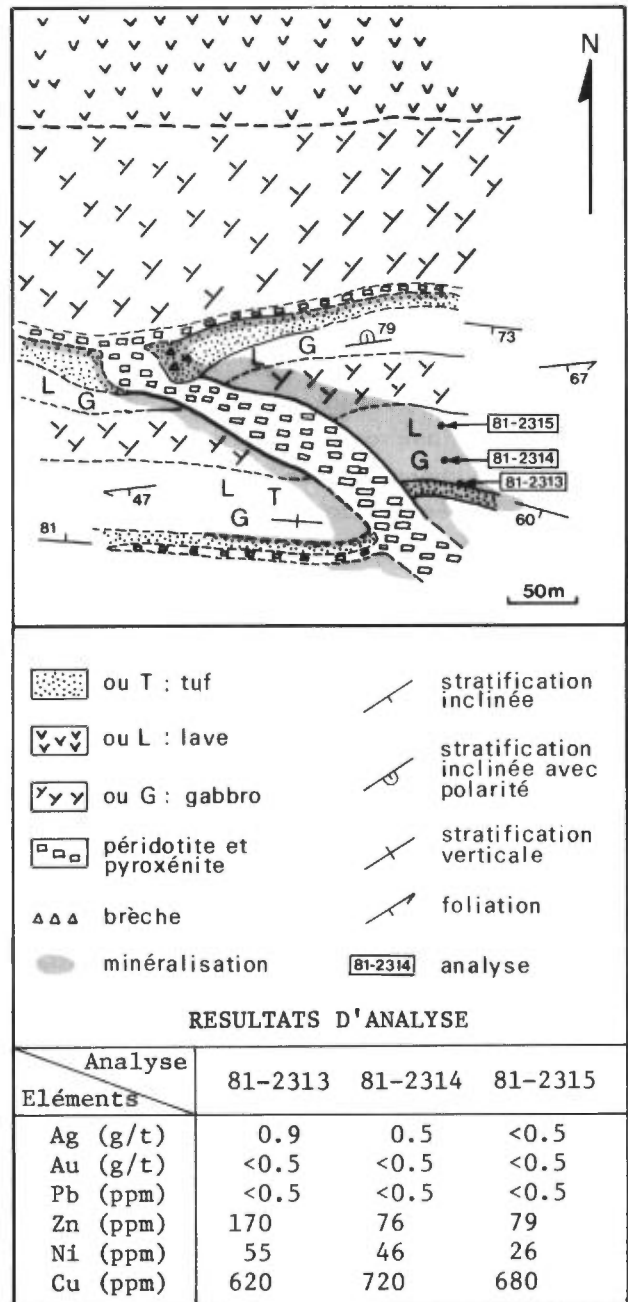


FIGURE 30 - Contexte géologique du site minéralisé 5 du tableau 20. Les numéros d'analyse 81-2313, 2314 et 2315 correspondent respectivement aux échantillons 64, 65 et 66 apparaissant au tableau 20. Dans la partie centrale du canton de Dolomieu, entre la route 113 et la ligne de transport d'énergie. Localisation sur la figure 3.

Tableau 20. Caractéristiques des principaux sites minéralisés de la carte de la figure 3. Les numéros des sites sont localisés sur la figure 3, à l'exception du site 16 dont la position exacte est inconnue. Les informations proviennent en grande partie de rapports de travaux statutaires disponibles au ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec (M.R.N., 1979a, 1979b). Les sondages portent les numéros indiqués dans ces travaux statutaires. Ces numéros n'apparaissent pas sur la figure 3.

CANTON	SITE	SECTEUR	ORGANISME ET AUTEUR	TRAVAUX GEOPHYSIQUES	SONDAGE (voir organisme et auteur)	MINÉRALISATION	VALEURS	LITHOLOGIE	CARTE GEOLOGIQUE	UNITÉ (cet article)	FORMATION (cet article)	
LA RIBOURDE	17	La Ribourde, au nord et au sud de la route 113.	Serem Ltée. Boileau, P., 1980	X		Filonnets de pyrite et pyrrhotine.		Sédiments.		7	Stella	
	16	La Ribourde centre-ouest, au nord et au sud de la route 113.	Umex. Coda, R., 1970 a, b, c, d, e, f, g, Essop, S., 1969 e, f, 1970-C. Le Docte, J., 1970 a, d, e, g, h.	X	W - 7, 8, 3, 9, 68, 5, 6, 46, 58, 64, 10, 42, 102, 112, 4	Filonnets de pyrite et pyrrhotine.		Sédiments, tufs, schistes graphiteux.		5a ou 5b (?) et 7	Blondeau et Stella	
	15	Extrémité ouest de la carte, au nord de la route 113.	M.E.R. (cet article)			Sulfures massifs sur 1-3 dm d'épaisseur: pyrite, pyrrhotine, chalcopryrite, bornite(?) malachite.	2 g/t d'Ag (voir échantillon #79 du tableau 21, cet article), 300 ppm de Ni (voir échantillon #81 du tableau 21, cet article), 330 ppm de Zn (voir échantillon #84 du tableau 21, cet article), 510 ppm de Cu (voir échantillon #89 du tableau 21, cet article).	Tuf à cristaux de feldspath, tuf à lapilli, tuf à blocs et lave.	X	5a ou 5b (?)		
	14	Entre la route 113 et la rivière Chibougamau.	Soquem. Barton, E., 1975 Kruse, R.J., 1974 Lavoie, C., 1973 Umex. Coda, R., 1969 a, b, c, 1970 h Essop, S., 1969, 1970 d Le Docte, J., 1969 a, b, c, d.	X	10-809, 1 à 11 W-16, 12, 13, 11, 19, 22, 30, 25, 28, 117, 120, 124, 125, 130, 134, 137, 87, 98, 141, 143, 149, 153, 158, 33, 36, 91, 38, 52, 41, 45, 72, 104, 111, 116, 118, 119, 127, 131, 139.	Pyrite, pyrrhotine, trace de chalcopryrite et sphalérite, graphite.	Réserve de 410,000 tonnes de minerai: 1.35 % de Cu, 2 % de Zn et 1.24 % d'Ag.	Pyroclastites avec quelques bandes de schiste chloriteux, tuf graphiteux.		5b		
	13	Le long de la rive nord de la rivière Chibougamau.	M.E.R. (cet article)			10% d'amas de sulfures massifs, pyrite, chalcopryrite, pyrrhotine.	2.6 g/t d'Ag pour l'analyse #56 (voir tableau 21, cet article).	Tuf conglomératique.	X	5b		
	12	Ruisseau aux Alouettes.	Umex. Coda, R., 1970 i Essop, S., 1970 a, b, e, 1971. Le Docte, J., 1970 b, c. Vandenhirtz, R. 1971.	X	W-50, W-54, W-39, W-70, W-218, W-147, W-166, W-171, W-174, W-180, W-183, W-186, W-239, W-240, W-241, W-242, W-243.	Sulfures massifs: pyrite, pyrrhotine, sphalérite, chalcopryrite et niveaux graphiteux		Lits graphiteux		5b		
SAUSSURE	11	Rive est de la rivière Chibougamau (à l'est de l'intersection rivière Chibougamau et route 113).	Ridgefield Uranium Mining corporation Ltd. Mc Cannell, J.D., 1956	X	R-1, R-2, R-3, R-4, R-5, R-6, R-7, R-8,		Sondage R-7: entre 88.9 et 89.6 mètres, Cu: 0.20%, Zn: 0.95%, Au: trace, Ag: 2.4 g/t. Sondage R-8: entre 47.5 et 47.7 mètres, Au: 0.34 g/t, Ag: 3.7 g/t, Zn: 1.90%, Cu: 0.30%.	Schistes graphiteux.		5b		
	10	Rive sud-est de la rivière Chibougamau.	M.E.R. (cet article)			Pyrite - chalcopryrite.	0.170 ppm de Ni (voir échantillon #42 du tableau 21, cet article), 0.840 ppm de Zn (voir échantillon #44 du tableau 21, cet article), 0.430 ppm de Zn (voir échantillon #45 du tableau 21, cet article).	Tuf siliceux et siltstone siliceux.	X	5b		
DOLOMIEU OUEST	9	Lac des Misérables (partie nord).	Opemiska Copper Mines Ltd. Leduc, G., 1971.	X	W-26 W-27	10 - 15 % de pyrite. 2 - 5 % de pyrite sur 17 mètres.	Sondage W-26: 0.15% de Cu. Sondage W-27: 0.10% de Cu, trace d'Au.	Tuf graphiteux.		5b	Blondeau (et Complexe de Cummings ?)	
	8	Lac des Misérables (partie est).	Opemiska Copper Mines Ltd. Gagnon, A., 1971.	X	W-14, W-15, W-16, W-17, W-18, W-19, W-20, W-21 W-22.	70 % de graphite, 5 % de pyrite et pyrrhotine sur 0.6 mètre.	0.95% de Zn sur 0.61 mètre. 0.15% de Cu.	Tuf graphiteux lité.		5b		
	7	Gabbro différencié à 3.5 km au nord de la bordure ouest du lac des Misérables.	Magoma Mines Ltd. Hogg, Wm., 1956.	X	D-1, D-2, D-3, D-4, D-5 D-6, D-7, D-8, D-9, D-10, D-11, D-12, D-13, D-14.	Nickel, fer, pyrite, pyrrhotine.	Sondage D-4: 1.42% de Cu entre 63 et 63.3 mètres.	Lave grenue ou gabbro.		6		
	6	Limite ouest du canton de Dolomieu, au nord de la route 113.	McIntyre Porcupine Limited. Stewart, R.D., 1960 a. McIntyre Porcupine Limited. Bonnel, J.W.B., 1960 b.	X 6A X 6B	144 S-1, 2, 3, 4. 143 S-1, 2.	20 % de pyrite.	Sondage 144-S-1: 0.02% de Cu, 0.50% Zn entre 26.5 et 27.2 mètres.	Schiste noir graphiteux.		6-5b		
	5	Dolomieu-centre, au nord de la route 113.	Alouette Mines Ltd. Dumont, G.H., 1957.	X	A-1, A-2, A-3, A-4, A-5, A-6, A-7, A-8.	Pyrite, pyrrhotine chalcopryrite en trace.	Sondage A-2: 0.52% de Cu sur 1.22 mètre, Au, Ni et Co en trace.	Tuf, lave andésitique et gabbro.	X	6-5b		
	4	Nord du ruisseau Voyageur (Dolomieu-centre).	4a	Maxwell et Grenier. Maxwell, J.R. et Grenier, 1962.	X	1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11.	20 % de pyrite, 2 % de magnétite et trace de chalcopryrite	Sondage 1: 0.10% de Cu, 1 g/t d'Au, 0.05% de Zn.	Porphyre fe ²⁺ sphatique.			5a
	4b		Patino Mines Ltd. Limay, L., 1978.	X	I-1, I-2, I-3, I-4, I-5.	Pyrite et pyrrhotine sur 1.6 mètre.	Sondage I-3: 0.40% de Cu, 0.34 g/t d'Au, trace d'Ag. Sondage M-14: Jusqu'à 1.83% de Cu sur 1.52 mètre.	Tuf cristallin chloriteux.		5a		
	4c		Muscocho Explorations Limited. McAdam, J., 1967.	X	M-12, M-13, M-14, M-15, M-16.							
	3	Au sud du lac Lamarck.	M.E.R. (cet article)			Pyrite.	0.16 ppm de Cu et 19 ppm de Ni (voir échantillon #23 du tableau 21, cet article) 0.30 ppm de Zn (voir échantillon #25 du tableau 21, cet article).	Porphyre à quartz et feldspath.	X	5a		
	2	Lac des Misérables (partie sud).	M.E.R. (cet article)			Pyrite et chalcopryrite.	0.05% de Cu.	Laves coussinées et tufs.	X	4		Gilman
1	Sud de la rivière Obatogamau (Dolomieu centre-sud).	Campbell Chibougamau Mines Ltd. Arseneau, V., 1979.	X	CL-5	Filonnets de sulfures: pyrite et pyrrhotine.	Sondage CL-5: 2.05 g/t d'Au, .216% de Cu, et 2.05 g/t d'Ag entre 29.65 et 29.85 mètres.	Tuf felsique graphiteux.	X	1	Obatogamau		

roche, certains fragments à texture saccharoïde ont été remplacés par des sulfures massifs. La dimension des amas minéralisés augmente au voisinage d'une faille mineure, de direction ouest-nord-ouest et le tuf conglomératique est en contact, à l'ouest, avec la base d'une intrusion basique: pyroxénite surmontée d'anorthosite, à l'ouest du lieu de la figure 31 (voir Charbonneau, 1981b, feuille 1).

RÉSULTATS D'ANALYSE

Nous avons fait analyser, pour l'or, l'argent, le cuivre, le zinc, le plomb et le nickel, 110 échantillons provenant de veines de quartz, de laves, de pyroclastites, de gabbros, de roches sédimentaires et de gneiss. Les résultats apparaissent au tableau 21 où les valeurs supérieures à celle du bruit de fond régional ont été imprimées en gras. Aucun échantillon ne contient une quantité d'or appréciable. L'échantillon 56 contient 2.6 g/t d'argent: il s'agit d'un tuf schisteux provenant de la partie est du canton de La Ribourde, entre la route 113 et la rivière Chibougamau (figure 3). L'environnement lithologique de ce secteur est particulièrement felsique. On y rencontre des failles mineures qui seraient génétiquement liées à la Faille Lamarck. L'échantillon 26, contenant 0.26 % de cuivre, 960 ppm de zinc et 220 ppm de nickel, provient de la partie est du canton de Dolomieu, au sud immédiat de la route 113. Il s'agit d'un tuf siliceux minéralisé en pyrite-pyrrhotite-chalcopryrite-magnétite. La minéralisation se situerait dans les épontes d'une faille orientée ouest-nord-ouest (C. Picard, communication orale). Enfin, les échantillons 42 à 45, localisés sur les figures 3 et 32, contiennent des teneurs significatives en zinc, plomb et nickel.

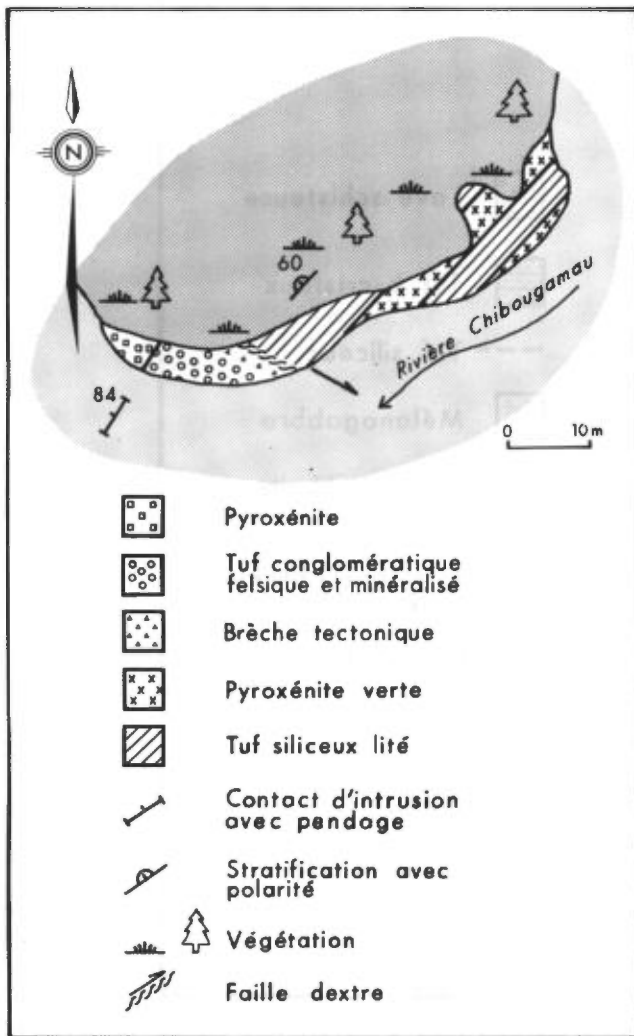


FIGURE 31 - Contexte géologique du tuf conglomératique minéralisé du site 13 (tableau 20 et figure 3). Dans le canton de La Ribourde, à environ 1 km à l'ouest du tracé de la faille Lamarck et le long de la rive nord-ouest de la rivière Chibougamau.

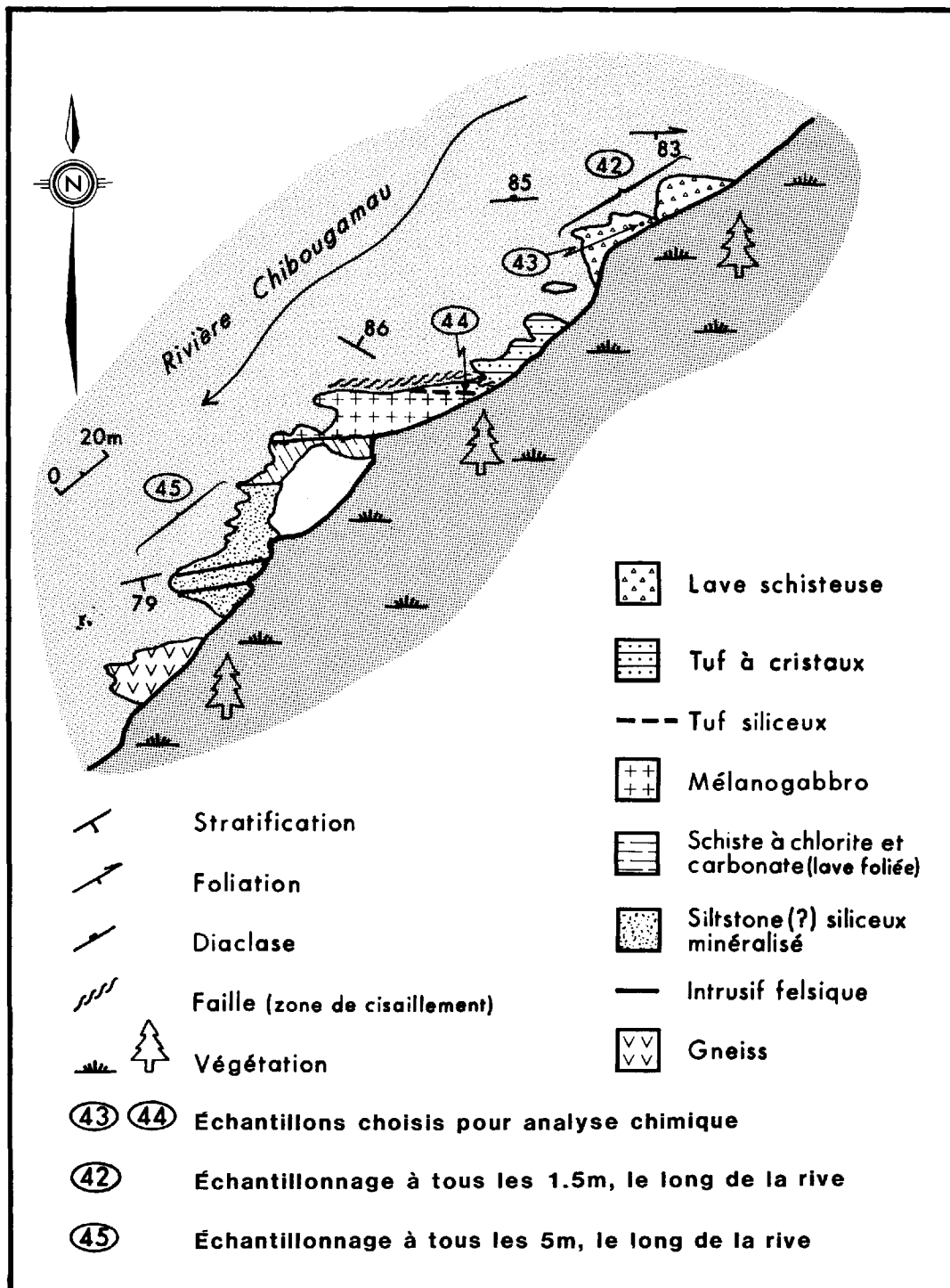


FIGURE 32 - Affleurements montrant des minéralisations disséminées, le long de la rive sud-est de la Rivière Chibougamau, à environ 300 m en aval du pont de la route 113. Secteur du site minéralisé 10 (tableau 20).

CONCLUSION ET RECOMMANDATIONS

Charbonneau et al. (1982) ont déjà mentionné que la Faille Lamarck a la même orientation que celle des lacs Gwillim - Campbell de (Duquette, 1970; Allard et al., 1979) et du lac Doré (Duquette, 1970). Nous croyons que ces trois failles sont du même âge. Les failles des lacs Gwillim - Campbell et du lac Doré recèlent, dans leur voisinage, la majorité des gisements et indices minéralisés importants de la région de Chapais - Chibougamau (figure 33). La probabilité existe que la Faille Lamarck recèle des gisements analogues dans son voisinage, étant donné qu'elle affecte les mêmes lithologies et la même séquence stratigraphique que dans la région de Chapais - Chibougamau, si l'on excepte le Filon-couche de Roberge et le Complexe du lac Doré. La zone A (figure 33) nous semble être la plus favorable à la recherche de tels gisements. Nous y avons observé une faille mineure de direction ouest-nord-ouest ainsi qu'une intrusion d'anorthosite-pyroxénite dont la base est représentée à la figure 31. Rappelons que les dépôts filoniens et épigénétiques de la région Chapais - Chibougamau sont situés dans des

roches intrusives, de préférence basique, et qu'ils sont liés à des contrôles structuraux (Allard et al., 1979).

Quant à la zone B, sa partie nord-est a déjà fait l'objet de travaux de prospection (Dubé, ce rapport). Sa portion sud-ouest est négligée, en partie due au fait qu'elle montre très peu d'affleurements et par conséquent peu d'indices de minéralisations. Cette superficie constitue néanmoins une zone favorable dans la mesure où nous soupçonnons la présence des roches de la Formation de Blondeau à cet endroit, laquelle formation contient nombre d'intrusions basiques.

Au moment de la rédaction de cet article, nous jugeons peu favorable la zone au nord-ouest de la zone B étant donné que les roches de la Formation de Stella sont réputées moins favorables à la recherche de gisements. A noter toutefois qu'à l'été 1982 un indice de sulfures massifs a été mis à jour par la compagnie Falconbridge au sein de cette formation, au sud-est immédiat du lac Guettard (canton de Guettard).

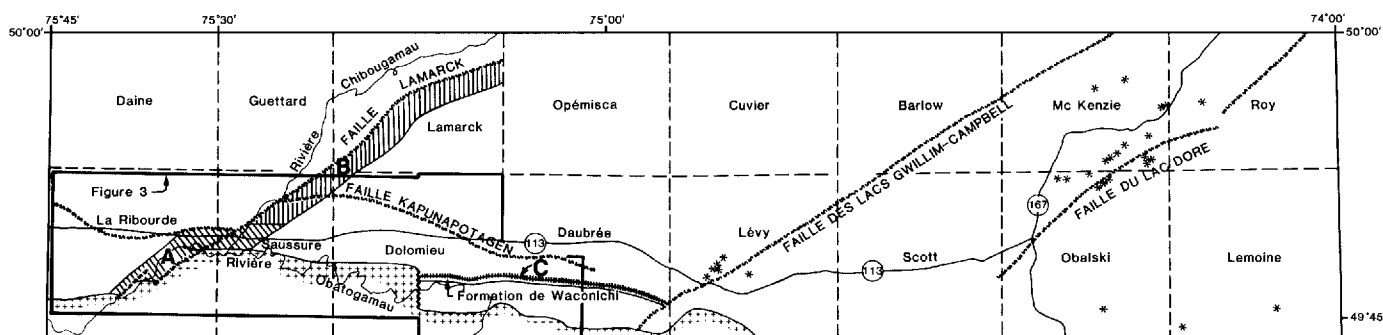


FIGURE 33 - La Faille Lamarck comparée à celle des lacs Gwillim - Campbell et à celle du lac Doré. A, B et C = superficies favorables à la prospection de gisements métalliques. Les astérisques de part et d'autre de la faille du lac Gwillim - Campbell et de part et d'autre de la faille du lac Doré représentent des gisements et indices importants dans la région de Chapais - Chibougamau. Le périmètre de la figure 3, représenté ici, circonscrit la superficie faisant l'objet du présent article.

Enfin, depuis la découverte, en 1973, du gisement de la mine Lemoine, au sud-est de Chibougamau, les compagnies d'exploration se sont intéressées à la Formation de Waconichi, en particulier au contact de celle-ci avec le Gilman. La zone C

sur la figure 33 souligne le tracé de ce contact, favorable pour la recherche de dépôts d'origine volcanogénique. La Formation de Waconichi coïncide avec le tracé d'une anomalie électromagnétique et magnétique élevée (MER, 1981).

RÉFÉRENCES

- ALLARD, G.-O., 1976 - **Doré Lake Complex and its importance to Chibougamau geology and metallogeny.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP-368; 466 pages.
- ALLARD, G.-O. - CATY, J.-L. - CHOWN, E.H. - CIMON, J. - GOBEIL, A. - BAKER, D., 1979 - **Stratigraphie et métallogénie de la région de Chibougamau.** Association minéralogique du Canada; congrès de Québec (Université Laval); livret-guide pour l'excursion B-1; 94 pages.
- ALSAC, C. - LATULIPPE, M., 1979 - **Quelques aspects pétrographiques et géochimiques du volcanisme archéen de Malartic en Abitibi (Québec, Canada).** Journal canadien des Sciences de la Terre; volume 16, numéro 5, pages 1041 à 1059.
- ARSENEAU, V. - FORD, G., 1979 - **Progress Report Cavan Lake Project Dee Dee 2 Group Dolomieu Township.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-33910, Campbell Chibougamau Mines Ltd.; 5 pages.
- 1979 - **Progress Report, Cavan Lake Project, Dee Dee 2 Group, Dolomieu Township.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-34863, Campbell Chibougamau Mines Ltd.; 11 pages.
- AVRAMTCHEV, L. - LEBEL-DROLET, S., 1982 - **Cartes des gîtes minéraux du Québec - Région de l'Abitibi.** Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV-744.
- BARTON, E., 1975 - **Rapport sur la campagne de forage octobre-novembre 1974, cantons La Ribourde - Saussure, projet La Ribourde - 10-809: 10-809-07 et 10-809-11.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-30827, Soquem, 23 pages.
- BEACH, H.H., 1940a - **Michwacho Lake, Abitibi Territory, Québec.** Commission géologique du Canada; carte préliminaire, Paper 40-3.
- 1940b - **Mechamego Lake, Abitibi Territory, Québec.** Commission géologique du Canada; carte préliminaire, Paper 40-4.
- 1941a - **Michwacho Lake.** Ministère des Mines et des Ressources, Canada; carte 623-A.
- 1941b - **Mechamego Lake.** Ministère des Mines et des Ressources, Canada; carte 608-A.
- BENZECRI, J.P., 1976 - **L'analyse des données.** Tome 1: La taxinomie, 631 pages; Tome 2: L'analyse des correspondances, 619 pages. Edition Dunod, Paris.
- BOILEAU, P., 1980 - **Levés géophysiques sur les propriétés La Ribourde A, B, C, D, E, F, G, H, I et J, dans le canton de La Ribourde.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-34805, Serem Limitée; 44 pages.
- BONNELL, J.W.B., 1960 - **Forages: 143-S-1, 143-S-2.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-9952-A, McIntyre Porcupine Mines Limited; 12 pages.
- CHARBONNEAU, J.-M., 1981a - **Cantons de Dolomieu ($\frac{1}{2}$ E) et de Daubrée ($\frac{1}{4}$ SW).** Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; rapport préliminaire, DP-844; 27 pages.
- 1981b - **Géologie du quart sud-ouest du feuillet du lac Lamarck et Géologie du quart sud-est du feuillet du lac Inconnu.** Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; cartes préliminaires annotées, DP-853.
- CHARBONNEAU, J.-M. - DUBE, C. - FRANCONI, A., 1982 - **Lithostratigraphie et déformations dans la bande volcano-sédimentaire de Matagami-Chibougamau, Québec; secteur à l'ouest de Chapais.** Institut canadien des Mines et de la Métallurgie, Montréal; 84^e congrès annuel; présentation numéro 177; 17 pages et figures.

CIMON, J., 1977 - **Quart sud-est du canton de Queylus.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; rapport préliminaire, DPV-448; 33 pages.

CODA, R., 1969a - **Description de sondage: W-16.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-25398, Umex; 4 pages.

1969b - **Description de sondage: W-12, W-16.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-25402, Umex; 6 pages.

1969c - **Description de sondage: W-11, W-19, W-22, W-30.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-25404, Umex; 20 pages.

1970a - **Description de sondage: W-4.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-25442, Umex; 3 pages.

1970b - **Description de sondage: W-5, W-6.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-25453, Umex; 9 pages.

1970c - **Description de sondage: W-7, W-8.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-25502, Umex; 9 pages.

1970d - **Description de sondage: W-3.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-25508, Umex; 5 pages.

1970e - **Description de sondage: W-9, W-68.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-25510, Umex; 8 pages.

1970f - **Description de sondage: W-10, W-42.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-25523, Umex; 12 pages.

1970g - **Rapport de travaux sur la propriété.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-25855, Umex; 11 pages.

1970h - **Rapport des travaux sur la propriété.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-26319, Umex; 4 pages.

1970i - **Rapport de travaux sur les propriétés.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-26387, Umex; 22 pages.

DIMROTH, E. - ROCHELEAU, M., 1979 - **Volcanologie et sédimentologie dans la région de Rouyn-Noranda, Québec.** Association géologique du Canada et Association minéralogique du Canada. Université Laval, Québec, excursion A1, 206 pages.

DUBE, C.-Y., 1981a - **Géologie de la demie est du canton de Lamarck, Abitibi-Est.** Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec, rapport préliminaire, DPV-811; 6 pages.

DUBE, C., 1981b - **Région de Lac Lamarck - Baie Dussault.** Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec; carte préliminaire annotée, DP-848.

DUMONT, G.H., 1957 - **Report on a magnetometer survey of the Dolomieu Twp. Property - Que.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-6169-A, Alouette Mines Limited; 9 pages.

DUQUETTE, G., 1970 - **Stratigraphie de l'Archéen et relations métallogéniques dans la région de Chibougamau.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; ES-8; 18 pages.

ESSOP, S., 1969 - **Description de sondage: W-25, W-28.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-25406, Umex; 12 pages.

1970a - **Description de sondage: W-50, W-54.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-25504, Umex; 7 pages.

ESSOP, S., 1970b - **Description de sondage: W-39, W-70.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-25506, Umex; 10 pages.

1970c - **Description de sondage: W-102, W-112.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-25856, Umex; 4 pages.

1970d - **Description de sondage: W-117, W-120, W-124, W-125, W-130, W-134, W-137, W-87, W-98, W-141, W-143, W-149, W-153, W-158, W-33, W-36, W-91, W-38, W-52, W-41, W-45, W-72, W-104, W-111, W-116, W-118, W-119, W-127, W-131, W-139.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-26320, Umex; 76 pages.

1970e - **Description de sondage: W-166, W-171, W-174, W-180, W-183, W-186.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-26388, Umex; 31 pages.

1971 - **Description de sondage: W-218, W-147.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-27256, Umex; 33 pages.

FISHER, R.V., 1961 - **Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks.** Bulletin de la Geological Society of America, volume 72, pages 1409 à 1414.

GAGNON, A., 1971 - Description de sondage: W-14, W-15, W-16, W-17, W-18, W-19, W-20, W-21, W-22. Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-26739, Opemiska Copper Mines (Quebec) Limited; 38 pages.

GILBERT, J.-E., 1955 - Région de Branssat - Daine, Comté d'Abitibi-Est. Ministère des Mines, Québec, RG-64; 48 pages.

1949 - Preliminary Report on the Lac La Trève Area, Abitibi-East County. Ministère des Mines, Québec; RP-230; 7 pages.

HEBERT, Y., 1981 - Géologie du quart nord-est de la région du lac Inconnu. Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec; carte préliminaire annotée, DP-892.

HOGG, Wm., 1956 - Journal des sondages au diamant: D-1, D-2, D-3, D-4, D-5, D-6, D-7, D-8, D-9, D-10, D-11, D-12, D-13, D-14. Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-4394, Magoma Mines Limited; 14 pages.

IRVINE, T.N. - BARAGAR, W.R., 1971 - A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Journal canadien des sciences de la Terre; volume 8, numéro 5, pages 523 à 548.

JOPLIN, G.A., 1968 - The shoshonite association: a review. Geological Society of Australia; volume 15, numéro 2, pages 275 à 294.

JUTEAU, T., 1975 - Les ophiolites des nappes d'Antalya (Taurides occidentales, Turquie): pétrologie d'un fragment de l'ancienne croûte océanique téthysienne. Science de la Terre; mémoire n°32; 692 pages.

KRUSE, R.J., 1974 - La Ribourde - Saussure Townships; Project 10-809; Diamond Drilling Report: 10-809-01, 10-809-02, 10-809-03, 10-809-04, 10-809-05, 10-809-06, 10-809-08, 10-809-09, 10-809-10. Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-30159; Soquem Limited; 72 pages.

LAVOIE, C., 1974 - Rapport géophysique; Projet La Ribourde 10-809. Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-30158, Soquem; 6 pages.

LAVOIE, C. - THERIAULT, G., 1974 - Rapport géophysique La Ribourde 10-809. Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-30157, Soquem; 3 pages.

LEBART, L. - FENELON, J.P., 1973 - Statistiques et informatique appliquées. Edition Dunod; 457 pages.

LE DOCTE, J., 1969a - Rapport des travaux sur la propriété. Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-25397, Umex; 5 pages.

1969b - Rapport des travaux sur la propriété. Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-25401, Umex; 12 pages.

1969c - Rapport des travaux sur la propriété. Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-25403, Umex; 3 pages.

1969d - Rapport des travaux sur la propriété. Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-25405, Umex; 9 pages.

LE DOCTE, J., 1969e - Rapport des travaux sur la propriété. Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-25441, Umex; 5 pages.

1969f - Rapport des travaux sur la propriété. Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-25452, Umex; 13 pages.

1970a - Rapport des travaux sur la propriété. Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-25503, Umex; 14 pages.

1970b - Rapport des travaux sur la propriété. Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-25505, Umex; 14 pages.

1970c - Rapport des travaux sur la propriété. Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-25507, Umex; 15 pages.

1970d - Rapport des travaux sur la propriété. Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-25509, Umex; 7 pages.

1970e - Rapport des travaux sur la propriété. Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-25511, Umex; 9 pages.

1970f - Rapport des travaux sur la propriété. Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-25521 et GM-25522, Umex; 3 et 11 pages.

1970g - Rapport des travaux sur la propriété. Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-25524, Umex; 10 pages.

LEDUC, C. - LAVOIE, S., 1971 - Rapport sur les travaux effectués par Opemiska sur la propriété "W"; cantons de Dolomieu, Daubrée, Anville. Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-27192, Opemiska Copper Mines (Quebec) Limited; 47 pages.

LEFEBVRE, C., 1979 - Un exemple de volcanisme de marge active dans les Andes du Pérou (Sud) du Miocène à l'actuel (zonation et pétrogenèse des andésites et shoshonites). Thèse de doctorat - Université du Languedoc, Montpellier (France); thèse de doctorat; 555 pages.

LIMAY, L., 1978 - Dolomieu Township - Scorpio Grid property. Description de sondage: D-1-1, D-1-2, D-1-3, D-1-4, D-1-5. Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-33358, Patino Mines (Quebec) Limited; 10 pages.

MAXWELL, J.R., 1962 - Property Maxwell option - Dolomieu Township. Description sondage: 1 à 11. Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-11942, claims Maxwell et Grenier; 36 pages.

MC ADAM, J., 1967 - Diamond drill record: M-12, M-13, M-14, M-15, M-16. Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-21816, Muscocho Explorations Limited; 8 pages.

MC CANNELL, J.D., 1956 - Report on magnetometer survey on property of Ridgefield Uranium Mining Corp. Ltd. Saussure township, Abitibi - East, Quebec. Description de sondage: R-1, R-2, R-3, R-4, R-5, R-6, R-7, R-8. Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-4711-A et B, Ridgefield Uranium Mining Corp. Ltd., 27 pages.

M.R.N., 1979a - Cartes de compilation géoscientifique de la région du Lac Inconnu - 32 G/13. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP-698.

1979b - Cartes de compilation géoscientifique de la région du Lac Michwacho - 32 G/14. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP-699.

MER, 1981 - Levé aéroporté de la région de la Rivière Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP-829.

NORMAN, G.W.H., 1936 - Opawica - Chibougamau Map Area, Northern Quebec. Commission géologique du Canada, Ottawa; rapport préliminaire, Paper 36-6; 24 pages.

OTIS, M., 1982 - Demie nord du canton de Daubrée. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; carte préliminaire annotée, DP-924.

PEARCE, J.A. - CANN, J.R., 1973 - Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements analyses. Earth and Planetary Science Letters; volume 19, pages 290-300.

PIBOULE, M., 1979 - L'origine des amphibolites; approche géochimique et mathématique - application aux amphibolites du massif central français. Université Claude Bernard, Lyon, France; Thèse de doctorat d'état es. sciences; 1003 pages.

RETTY, J.A. - NORMAN, G.W.H., 1938 - Chibougamau Sheet (West Half). Commission géologique du Canada; carte 398-A.

STEWART, R.D., 1960a - Diamond drill log: 144-S-1, 144-S-2. Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-9952-B, McIntyre Porcupine Mines Limited; 15 pages.

1960 b - Diamond drill log: 144-S-3, 144-S-4. Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-9952-C, McIntyre Porcupine Mines Limited; 8 pages.

STRECKEISEN, A., 1976 - To each plutonic rock its proper name. Earth Sciences review; volume 12, pages 1-33.

TABARD, N., 1977 - Les techniques de la description statistique: méthodes et logiciels pour l'analyse. Edition Dunod, Paris; 351 pages.

VANDENHIRTZ, R., 1971 - Rapport de travaux. Description de sondage: W-239, W-240, W-241, W-242, W-243. Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-27430, Umex; 33 pages.

WAGER, L.R. - BROWN, G.M., 1967 - Layered igneous rocks. Oliver and Boyd, Edinburgh and London; 588 pages.

WINCHESTER, J.A. - FLOYD, P.A., 1976 - Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. Earth and Planetary Science Letters; volume 28, pages 459-469.

1977 - Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation product using immobile elements. Chemical Geology; volume 20, pages 325-343.

WOLHUTER, L.E., 1962 - Le quart sud-est du canton de Daubrée. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP-474, 16 pages.

LE GROUPE D'OPÉMISCA DANS LE SECTEUR DU LAC
LANDING, CANTONS DE DAUBRÉE ET DE DOLOMIEU

Antoine Franconi

RÉSUMÉ

La cartographie détaillée du secteur du lac Landing dans les cantons de Dolomieu et Daubrée a permis de subdiviser le Groupe d'Opémisca en deux ensembles lithologiques d'inégale importance: un ensemble volcanique andésitique hyperpotassique, associé à des conglomérats à éléments volcaniques, et un ensemble sédimentaire, de moindre importance que le précédent, composé d'arkoses et de conglomérat à éléments de granitoïdes. L'ensemble volcanique possède les caractères des unités qui composent la Formation de Haüy; les conglomérats et arkoses sont similaires à ceux décrits dans la Formation de Stella. Cependant l'étude de terrain montre l'existence très probable de relations transitionnelles entre les deux ensembles; les conglomérats et arkoses semblent synchrones de l'épanchement des laves porphyriques qui composent une partie importante des volcanites. Des variations latérales de faciès indiquent une prédominance de volcanites dans la moitié ouest de la région et une diminution du volume de ces dernières en direction de l'est, où elles s'interdigitent avec les roches sédimentaires. Le Groupe d'Opémisca est en contact de faille, au sud, avec les formations du Groupe de Roy. Il est plissé en un synclinal de plan axial E-W à flancs dissymétriques. L'importance volumétrique des volcanites sur le flanc nord conduit à situer dans cette partie du secteur étudié la source ayant alimenté le volcanisme du Groupe d'Opémisca.

TABLE DES MATIÈRES

	Pages
INTRODUCTION	71
Généralités sur le Groupe d'Opémisca ..	72
LITHOSTRATIGRAPHIE	74
Membre volcanique inférieur	76
Membre grés-conglomératique	76
Membre volcanique supérieur	79
Laves porphyriques	79
Tufs à lapilli	80
Andésites	83
Géologie au nord de la route 113	86
VARIATIONS LITHOSTRATIGRAPHIQUES	88
En direction de l'ouest	88
En direction de l'est	88
CONCLUSION	90
RÉFÉRENCES	91

INTRODUCTION

Cette étude se veut une contribution à la connaissance de la lithostratigraphie du Groupe d'Opémisca. Elle a été entreprise dans le cadre du projet de synthèse géologique Chapais-Branssat (Charbonneau, 1981a, 1981b; Dubé, 1981a, 1981b; Otis, 1982; Hébert, 1982) et concerne la cartographie détaillée des lithologies qui composent ce groupe, dans une partie des cantons de Daubrée et Dolomieu (figure 1). Elle complète le travail de Charbonneau et al. (1983, ce volume), dans lequel surtout la géochimie du Groupe d'Opémisca, dans le même secteur, a été abordée d'une façon détaillée.

La portion du territoire sur lequel a spécifiquement porté cette étude chevauche les secteurs respectifs de Charbonneau (1981a) et Otis (1982) cartographiés la même année durant la première phase du projet Chapais-Branssat (figure 1). Elle couvre une superficie d'une dizaine de kilomètres carrés dans le rang V du canton de Daubrée, entre la limite du même canton

avec celui de Dolomieu et la route d'exploitation forestière de la compagnie Kruyer. La route 113 (Chapais-Senneterre) et une ligne de haute tension d'Hydro-Québec traversent le territoire en direction est-ouest; le lac Landing en marque la limite sud (figure 3). En plus de ces principales voies d'accès, un réseau de chemins forestiers raccordé à la route 113 permet d'atteindre la plupart des affleurements. Notre étude a porté plus particulièrement sur la cartographie détaillée de la bande de territoire comprise entre la rive nord du lac Landing et la route 113. A cet endroit, l'exceptionnelle qualité des affleurements mis à jour par le déboisement et la variabilité des lithologies attireraient particulièrement l'attention. Les affleurements le long de la ligne de haute tension ont été également étudiés d'une façon détaillée. La carte géologique qui en résulte (figure 3) précise et complète dans le détail les observations qu'a effectuées Otis (1982) dans le même secteur au cours de la cartographie de la demie nord de Daubrée.

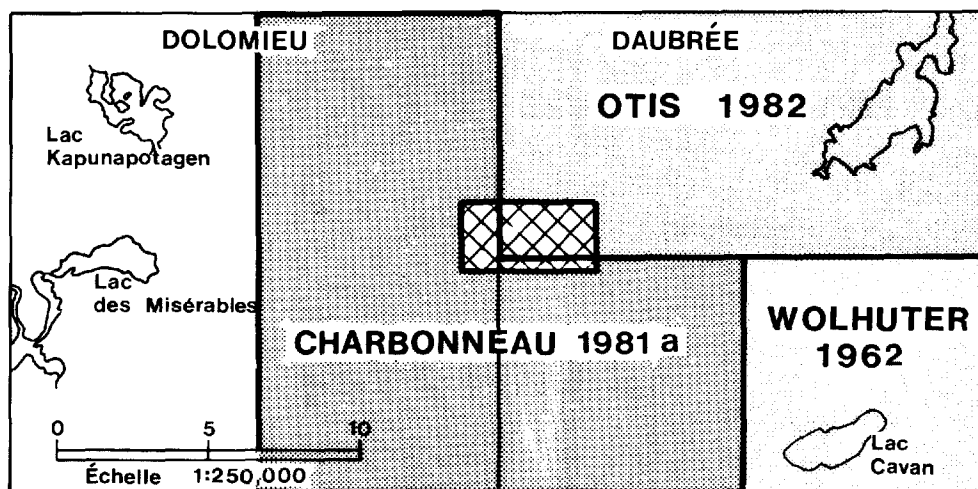


FIGURE 1 - Localisation de la région étudiée.

GÉNÉRALITÉS SUR LE GROUPE D'OPÉMISCA

Dans la région de Chibougamau-Chapais le Groupe d'Opémisca (Wolhuter, 1962) désigne un ensemble sédimentaire, associé à un volcanisme andésitique, qui surmonte en discordance locale le Groupe de Roy (Durette, 1970), de nature essentiellement volcanique. Il occupe le coeur de deux structures synclinales régionales majeures (les synclinaux de Chapais et de Chibougamau; figure 2) qui s'étendent depuis le front du Grenville jusqu'au lac La Trêve.

Les séquences qui composent le Groupe d'Opémisca terminent le dépôt des unités volcanosédimentaires archéennes de la région de Chibougamau (Allard et al., 1979). Norman (1937), les décrivant pour la première fois, y reconnaît une séquence sédimentaire (lentilles de conglomérats à galets de granitoïdes, arkoses) surmontée par un ensemble volcanique de laves porphyriques et d'agglomérats riches en phénocristaux de pyroxène. Beach (1941), sur sa carte géologique de la région à l'ouest de la longitude 75°00', dont fait

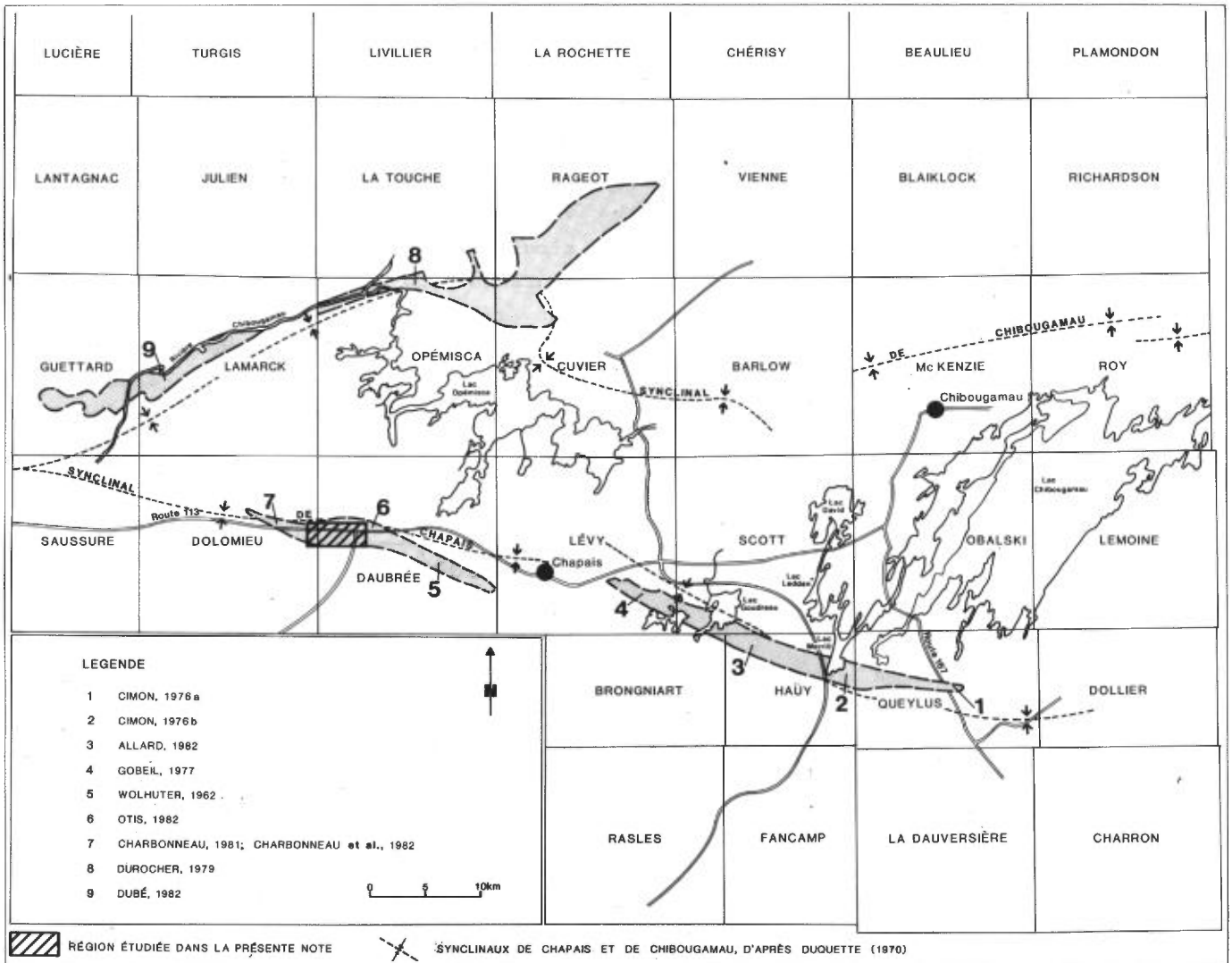


FIGURE 2 - Extension de la Formation de Haüy dans la région de Chibougamau - Chapais.

partie la présente étude, décrit sous le terme "Série Opémisca" des séquences volcanique et sédimentaire (unités 6 et 7 de sa carte) identiques à celles de Norman. Ces deux auteurs reconnaissent la postériorité de cette série par rapport aux volcanites sous-jacentes (série pré-Opémisca), desquelles elle est séparée par une discordance.

Wolhuter (1962), qui a cartographié en détail le quart sud-est de Daubrée (voisin de notre secteur; figures 1 et 2), reconnaît la validité de cette subdivision. A l'appellation "Série Opémisca", il substitue le terme "Groupe d'Opémisca" qu'il subdivise en Formation du lac Progress, à la base, composée de conglomérat à galets de granitoïdes et de grauwackes et en Formation de Chapais (tufs et laves porphyriques).

Cimon (1976a, 1976b; 1977a, 1977b), dans ses travaux de cartographie détaillée au sud de Chibougamau (cantons de Dollier, Queylus et Haüy; figure 2) subdivise le Groupe d'Opémisca en deux formations: à la base, la Formation de Stella (Cimon & Gobeil, 1976), composée de deux membres gréso-conglomératiques et d'un membre pélitique, surmontée par une séquence volcanique d'agglomérats à phénocristaux de pyroxène, de laves andésitiques porphyriques et amygdalaires, de grès volcaniques ou de tufs remaniés à fragments de pyroxène définissant la Formation de Haüy (Cimon, 1976b).

Les travaux de Durocher (1979) dans le canton d'Opémisca, ceux de Gobeil (1977) et ceux plus récents de Dubé (1983, ce volume) et d'Allard (1983) prennent en compte cette subdivision du Groupe d'Opémisca. Cependant, si cette dualité de com-

position semble définitivement acquise, la délimitation exacte entre les formations de Stella et de Haüy et leurs relations stratigraphiques n'en demeurent pas moins imprécises (Allard et al., 1979; Dimroth et al., 1982). Ceci tient au fait que la lithostratigraphie de la Formation de Haüy, à l'inverse de la Formation sous-jacente (Cimon & Gobeil, 1976), n'a jamais été établie d'une façon formelle. Cette unité affleure pourtant largement dans la région de Chibougamau-Chapais comme le montre la figure 2. Gobeil (1977) en fournit une coupe lithostratigraphique dans les cantons de Scott et Levy (voir la localisation de ce secteur sur la figure 2). Il la définit comme une séquence volcanosédimentaire comprenant, à la base, 600 m de laves andésitiques, vert foncé à noires, associées à des passées agglomératiques, surmontées d'andésites et de tufs porphyriques à phénocristaux de plagioclase et de pyroxène. Des conglomérats à éléments de laves basiques porphyriques ainsi que des grès quartzofeldspathiques à matrice chloriteuse contenant des horizons riches en fragments de pyroxène composent le sommet de la Formation. Allard (1982), dans le canton de Haüy, décrit également des conglomérats à éléments de lave porphyrique et des argilites riches en cristaux de pyroxène qu'il place dans la même Formation.

De même que la lithologie, le chimisme de la Formation de Haüy tranche par son particularisme vis-à-vis les formations sous-jacentes. Gobeil (1980, communication personnelle) signale, dans le canton de Lévy et de Scott, des valeurs élevées en K_2O des laves du Haüy pour des teneurs en SiO_2 relativement basses (autour de 55%). Notons que les laves et tufs que nous décrivons dans notre secteur sont hyperpotassiques. Des études présentement en cours (C. Picard, de l'Université de Lyon; M. Pi-

ché, de l'Université du Québec à Chicoutimi) permettront d'en préciser le chimisme. Les résultats préliminaires de Picard concernant le chimisme de nos volcanites sont exposés en détail dans Charbonneau et al. (1983, ce volume).

Une autre particularité des volcanites du Haüy que signalent les auteurs antérieurs est l'absence de structures coussinées dans les laves. Ce caractère a conduit à attribuer une origine continentale au volcanisme et à considérer les conglomé-

rats et grès associés aux laves comme résultat du démantèlement rapide, par érosion, de ces dernières (Allard et al., 1979, p. 13). Les laves qui composent le Groupe d'Opémisca dans notre secteur ne montrent que sporadiquement le développement de structures coussinées. Otis (1982) en signale également dans les laves porphyriques à plagioclase au nord-ouest de notre secteur. Le développement de ces structures est cependant loin d'avoir l'importance de celui qui caractérise les volcanites basiques du Groupe de Roy sous-jacent.

LITHOSTRATIGRAPHIE

De par leur lithologie et leur chimisme, les unités qui affleurent dans notre secteur présentent les mêmes caractères que celles qui composent la partie sommitale du Groupe d'Opémisca à l'est de Chapais et au sud de Chibougamau que Cimon (1976b) et Gobeil (1977; communication orale) situent dans la Formation de Haüy. Le conglomérat qui affleure entre la route 113 et la ligne de haute tension (unité 6c de la figure 3) possède des caractères lithologiques (en particulier la composition granitique de ses éléments) similaires à ceux des conglomérats de la Formation de Stella (Cimon & Gobeil, 1976; Gobeil, 1977). Il forme un horizon continu que décrivent Otis (1982) et Wolhuter (1962) à l'est de notre secteur. Ce dernier l'inclut dans sa Formation du lac Progress, à la base du Groupe d'Opémisca. Nos volcanites se bisautent assez rapidement en direction du sud-est, où elles se corrént à une partie de la Formation de Chapais de Wolhuter (1962). En direction de l'ouest, elles s'amincissent et se terminent non loin de la ligne de demi-canton de Dolomieu (Charbonneau, 1981a). Nous détaillerons ces variations plus loin.

La cartographie détaillée de notre secteur est présentée à la figure 3. Le Groupe d'Opémisca (unités 4 à 10) forme un ensemble volcanosédimentaire lithologiquement varié, plissé en un synclinal de plan axial vertical orienté sensiblement E-W. Des critères de polarité fiables permettent de situer la trace de ce plan, avec une assez bonne précision, à environ 500 m de la rive nord du lac Landing. Il s'agit d'un synclinal asymétrique dont le flanc sud entre en contact avec les formations du Groupe de Roy à la hauteur du lac Landing. A l'extrémité ouest de ce lac, des rhytmites que nous attribuons au Blondeau (unité 3) sont surmontées par les premières unités du Groupe d'Opémisca. A cet endroit le contact entre les deux groupes est marqué par l'intrusion subconcordante au litage d'un dyke protérozoïque de diabase. En direction de l'est, ce contact s'infléchit ESE et vient coïncider approximativement avec la partie médiane du lac Landing. En rive sud du lac affleurent des schistes attribués au Blondeau; en rive nord, des volcanites et des conglomérats du Groupe d'Opémisca (sous-unités 5 et 6A de la figure 3). Le Gilman, représenté par des laves et gab-

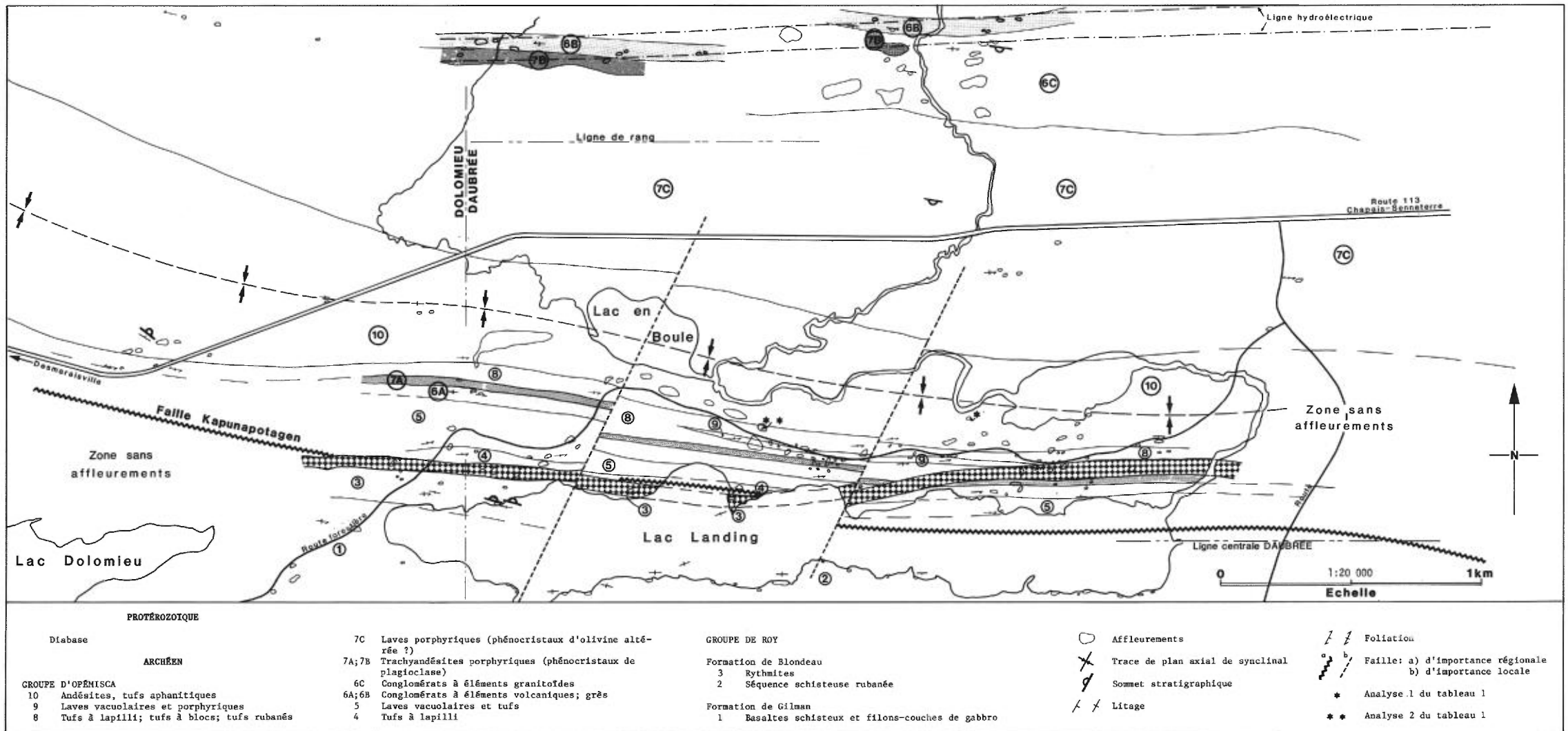


FIGURE 3 - Le Groupe d'Opémisca dans le secteur du lac Landing.

bros schisteux, affleure le long du chemin forestier au SW du lac Landing (unité 1). On retrouve sur le flanc nord du pli, en dehors de notre secteur, le contact entre les rythmites du Blondeau et le Groupe d'Opémisca. Charbonneau (1981a) et Otis (1982) ont délimité ce contact lors de la cartographie des cantons de Daubrée et Dolomieu. Ces deux auteurs lui attribuent une signification différente puisque, dans leur lithostratigraphie de la région, ils situent les rythmites à la base du Groupe d'Opémisca, dans la Formation de Stella. Signalons que ces rythmites se trouvent

dans le prolongement de la Formation de Daubrée de Wolhuter (1962).

Dans le secteur étudié, le Groupe d'Opémisca se compose de deux membres volcaniques d'inégale importance mais de lithologie assez semblable, séparés par un membre grés-conglomératique bien individualisé. Nous en étudierons la lithostratigraphie sur le flanc sud du synclinal, le long d'une coupe N-S confondue avec la ligne de séparation Daubrée-Dolomieu (figure 4). L'épaisseur minimum du groupe sur ce flanc est d'environ 600 m.

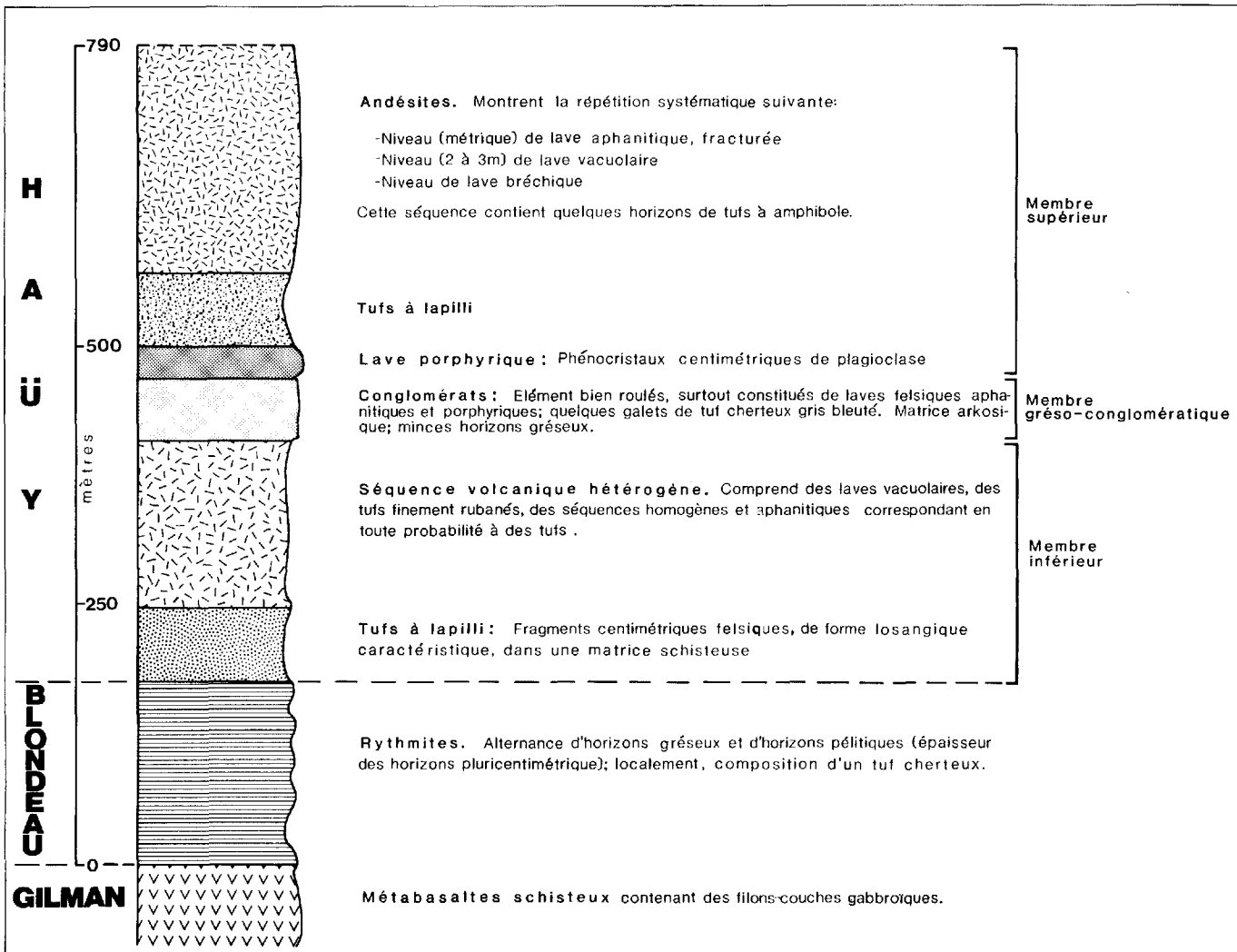


FIGURE 4 - Colonne lithostratigraphique entre la route 113 et la rive nord du lac Landing. Elle coïncide avec la limite N-S des cantons de Dolomieu et de Daubrée.

LE MEMBRE VOLCANIQUE INFÉRIEUR

Ce membre, relativement peu exposé, affleure immédiatement au NW du lac Landing et, en toute probabilité, en rive nord du lac dans sa moitié est, immédiatement sous-jacent au membre conglomératique. Nous y avons reconnu deux sous-unités principales: des tufs à lapilli et une séquence volcanique hétérogène (sous-unités 4 et 5, figure 3).

Les tufs à lapilli affleurent au contact des rythmites du Blondeau, immédiatement au nord du dyke de diabase dans sa partie occidentale. En direction de l'est, ils disparaissent sous les eaux du lac Landing. Ces tufs se caractérisent par des éléments de lave aphanitique felsique englobés dans une matrice schisteuse, vert jaunâtre en patine. Les éléments ont généralement une forme losangique typique; leur dimension varie de quelques millimètres à 2-3 cm; les plus gros font saillie et possèdent une patine blanche qui tranche avec la teinte de la matrice. Ces tufs sont identiques à ceux qui composent la partie basale du membre volcanique supérieur que nous décrivons plus loin.

La séquence volcanique hétérogène surmonte les tufs à lapilli. Elle s'aminuit en direction de l'est et n'affleure plus que très sporadiquement en rive nord du lac Landing. Les quelques affleurements de cette sous-unité, le long du chemin forestier, montrent principalement des laves aphanitiques vacuolaires, à patine grise et cassure vert sombre, associées à des horizons chertoux vert sombre rubanés et à des séquences de tufs à lapilli.

LE MEMBRE GRÉSO-CONGLOMÉRATIQUE

Ce membre surmonte apparemment en concordance le membre précédent bien qu'aucun contact ne soit visible. Il se compose d'un banc très continu de conglomérat associé à des passées gréseuses dont l'épaisseur, relativement constante, est d'une soixantaine de mètres (sous-unité 6A de la figure 3). Avec la partie basale du membre supérieur, il constitue dans la région un excellent repère stratigraphique (figure 5).

Le conglomérat (figures 6, 7, 8 et 9) possède une patine jaunâtre avec, localement, des nuances verdâtres. Les éléments dont il se compose sont émoussés et fortement aplatis en général (figures 7 et 8). La dimension de leur grand axe varie d'un centimètre à une trentaine de centimètres; en moyenne elle est de 5 à 8 cm. Ces éléments sont mal classés. Leur pourcentage par rapport à la matrice est variable et leur densité de répartition est assez peu homogène; en moyenne on peut estimer, très grossièrement, que le conglomérat est composé de 65% d'éléments et de 35% de matrice. Cette dernière, finement grenue, a la composition d'un grès; elle est formée de phénoclastes de quartz anguleux à subarrondis, de quelques fragments lithiques millimétriques microgrenus de composition felsique et de rares phénoclastes de plagioclase, dans une matrice finement grenue, quartzo-plagioclasique, riche en séricite et chlorite. Une analyse chimique partielle de cette matrice a donné 63.5% de SiO_2 et 1.89% de K_2O .

La composition des éléments est variée. Nous avons reconnu six lithologies



FIGURE 5 - Contact entre le conglomérat (sous-unité 6A) et les laves porphyriques (sous-unité 7A). Noter l'intrusion d'un filon métrique de diabase relié au filon principal.

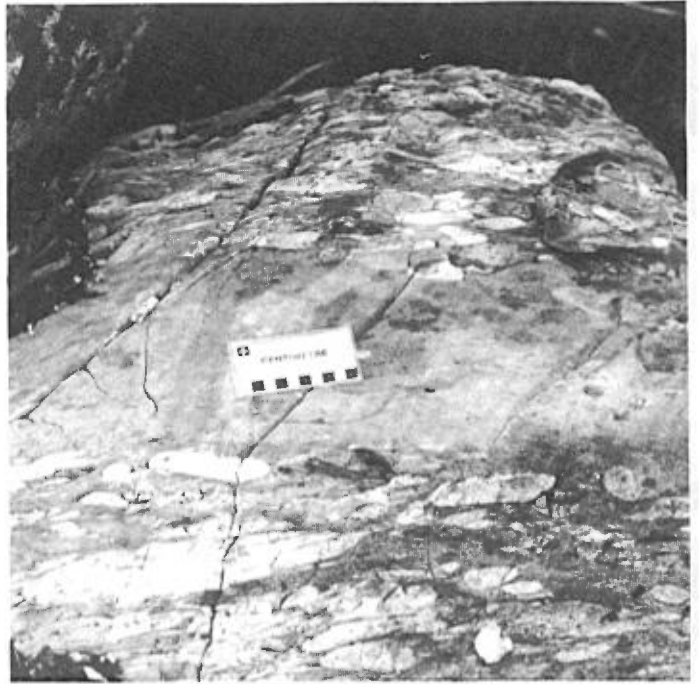


FIGURE 7 - Conglomérat à éléments volcaniques (sous-unité 6A). Noter le lit gréseux et la dissymétrie dans la taille des éléments.



FIGURE 6 - Conglomérat à éléments volcaniques (sous-unité 6A). Noter l'aplatissement des éléments; en A: galet de chert bleuté.



FIGURE 8 - Conglomérat à éléments volcaniques (sous-unité 6A). Noter la morphologie des éléments de chert bleuté.



FIGURE 9 - Conglomérat à éléments volcaniques (sous-unité 6A). Détail. Noter la granulométrie de la matrice.

qui sont, par ordre décroissant d'importance:

1. Des felsites aphanitiques, hololeucocrates - Cette lithologie est celle de la grande majorité des éléments. L'étude microscopique permet de préciser qu'il s'agit de laves à texture hyaloporphyrrique et microlitique porphyrique. Les premières sont constituées d'une mésostase cryptocristalline - probablement le résultat de la dévitrification d'un verre - foliée, englobant 2 à 5% de phénocristaux quadrangulaires automorphes de plagioclase. Les secondes ont une mésostase constituée de microlites de plagioclase; les phénocristaux sont ici zonés et saussuritisés.

2. Des porphyres - Il s'agit de roches leucocrates à mésostase finement grenue dont les phénocristaux - principalement de quartz et de plagioclase accessoire - n'excèdent pas 2 à 3 mm. Aucune lithologie

semblable n'a été observée en place dans la région.

3. Des granitoïdes à grain fin - Ce sont des roches hololeucocrates à texture grenue, constituées de quartz et de plagioclase. Les éléments ayant cette composition sont les plus rares; nous les avons notés dans les affleurements de la partie médiane du banc.

Les lithologies qui suivent sont très accessoires:

4. Des cherts bleutés, microrubanés - Ils se présentent en galets très aplatis (figures 6 et 8). Cette lithologie assez particulière n'a pas été observée en place dans le Groupe de Roy; elle est cependant assez identique à celle des fragments observés à l'intérieur d'un dyke de gabbro qui recoupe la Formation de Gilman au sud du lac Landing (Charbonneau, 1981a, p. 20).

5. Des "quartzites" aphanitiques, de teinte gris clair.

6. Un matériel vert sombre et schisteux, correspondant probablement à une lave.

Nous n'avons pas noté de variations réellement marquées dans la répartition spatiale des différentes lithologies à l'intérieur du conglomérat. Seuls les éléments de composition granitoïde sont restreints à la partie médiane du banc.

Des horizons de composition gréseuse, contenant quelques galets épars, s'intercalent localement à l'intérieur du conglomérat (figures 6 et 7); leur épaisseur n'excède pas une trentaine de centimètres et leur composition est semblable à celle de la matrice du conglomérat.

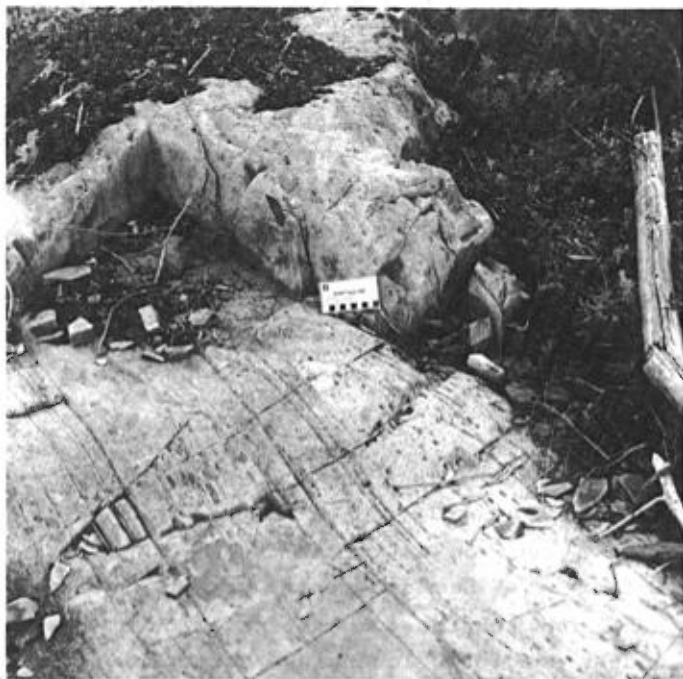


FIGURE 10 - Grès associés aux conglomérats (sous-unité 6A). Noter leur aspect massif.

Les grès associés aux conglomérats n'affleurent que très peu; on les rencontre principalement dans la partie médiane du banc. Ils forment des niveaux massifs (figure 10), avec présence d'un litage par endroits. Leur composition est feldspathique: phénoclastes quadrangulaires de plagioclase et éléments xénomorphes chloriteux dans une matrice cryptocristalline. On note la présence de quelques cristaux d'épidote.

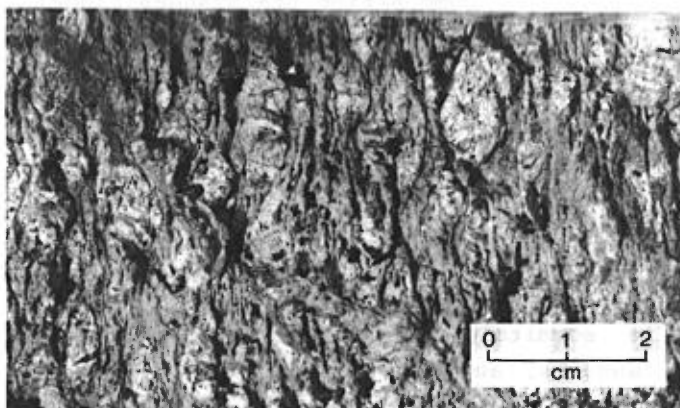
LE MEMBRE VOLCANIQUE SUPÉRIEUR

Ce membre est le plus largement représenté. Il occupe toute la moitié nord de la région cartographiée. Nous y avons reconnu trois lithologies principales. De bas en haut, ce sont des laves porphyriques, des tufs à lapilli et des andésites.

FIGURE 11 - Lave porphyrique (sous-unité 7A). Phénocristaux étirés de plagioclase dans une mésostase schisteuse à proximité du conglomérat à éléments volcaniques. Noter la dimension des phénocristaux.

LAVES PORPHYRIQUES (sous-unité 7a)

Il s'agit du faciès le plus caractéristique du Groupe d'Opémisca dans le présent secteur. Il surmonte, en un banc peu épais (une trentaine de mètres) mais remarquablement continu, le conglomérat précédent. Cette association des deux lithologies est constante et s'observe également sur le flanc nord du synclinal. Un contact net et concordant les sépare; il peut s'observer en quelques endroits, en particulier à 2000 m à l'est de l'extrémité orientale du lac Landing, un peu au nord de la ligne centrale de Daubrée, en dehors de la carte. A cet endroit les cailloux du conglomérat entrent en contact franc avec la lave porphyrique. Au nord du lac Landing, la lave au contact immédiat avec le conglomérat est schisteuse sur environ 1 m et prend une texture vaguement ocellée par l'étirement de phénocristaux dans la matrice (figure 11). En règle générale le banc de lave porphyrique marque la fin du dépôt des conglomérats. Cependant, en un endroit, approximativement dans la partie médiane du banc, des récurrences de grès et de conglomérat surmontent à leur tour les laves porphyriques. Ce fait traduit l'interrelation étroite des deux sous-unités dans leur processus de mise en place, malgré leur origine différente.



Les laves porphyriques sont des roches homogènes qui se caractérisent par la présence de phénocristaux automorphes, centimétriques, de plagioclase (figure 11) dans une mésostase schisteuse de teinte sombre; accessoirement on note la présence d'un ferromagnésien en phénocristaux millimétriques vert sombre. Ces roches possèdent une patine blanc crayeux et une cassure gris sombre.

Au microscope, les phénocristaux de plagioclase, faiblement zonés, se montrent saussuritisés d'une façon sélective, présentant ainsi ce que Charbonneau et al. (1983, ce volume) appellent une structure en damier. Ces phénocristaux baignent dans une mésostase quartzofeldspathique peu abondante, finement grenue, inéquigranulaire. Des cristaux xénomorphes millimétriques de clinopyroxène représentent 1 à 2% du total des éléments. La plupart sont entièrement déstabilisés en une association de chlorite, apatite, pistachite et sphène; quelques-uns montrent des reliquats du clinopyroxène originel. Des petites gerbes de cristaux aciculaires ayant les caractères du stilpnomélane se répartissent uniformément; elles semblent avoir cristallisé postérieurement aux autres minéraux.

Chimiquement les laves porphyriques ont une composition trachyandésitique; leur teneur en SiO_2 et K_2O est en moyenne de 59% et 3,4% respectivement (Charbonneau et al. 1983, ce volume).

TUFS À LAPILLI (sous-unités 8 et 9)

Les andésites qui forment la partie sommitale du membre supérieur sont flanquées, au sud, par un horizon continu de roches volcanoclastiques, épais dans sa

partie médiane de 110 à 120 m et d'environ 75 m dans ses parties est et ouest. Nous avons convenu d'identifier cet horizon par le terme de "tuf à lapilli" parce qu'il est, dans sa grande majorité, composé de ce type de roche (sous-unité 8, figure 3). Accessoirement on y rencontre des tufs à blocs et des tufs aphanitiques rubanés. Nous associons à cet horizon une mince bande de laves porphyriques et vacuolaires située dans sa partie médiane (sous-unité 9 de la figure 3).

Les tufs à lapilli de cette sous-unité (figures 12, 13 et 14) sont semblables à ceux de la partie basale du membre inférieur. Les fragments qu'ils contiennent sont tous de composition acide et possèdent une forme losangique caractéristique (surtout apparente dans la figure 14); ils se présentent en relief dans une matrice schisteuse gris verdâtre en patine. Leur taille n'excède pas 4 cm (figure 13) et les plus petits n'ont qu'une fraction de centimètre de diamètre. Ces tufs conservent en général une composition homogène dans toute l'étendue de l'horizon.

L'étude microscopique révèle une certaine variabilité dans la composition des fragments. Certains présentent une texture microporphyrique dans laquelle des phénocristaux de plagioclase, partiellement saussuritisés, baignent dans une mésostase finement grenue quartzofeldspathique contenant de la chlorite. D'autres fragments montrent une structure microgrenue inéquigranulaire et pourraient représenter des granitoïdes leucocrates finement grenus. Enfin, certains fragments, très aplatis, semblent posséder la composition d'un grès. La matrice du tuf est composée d'une forte proportion de chlorite, qui masque un pavage de petits cristaux de quartz et de feldspath; cette chlorite est associée à

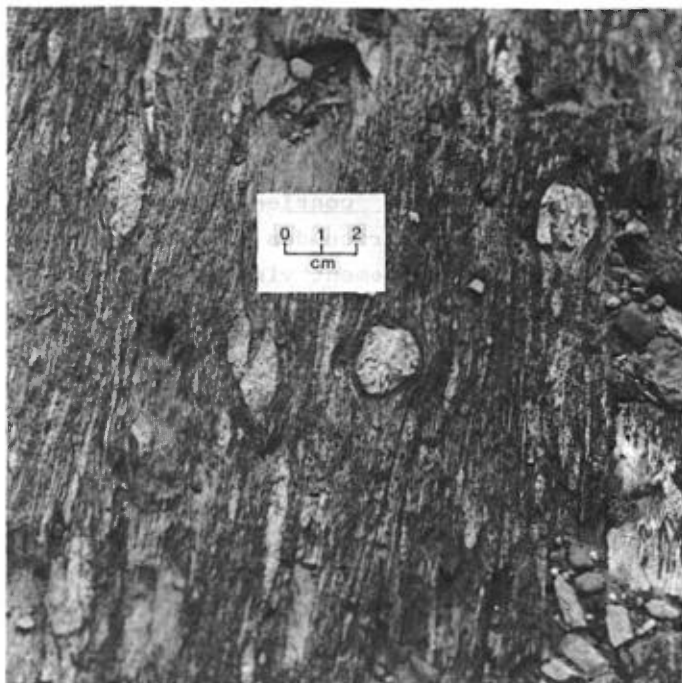


FIGURE 12 - Aspect général des tufs à lapilli de la sous-unité 8. Noter le relief positif des éléments et leur forme losangique.

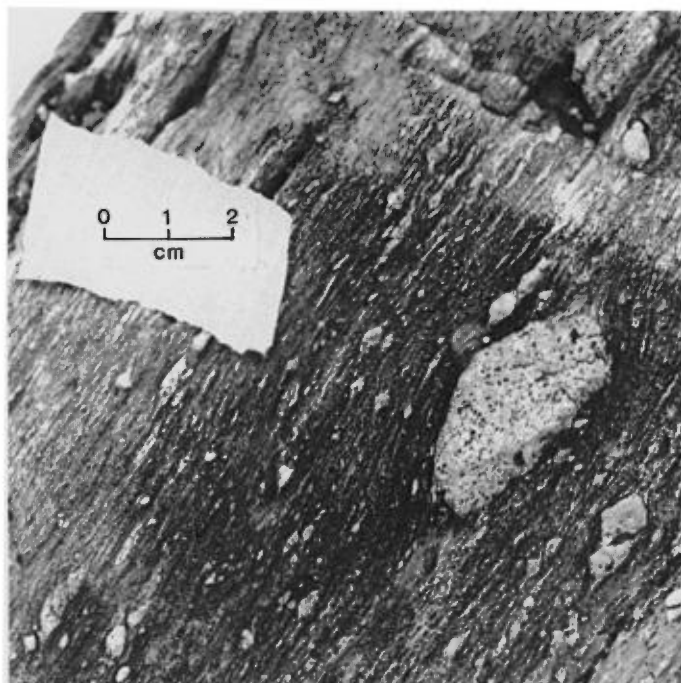


FIGURE 14 - Autre vue des tufs à lapilli de la sous-unité 8. Cet exemple est le plus commun.

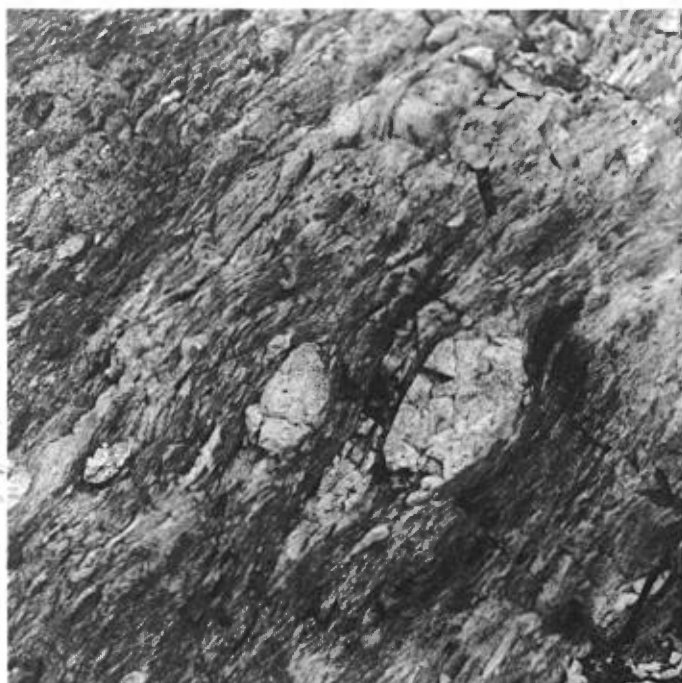


FIGURE 13 - Autre vue des tufs à lapilli de la sous-unité 8.

des granules d'épidote uniformément distribués. Une analyse chimique partielle de ces tufs a donné 56.9% de SiO_2 et 2.07% de K_2O .

A leur extrémité orientale, les tufs se composent d'éléments très aplatis qui peuvent atteindre 15 x 30 cm (figure 15) et qui contiennent des phénocristaux d'amphibole qui leur confèrent une texture porphyrique (figure 16). La matrice qui les englobe est rubanée et possède une patine grisâtre et une cassure plutôt sombre. Elle est plus felsique que la matrice des tufs à lapilli: une analyse chimique partielle a donné 61.3% de SiO_2 et 4.42% de K_2O .

Des tufs aphanitiques composent également l'horizon de tufs à lapilli. Il s'agit de roches vert sombre, à cassure esquilleuse, aphanitiques, montrant généra-

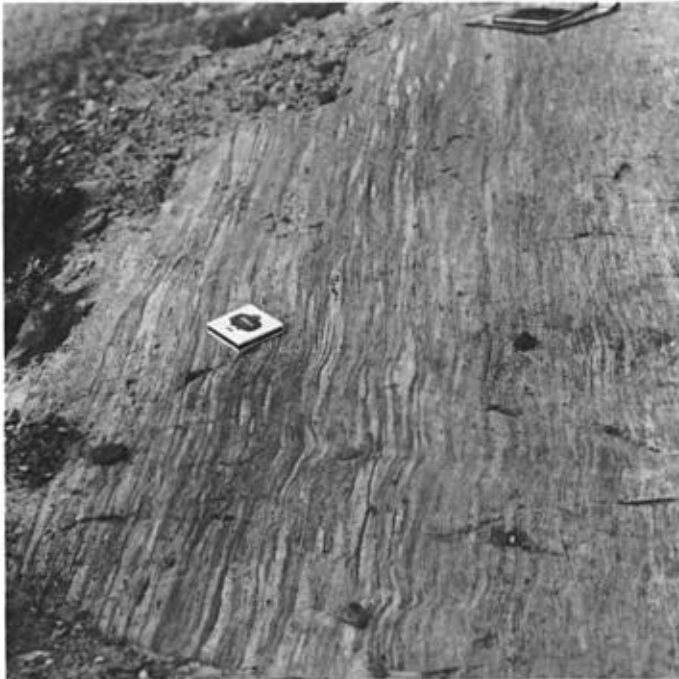


FIGURE 15 - Tufs à bloc (sous-unité 8). Noter l'étirement des éléments. Situé non loin du contact avec les andésites de la sous-unité 10 (vers la droite de la photo).



FIGURE 16 - Détail de la figure précédente. Noter la texture porphyrique des éléments (phénocristaux d'amphibole). Le petit axe de ces éléments mesure environ 4 cm.

lement un microrubanement irrégulier fait de lits millimétriques alternativement vert sombre à verdâtre clair; ici et là on décelle des éléments millimétriques verdâtre clair (figure 17). Du point de vue minéralogique, ces tufs contiennent moins de chlorite que la matrice des tufs à lapilli. Le rubanement, nettement visible au microscope, est fait de l'alternance de lits quartzofeldspathiques très finement grenus, contenant de la chlorite, et de lits essentiellement constitués d'amas xénomorphes de cristaux d'épidote, brouillés et partiellement opaques, et de cristaux de chlorite. Un microrubanement discret est décelable à l'intérieur des lits felsiques dû à de sensibles variations de la teneur en chlorite et épidote. Une analyse chimique partielle de ces tufs a donné 57.9% de SiO_2 et 0.52% de K_2O .

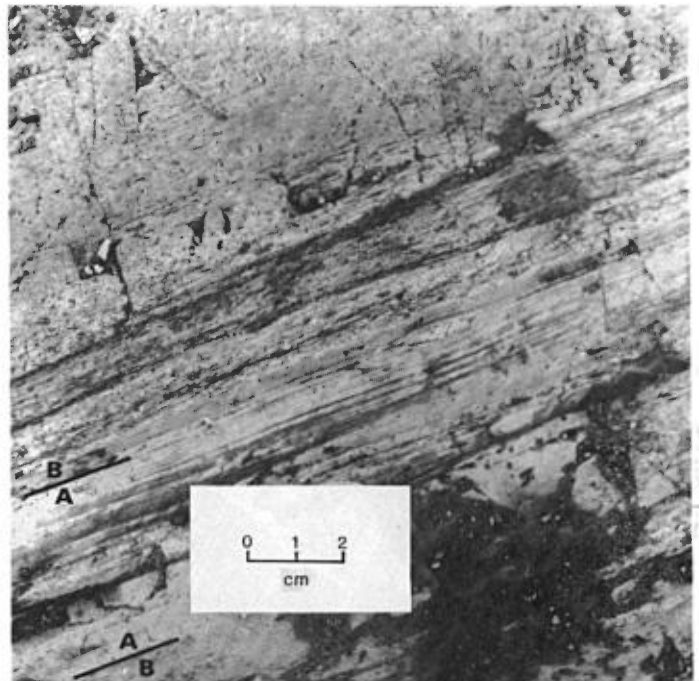


FIGURE 17 - Tufs aphanitiques rubanés (sous-unité 8). Ils forment un horizon finement rubané (A) dans une séquence de tuf à lapilli (B).

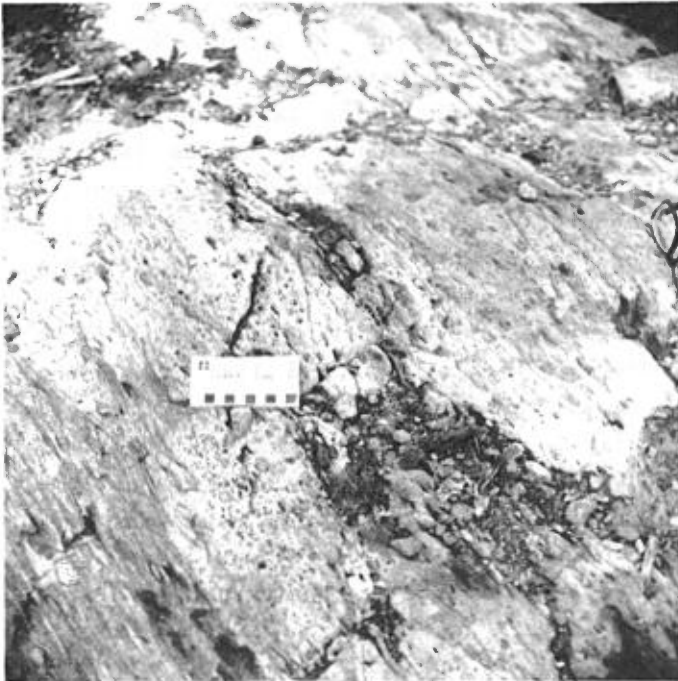


FIGURE 18 - Niveau de lave vacuolaire (sous-unité 9) à l'intérieur des tufs à lapilli. Noter l'ébauche de coussins.



FIGURE 19 - Probablement brèche de coussins associée aux laves de la figure précédente. Extrémité ouest de la sous-unité 9; affleurement immédiatement au sud du chemin forestier.

A l'intérieur de l'horizon de tuf à lapilli, et en concordance avec celui-ci, nous avons individualisé un mince niveau de lave (sous-unité 9 de la figure 3). Celle-ci se compose d'un faciès porphyrique fait de phénocristaux automorphes demi-centimétriques de plagioclase, épars dans une mésostase aphanitique vert sombre à noire, et d'un faciès vacuolaire (figure 18), à débit coussiné, associé à de minces horizons détritiques. A l'extrémité ouest de ce niveau, il s'y associe une passée détritique à éléments vacuolaires pluridécimétriques (figure 19) qui pourrait représenter une brèche de coussins.

ANDÉSITES (sous-unité 10)

Cette sous-unité, qui constitue le sommet du Groupe d'Opémisca dans le secteur étudié, est celle qui affleure le plus largement. Elle atteint son développement maximum à l'ouest de la limite Dolomieu-Daubrée, où Charbonneau (1981a) l'a cartographiée jusqu'à sa terminaison occidentale. A l'est de cette limite, elle forme une bande de 500 m d'épaisseur qui va en s'amincissant progressivement, jusqu'à disparaître dans le quart SE de Daubrée. Nous estimons son épaisseur dans notre secteur à 200 m. Les principaux affleurements se situent entre le chemin forestier et la branche E-W du ruisseau qui se jette dans le lac Landing.

Cette sous-unité se compose dans sa grande majorité d'andésites et très accessoirement de tufs fins et de tufs feldspathiques lités.

Les andésites se présentent en une succession de coulées dans lesquelles on reconnaît des laves aphanitiques fractu-

rées, des laves vacuolaires et des horizons bréchiques.

Les laves aphanitiques fracturées constituent un faciès très caractéristique. Elles déterminent des affleurements imposants à l'ouest de Dolomieu-Daubrée, au nord de la route 113.

Beach (1941) a décrit ces laves comme des grauwackes et arkoses (unité 6 de sa carte). Cette confusion traduit bien leur différence lithologique marquée d'avec les laves du Groupe de Roy. Elles apparaissent en effet comme des roches homogènes et massives, sans structures apparentes, à patine gris ciment à vert grisâtre et à cassure vert sombre à noire, d'aspect cireux. Elles sont parcourues par un réseau de fractures jointives qui donne aux affleurements un aspect guilloché caractéristique (figure 20). Ces roches conser-

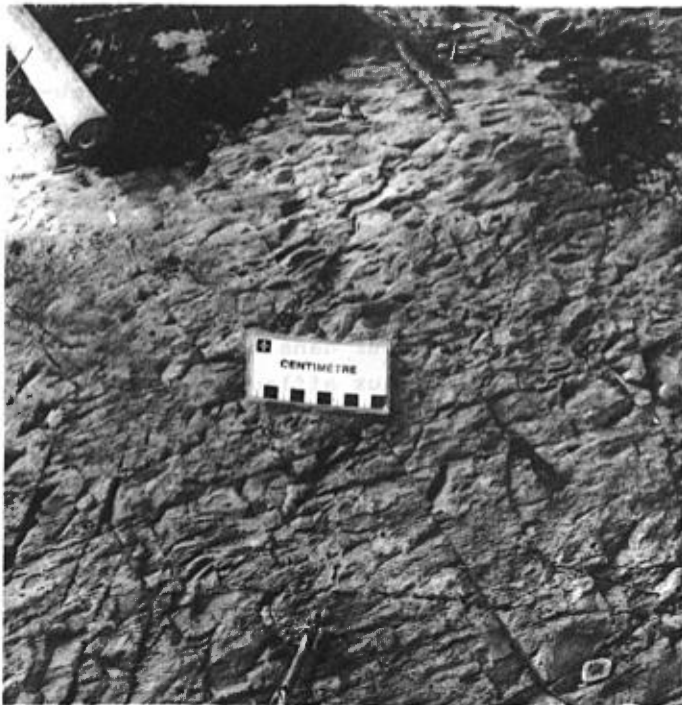


FIGURE 20 - Lave aphanitique fracturée (sous-unité 10). Noter l'aspect massif, l'absence de structures apparentes et les fractures caractéristiques de ce faciès.

vent une granulométrie uniformément aphanitique et se montrent totalement dépourvues de coussins. Les exemples les plus foncés attirent l'aimant. Les laves aphanitiques fracturées constituent le faciès le plus important de la trilogie. Elles peuvent se présenter en bancs bien réglés de 7 à 8 m d'épaisseur ou affleurer largement. Leur minéralogie consiste en feldspath (plagioclase + feldspath alcalin?), chlorite (25 à 30%), oxydes de fer (2 à 15%; localement 20%), épidote, sphène, et, accessoirement, apatite, calcite, séricite et biotite. Leur texture est microlitique aphanitique et microlitique porphyrique. La première, qui caractérise la majorité des laves, consiste en l'arrangement serré de microlites de feldspath associés à de la chlorite, de l'épidote et des oxydes de fer, ces derniers en petits cristaux automorphes uniformément répartis. La plupart des microlites sont difficilement discernables du fait de leur recristallisation partielle. La seconde texture se caractérise par la présence de microphénocristaux automorphes de feldspath maclés carlsbad (5 à 10%) enserrés dans un fond microlitique (figure 21). Ce second type de structure est rarement rencontré; nous ne l'avons noté qu'en un seul endroit (au nord de la route 113); la lave qu'il caractérise contient une forte proportion d'hématite (jusqu'à 20%) sous forme d'une fine ponctuation.

Les laves aphanitiques fracturées sont des andésites hyperpotassiques. Pour le détail concernant leur chimisme, nous référons le lecteur à l'étude de Charbonneau et al (1983, ce volume). Nous nous contenterons ici de donner le résultat de cinq analyses chimiques (tableau 1) que nous avons fait effectuer à partir d'échantillons très représentatifs de ces laves. Les échantillons 3, 4 et 5 concernent des laves situées au nord de la route 113, à



FIGURE 21 - Photomicrographie d'une lave aphanitique fracturée. Texture microlitique porphyrique; phénocristaux de feldspath maclés carlsbad dans une mé-sostase microlitique.

l'ouest du secteur cartographié; les deux autres sont localisées sur la carte géologique de la figure 3.

Les andésites aphanitiques qui affleurent entre le lac en Boule et la route forestière sont associées à des horizons de tufs aphanitiques homogènes, d'aspect mas-

TABLEAU 1 - Analyses chimiques des andésites aphanitiques (sous-unité 10).

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)
SiO ₂	57,2	58,7	57,5	57,4	56,5
Al ₂ O ₃	16,5		16,9	16,6	17,0
Fe ₂ O ₃	1,73		1,51	1,55	2,04
FeO	5,47		6,18	5,27	5,47
MgO	1,82		2,06	1,67	2,32
CaO	2,67		2,39	2,84	4,16
Na ₂ O	4,53		3,76	4,66	4,72
K ₂ O	4,56	3,12	5,44	4,60	3,20
H ₂ O-	0,09		0,08	0,07	0,10
H ₂ O+	2,27		2,60	2,23	2,42
TiO ₂	1,20		1,20	1,40	1,20
P ₂ O ₅	0,61		0,54	0,77	0,56
MnO	0,12		0,13	0,12	0,11
Co ₂	0,90		0,04	0,04	0,28
S	0,04		0,03	0,03	0,02

sif. Du fait de ces caractères, les tufs sont difficilement discernables des laves sur le terrain. Ils présentent néanmoins une schistosité plus développée, ce qui les distingue également des tufs aphanitiques rencontrés dans la sous-unité inférieure (page 13), plus riches en quartz et à cassure esquilleuse. Leur teinte en patine et cassure est verdâtre clair. Leur étude microscopique révèle une forte proportion d'un minéral phylliteux en petites lamelles, fortement biréfringent, associé à de la chlorite et à une faible fraction de cristaux de quartz (?) ou de plagioclase. Des granules brouillés de sphène et d'épidote sont uniformément distribués; on note la présence d'un faible pourcentage de microphénocristaux de plagioclase et de fragments lithiques leucocrates, qui attestent de l'origine détritique de la roche. Une ébauche de microrubanement, dû à des variations dans la teneur des minéraux phylliteux, est localement décelable. Une analyse chimique partielle de ces tufs a donné 59.6% de SiO₂ et 2.35% de K₂O.

Les laves vacuolaires (figure 22) et les niveaux bréchiques (figure 23) succèdent, dans cet ordre, aux laves aphanitiques fracturées. La répétition de cette trilogie, principalement observée dans les affleurements au nord de la route 113, à l'ouest de la région étudiée, suggère une succession de coulées volcaniques. Les laves vacuolaires sont de composition andésitique et présentent les mêmes caractères microscopiques que les laves aphanitiques; elles s'en distinguent par la présence de vacuoles, quelquefois remplies de quartz ou de calcite, pouvant atteindre 1.5 cm de diamètre. Les horizons bréchi-ques, qui pourraient représenter des brèches de coussins, montrent des éléments ovoïdes étirés, vacuolaires, de teinte

GÉOLOGIE AU NORD DE LA ROUTE 113

Selon notre interprétation structurale, ce secteur est occupé par le flanc nord du synclinal de Chapais (figure 3). On y retrouve le conglomérat à éléments volcaniques (sous-unité 6B), surmonté des laves porphyriques à plagioclase (qui le flanquent ici au sud).

Comme sur le flanc sud, le conglomérat se présente en un banc continu orienté est-ouest. Il se compose ici d'éléments plus gros, pouvant atteindre plusieurs centimètres de diamètre, qui sont plus abondants par rapport à la matrice et moins déformés. La composition des éléments est celle d'une lave porphyrique contenant des phénocristaux centimétriques de plagioclase et d'amphibole accessoire et présentant une similitude texturale avec les laves sus-jacentes (figure 24). Accessoirement on ren-

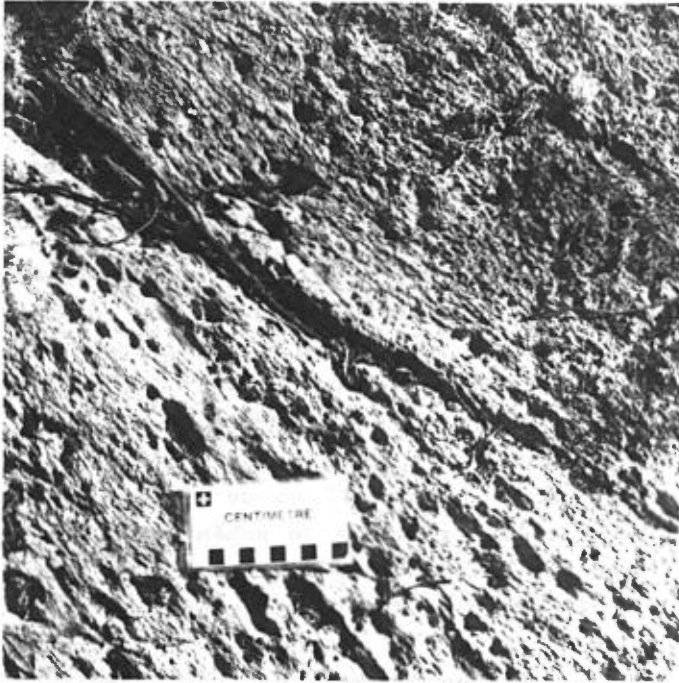


FIGURE 22 - Laves vacuolaires associées aux laves de la figure précédente.

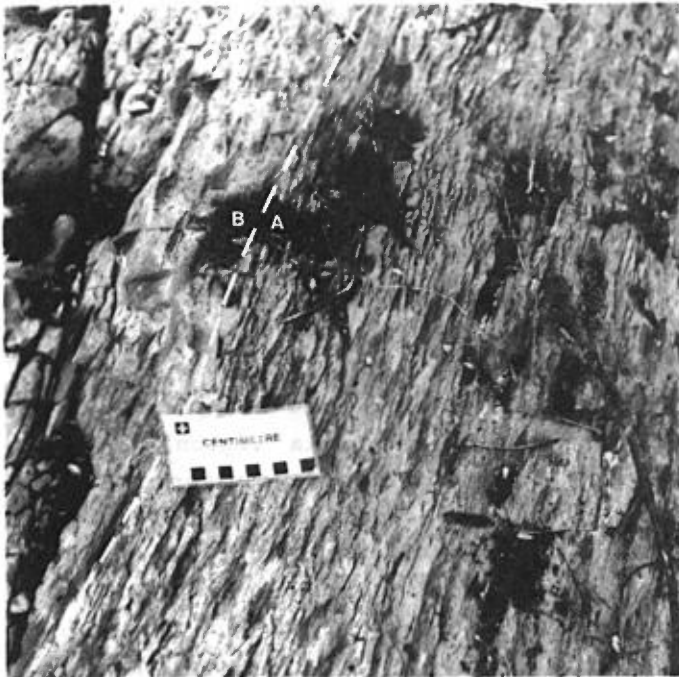


FIGURE 23 - Niveau bréchiique (A) en contact avec les laves aphanitiques fracturées (B).

claire en patine, dans une matrice schisteuse de teinte vert sombre.

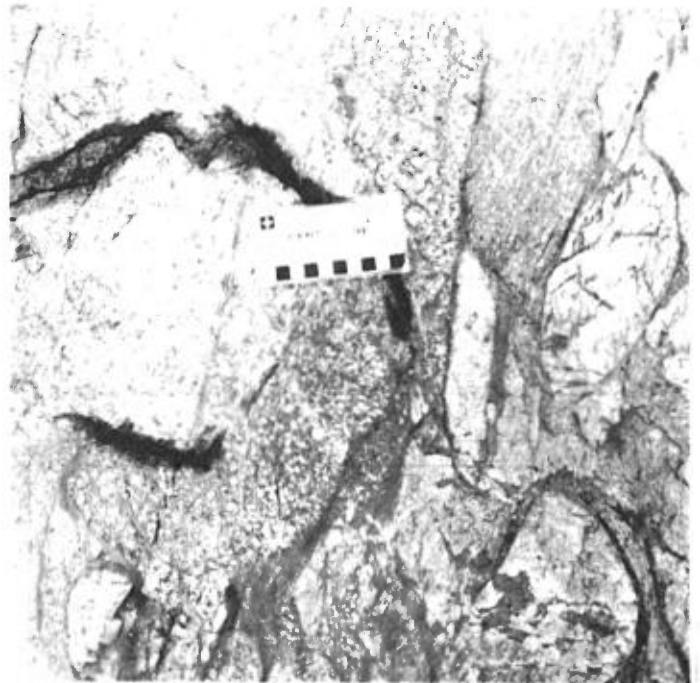


FIGURE 24 - Conglomérat à éléments volcaniques (sous-unité 6B; flanc nord du synclinal). Comparer avec les figures 6 et 7; noter ici les éléments de lave porphyrique, leur grosseur et leur faible taux d'aplatissement.

contre des éléments leucocrates à grain fin, plus rarement des petits galets de chert noir. Au microscope ces derniers révèlent une matrice inéquigranulaire de cristaux de quartz envahie de minéraux aciculaires en gerbes fibroradiées de tourmaline, de cristallisation tardive.

Les laves porphyriques (sous-unité 7B) possèdent les mêmes caractères que celles rencontrées sur le flanc sud; elles affleurent ici beaucoup plus largement et s'étendent en direction de l'est où Otis (1982) a décrit des structures coussinées. Elle contiennent des minces horizons, parfois de forme très contournée, faits d'un matériel vert sombre, à grain fin, de nature vraisemblablement sédimentaire. Ce matériel, qui forme la matrice des coussins observés dans cette sous-unité, pourrait représenter l'équivalent d'un sédiment vaseux dans lequel se serait en partie épanchées les laves porphyriques.

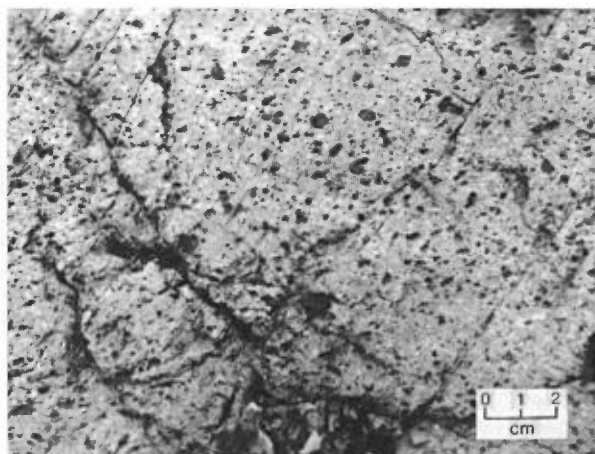
Jouxtant, au sud, le conglomérat et les laves porphyriques, un deuxième type de conglomérat (sous-unité 6C) détermine une série de grands affleurements, de part et d'autre du ruisseau du lac Landing, immédiatement au sud de la ligne hydro-électrique. Il s'agit d'un conglomérat polygénique composé d'éléments émoussés, arrondis et hétérométriques (diamètre compris entre 2 et 35 cm environ), dans une matrice gréseuse (environ 30% par rapport aux éléments). Les éléments sont des granitoïdes pour la majorité. Les plus gros (3 à 4% du total) ont la composition d'une monzonite (?) grossièrement grenue et massive, à texture porphyroïde (figure 25). Les éléments de taille moyenne, les plus abondants, se composent de cristaux de plagioclase et de quartz accessoire, de 3 à 4 mm de diamètre (granitoïdes ou lave felsique?). Très



FIGURE 25 - Conglomérat à éléments granitoïdes (sous-unité 6C). Éléments bien roulés de monzonite porphyroïde.

accessoirement on rencontre des éléments leucocrates très aplatis, aphanitiques, à débit schisteux (roches sédimentaires ?) et des petits galets de chert noir assez identiques à ceux notés dans le conglomérat précédent.

Séparant ce conglomérat des autres unités, affleure largement un ensemble hétérogène où dominent des laves porphyriques (figure 26) à phénocristaux automorphes d'un ferromagnésien vert sombre et de phénocristaux accessoires, plus petits, de plagioclase (sous-unité 7C) dans une mésotase grisâtre. Nous n'avons pas étudié ces laves dans le détail. Selon Charbonneau et al. (1983, ce volume), il s'agirait de basalte à olivine - ce minéral ayant été destabilisé en actinote et chlorite magnésienne - pauvre en potasse (48 à 52% de SiO_2 ; 1% de K_2O). Nous situons ces laves au même niveau stratigraphique que les laves porphyriques à plagioclase. Elles s'amincissent considérablement à



l'ouest de la limite Dolomieu-Daubrée; à l'est, elles se poursuivent jusque dans le secteur du lac Progress (Wolhuter, 1962).

FIGURE 26 - Lave porphyrique à ferromagnésienne (sous-unité 7C). Noter la présence de phénocristaux plus petits de plagioclase.

VARIATIONS LITHOSTRATIGRAPHIQUES

Les unités que nous venons de décrire composent la totalité du Groupe d'Opémisca dans le secteur Dolomieu-Daubrée. Nous suivons en cela Beach (1941) et Wolhuter (1962) dans leur délimitation de ce groupe par rapport au Groupe de Roy sous-jacent.

Dans la région, le Groupe d'Opémisca affleure en une bande orientée SE qui s'étend sur 25 km environ. Large de 2 à 3 km dans sa partie médiane, elle s'amincit fortement à ses extrémités (figure 28). Notre étude concerne plus précisément la partie centrale, là où le groupe possède son développement maximum. A l'est et à l'ouest on note des variations lithologiques que nous avons matérialisées par une série de colonnes lithostratigraphiques synthétiques (figure 27). La colonne CD correspond à celle décrite précédemment; elle inclut, en plus, les lithologies qui composent le flanc nord du synclinal.

VARIATIONS EN DIRECTION DE L'OUEST

Dans cette direction on note la disparition assez rapide des tufs à lapilli

(sous-unité 8) et des conglomérats à éléments volcaniques (sous-unités 6A et 6B). Dans sa terminaison occidentale le Groupe d'Opémisca n'est représenté que par les andésites (sous-unité 10) et les laves porphyriques (sous-unité 7C) à ferromagnésienne du flanc nord du synclinal. Le banc de laves porphyriques à plagioclases du flanc sud n'a pas été retrouvé au nord de la route 113; le conglomérat à éléments de granitoïdes n'affleure plus à l'ouest de la limite Dolomieu-Daubrée.

VARIATIONS EN DIRECTION DE L'EST

En direction de l'est, l'amincissement du Groupe d'Opémisca est imputable, en partie, à une compression des unités probablement reliée à l'intrusion du pluton d'Opémisca. Dans le quart SE de Daubrée, on note une forte schistosité développée dans les unités situées au sud du lac Progress, près du contact avec le Groupe de Roy. Le flanc sud du synclinal, présent à l'ouest à la hauteur du lac Landing, est ici entièrement oblitéré; la trace de son plan axial vient se confondre avec le contact de faille qui sépare les deux groupes.

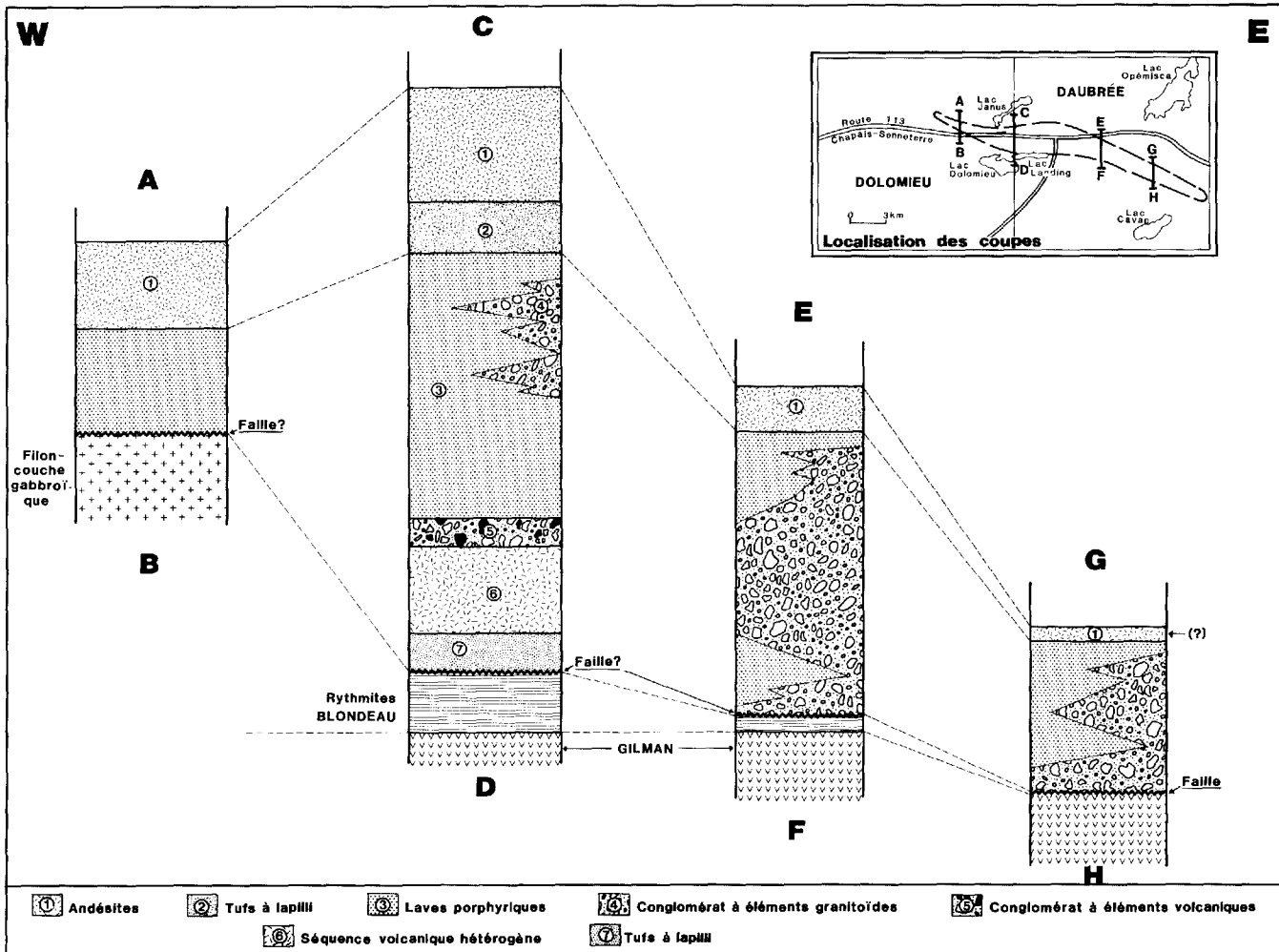


FIGURE 27 - Colonnes lithostratigraphiques synthétiques du Groupe d'Opémisca dans le secteur Daubrée-Dolomieu.

Cet accident est également matérialisé, sur le terrain, par l'opposition des sommets stratigraphiques des unités; un filon-couche de la Formation de Gilman, à sommet nord, est en contact avec les unités du Groupe d'Opémisca ayant leur sommet vers le sud; notons qu'ici les rythmites du Blondeau (unité 3) semblent être absentes. Cette opposition des sommets a été notée, plus à l'est, dans le canton de Haüy, où Allard (1983) décrit des sédiments du Groupe d'Opémisca à sommet sud en contact avec des volcanites du Groupe de Roy à sommet nord. Cet auteur interprète une faille

entre les deux groupes pour rendre compte de ces changements de polarité. Gobeil (1977) évoque également la possibilité d'un pareil contact entre les deux groupes dans

les cantons de Scott et de Lévy. Il semble donc que, le long du flanc sud du synclinal de Chapais, un contact de faille sépare les Groupes de Roy et d'Opémisca. A l'ouest de la limite Daubrée-Dolomieu, Charbonneau et al. (1983, ce volume) prolongent cet accident jusque dans la partie sud du lac Lamarck; ils le nomment Faille Kapunapota-gen.

Du point de vue lithologique, on note en direction de l'est un amincissement et une disparition (?) des andésites de même que l'absence de conglomérats à éléments volcaniques et de laves à phénocristaux de plagioclase. Les seules unités qui subsistent sont les laves porphyriques à ferromagnésiens et le conglomérat à éléments granitoïdes (colonnes EF et GH de la figure 27). Ces derniers forment des lentilles plurihectométriques dans un matériel arkosique homogène. Dans le SE de Daubrée on retrouve, dans le conglomérat, les mêmes gros éléments arrondis de granitoïdes à texture porphyroïde rencontrés dans notre

secteur. Cependant la majorité sont ici composés d'un matériel tuffacé ou arkosique à grain fin. Les laves porphyriques à ferromagnésiens forment deux minces bandes qui flanquent les conglomérats et arkoses au sud et au nord. La bande nord ne se prolonge pas à l'est de la colonne GH. Wolhuter (1962) interprète un passage latéral entre les deux unités. La lithologie de la bande sud est difficile à préciser du fait de la forte schistosité qui l'affecte (proximité de la faille mentionnée plus haut). Nous y avons reconnu des laves porphyriques et des laves aphanitiques très schisteuses, qui pourraient correspondre aux andésites.

CONCLUSION

Le Groupe d'Opémisca dans le secteur Daubrée-Dolomieu apparaît formé d'un ensemble volcanique hyperpotassique de nature andésitique, associé à des conglomérats, et d'un ensemble sédimentaire grésos-conglomératique.

L'ensemble volcanique constitue la majeure partie du groupe. De par ses caractères lithologiques et chimiques, il se corrèle avec les unités qui composent la Formation de Haüy (Cimon, 1976b; Gobeil, 1977; Allard et al., 1979).

Les conglomérats et arkoses de l'ensemble sédimentaire sont accessoires (figure 27). Les conglomérats contenant des éléments de granitoïdes sont identiques à ceux décrits dans la Formation de Stella (Cimon & Gobeil, 1976; Gobeil, 1977). Dans le quart SE de Daubrée, Wolhuter (1962) les situe à la base du Groupe d'Opémisca (Formation du lac Progress).

La lithostratigraphie du groupe (figure 4) indique qu'en toute probabilité les relations entre les séquences volcanique et sédimentaire sont de nature transitionnelle. Au dépôt des rythmites du Blondeau (sous-unité 3, figure 3) a succédé un volcanisme andésitique dans les secteurs nord et nord-ouest du lac Landing. Des laves porphyriques, des tufs (associés à une sédimentation grésos-conglomératique) et des andésites aphanitiques se sont probablement déposées en milieu subaérien (absence ou rareté des structures coussinées notées). Le volume de laves porphyriques est important dans la partie nord de la région (flanc nord du synclinal) mais se réduit fortement au sud, à la hauteur du lac Landing. Cette variation d'épaisseur situe probablement la source de l'épanchement de ces laves dans la partie nord du terrain (ce qui rend compte de la dissymétrie des deux flancs du synclinal). Ce volcanisme andésitique s'atténue en direction SE, où il s'interdigite avec des con-

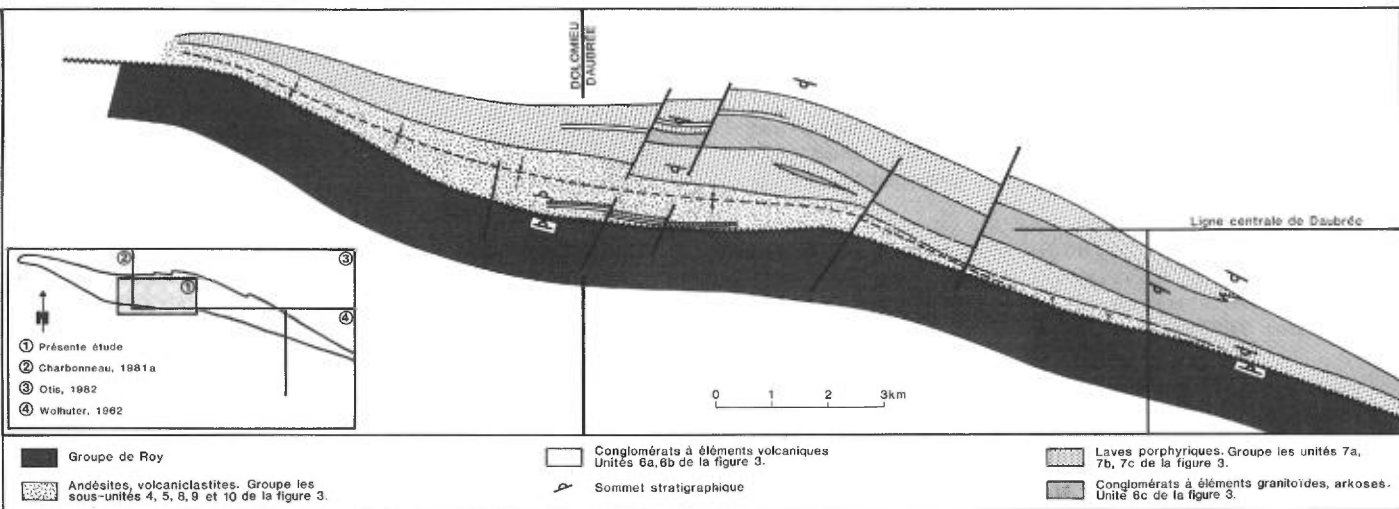


FIGURE 28 - Le Groupe d'Opémisca dans le secteur Daubrée-Dolomieu.

glomérats à éléments granitoïdes et des arkoses. Nous corrérons cet épisode sédimentaire avec l'épanchement des laves porphyriques auxquelles il est étroitement associé (figure 28). Son importance reste cependant minime dans la composition du groupe et son extension se limite à la partie est du secteur.

Ces faits nous amènent, en définitive, à considérer le Groupe d'Opémisca

dans le secteur Dolomieu-Daubrée comme une seule et unique unité englobant deux événements qui se sont déroulés d'une façon synchrone, l'un volcanique (le plus important), l'autre strictement sédimentaire. Par analogie de faciès nous rattachons les volcanites et les conglomérats associés aux unités qui définissent la Formation de Haüy et les roches sédimentaires à celles qui composent la Formation de Stella.

RÉFÉRENCES

ALLARD, G.O. - CATY, J.-L. - CHOWN, E.H. - CIMON, J. - GOBEIL, A. - BAKER, D., 1979 - Stratigraphie et métallogénie de la région de Chibougamau. Association minéralogique du Canada. Congrès de Québec (Université Laval); livret-guide pour l'excursion B-1; 94 pages.

ALLARD, G.O., 1983 - Géologie du quart nord-ouest du canton de Haüy. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV-928.

BEACH, H.H., 1941 - Michwacho lake area. Ministère des Mines et des Ressources, Canada; carte 623A.

CHARBONNEAU, J.-M., 1981a - Cantons de Dolomieu (1/2E) et de Daubrée (1/2SW). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP-844; 27 pages.

1981b - Géologie du quart sud-ouest du feuillet lac Lamarck et géologie du quart sud-est du feuillet du lac Inconnu. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; rapport préliminaire (cartes annotées), DP-853.

CHARBONNEAU, J.-M. - PICARD, C. - DUPUIS-HÉBERT, L., 1983 - Géologie des unités stratigraphiques affleurant dans les cantons de Daubrée, Dolomieu, Saussure et La Ribourde, district de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET-82-01, rapport n°1.

CIMON, J., 1976a - Cantons de Queylus (NW) et de Haüy (NE). Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP-613.

1976b - Géologie du canton de Queylus (NE). Abitibi-Est. Ministère des Richesses naturelles, Québec; rapport préliminaire; DPV-439.

1977a - Quart nord-est du canton de Queylus. Ministère des Richesses naturelles, Québec; rapport préliminaire; DPV-448.

1977b - Quart nord-ouest du canton de Dollier. Ministère des Richesses naturelles, Québec; rapport préliminaire; DPV-504.

CIMON, J. - GOBEIL, A., 1976 - The Stella Formation: its implication for the genesis and the relative age of the mineralization in the Chibougamau mining camp. Bulletin de l'Institut canadien des Mines et de la métallurgie; volume 69, n°767, page 96 (résumé).

DIMROTH, E. - MULLER, W. - ARCHER, P. - GOBEIL, A. - ALLARD, G.O., 1981 - Evidence for extensive Archean shallow marine sedimentation in the Chibougamau area, Quebec. Commission géologique du Canada; paper 82-1A, pages 29-36.

DUBÉ, C.Y., 1981a - Géologie de la demie est du canton de Lamarck, Abitibi-Est. Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec; rapport préliminaire; DPV-811; 6 pages.

1981b - Région de Lac Lamarck - Baie Dussault. Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec; rapport préliminaire (carte annotée); DP-848.

1983 - Géologie des cantons de Lamarck et de Guettard, district de Chibougamau. Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec; ET 82-01, rapport n°3.

DUQUETTE, G., 1970 - Stratigraphie de l'Archéen et relations métallogéniques dans la région de Chibougamau. Ministère des Richesses naturelles, Québec; ES-8.

DUROCHER, M., 1979 - Canton d'Opémisca et quart nord-ouest du canton de Cuvier. Ministère des Richesses naturelles, Québec; rapport intérimaire; DP-611.

GOBEIL, A., 1977 - Stratigraphie et relations géométriques de la bande de roches volcanosédimentaires du sud de Chibougamau. Rapport préliminaire, inédit.

NORMAN, G.W.H., 1937 - East half Opemisca map area, Québec. Commission géologique du Canada; Paper 37-11.

OTIS, M., 1982 - Demie nord du canton de Daubrée. Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec; rapport préliminaire (carte annotée), DP-924.

WOLHUTER, L.E., 1962 - Rapport préliminaire sur le quart sud-est du canton de Daubrée. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP-474.

GÉOLOGIE DE LA RÉGION DU LAC LA TRÈVE

Yves Hébert

RÉSUMÉ

La région du lac La Trêve se situe sur le flanc NW du synclinal de Chibougamau qui y est déversé vers le SE. Une formation de métavolcanites basiques, constituées de basaltes coussinés avec quelques lentilles de tufs et des filons-couches de gabbro comagmatique, la traverse en direction NE. Une discordance sépare ces roches d'une formation sus-jacente de roches métasédimentaires comprenant des conglomérats polygéniques, des grauwackes, des siltstones et des phyllades. Ces deux formations ont été injectées par des métaclinopyroxénites, des métagabbros et des métadiorites, qui se présentent généralement en filons-couches différenciés. Après avoir été plissé, l'ensemble de ces roches a été traversé par des stocks de granite et de syénite. Le métamorphisme, généralement au faciès des schistes verts, atteint le faciès des cornéennes à hornblende ou le faciès des schistes à cordiérite, en bordure des granitoïdes. Un dyke de diabase non altéré traverse la région. Sa bordure sud renferme d'intéressantes minéralisations de Cu-Ni, connues depuis plusieurs années.

TABLE DES MATIÈRES

	Pages
INTRODUCTION	95
Localisation	95
Accès	95
Physiographie et hydrographie	96
Méthodologie	96
Contexte géologique	97
Travaux antérieurs	97
Remerciements	98
STRATIGRAPHIE	98
Formation de volcanites basiques	98
Pétrographie	99
Laves basaltiques (schistes verts) ...	99
Laves basaltiques (amphibolite)	102
Tufs basiques	103
Gabbros comagmatiques	104
Tufs et lapillistones rhyolitiques ...	104
Pétrochimie	105
Formation de roches sédimentaires	109
Pétrographie	109
Conglomérats polygéniques	109
Grauwackes	111
Siltstones, phyllades et ardoises	112
Schistes à biotite	112
Paragneiss à biotite	114
Origine et mode de dépôt	114
Roches volcaniques porphyriques	115
Roches intrusives mafiques	115
Pétrographie	115
Clinopyroxénites et pyroxénites	115
Gabbros	117
Diorites à biotite	118
Pétrochimie	118
Granitoïdes	120
Granites foliés	120
Granites	121
Syénites	122
Dykes de granite et de syénite	123
Dykes protérozoïques de diabase à olivine.	123
TECTONIQUE	125
Stratification S_0	125
Foliation S_1 et clivage S_2	127
Éléments linéaires	127
Failles et zones de cisaillement	128
Veines de quartz	128
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE	128
Minéralisations associées au principal dyke de diabase	128
Minéralisations associées aux volcanites basiques	130
Minéralisations associées aux roches sédi- mentaires et aux filons-couches	130
Minéralisations associées aux intrusions granitiques	130
CONCLUSION	131
RÉFÉRENCES	131
CARTE (1:50 000) Région du lac La Trêve	hors texte

ficile d'accès; la rivière La Trêve en traverse le coin nord, mais la navigation y est malaisée; l'hélicoptère permet d'en atteindre facilement le centre, éloigné des voies navigables, et les hydravions peuvent amerrir au lac La Ribourde, à l'extrémité sud.

PHYSIOGRAPHIE ET HYDROGRAPHIE

La région possède un relief assez uniforme; l'altitude moyenne est de 340 m. Les metabasaltes et les intrusions de granite et de syénite forment des buttes pouvant atteindre, par endroits, une altitude de 430 m (figure 2). Intrusif dans les roches métasédimentaires à relief plat, un dyke de diabase se distingue dans la topographie par un alignement de collines d'une hauteur de 40 à 60 m (figure 3). Plusieurs zones à forte densité d'affleurements sont



FIGURE 2 - Butte formée par du granite rose. Il s'agit de l'un des rares reliefs de la région. Rive nord du lac La Trêve, à 1,2 km au sud du lac Gisèle.



FIGURE 3 - Colline formée par le principal dyke de diabase de la région. A l'entrée de la baie Geneviève.

séparées par de grandes superficies où ceux-ci sont plus dispersés. Sauf pour un secteur à la latitude 49°50', la roche affleure peu dans la partie ouest de la région, où les dépôts meubles du Quaternaire sont importants. Le drainage régional s'effectue vers le nord-ouest, le lac La Trêve s'écoulant dans la rivière du même nom.

MÉTHODOLOGIE

Nos travaux font partie d'un projet de synthèse géologique du secteur Chapais-Branssat, commencé en 1980. Notre région est adjacente à celles cartographiées à l'est par Dubé (1981b) et au sud par Charbonneau (1981b). Voir figure 4. Les cheminement pour le levé géologique ont été espacés de 300 m. Des photographies aériennes au 1:20 000, du ministère des Terres et Forêts, ont été utilisées pour la localisation des aires d'affleurements.

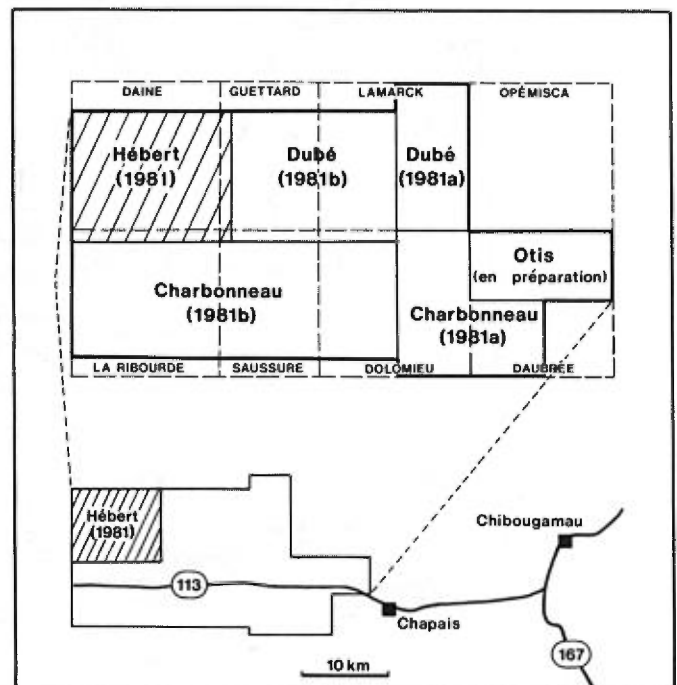


FIGURE 4 - Travaux effectués en 1981 dans le cadre de la synthèse géologique du secteur Chapais-Branssat.

Nous nous sommes également servi de la carte géologique de Gilbert (1955), laquelle montre les principaux affleurements de la région.

Parmi les quelque 400 échantillons prélevés, 97 ont été étudiés au microscope, dont 20 ont été soumis à une analyse chimique (pour les oxydes des éléments majeurs et les éléments traces; voir tableaux 2, 3 et 4). Dix échantillons (voir tableau 5) présentant un intérêt économique ont été analysés pour Ni, Cu, Zn, Mo, Ag, Pt, Au et Pb.

CONTEXTE GÉOLOGIQUE

Les roches métavolcaniques, métasédimentaires et intrusives représentées sur la carte sont d'âge archéen; elles sont recoupées par deux dykes de diabase à olivine, d'âge protérozoïque, dont l'un traverse toute la région. Elles appartiennent à la province géologique du Supérieur et font partie de la bande de roches vertes de Chibougamau-Matagami. Elles se situent sur le flanc NW du synclinal de Chibougamau (Duquette, 1970) qui, dans notre région, est déversé vers le SE.

TRAVAUX ANTÉRIEURS

Les premières cartes géologiques couvrant la région ont été publiées à 4 milles au pouce. Ce sont celles de Norman (1936) et de Retty & Norman (1938). Retty & Norman, qui ont décrit brièvement les différentes unités lithologiques, ont distingué des unités pré-granitiques, granitiques et post-granitiques. Les unités pré-granitiques comprennent des roches volcaniques basaltiques, des roches sédimentaires et des roches intrusives mafiques. Les unités

granitiques englobent des roches de composition granitique à syénitique. Quant aux unités post-granitiques, elles incluent les dykes de diabase à olivine.

Selon Retty & Norman (1938), les roches volcaniques sont du type Keewatin. Ils supposent, sans en être certains, que les roches sédimentaires sont analogues à celles de la région de la rivière Bell et qu'elles reposent en discordance sur les roches volcaniques basaltiques.

Gilbert (1949, 1955) a couvert notre région. Dans son rapport de 1949, il a décrit en détail les différentes unités lithologiques. Selon lui, les roches volcaniques et sédimentaires sont "d'âges différents"; il juge qu'elles sont analogues aux séries pré-Opémisca et Opémisca, décrites par Norman (1941) et qu'elles correspondent aux unités pré-granitiques de Norman (1936) et de Retty & Norman (1938). Dans son rapport de 1955, il propose cependant que les roches volcaniques et sédimentaires sont d'âge keewatinien et que les roches intrusives basiques et granitiques sont post-keewatiniennes.

Hébert (1981) estime que les roches métasédimentaires reposent en discordance sur les métavolcanites basiques bien qu'il n'ait pas observé de contact entre ces deux types de roches. Il pense que certains filons-couches mafiques sont comagmatiques avec les basaltes et que d'autres (ainsi que des dykes) sont intrusifs dans les roches volcaniques et sédimentaires. Il avance, enfin, que, après déformations et plissements, ces roches ont été envahies par des intrusions de granite et de syénite et qu'elles ont été recoupées par des dykes de diabase post-tectoniques.

REMERCIEMENTS

Nous remercions Louise Gravel et Alain Poitras, géologues, Bernise Grandchamp, Ghyslain Tourigny et Christian Plouffe, assistants-géologues, ainsi que Aurel Noël, homme de canot, et Pierre Le-

bel, cuisinier, pour leur contribution à la bonne marche du travail. Nous remercions également Antoine Franconi, Jean-Louis Caty, Jean-Marc Charbonneau, Claude Dubé et André Gobeil pour l'aide qu'ils nous ont apportée.

STRATIGRAPHIE*

La région comprend une grande variété d'unités lithologiques (tableau 1) dans un contexte structural simple. Une bande de volcanites basiques, surmontées d'une séquence sédimentaire détritique, traverse la région en direction NE. L'intrusion de dykes et de filons-couches mafiques (unité 4 de la carte) a précédé une période de déformation et de plissement. Toutes ces roches occupent le flanc NW du synclinal de Chibougamau. Elles montrent un sommet vers le SE. Après la déformation, il y a eu intrusion de granite et de syénite dans les roches volcaniques et sédimentaires, puis mise en place de diabase dans des fractures de grande extension.

On distingue, parmi les filons-couches de roches mafiques, deux types de gabbro. Cette distinction se fonde sur la texture et la composition chimique. Le premier type, qui se rencontre uniquement dans les volcanites basiques et est comagmatique avec celles-ci (unité 1d**), est mélanocrate en plusieurs endroits et montre une texture subophitique. Il ressemble au faciès gabbroïque de la base des coulées basaltiques massives et possède une composition chimique voisine de celle des basaltes, ce qui suggère qu'il est comagmatique avec les coulées. Le second (unité 4b),

* Les roches archéennes de la région sont toutes métamorphosées; on devra donc sous-entendre le préfixe *méta* devant chaque nom de roches.

** Le symbole correspond à celui utilisé dans la légende de la carte.

intrusif dans les basaltes et les roches sédimentaires, forme des filons-couches de plus grande épaisseur et d'extension latérale plus importante que ceux du gabbro comagmatique. Il est différencié en plusieurs endroits et se distingue par des textures d'accumulation.

FORMATION DE VOLCANITES BASIQUES

Ces roches, les plus anciennes de la région, forment une bande, orientée NE, longeant la bordure sud d'un grand batholite de granite folié, laquelle occupe la partie nord de la région. La largeur moyenne de la bande est de 5,8 km; elle atteint près de 10 km dans la partie ouest.

Les volcanites basiques sont essentiellement constituées de basaltes coussinés, massifs par endroits, avec quelques filons-couches comagmatiques de gabbro. On observe, ici et là entre les coulées, des accumulations lenticulaires de tufs basiques et de lapillistones acides.

La bande de volcanites est traversée par un dyke et des filons-couches de gabbro, des intrusions de granite folié, de granite non folié et de syénite, ainsi que par un dyke de diabase à olivine, de faible extension. Les plans S_0 et S_1 observés dans les volcanites sont légèrement obliques à ceux mesurés dans les roches sédimentaires, ce qui suggère un contact dis-

TABLEAU 1 - Sommaire comparatif des formations

	Gilbert (1949, 1955)	Hébert (1981) et présent rapport
Protérozoïque	Roches intrusives basiques post-granitiques	Dykes de diabase à olivine
A	Roches intrusives acides	Intrusions de granitoïdes . Dykes de granites et de syénites porphyriques . Syénites . Granites . Granites foliés
R	Roches intrusives basiques	Roches intrusives mafiques . Diorites à biotite . Gabbros . Clinopyroxénites et . Clinopyroxénites feldspathiques
C		Roches volcaniques porphyriques
H	Série sédimentaire	Formation de roches métasédimentaires . Paragneiss à biotite . Schiste à biotite . Siltstones, phyllades et ardoises . Grauwackes . Conglomérats polygéniques
É		----- discordance -----
E		Formation de métavolcanites basiques . Tufs et lapillistones rhyolitiques . Gabbros comagmatiques en filons-couches . Tufs basiques . Basaltes au faciès amphibolite . Basaltes au faciès des schistes verts
N	Série volcanique	

cordant entre les deux formations. Ce contact n'est pas visible dans notre région mais on l'a observé à l'est de celle-ci (Beach, 1941; Dubé, 1981b).

Les basaltes ont été transformés en cornéennes à hornblende et plagioclase en bordure des intrusions acides post-tectoniques. A mesure qu'on approche de l'intrusion de granitoïde folié dans la partie nord de la région, ils perdent leur structure coussinée et deviennent foliés ou rubanés, montrant une alternance de bandes vert clair, riches en épidote et en plagioclase, et de bandes vert sombre. Ces dernières sont riches en actinote si les basaltes sont au faciès des schistes verts et riches en hornblende, s'il s'agit du faciès amphibolite.

PÉTROGRAPHIE

Nous avons distingué les cinq unités lithologiques suivantes au sein des volcanites basiques:

- . Laves basaltiques, coussinées ou massives, au faciès des schistes verts (1a).
- . Laves basaltiques, au faciès amphibolite (cornéennes à hornblende) (1b).
- . Tufs basiques (1c).
- . Gabbros comagmatiques en filons-couches (1d).
- . Tufs et lapillistone acides (1e).

LAVES BASALTIQUES, COUSSINÉES OU MASSIVES, AU FACIÈS DES SCHISTES VERTS (1a)

Ces laves ont une patine vert clair et une cassure vert sombre à noire.

Elles possèdent généralement une structure à coussins bien conservés; ici et là, elles sont massives. Les coussins ne sont pas parfaitement sphériques, mais sont plutôt ellipsoïdaux (figure 5).

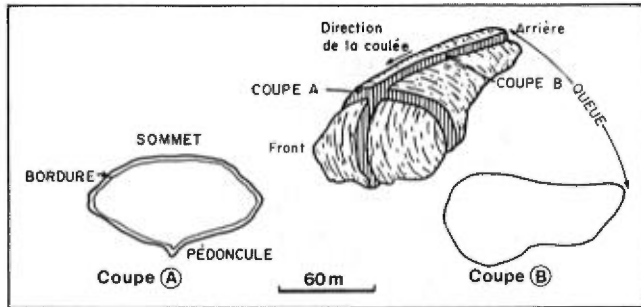


FIGURE 5 - Structure et coupes typiques de laves en coussins. D'après Laurent & Hébert (1979), modifié.

Le grand axe de l'ellipsoïde correspond à la direction de l'écoulement; il se situe dans une coupe longitudinale. Seule une coupe transversale permet d'observer la surface convexe et le pédoncule, grâce auxquels on peut trouver le sommet des coulées. Les coussins sont généralement jointifs (figure 6); ils sont, par-ci, par-là, entourés d'une matrice aphanitique, riche en épidote (figure 7), ou de hyalo-



FIGURE 6 - Coulées basaltiques à coussins jointifs. Noter la surface convexe (S) et le pédoncule (P) d'un coussin. Voir schéma de la figure 5.

clastites constituées de fragments de verre basaltique dévitrifié (figure 8). Ils sont légèrement écrasés et peu déformés. Un coussin, tel que vu en coupe transversale, mesure en moyenne 0,4 x 0,7 m; le petit axe varie de 0,2 à 0,6 m et le grand axe, de 0,5 à 1,5 m. Certaines coulées sont massives à la base et présentent un faciès gabbroïque; elles deviennent progressivement coussinées vers le sommet.

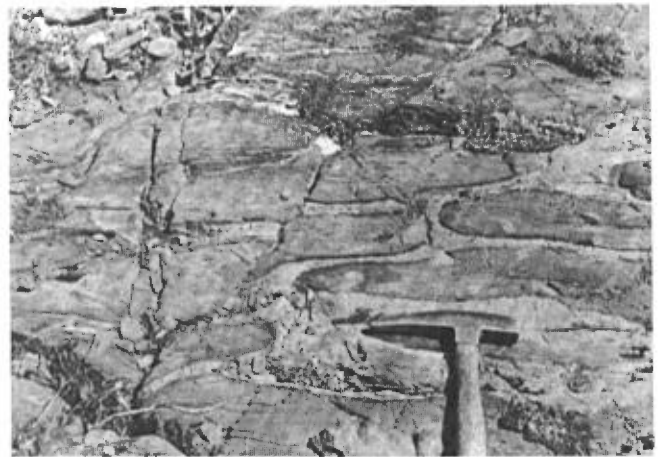


FIGURE 7 - Matrice aphanitique (teinte pâle), riche en épidote, entre des coussins de laves basaltiques. Noter les surfaces convexes indiquant le sommet de la coulée. Le sommet du marteau coïncide avec le sommet d'un coussin.

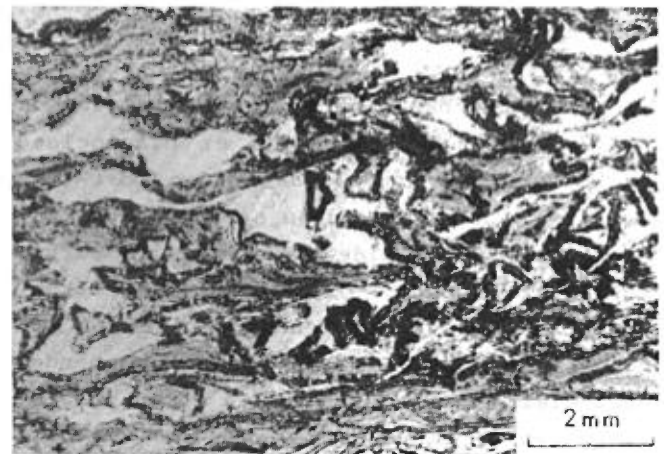


FIGURE 8 - Photomicrographie d'une hyaloclastite basaltique occupant les interstices entre les coussins. Malgré le métamorphisme, la forme des fragments de verre est bien conservée. Au nord de la baie Dussault. Lumière naturelle.

Les basaltes sont aphanitiques ou très finement grenus; on distingue une foliation, déterminée par l'orientation des amphiboles aciculaires. On observe, en quelques endroits seulement, des varioles (figure 9), des vésicules ou des amygdules de quartz, d'albite et de carbonate.

On trouve, par endroits, des coulées massives de 3 à 5 m d'épaisseur au sein des basaltes coussinés. A la base de certaines de ces coulées, la roche est finement grenue.

Les basaltes métamorphisés au faciès des schistes verts sont généralement recristallisés et possèdent une texture microgranoblastique ou nématoblastique (Spry, 1969, page 208). Ils montrent l'assemblage albite-actinote-épidote-carbonate, lequel s'accompagne d'un peu de quartz et de sphène et, ici et là, de chlorite. Les minéraux primaires sont entièrement transformés: les plagioclases sont saussuritisés, les pyroxènes sont ouralitisés et l'ilménite a été remplacée par le sphène ou le leucoxène. Tel que l'indiquent les analyses modales, les basaltes sont constitués de 40 à 75% d'actinote, de 5 à 20% d'albite et de 1 à 45% d'épidote; ils contiennent, en



FIGURE 9 - Structure variolitique dans un basalte. A l'ouest de la baie Geneviève.

plus, un peu de carbonate (jusqu'à 5%), de quartz (jusqu'à 15%), de chlorite (jusqu'à 25%), de sphène (jusqu'à 5%), de pyrite et d'ilménite (jusqu'à 5%).

Malgré la recristallisation, quelques textures primaires ont été conservées. Ainsi, un de nos échantillons montre, sous le microscope, une texture de refroidissement rapide; on note des plagioclases squelettiques dans une mésostase d'épidote (figure 10). Quelques échantillons révèlent une texture intersertale ou une texture porphyrique; on remarque des microphénomènes de plagioclase maclé albite (figure 11). Enfin, nous avons observé, dans quelques lames minces, des pseudomorphes de pyroxène ouralitisé et d'olivine chloritisée, de 0,4 à 0,5 mm de diamètre.

Les basaltes présentent par endroits un rubanement peu développé où on perçoit un début de ségrégation minéralogique; de minces niveaux riches en plagioclase alternent avec des horizons d'épaisseur millimétrique riches en actinote. Ce rubanement, qui s'observe également à l'échelle microscopique (figure 12), devient plus

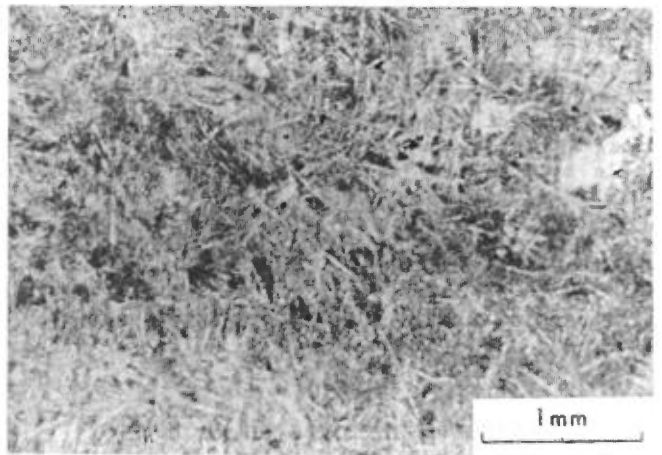


FIGURE 10 - Photomicrographie d'une texture de refroidissement rapide dans un basalte. Noter les plagioclases squelettiques (en blanc) dans une mésostase épidotisée (en gris). Au nord de la baie Dussault. Lumière naturelle.

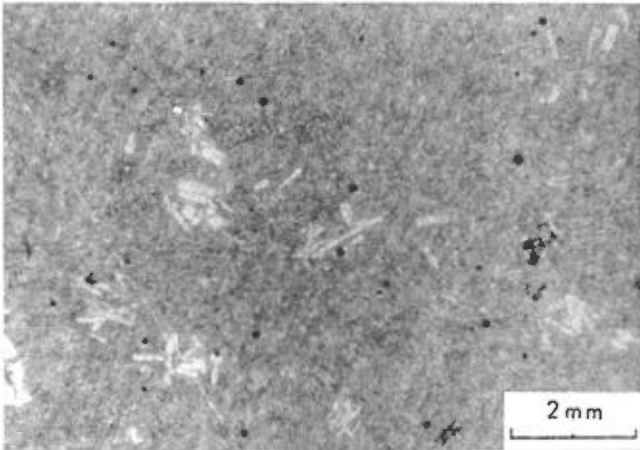


FIGURE 11 - Photomicrographie d'un basalte à texture porphyrique. Noter les microphénocristaux idiomorphes de plagioclase (en blanc) dans une pâte aphanitique. Au nord de la baie Gilbert. Echantillon N°2 du tableau 2.

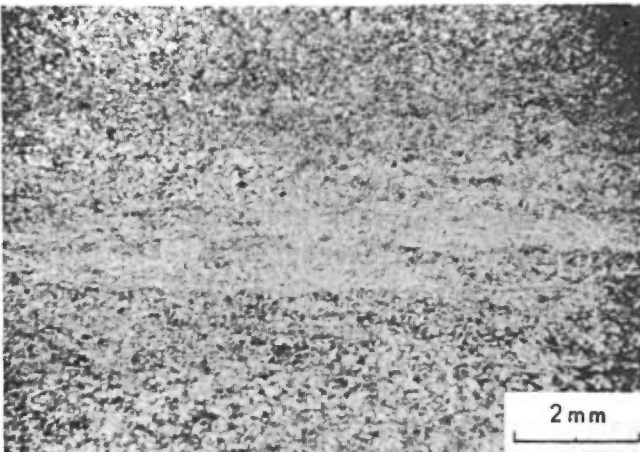


FIGURE 12 - Photomicrographie d'un basalte rubané au faciès des schistes verts. Noter la bande riche en plagioclase et épidote entre deux bandes (plus sombres) riches en ferromagnésiens (actinote). Au nord de la baie Gilbert, à l'est du stock de syénite. Lumière naturelle.

distinct à proximité des intrusions granitiques de grandes dimensions. Le basalte passe alors du faciès des schistes verts au faciès amphibolite.

LAVES BASALTIQUES AU FACIÈS AMPHIBOLITE (1b)

Ces roches se rencontrent autour des intrusions granitiques ou syénitiques. Si celles-ci consistent en de petits

stocks, ils sont peu déformés et sont métamorphisés au faciès des cornéennes à hornblende (faciès "hornblende hornfels" de Turner, 1968, page 193), lequel montre l'assemblage hornblende verte - plagioclase (avec ou sans quartz et épidote. La roche, homogène, peu foliée, est vert foncé à noire en cassure fraîche. La hornblende verte se présente généralement en porphyroblastes (figure 13).

Près des intrusions de volume important comme celles des parties nord et ouest de la région, les basaltes du faciès amphibolite sont généralement très déformés; les quelques coussins encore visibles sont très étirés. A moins de 2 km des intrusions, leurs structures primaires s'estompent complètement pour faire place à un rubanement minéralogique très marqué, généralement affecté de plissements serrés (figure 14). On distingue une alternance de bandes vert clair et de bandes vert sombre, de moins de 1 cm de largeur, constituées respectivement d'épidote, avec un peu de plagioclase, et de hornblende verte. L'assemblage minéralogique observé est: horn-

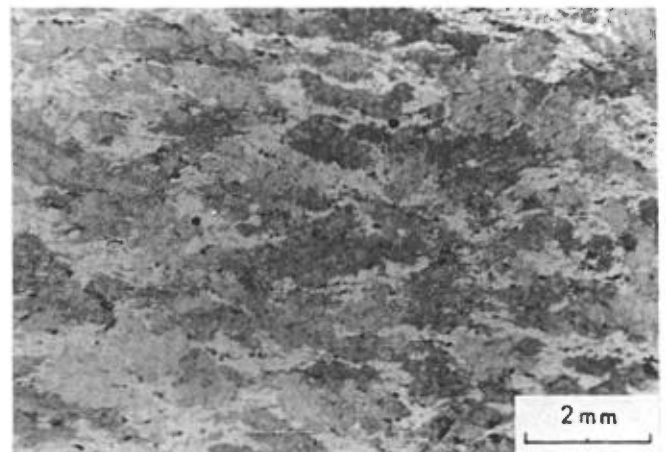


FIGURE 13 - Photomicrographie d'un basalte, au faciès amphibolite, à texture porphyroblastique. Noter les porphyroblastes de hornblende verte (gris moyen et gris foncé) entourés de plagioclase (gris pâle). Au nord de la baie Gilbert, près du batholite de granite folié. Lumière naturelle.

blende verte - plagioclase (avec ou sans quartz et épidote). Le microscope révèle que la hornblende verte est trapue à légèrement allongée et qu'elle mesure de 0,05 à 1,5 mm de diamètre. La texture est microblastique à porphyroblastique (figure 15). Le rubanement ressemble par endroits à un litage. C'est pourquoi les basaltes rubanés peuvent être facilement confondus avec des tufs. L'alternance de bandes felsiques et mafiques indique cependant qu'on a affaire à une ségrégation minéralogique d'origine métamorphique et non à un tuf.

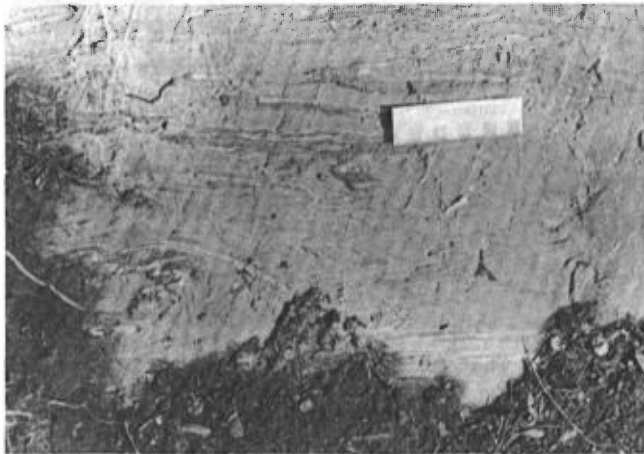


FIGURE 14 - Plis serrés dans un basalte rubané au faciès amphibolite. En bordure de la rivière La Trêve, à l'extrémité nord-ouest de la région.

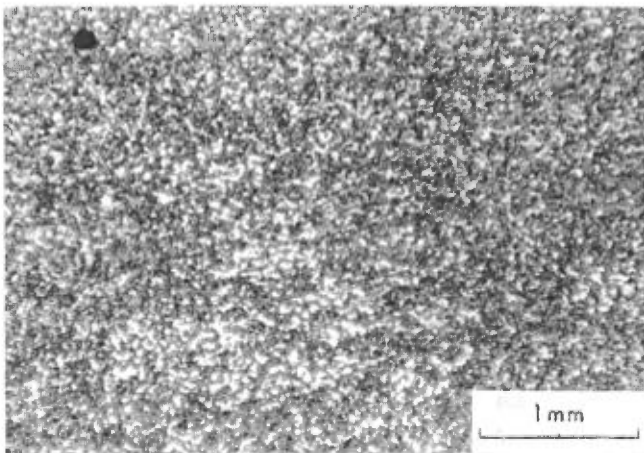


FIGURE 15 - Photomicrographie d'un basalte, au faciès amphibolite, à texture microgranoblastique. La hornblende verte est en gris foncé; le plagioclase et le quartz sont en blanc. Partie nord-ouest de la région. Lumière naturelle.

TUFS BASIQUES (1c)

Les tufs basiques ont une importance volumétrique très limitée. On les observe par endroits au nord et à l'ouest de la baie Gilbert. Ils forment des bandes lenticulaires, de quelques mètres d'épaisseur, entre les coulées de laves coussinées. Ces tufs montrent un fin litage d'épaisseur millimétrique (figure 16). En surface altérée, ils sont vert clair; on y distingue ici et là de minces lits brun pâle où se concentre de la biotite brune. Sous le microscope, ils présentent une texture granoblastique où on distingue nettement la forme des éléments (figure 17). Ils contiennent de la tourmaline par endroits (figure 18).



FIGURE 16 - Tuf basique finement lité. Rive nord de la baie Gilbert.

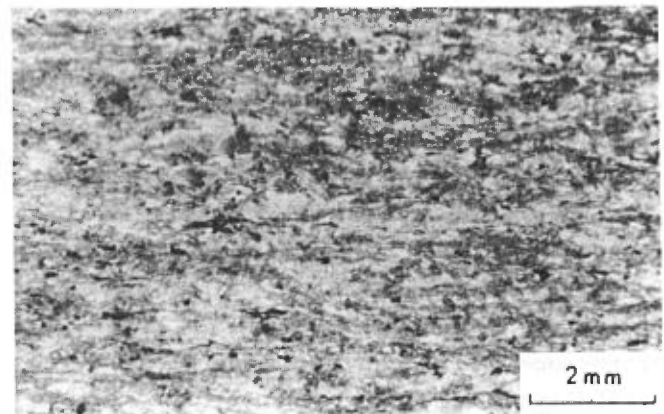


FIGURE 17 - Photomicrographie d'un tuf basique. Au nord de la baie Dussault. Lumière naturelle.

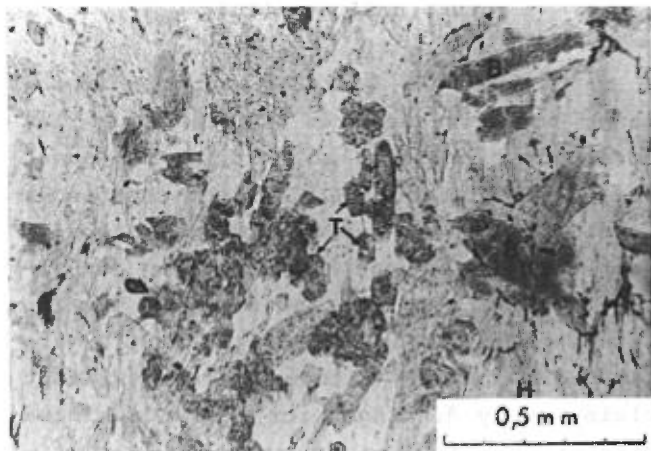


FIGURE 18 - Photomicrographie d'un tuf basique. Noter la tourmaline (T), la biotite (B) et la hornblende verte (H). Au nord-est du stock de syénite au nord de la baie Gilbert. Lumière naturelle.

GABBROS COMAGMATIQUES EN FILONS-COUCHES (1d)

Les filons-couches de gabbro concordants avec les basaltes coussinés s'observent principalement dans l'angle NE de la région. Le gabbro, à grain fin à moyen, est surtout mélanocrate; il est mésocrate par endroits. La largeur des filons-couches varie de 100 m à 1 km alors que l'extension latérale ne dépasse par 7 km. Le gabbro possède des contacts nets avec le basalte et présente une mince bordure figée près de ceux-ci.

Les gabbros comagmatiques que nous avons cartographiés possèdent les paragenèses du faciès des schistes verts. Ils sont constitués de 40 à 73% d'actinote, de 15 à 50% de plagioclase, de 2 à 4% d'ilménite et de sphène et de 1 à 3% d'épidote; ils contiennent également jusqu'à 5% de quartz secondaire et de carbonate, ainsi que des traces de zircon. Ainsi que le révèle le microscope, la roche est généralement recristallisée. Elle présente une texture porphyroblastique; elle distingue en effet des porphyroblastes d'actinote trapue, de

0,6 jusqu'à 2,7 mm de diamètre, dans une mésostase finement grenue de plagioclase saussuritisé. Quelques échantillons affichent des textures subophitiques, où on distingue des microlites de plagioclase de 1,2 mm de longueur qui pénètrent partiellement ou entourent complètement des pyroxènes pseudomorphosés par l'actinote (figure 19).

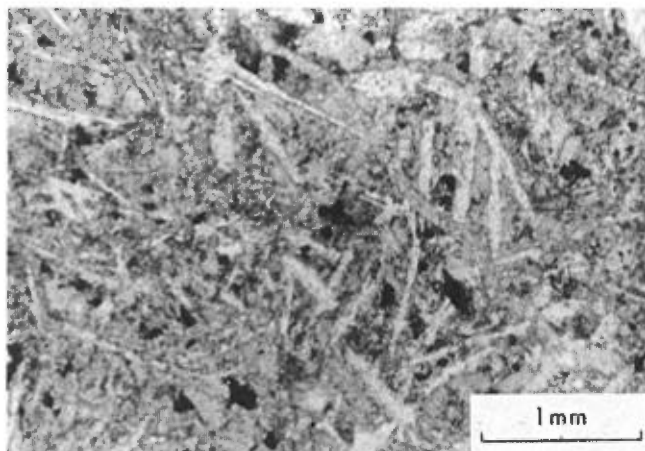


FIGURE 19 - Photomicrographie d'un gabbro comagmatique, à texture intersertale. Les microlites de plagioclase (en blanc) entourent les pyroxènes ouralitisés (en gris pâle) et l'ilménite (en noir). A l'ouest de la baie Dussault. Echantillon 10 du tableau 2. Lumière naturelle.

TUFS ET LAPILLISTONES RHYOLITIQUES (1e)

Nous avons noté, au sein des basaltes en coussins, deux affleurements de tufs et de lapillistones de composition acide; ceux-ci forment une masse lenticulaire de 200 m de largeur en bordure sud-ouest de la baie Gilbert.

Le tuf est aphanitique; la patine est blanchâtre et la cassure fraîche, gris pâle. Le microscope révèle que cette roche est formée de 20% de microphénocristaux de plagioclase (idiomorphes à xénomorphes) et de quartz (xénomorphes) dans une matrice

finement cristallisée de plagioclase et de quartz, avec moins de 5% de muscovite, carbonate et biotite (figure 20). Les microphénocristaux de plagioclase ont la macle de Carlsbad et/ou celle de l'albite; d'une longueur de 0,6 mm, ils ont été partiellement altérés en carbonate et en hydromuscovite. Ceux de quartz montrent une extinction roulante.

Les lapillistones sont constitués d'un alignement de fragments rhyolitiques étirés, dont certains atteignent 15 cm de longueur, montrant des phénocristaux de plagioclase (figure 21). Ces fragments sont entourés d'une matrice finement grenue de quartz polycristallin et de plagioclase, avec moins de 5% de muscovite et de chlorite.

Ces tufs et lapillistones se situent dans une zone d'anomalies électromagnétiques (Les Relevés Géophysiques, 1981) sur la rive sud de la baie Gilbert.

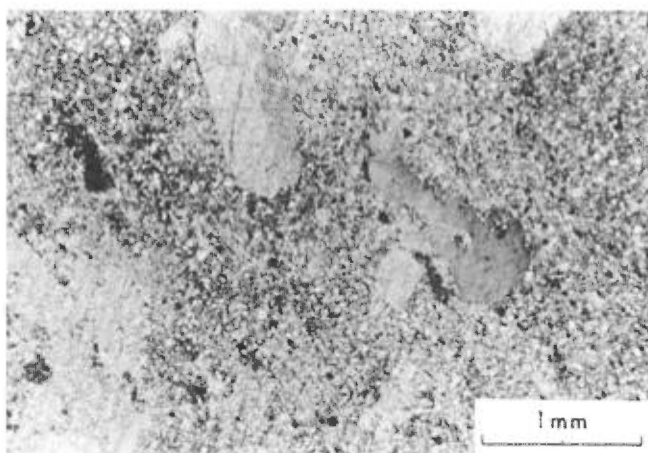


FIGURE 20 - Photomicrographie d'un tuf rhyolitique. Noter les microphénocristaux de plagioclase (blanc à gris pâle) et de quartz (gris foncé) dans une matrice quartzofeldspathique. Au sud-ouest de la baie Gilbert. Lumière polarisée.



FIGURE 21 - Lapillistone à fragments rhyolitiques étirés. Au sud-ouest de la baie Gilbert.

PÉTROCHIMIE

Le tableau 2 donne l'analyse chimique et la norme CIPW de 11 échantillons de la formation de volcanites basiques. Dans le diagramme $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ en fonction de SiO_2 (figure 22), les basaltes (échantillons 1 à 7) et les gabbros comagmatiques (échantillons 8 à 10) se rangent dans le domaine subalcalin défini par MacDonald et Katsura (1964). Ces roches présentent les caractéristiques chimiques des basaltes: leur teneur en SiO_2 varie de 46,2 à 53,7%, avec une moyenne de 49,9. Le calcul de la norme indique qu'elles sont saturées ou sursaturées en silice: elles se partagent également entre les tholéiites proprement dites (avec quartz normatif) et les tholéiites à olivine (avec olivine normative). Dans le diagramme des cations de Jensen (1976), lequel permet de classifier les roches volcaniques subalcalines en domaines tholéiitique, calco-alcalin et koma-

TABLEAU 2 - Analyses chimiques et normes de volcanites basiques.

No sur la carte	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Analyses (en % poids)											
SiO ₂	49,90	48,50	51,30	46,20	49,90	53,70	53,20	48,00	50,00	47,80	75,60
Al ₂ O ₃	13,60	16,20	13,90	15,10	15,80	16,10	17,40	15,60	14,20	14,60	14,30
Fe ₂ O ₃	3,40	1,97	3,26	4,24	1,82	2,88	1,86	3,32	3,36	3,54	0,83
FeO	10,20	10,30	7,96	8,85	9,04	7,31	7,05	9,70	8,86	9,08	0,29
MgO	6,70	7,26	5,44	6,93	6,86	4,48	3,94	7,96	6,90	7,63	0,25
CaO	8,36	12,60	11,30	12,10	12,20	11,10	12,50	11,50	11,20	8,87	0,63
Na ₂ O	2,43	2,31	1,81	1,91	2,01	2,69	2,75	2,17	2,94	2,94	6,60
K ₂ O	0,12	0,22	0,16	0,17	0,26	0,14	0,12	0,35	0,37	0,11	1,30
TiO ₂	0,77	0,92	1,17	1,27	0,83	0,81	1,00	1,23	1,33	1,15	<0,10
P ₂ O ₅	0,04	0,05	0,08	0,08	0,05	0,05	0,06	0,07	0,08	0,07	0,04
MnO	0,20	0,18	0,19	0,20	0,24	0,17	0,18	0,19	0,18	0,19	0,01
P.A.F. (1)	3,08	0,44	3,20	3,18	0,88	1,11	0,81	1,81	1,19	2,84	0,84
Total	98,80	100,95	99,77	100,23	99,89	100,54	100,87	101,90	100,61	98,80	100,79
Analyses (en ppm)											
Ni	81	140	83	110	140	160	160	120	98	100	2
Cr	220	330	250	270	350	400	360	230	230	240	4
Y	22	19	24	28	11	16	20	23	18	23	<3
Zr	53	53	65	86	27	44	58	88	85	69	110
Sr	110	92	96	150	56	53	100	260	240	86	120
Nb	5	<4	<4	<4	5	4	<4	8	<4	<4	<4
Normes C.I.P.W.											
Quartz	2,58		8,15		0,33	6,61	5,10				28,14
Corindon											1,07
Orthose	0,78	1,31	1,03	1,08	1,55	0,84	0,72	2,09	2,21	0,65	7,61
Albite	23,20	20,81	17,19	17,99	18,41	24,71	24,99	19,68	26,82	27,63	58,77
Anorthite	27,46	33,28	31,11	33,67	34,01	32,10	35,19	32,09	24,82	27,61	2,84
Diopside	7,18	13,88	13,32	13,35	13,44	10,69	12,18	12,76	15,81	9,13	
Hédénbergite	5,89	9,41	8,93	9,95	8,48	8,35	9,54	7,27	9,07	5,30	
Enstatite	16,07	3,09	9,26	6,54	12,60	7,30	4,92	7,03	6,94	10,75	0,68
Ferrosilite	13,18	2,09	6,21	5,59	7,95	5,70	3,85	4,01	3,98	6,24	
Forstérite		7,55		3,56				6,57	3,37	5,07	
Fayalite		5,12		3,36				3,74	1,93	2,95	
Magnétite	2,45	2,07	2,90	2,99	1,94	2,45	1,97	2,88	3,00	2,84	0,67
Ilménite	1,13	1,29	1,73	1,86	1,18	1,15	1,41	1,73	1,88	1,68	0,01
Hématite											0,13
Apatite	0,09	1,11	0,17	0,17	0,11	0,11	1,13	1,49	0,17	0,15	0,08
100 Mg/ (Mg + Fe ²⁺)	51	55	53	54	57	50	49	58	56	57	60
100 An/ (An + AB)	54,21	61,52	64,40	65,17	64,89	56,50	58,47	61,99	48,06	49,98	4,60

- 1- Basalte massif, base de coulée, S.V.(2).
- 2- Basalte coussiné avec microlites de plagioclase, S.V..
- 3- Basalte massif, S.V..
- 4- Basalte massif, S.V..
- 5- Basalte rubané, A.(3).
- 6- Basalte coussiné à texture variolitique, S.V..
- 7- Basalte coussiné, A..
- 8- Gabbro comagmatique, S.V..
- 9- Gabbro comagmatique, S.V..
- 10- Gabbro comagmatique, S.V..
- 11- Lapillistone.

(1) P.A.F.: perte au feu
 (2) S.V.: faciès des schistes verts
 (3) A.: faciès amphibolite

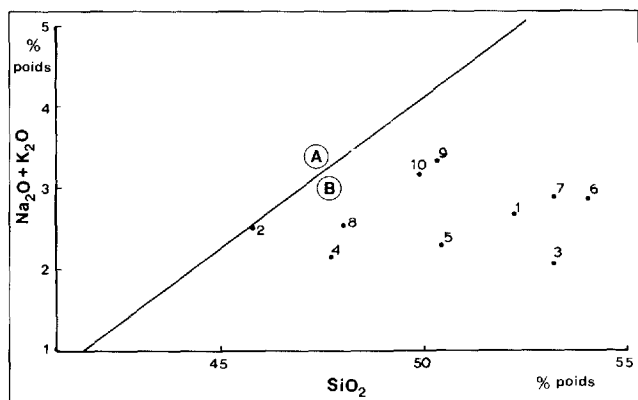


FIGURE 22 - Diagramme $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs SiO_2 pour les basaltes et les gabbros comagmatiques de la région. A = Domaine alcalin. B = Domaine subalcalin. Voir texte.

tiitique (figure 23), elles se rangent dans le domaine tholéitique, à l'exception de l'échantillon 6, qui est une roche plus riche en plagioclase, donc plus alumineuse. Ces roches se classent dans les sous-domaines riches en fer et riches en magnésium, selon leur teneur en ilménite.

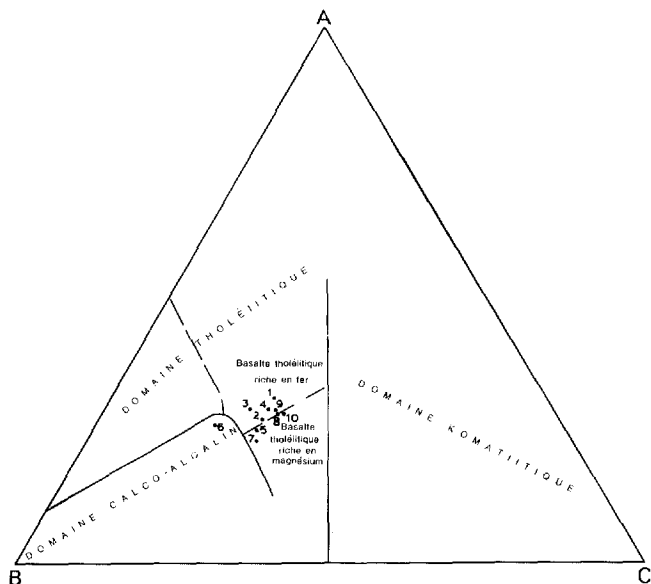


FIGURE 23 - Diagramme des cations de Jensen pour les basaltes (échantillons 1 à 7) et les gabbros comagmatiques (échantillons 8 à 10) de la région. A = $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$. B = Al_2O_3 . C = MgO .

Si les résultats des analyses sont portés sur le diagramme AFM de Irvine & Baragar (1971), on voit que nos volcanites basiques ont un caractère tholéitique très net (figure 24). La concentration des points indique également que ces laves sont, dans leur ensemble, faiblement différenciées, le rapport MgO/FeO ne variant que peu.

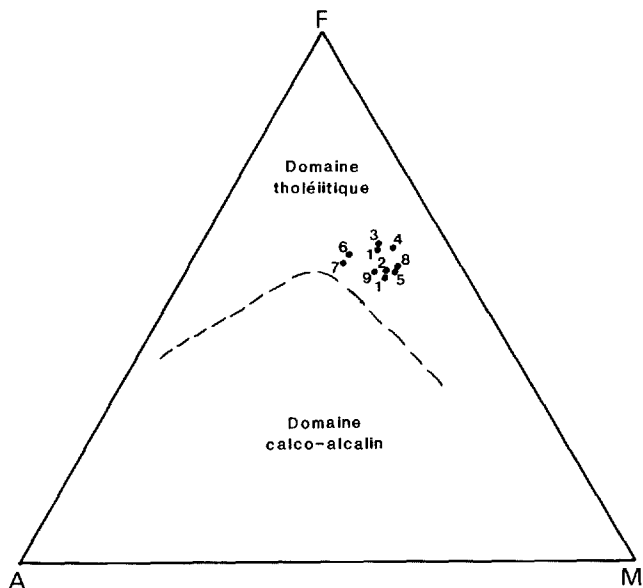


FIGURE 24 - Diagramme AFM pour les basaltes (échantillons 1 à 7) et les gabbros comagmatiques de la région. A = $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$. F = $\text{FeO} + 0.8998 \text{Fe}_2\text{O}_3$. M = MgO . La courbe est tirée de Irvine & Baragar (1971). Voir texte.

La structure coussinée des laves est caractéristique d'un milieu aqueux, probablement marin. Les diagrammes faisant intervenir Ti ou TiO_2 vs certains éléments traces permettent de préciser l'environnement tectonique des volcanites basiques. Ceux des figures 25 et 26 montrent que ces roches se classent dans le domaine des basaltes des fonds océaniques et les domaines des tholéites d'arcs insulaires faiblement potassiques. Quant au diagramme de la figure 27, il montre que les volcanites basiques de la région possèdent certaines caractéristiques chimiques des basaltes des crêtes océaniques (Ridley *et al.*, 1974), en particulier une faible teneur en P_2O_5 .

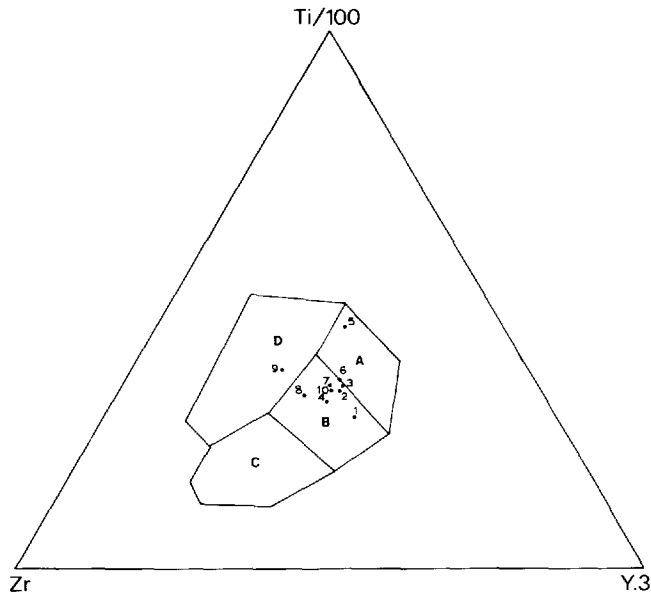


FIGURE 25 - Diagramme Zr - Ti/100 - Y.3 pour les basaltes (échantillons 1 à 7) et les gabbros comagmatiques (échantillons 8 à 10) de la région. Selon Pearce & Cann (1973), les basaltes pauvres en potassium se rangent dans les domaines A et B, les basaltes des fonds océaniques, dans le domaine B et les basaltes calco-alcalins, dans les domaines B et C. Quant aux basaltes continentaux et aux îles océaniques, ils se rangent dans le domaine D. Voir texte.

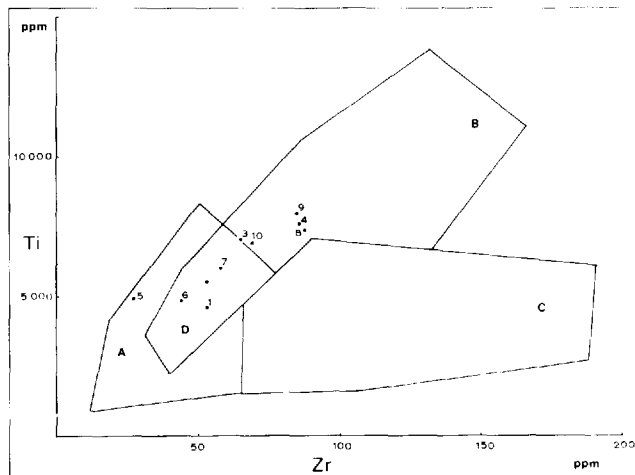


FIGURE 26 - Diagramme Ti vs Zr pour les basaltes (échantillons 1 à 7) et les gabbros comagmatiques (échantillons 8 à 10) de la région. Selon Pearce & Cann (1973), les tholéiites pauvres en potassium se rangent dans les domaines A et D, les basaltes des fonds océaniques, dans les domaines B et D et les basaltes calco-alcalins, dans les domaines C et D. Voir texte.

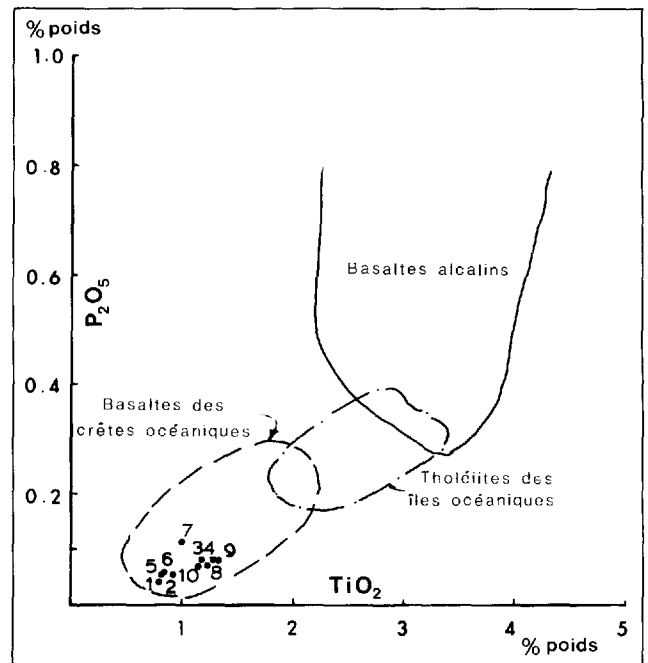


FIGURE 27 - Diagramme P_2O_5 vs TiO_2 pour les basaltes (échantillons 1 à 7) et les gabbros comagmatiques (échantillons 8 à 10) de la région. Les limites des domaines sont tirées de Ridley et al. (1974). Voir texte.

La formation de volcanites basiques est donc essentiellement constituée de basaltes tholéiitiques en coulées coussinées épaisses, accompagnées de quantités peu importantes de tufs basiques ou de tufs rhyolitiques. Un tel assemblage volcanique se situerait à proximité de centres volcaniques (Allard, 1981).

La formation de volcanites basiques est analogue à la Formation de Gilman que Allard et al. (1979, page 11) ont décrite comme suit: ... une séquence d'environ 3650 mètres d'épaisseur de basalte coussiné, de filons-couches comagmatiques et, localement, des accumulations lenticulaires de hyaloclastites et de pyroclastites. Elle est sous-jacente à des conglomérats et à des grauwackes qui la recouvrent en discordance. Nous croyons qu'elle est l'équivalent lithologique de la

Formation de Gilman, laquelle est surmontée de la Formation de Blondeau et est sus-jacente à la Formation de Waconichi. Le Blondeau est immédiatement sous une discordance, présumément la même que celle de notre région. Le Blondeau et le Waconichi sont tous deux constitués de volcanites felsiques. Quant à l'équivalence stratigraphique, il nous est impossible d'affirmer quoi que ce soit car nous n'avons pas observé de volcanites felsiques qui pourraient se corrélérer, soit à la Formation de Waconichi, soit à la Formation de Blondeau. Toutefois, nos volcanites basiques étant stratigraphiquement sous la discordance susmentionnée, en plus d'être lithologiquement semblables à la Formation de Gilman, elles pourraient se corrélérer avec celle-ci.

FORMATION DE ROCHES SÉDIMENTAIRES

Nous avons vu que notre région se situe sur le flanc NW du synclinal de Chibougamau, dont l'axe, orienté NE, passe non loin au sud du coin sud-est de nos terrains. Le coeur du synclinal est occupé par une formation de roches sédimentaires détritiques. Celles-ci couvrent la partie sud de la région sur une largeur maximum de 8,3 km.

La limite entre les roches volcaniques basiques et les roches sédimentaires s'étend de la baie Dussault jusqu'à un point à 1,3 km au nord du coin SW de la région. Le contact entre les deux formations n'a été observé nulle part sur le terrain. L'attitude moyenne des plans de coulées coussinées de laves (direction: 262°; pendage: 80°SE) diffère cependant de celle du litage des roches sédimentaires (direction: 244°; pendage: 56°SE), ce qui suggère une discordance angulaire. Ceci a, de fait, été observé à l'est de la région (Beach, 1949; Dubé, 1981a).

En général, les roches sédimentaires affleurent peu dans la région, sauf au contact avec un dyke protérozoïque de diabase, lequel les a protégées de l'érosion, et autour des intrusions acides de la partie sud-est de la région.

PÉTROGRAPHIE

Nous avons subdivisé nos roches sédimentaires en cinq types lithologiques, dont trois sont basés sur la granulométrie et deux, sur le faciès de métamorphisme de contact. Ce sont:

- . Conglomérats polygéniques (2a).
- . Grauwackes (2b).
- . Siltstones, phyllades et ardoises (2c).
- . Schistes à biotite (2d).
- . Paragneiss à biotite (2e).

Ces roches se distinguent facilement sur le terrain mais leurs contacts sont diffus. Elles peuvent être interstratifiées (p. ex. 2a et 2b) ou passer graduellement de l'une à l'autre (p. ex., de 2a à 2b). On distingue néanmoins un membre inférieur, constitué surtout de conglomérats polygéniques avec des grauwackes subordonnés (2a et 2b), et un membre supérieur (2c à 2e), constitué de siltstones avec des niveaux de grauwacke et d'ardoise, dont une partie a subi par endroits un métamorphisme de contact pour donner des schistes et des paragneiss. Ces deux membres correspondent respectivement à un faciès proximal et à un faciès distal.

CONGLOMÉRATS POLYGÉNIQUES (2a)

Ces roches affleurent toujours à moins de 1 km du dyke de diabase - principalement en bordure de son éponte nord - qui traverse le lac La Trêve. Les affleurements importants se situent en bordure du lac La Trêve, notamment au sud de la baie

Dussault, au sud-ouest du lac Gisèle, au sud de la presqu'île à l'est de la baie Geneviève et au sud de celle-ci. Il existe également un affleurement isolé en bordure sud du dyke de diabase, à 800 m au nord de la rivière joignant les lacs La Ribourde et Inconnu. L'épaisseur des conglomérats ne peut être précisée à cause du manque d'affleurements; tout ce qu'on peut dire, c'est qu'au sud-ouest du lac Gisèle, ces roches affleurent sur plus de 700 m de largeur.

Les conglomérats sont formés de 20 à 40% (par endroits, jusqu'à 70%) de cailloux, de galets et de blocs mal triés, de 2 à 50 cm de diamètre (avec une moyenne de 15 cm), dans une matrice de grauwaacke verdâtre, de grain fin à moyen (figure 28). Les éléments sont constitués des roches suivantes: granite, trondhjémite, syénite à phénocristaux de feldspath rouge, gabbro, basalte, andésite, laves acides à phénocristaux de quartz et feldspath, chert. Généralement allongés, ils ont une orientation préférentielle (figure 29). Les conglomérats se présentent en lits de moins de 1 m d'épaisseur et affichent, par endroits, des structures de granoclassement et des figures de charge (figure 30).



FIGURE 28 - Conglomérat polygénique à galets arrondis de granitoïdes, de gabbros et de roches volcaniques basiques à acides. Rive est du lac La Trêve.



FIGURE 29 - Galets allongés dans un conglomérat polygénique. Noter l'orientation préférentielle des galets, laquelle détermine une linéation d'étirement. Au sud-ouest du lac Gisèle.



FIGURE 30 - Granoclassement et figures de charge dans un conglomérat polygénique. Le conglomérat passe graduellement à un grauwaacke. Le sommet est vers le haut de la photo. Rive est du lac La Trêve.

Trois échantillons examinés au microscope montrent que la matrice est de même nature que les éléments: elle est constituée de fragments volcaniques mal triés, subarrondis, de forme allongée, de 1 à 6 mm de longueur. Ce sont des fragments de chert polycristallin à extinction ondulante, de volcanites felsiques, d'andésite à hornblende et de metabasalte; ces fragments sont entourés d'une fraction gréseuse constituée de cristaux plagioclase et de quartz arrondis, de 0,2 mm de diamètre, et d'un peu de biotite et d'épidote.

Dans les îles du lac La Trêve, à l'est du lac Gisèle, on observe près du sommet des conglomérats une alternance de lits de grauwacke de 3 à 10 m d'épaisseur et de lits de conglomérats de 0,2 à 1 m d'épaisseur. Dans ces mêmes îles, ainsi que sur la rive sud de la baie Geneviève, on note également des lits de microconglomérats de 25 à 100 cm d'épaisseur, constitués de 20% de fragments de chert et de tuf acide à cristaux de plagioclase et de quartz, dans une matrice vert foncé et noire, riche en quartz. Ces fragments, de 5 à 30 mm de longueur, sont étirés et déterminent une linéation. La matrice, microcristalline, est formée de plagioclase séricitisé et de fragments arrondis de quartz.

GRAUWACKES (2b)

La fraction gréseuse de la séquence sédimentaire est une grauwacke à grain moyen à grossier, constituée de fragments de feldspath et, par endroits, de quartz bleuté, dans une matrice silteuse abondante. La roche a une patine blanchâtre, grisâtre ou rosâtre; sa cassure fraîche est grise à gris verdâtre.

Les grauwackes se rencontrent dans les membres inférieur et supérieur de la séquence. Celles qui affleurent sur les petites îles à l'entrée de la baie Dussault sont localisées à la base du membre inférieur, c'est-à-dire stratigraphiquement à près de 100 m au-dessus des volcanites basiques. Ces grauwackes à la base du membre inférieur sont grisâtres ou rosâtres et forment des lits très épais, granoclassés ici et là; elles contiennent un niveau à grain moyen, de couleur fauve due à la présence d'oxydes de fer. Ce type de grauwacke de couleur fauve affleure également à 800 m au nord du lac La Ribourde, près du contact avec les basaltes, peut-être au même niveau stratigraphique.

Toujours dans le membre inférieur, mais au-dessus des conglomérats polygéniques, on rencontre, près du contact avec le dyke de diabase, une grauwacke grise, à grain moyen, contenant du quartz bleuté. Il s'agit d'une grauwacke granoclassée, qui se présente en lits de 1 à 5 m d'épaisseur (figure 31) et est interstratifiée par endroits avec des lits de microconglomérats et de conglomérats.

Dans le membre supérieur, on note une grauwacke grise, interlitée, ici et là, avec du siltstone; cette grauwacke affleure notamment sur la rive sud du lac La Trêve (figure 32), de part et d'autre de l'entrée de la baie Rita, et sur l'une des îles de celle-ci, près d'une intrusion granitique. Elle se présente en lits de 8 à 30 cm d'épaisseur.

Les lames minces révèlent que les grauwackes sont formées de 15 à 20% de fragments, subarrondis à subanguleux, partiellement recristallisés et de 0,2 à 0,8 mm de diamètre. Les fragments sont constitués essentiellement de plagioclase maclé albite, altéré en damourite, et d'une faible quantité de chert polycristallin (figure 33). La matrice est un siltstone

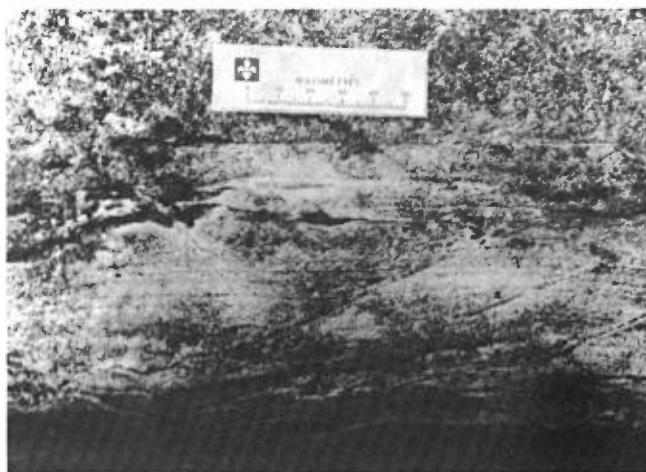


FIGURE 31 - Grauwacke finement litée en contact avec un dyke de diabase moyennement grenu. Le dyke est dans le haut de la photo. A l'est du lac Gisèle.

très fin, composé de plagioclase, de quartz et d'un peu de séricite, biotite, chlorite, épidote, carbonates, sphène, zircon et pyrite.



FIGURE 32 - Siltstone (à droite de la ligne pointillée) interstratifié avec une grauwacke.

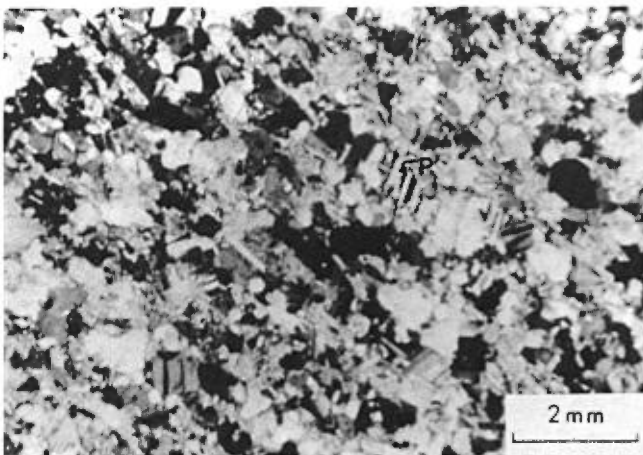


FIGURE 33 - Photomicrographie d'une grauwacke à fragments de plagioclase. Noter la macle de l'albite (P). Ile à l'entrée de la baie Rita. Lumière polarisée.

SILTSTONES, PHYLLADES ET ARDOISES (2c)

Les siltstones et les phyllades prédominent dans le membre supérieur de la formation de roches sédimentaires; ils sont accompagnés d'une quantité subordonnée de grauwacke et d'ardoise. Ces roches, qui affleurent sur la rive sud du lac La Trêve et de part et d'autre de l'entrée de la baie Rita, ont une patine grise à noire, les phyllades se distinguant par une surface lustrée. Elles se présentent sous la forme d'une alternance de minces lits, de 0,5 à 1 cm d'épaisseur, blanchâtres et gris foncé à noirs (figure 34).



FIGURE 34 - Phyllade finement litée. Rive ouest de la baie Rita.

Les lames minces révèlent que ces roches ont une granulométrie variant de 0,014 à 0,025 mm et qu'elles sont constituées de 60 à 70% de plagioclase (andésine ?), de 10 à 20% de quartz et de moins de 15% d'épidote, de chlorite et d'actinote (ou de séricite et biotite brune). Le plagioclase et le quartz ont été recristallisés; les minéraux aciculaires ou micacés déterminent une légère foliation.

SCHISTES À BIOTITE (2d)

Ces schistes affleurent dans le coin sud-est de la région. Il s'agit de

siltstones ou de grès fins, métamorphisés et déformés au contact des deux intrusions de granitoïdes de ce secteur. Ils sont caractérisés par une foliation très nette, définie par l'orientation préférentielle des micas.

Sous le microscope, les schistes montrent des textures lépidoblastiques ou porphyroblastiques (figures 35 et 36). Ils

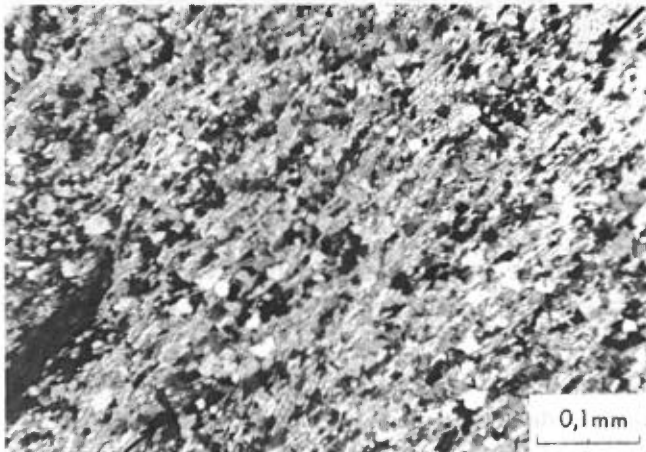


FIGURE 35 - Photomicrographie d'un schiste à biotite, à texture lépidoblastique. Les lamelles de biotite forment des lits parallèles entre eux, dont la direction est indiquée par les deux flèches. Au sud-est du lac La Trêve. Lumière polarisée.

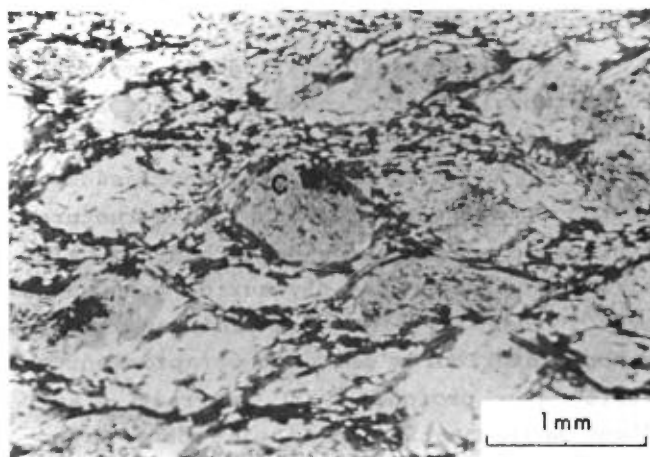


FIGURE 36 - Photomicrographie d'un schiste noduleux à biotite, à porphyroblastes de cordiérite (C) et de quartz (en blanc). La biotite est farcie de quartz et légèrement altérée en biotite. La pâte est constituée de quartz, de biotite et de muscovite. Au sud-est du lac La Trêve. Lumière naturelle.

sont constitués généralement de 50 à 60% de plagioclase (oligoclase ?), dont l'indice de réfraction est voisin de celui du quartz, de 25 à 35% de quartz, de 10 à 30% de biotite et/ou de muscovite et de traces d'apatite, de zircon, de chlorite et d'épidote. Les cristaux mesurent entre 0,02 et 0,2 mm de diamètre.

Certains niveaux nodulaires contiennent de la cordiérite (figure 36) ou de l'andalousite (figure 37) associées à la biotite. Un échantillon d'un niveau à andalousite montre 5% de porphyroblastes d'andalousite de 1 mm de diamètre, dans une matrice granoblastique formée de 70% de quartz et de plagioclase, de 20% de biotite (avec inclusions de zircon) et d'un faible pourcentage de chlorite, de muscovite, d'apatite et de minéraux opaques (figure 38). Un autre échantillon d'un niveau nodulaire révèle des amas globulaires de micas blancs, pseudomorphes de porphyroblastes de silicates alumineux (andalousite ou cordiérite), dans une matrice granoblastique quartzofeldspathique.

Nous avons également trouvé, dans ces schistes, des niveaux de grauweekes



FIGURE 37 - Schiste noduleux à biotite, à porphyroblastes d'andalousite. Noter les lits boudinés de grès (en blanc). A l'est de la baie Rita.

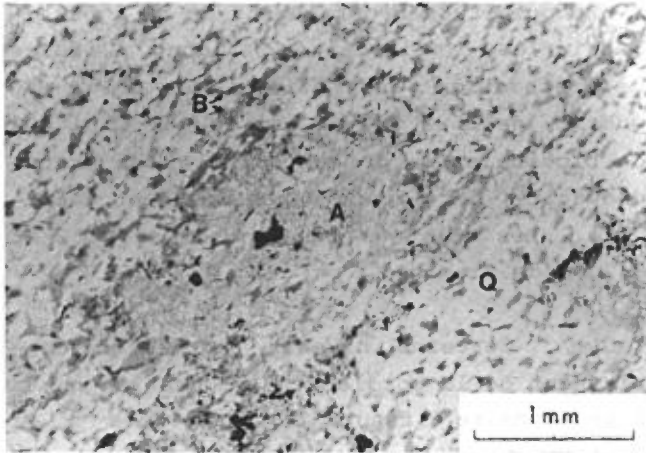


FIGURE 38 - Photomicrographie d'un schiste à biotite, à porphyroblastes d'andalousite. A = andalousite. B = biotite. Q = quartz. Partie sud-est de la région. Lumière naturelle.

composées de 70% de fragments subarrondis et partiellement recristallisés, de 0,1 à 0,2 mm de diamètre, lesquels sont constitués de microline (40%), de plagioclase (25%), à faible indice de réfraction et avec la macle de l'albite, et de quartz (5%). Ces fragments sont logés dans une matrice de biotite légèrement foliée accompagnée d'un peu de pistachite, d'apatite et de minéraux opaques.

PARAGNEISS À BIOTITE (2e)

Des affleurements de paragneiss à biotite forment une zone étroite entre les deux intrusions de granite et de syénite dans le coin sud-est de la région. Ces paragneiss possèdent une structure rubanée, composée d'une alternance de bandes claires, quartzofeldspathiques et de bandes sombres, riches en biotite; les bandes sont millimétriques à centimétriques. Par endroits, ils sont oillés, plissotés et contiennent des fragments de syénite (figure 39).



FIGURE 39 - Paragneiss à biotite avec fragments de syénite (?). Coin sud-est de la région.

ORIGINE ET MODE DE DÉPÔT DES ROCHES SÉDIMENTAIRES

La nature polygénique des fragments des conglomérats indique que plusieurs types de roches ont alimenté le bassin sédimentaire; il s'agit de roches d'origine plutonique (granite, trondhjémite, gabbro), volcanique basique (basalte, andésite) et volcanique acide (volcanites felsiques et chert).

L'épaisseur relativement importante des conglomérats, comparativement à celle des grauwackes, le tri médiocre des éléments des conglomérats, un granoclassement plutôt sporadique, l'absence de structures typiques d'une séquence de turbidites, ainsi que la présence de niveaux de grauwackes avec oxydes de fer, tout indique que le membre inférieur s'est déposé rapidement en milieu peu profond. Il pourrait s'agir d'une sédimentation fluviale dans un environnement deltaïque.

L'abondance de fragments de volcanites acides et de chert, de même que de fragments de plagioclase peu altéré, suggère

re l'érosion de formations volcaniques acides. Les faciès sédimentaires de notre région sont fort semblables à ceux de la Formation de Stella, que Allard et al. (1979, page 12) ont décrit comme suit: "La Formation de Stella est essentiellement sédimentaire et comprend des lentilles de conglomérat à éléments granitoïdes et volcaniques, des grès feldspathiques, des shales et un peu de lave andésitique porphyrique, vésiculaire et massive. Cette formation se rencontre dans le coeur des synclinaux régionaux..."

ROCHES VOLCANIQUES PORPHYRIQUES

Nous n'avons vu qu'un seul affleurement de ce type de lave, lequel se situe à la limite est de la région, au contact sud du grand dyke de diabase protérozoïque. Il s'agit d'une métavolcanite (3) constituée de moins de 5% de phénocristaux de plagioclase, idiomorphes à xénomorphes, de 1 à 1,5 cm de longueur, dans une matrice finement grenue formée de plagioclase. Au microscope, on note des porphyroblastes de biotite englobant de nombreux microcristaux de plagioclase. Ces porphyroblastes, formés lors de l'intrusion du dyke de diabase, sont partiellement rétrotransformés en chlorite.

L'importance de cet affleurement tient au fait que, à l'est de la région, ce faciès de lave forme une bande importante associée aux roches sédimentaires; cette bande se rattacherait, selon Dubé (1981b), à la Formation de Haüy.

ROCHES INTRUSIVES MAFIQUES

Ces roches comprennent les trois unités lithologiques suivantes:

. Clinopyroxénites et clinopyroxénites feldspathiques (4a)

. Gabbros (4b)
. Diorites à biotite (4c).

Elles se présentent généralement en filons-couches et, ici et là, en dykes d'une largeur de près de 100 m, laquelle peut atteindre 1.4 km. Elles injectent les volcanites basiques et les roches sédimentaires mais sont antérieures aux granites et aux syénites (5a, 5b, 5c), ainsi qu'aux dykes de diabase (6).

PÉTROGRAPHIE

CLINOPYROXÉNITES ET CLINOPYROXÉNITES FELDSPATHIQUES (4a)

On trouve des affleurements de ces roches sur la rive nord du lac La Trêve, près de la limite est de la région; il s'agit d'un filon-couche, de 80 m de largeur, dans les basaltes coussinés (1a). On peut suivre ce filon-couche vers l'ouest sur 500 m. Un affleurement isolé de pyroxénite au milieu d'un marécage, à 300 m au sud de la rive sud de la baie Gilbert, semble être le prolongement, vers le sud-ouest, de ce même filon-couche.

Les clinopyroxénites et clinopyroxénites feldspathiques forment également un important filon-couche dans des roches sédimentaires de la partie sud-est de la région. Ce filon-couche, tronqué, à ses deux extrémités, par des failles, affleure sur une largeur de près de 400 m à l'entrée de la baie Rita. Il se prolonge vers le sud-ouest, dans la baie Rita, où il atteint une largeur maximum de 1,4 km avant d'être interrompu par une faille de direction NW.

Les clinopyroxénites et clinopyroxénites feldspathiques sont à grain moyen à grossier; la patine est vert brunâtre et la cassure fraîche, vert foncé. Celles à

grain grossier présentent une surface altérée rugueuse sur laquelle se détachent des cristaux fort bien conservés de pyroxènes, lesquels atteignent 1 cm de diamètre (figure 40).

Les lames minces révèlent une texture de type adcumulat (figure 41) ou de type mésocumulat. Il s'agit de cumuli de clinopyroxène maclé ($2V^+ = 60^\circ$ à 65°) avec, ici et là, de l'antigorite interstitielle (jusqu'à 5%), provenant de la serpentinisation d'un minéral ferromagnésien (olivine ?), et de la chromite accessoire. Le clinopyroxène, idiomorphe à xénomorphe, mesure 4 à 7 mm de diamètre: il est partiellement à totalement ouralitisé.



FIGURE 40 - Clinopyroxénite feldspathique. Noter les clinopyroxènes ouralitisés qui font saillie. Au nord de la baie Dussault.

Les clinopyroxénites feldspathiques ont une texture variant du type mésocumulat au type orthocumulat; elles sont constituées de cumuli de clinopyroxène, zoné par endroits et plus ou moins ouralitisé, et de moins de 10% de plagioclase intercumulus, totalement saussuritisé; il y a également un peu de carbonate, de quartz et d'épidote (figure 42). Enfin, on note moins de 5% de biotite brune, laquelle est un produit d'altération des clinopyroxènes.

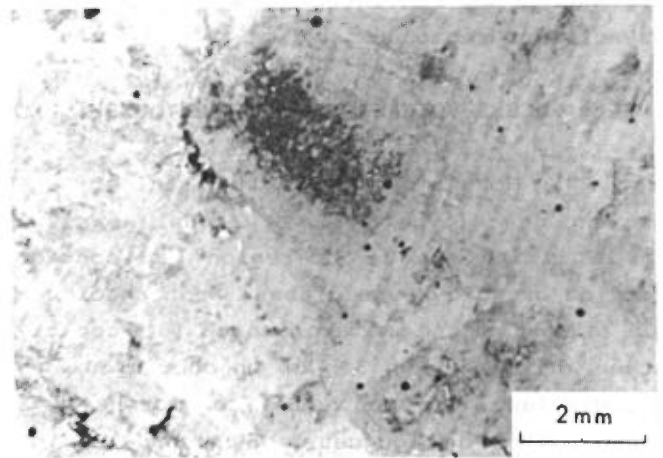


FIGURE 41 - Photomicrographie d'une clinopyroxénite. Le clinopyroxène est partiellement ouralitisé. Noter les cristaux idiomorphes à xénomorphes. Texture de type adcumulat. Sur la plus au sud des deux grandes îles de la baie Rita. Lumière naturelle.

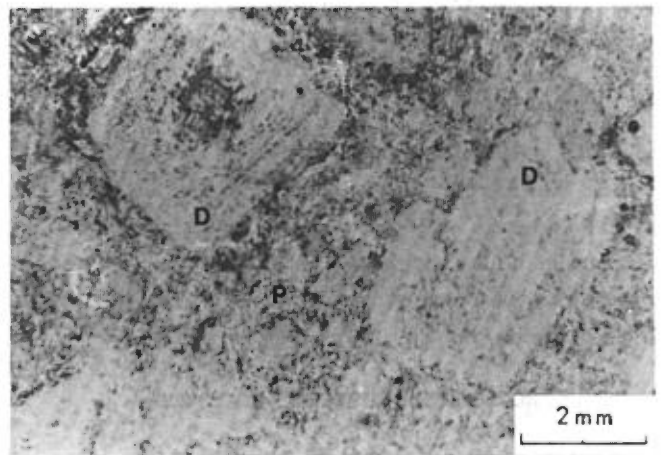


FIGURE 42 - Photomicrographie d'une clinopyroxénite feldspathique, à texture de type orthocumulat. Noter les cumuli de clinopyroxène ouralitisé (D), le plagioclase saussuritisé intercumulus (P). Entrée de la baie Rita. Lumière naturelle.

GABBROS (4b)

Les gabbros se présentent en filons-couches et, par endroits, en dykes, de moins de 150 m de largeur, dans les volcanites basiques et les roches sédimentaires. Ils comprennent des mélagabbros, des mésogabbros et des leucogabbros.

A la limite ouest de la région, près de la latitude 49°55', on trouve, dans les laves coussinées, des segments de filons-couches et de dykes de mélagabbro et de mésogabbro. La longueur de ces segments peut atteindre 2 km. Le mélagabbro forme également deux affleurements isolés au nord de l'intrusion de syénite du coin sud-est de la région.

Le mélagabbro est constitué de 70% de clinopyroxène maclé ($2V^+ = 60^\circ$ à 65°), partiellement ouralitisé, et de 30% de plagioclase saussuritisé. Les lames minces révèlent une texture de type orthocumulat; on note des bâtonnets de plagioclase, de 0,5 mm de longueur (phase cumulus), entourés de cristaux de clinopyroxène poecilitique ouralitisé (phase intercumulus), mesurant jusqu'à 2,5 mm de diamètre (figure 43).

On rencontre, au sein des volcanites basiques, deux affleurements isolés de leucogabbro à magnétite; l'un forme une petite île près de la bordure nord du lac La Trêve, l'autre est à mi-chemin entre les baies Gilbert et Geneviève. Ces affleurements font partie d'un même filon-couche qui se manifeste par une forte anomalie magnétique linéaire de grande extension; celle-ci avait déjà été interprétée comme l'expression d'un dyke de diabase protérozoïque (Les Relevés Géophysiques, 1981).

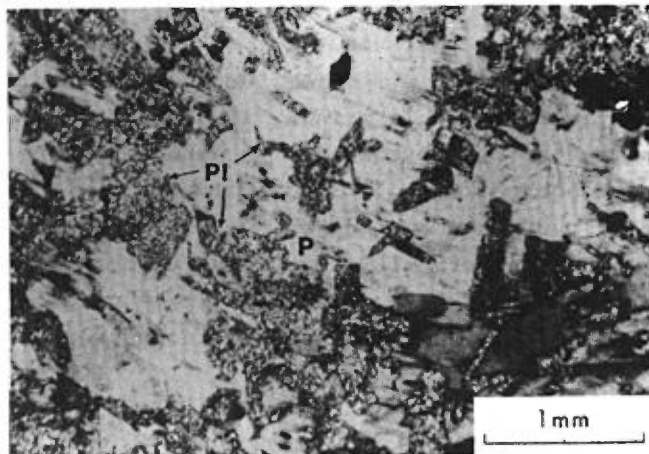


FIGURE 43 - Photomicrographie d'un mélagabbro à texture de type orthocumulat. Les nombreux cristaux prismatiques de plagioclase saussuritisé (PL) forment la phase cumulus à l'intérieur d'un cristal de pyroxène ouralitisé (P), lequel constitue la phase intercumulus. Limite ouest de la région, à la latitude 49°55'. Lumière polarisée.

Le mésogabbro et le leucogabbro présentent une texture subophitique (figure 44). Ils sont constitués de 40 à 80% de plagioclase An_{55} , généralement saussuritisé, et de 10 à 45% de clinopyroxène ($2V^+ = 60^\circ$, $Ng \wedge C = 43^\circ$), partiellement ouralitisé; ils contiennent moins de 5% d'apatite, de zircon, d'ilménite et de sphène. Le leucogabbro contient moins de



FIGURE 44 - Photomicrographie d'un leucogabbro à texture subophitique. Le plagioclase maclé albite (gris moyen) pénètre partiellement le clinopyroxène légèrement ouralitisé (en blanc ou gris pâle). Au sud de la baie Gilbert. Lumière polarisée.

5% d'olivine FO_{70-75} (relief élevé, biréfringence élevée, $2V^- = 80^\circ$ à 85°) localement serpentinisée, et de biotite, partiellement chloritisée, laquelle est associée au clinopyroxène. Un échantillon de mésogabbro montre, au microscope, près de 5% d'antiperthite entre les plagioclases. L'ordre de cristallisation observé dans ces gabbros est le suivant: apatite - plagioclase - ilménite/sphène - clinopyroxène - olivine.

DIORITES À BIOTITE (4c)

Cette roche forme un filon-couche d'environ 800 m de largeur, qui affleure de part et d'autre de la baie Rita, près de la limite sud de la région. Le filon-couche est segmenté par une faille normale à rejet senestre et il se prolonge, en direction SW, au-delà de notre région (Charbonneau 1981b). Les diorites à biotite affleurent également en deux endroits sur la rive sud du lac La Trêve, près de l'entrée de la baie Rita; nous avons interprété ces affleurements comme faisant partie d'un même filon-couche.

Au microscope, les diorites à biotite montrent une texture ophitique (figure 45). Elles sont constituées de 40 à 68% de plagioclase, de 15 à 20% de pyroxène, de 10 à 24% de biotite et de moins de 5% de quartz, de microcline, de zircon, de sphène et d'apatite. Le plagioclase saussuritisé se présente en cristaux idiomorphes de 2,2 mm de longueur, lesquels pénètrent partiellement le pyroxène. Celui-ci, entièrement ouralitisé, a 0,6 à 2,8 mm de diamètre. La biotite brune à verdâtre a cristallisé entre le pyroxène et le plagioclase. L'ordre de cristallisation dans les diorites est le suivant: apatite - zircon - plagioclase - sphène - pyroxène - microcline - quartz.

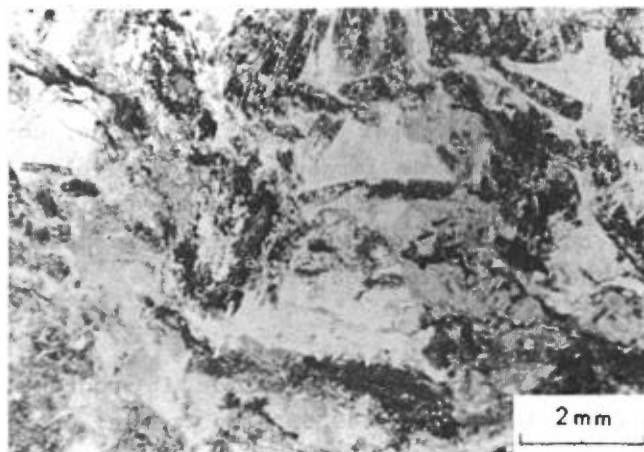


FIGURE 45 - Photomicrographie d'une diorite à biotite, à texture ophitique. Les bâtonnets de plagioclase saussuritisé (en noir) sont complètement entourés de pyroxène ouralitisé (en blanc ou gris pâle). Au sud-est de la baie Rita. Lumière naturelle.

PÉTROCHIMIE

Le tableau 3 donne l'analyse chimique et la norme CIPW de 7 échantillons de dykes et filons-couches de roches intrusives mafiques. Ces roches sont ou sous-saturées ou saturées en silice; quelques échantillons contiennent de la néphéline normative. Le rapport $Mg/(Mg + Fe^{2+})$ décroît graduellement des pyroxénites aux gabbros.

La figure 46 donne la variation de SiO_2 , de Al_2O_3 , de $FeO + Fe_2O_3$, de TiO_2 , de CaO , de Na_2O , de K_2O et de P_2O_5 en fonction de MgO . Les diagrammes de cette figure illustrent les effets de la cristallisation fractionnée. Dans les clinopyroxénites et les gabbros, la cristallisation fractionnée des minéraux ferromagnésiens (olivine, diopside) entraîne une diminution marquée de MgO alors que la teneur en Fe total montre une faible variation. Une augmentation dans la teneur en Al_2O_3 et en Na_2O reflète la cristallisation du plagioclase. Les diorites se distinguent par une teneur plus élevée en Al_2O_3 et en K_2O et une teneur légèrement plus fai-

TABLEAU 3 - Analyses chimiques et normes d'intrusions basiques

No sur la carte	12	13	14	15	16	17	18
Analyses (en % poids)							
SiO ₂	38,60	48,80	46,60	50,80	48,00	41,90	51,90
Al ₂ O ₃	1,85	12,00	14,30	15,50	16,40	17,10	18,90
Fe ₂ O ₃	10,10 (1)	1,81	2,65	2,04	2,85	2,90	2,39
FeO	-	9,26	8,84	7,47	9,86	6,66	5,12
MgO	24,50	11,50	8,36	6,90	4,54	4,64	4,13
CaO	12,40	10,80	11,20	11,00	8,51	9,57	8,68
Na ₂ O	0,10	1,53	2,41	1,99	3,93	3,22	3,70
K ₂ O	0,02	1,63	1,46	1,24	1,38	2,60	2,78
TiO ₂	< 0,10	0,60	0,79	0,58	3,08	0,77	0,79
P ₂ O ₅	0,02	0,15	0,21	0,05	0,64	0,20	0,28
MnO	0,22	0,22	0,19	0,16	0,17	0,17	0,12
P.A.F. (2)	12,70	2,46	2,64	2,03	0,87	6,16	1,82
Total	100,61	100,76	99,65	99,96	100,23	95,89	100,61
Analyses (en ppm)							
Ni	710	110	73	93		20	57
Cr	4 100	820	420	180		26	140
Y	5	13	17	13		18	16
Zr	7	51	60	51		73	120
Sr	110	200	410	150		560	760
Nb	< 4	< 4	< 4	< 4	16	< 4	< 4
Cu					22		
Zn					140		
Pb					< 0,3		
Mo					< 0,3		
U					2		
Th					< 5		
Normes C.I.P.W.							
Quartz				0,82			
Orthose		9,78	8,93	7,55	8,32	17,05	16,51
Albite		13,95	16,10	18,41	33,94	5,53	30,83
Anorthite	4,98	21,32	24,62	30,53	23,45	27,17	26,89
Leucite	0,09						
Néphéline	0,57		3,70		1,22	15,91	1,57
Diopside	29,29	18,33	16,49	13,47	7,04	11,24	7,85
Hedenbergite	5,44	7,27	8,50	6,78	5,20	7,99	3,85
Enstatite		6,27		12,86			
Ferrosilite		2,49		6,47			
Forstérite	44,28	12,54	11,66		6,94	6,43	5,66
Fayalite	8,23	4,97	6,01		5,12	4,57	2,77
Larnite	6,02						
Magnétite	1,51	1,92	2,41	2,20	3,04	2,45	2,39
Ilménite	0,01	0,85	1,13	0,83	4,37	1,19	1,11
Apatite	0,04	0,31	0,46	0,11	1,36	0,46	0,58
100 Mg/ (Mg + Fe ²⁺)	83	68	61	62	45	52	58
100 An/ (An + AB)	100,00	60,46	60,47	62,38	40,86	83,08	46,58

12- Clinopyroxénite à olivine serpentinisée.

13- Clinopyroxénite feldspathique.

14- Mélagabbro.

15- Mésogabbro.

16- Leucogabbro.

17- Diorite à biotite.

18- Diorite à biotite.

(1) Fe total sous forme de Fe₂O₃

(2) P.A.F.: perte au feu

ble en Fe total en raison de leur fort contenu en biotite.

Si les résultats des analyses sont portés sur le diagramme AFM, on voit que les roches intrusives mafiques montrent une tendance tholéiitique (figure 47).

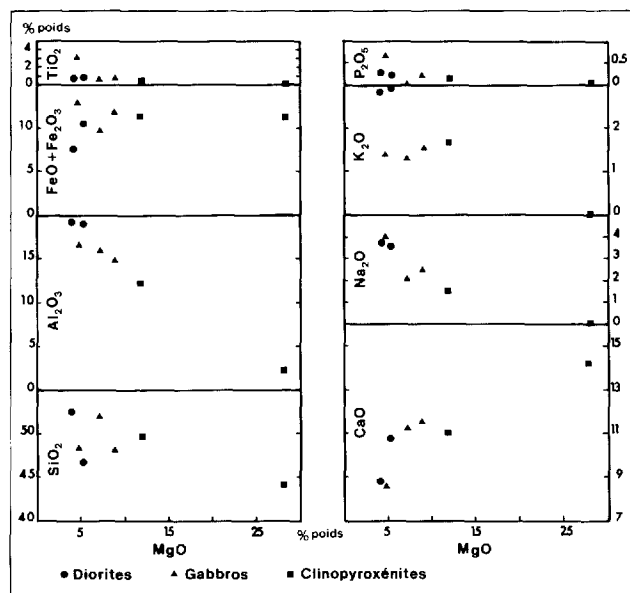


FIGURE 46 - Diagrammes SiO_2 vs MgO , Al_2O_3 vs MgO , $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ vs MgO , TiO_2 vs MgO , CaO vs MgO , Na_2O vs MgO , K_2O vs MgO et P_2O_5 vs MgO pour les dykes et filons-couches basiques de la région.

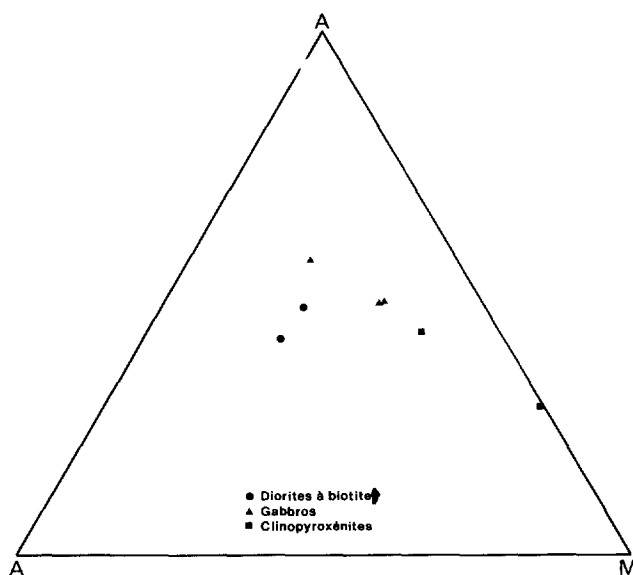


FIGURE 47 - Diagramme AFM pour les dykes et filons-couches basiques de la région. $A = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$. $F = \text{FeO} + 0.8998 \text{Fe}_2\text{O}_3$. $M = \text{MgO}$.

GRANITOÏDES

Les intrusions de granitoïdes dans les volcanites basiques et les roches sédimentaires comprennent la bordure d'un batholite de granite folié, trois stocks de granite et deux stocks de syénite. Au sud de la rivière La Trêve, une anomalie magnétique, que nous avons interprétée comme l'expression d'un granitoïde, rend probable la présence d'un troisième stock de syénite. Ces roches contiennent généralement moins de 5% de minéraux ferromagnésiens.

Les stocks de granite et de syénite présentent, en surface, des sections quasi circulaires, d'un diamètre variant entre 200 et 3800 m. Ils sont partout entourés d'une auréole de métamorphisme de contact dans laquelle les basaltes ont été transformés en amphibolites et les roches sédimentaires, en schistes à biotite et andalousite et en gneiss à biotite. Les stocks ont une expression magnétique très nette qui est, en certains endroits, le seul témoin de leur présence. Ils correspondent généralement à des pics - de 500 à 600 γ - et même de 1300 γ pour un pic - au-dessus du bruit de fond.

GRANITES FOLIÉS (5a)

La partie non cartographiée dans la partie nord de la région est formée par la bordure sud d'un batholite de granite folié, laquelle s'étend depuis la limite ouest de la région jusqu'à 1,3 km à l'ouest du lac Mildred. Nous n'avons pas précisé le contact entre ce batholite et les roches encaissantes. Le tracé du contact est fondé sur les cartes de Gilbert (1949, 1955) et les résultats d'un levé aéromagnétique (Les Relevés Géophysiques, 1981). Près du contact du batholite, les volcanites basiques sont traversées, ici et là, par des apophyses de granite folié et sont métamorphosées au faciès amphibolite.

GRANITES (5b)

Un stock de granite rose de 1,1 km de largeur, entre le lac Gisèle et le lac La Trêve, traverse des conglomérats et des grauwackes. Il est recoupé par un grand dyke de diabase protérozoïque. Protégé de l'érosion par celui-ci, ce stock, avec des falaises abruptes et un sommet à 60 m au-dessus du niveau du lac La Trêve (figure 2), forme le plus haut relief de la région. Ce granite, de grain moyen à grossier, est constitué de 37% d'albite (réfringence inférieure à celle du quartz), de 37% de microcline, de 22% de quartz et de 4% de biotite; il contient moins de 1% d'apatite, de zircon, de sphène et de magnétite. L'albite forme des cristaux xénomorphes de 0,9 mm de diamètre. Le microcline perthitique se présente en cristaux xénomorphes d'une taille de 2,1 mm; le quartz, allotriomorphe, a un diamètre de 0,2 à 0,5 mm. La biotite brune forme de petits agrégats de cristaux de moins de 0,4 mm de largeur; elle est légèrement altérée en chlorite (figure 48). L'analyse chimique de ce granite est donnée dans le tableau 4.

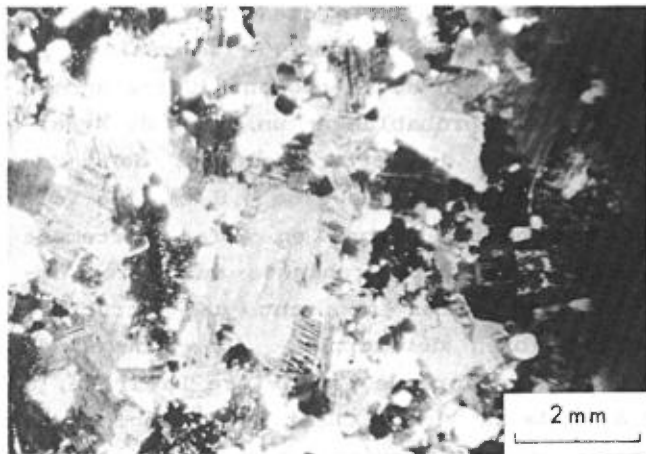


FIGURE 48 - Photomicrographie d'un granite à texture perthitique. Intrusion au sud du lac Gisèle. Lumière polarisée.

TABEAU 4 - Analyses chimiques et normes d'un granite et d'un dyke de syénite porphyrique.

No sur la carte	19	20
Analyses (en % poids)		
SiO ₂	69,60	69,80
Al ₂ O ₃	15,10	16,10
Fe ₂ O ₃	1,40	1,12
FeO	0,48	0,48
MgO	0,60	0,45
CaO	1,10	0,95
Na ₂ O	5,60	6,12
K ₂ O	5,16	6,04
TiO ₂	<0,10	0,17
P ₂ O ₅	0,11	0,14
MnO	0,03	0,02
PAF	0,96	0,66
Total	100,24	102,05
Analyses (en ppm)		
Ni		5
Cr		7
Y		5
Zr		190
Sr		460
Nb		<4
Cu	6	
Zn	65	
Pb	25	
Mo	<0,3	
U	2	
Sb	<0,3	
Th	32	
Normes C.I.P.W.		
Quartz	13,97	8,95
Orthose	30,36	34,59
Albite	50,07	50,47
Anorthite	0,79	
Acmite		2,20
Diopside	3,15	2,33
Hédenbergite		0,61
Enstatite	0,06	0,02
Ferrosilite		0,01
Magnétite	1,15	0,31
Ilménite	0,01	0,23
Hématite	0,20	
Apatite	0,23	0,29
100Mg/(Mg + Fe ²)	68	62
100An/(An + Ab)	1,55	
19 - Granite leucocrate.		
20 - Dyke de syénite porphyrique.		

Des affleurements dispersés de granite blanchâtre à rosâtre, à 900 m au sud du lac La Trêve, dans le coin sud-est de la région, indiquent la présence d'un stock. Ce stock, d'environ 1.4 km de diamètre, traverse des siltstones. C'est une

roche à grain fin ou moyen, constituée de plagioclase zoné (40%), de microcline (20%), de quartz (20%), de biotite entièrement chloritisée (8%), avec un peu d'épidote, de sphène, d'apatite et de magnétite.

Sur le côté nord de l'une des îles de la baie Rita, on trouve un affleurement de granite blanchâtre. L'affleurement constitue la bordure sud d'un stock de moins de 300 m de diamètre. Ce granite passe graduellement vers le sud-ouest à une syénite grise. La roche, à grain moyen, est constituée de microcline (35%), d'orthose perthitique (40%) avec la macle de Carlsbad, de quartz interstitiel (15%), de plagioclase de faible réfringence (5%) et d'un peu de zoïsite. Elle est légèrement minéralisée: elle contient, en effet, des traces de pyrite, de chalcopryrite et de galène (voir le chapitre sur la géologie économique).

SYÉNITES (5c)

Au nord de la baie Gilbert, quelques affleurements de syénite, intrusive dans les volcanites basiques (figure 49), constituent la bordure d'un stock d'environ 1.8 km de diamètre. La syénite, à grain



FIGURE 49 - Contact irrégulier entre une syénite (en blanc) et un basalte (en gris). Au nord de la baie Gilbert.

moyen et à patine rose pâle, est constituée de 50% de microcline perthitique, de 35% de plagioclase, partiellement remplacé par le microcline, et de moins de 10% de quartz interstitiel. Les minéraux accessoires sont le sphène, la magnétite, la muscovite, l'apatite, la pistachite et la biotite (altérée en chlorite). La roche montre la texture myrmékitique: il y a exsolution de quartz dans le plagioclase en contact avec le microcline (figure 50).

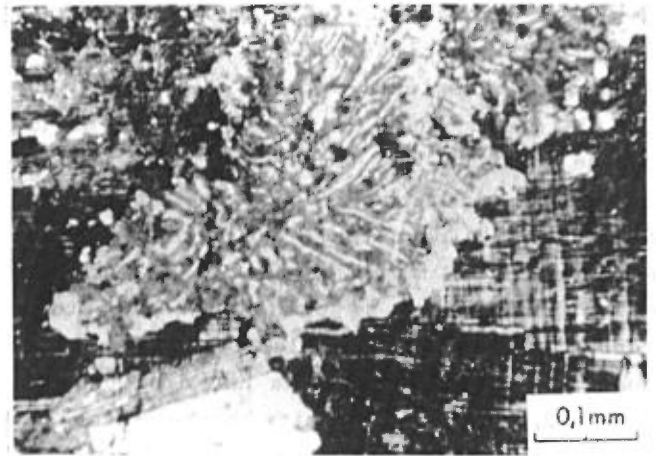


FIGURE 50 - Photomicrographie d'une texture myrmékitique. Apophyse de syénite dans une volcanite basique. Au nord-est de la baie Gilbert. Lumière polarisée.

Une grande superficie dépourvue d'affleurements, au sud de la rivière La Trêve, dans la partie ouest de la région, est couverte par l'anomalie magnétique la plus importante de la région. Cette anomalie indique probablement un stock de syénite. Autour de cette anomalie, de forme ovale et d'une longueur de 4,8 km, les volcanites basiques sont en effet fortement déformées et métamorphosées au faciès amphibolite; elles montrent une structure rubanée bien développée. On trouve, de plus, en bordure de la rivière La Trêve, à 2,6 km de la limite ouest de la région, un affleurement de syénite rouge en contact avec les basaltes. Cette syénite, de grain moyen à grossier, est constituée de 60% de

microcline, de 24% de plagioclase damouritisé, de 5% de biotite chloritisée et d'une faible quantité de diopside, de sphène, de minéraux opaques, de zircon et de pistachite. Le microcline a partiellement remplacé le plagioclase (figure 51). Le diopside s'est altéré en actinote, qui s'est transformé à son tour en chlorite et en épido-

L'affleurement de syénite, ainsi que les basaltes déformés et métamorphisés, suggèrent donc que l'anomalie magnétique correspond à une importante intrusion de composition vraisemblablement syénitique.

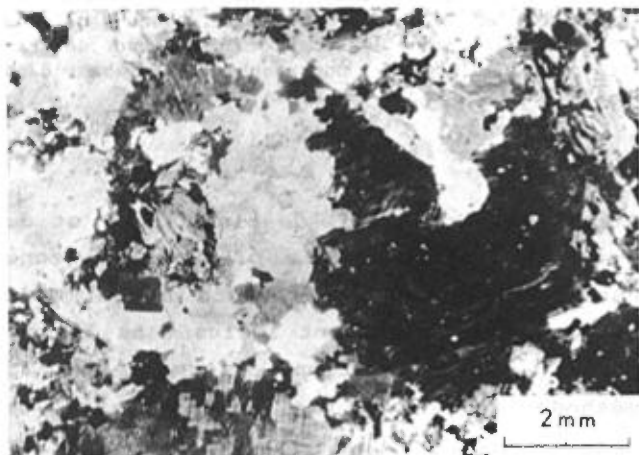


FIGURE 51 - Photomicrographie d'une syénite. Le plagioclase (en blanc) est remplacé par le microcline (gris foncé à noir). Rivière la Trêve, partie ouest de la région. Lumière polarisée.

DYKES DE GRANITE ET DE SYÉNITE PORPHYRIQUE (5d)

L'intrusion du batholite de granite folié, de même que celle des stocks de granite et de syénite, se sont accompagnées d'injections de dykes, pour la plupart de moins de 50 cm de largeur, quasi irradians. On trouve, notamment sur la rive est du lac La Trêve, quelques dykes de syénite porphyrique de 40 à 50 cm de largeur, intrusifs dans des conglomérats. Ces dykes sont formés de 20% de microphénocristaux de plagioclase zoné dans une matrice micro-

crystalline fauve à rouge foncé. Les lames minces montrent que ces microphénocristaux ont 1,2 mm de longueur. La pâte est constituée de cristaux de plagioclase de moins de 0,02 mm de diamètre, accompagnés de moins de 5% de pistachite, de chlorite, d'apatite et de zircon (figure 52). L'analyse chimique et la norme de ce dyke sont données dans le tableau 4. La présence d'acmite normative indique un léger excès de sodium par rapport à l'alumine.

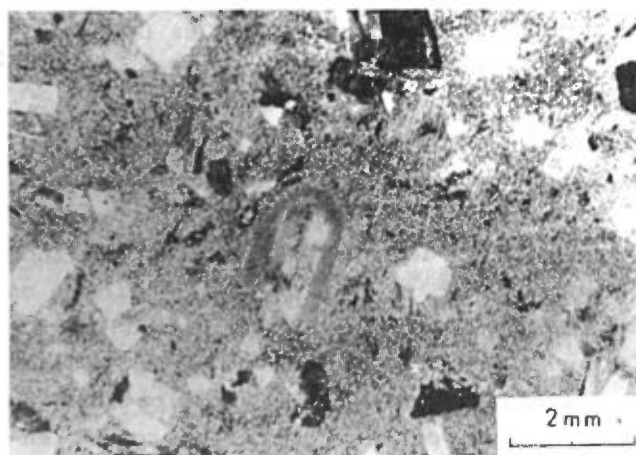


FIGURE 52 - Photomicrographie d'un dyke de syénite porphyrique. Noter les microphénocristaux de plagioclase zoné dans une pâte feldspathique finement grenue. Rive est du lac Lac Trêve. Lumière polarisée.

DYKES PROTÉROZOÏQUES DE DIABASE À OLIVINE

Deux dykes subverticaux de diabase à olivine recoupent les roches de la région; ce sont les intrusions les plus récentes.

L'un, orienté N30°E, se trouve dans les volcanites basiques. D'une épaisseur de 50 m, il affleure, sur un peu moins de 500 m, à 1,4 km à l'ouest de la baie Gilbert. L'autre traverse toute la région, en direction NE-SW, et se prolonge bien au-delà des limites de nos terrains. Bien que concordant par endroits, ce grand dyke recoupe les conglomérats, à différents niveaux stratigraphiques, et l'intrusion gra-

nitique au sud du lac Gisèle. Même s'il est plus résistant à l'érosion que les roches encaissantes, il n'affleure que de façon sporadique. Les meilleurs affleurements se situent sur la rive est du lac La Trêve (à la limite est de la carte, à 800 m au sud de la baie Dussault), sur le côté nord des îles du lac La Trêve (à la latitude de 49°56') et au sud du lac Gisèle (où il forme le sommet le plus élevé de la région). Ce grand dyke affleure également au sud de la baie Geneviève et à 800 m au nord du cours d'eau joignant les lacs La Ribourde et Inconnu. Sa largeur varie de 40 à 100 m.

Au contact des roches encaissantes, ce grand dyke présente une bordure figée de près de 10 cm de largeur. La zone de contact est très contournée: ainsi, on note de nombreuses enclaves de conglomérat (figure 53) ou de granite (figure 54) dans la diabase et plusieurs ramifications ou apophyses de celle-ci dans les roches encaissantes.

La diabase du grand dyke est de grain fin à moyen. Elle est constituée de 40 à 60% de plagioclase, de 25 à 45% d'au-



FIGURE 53 - Zone de contact entre le grand dyke de diabase à olivine (en gris moyen) et un conglomérat (en gris pâle). A l'est de la baie Geneviève.



FIGURE 54 - Zone de contact entre un granite (en gris pâle) et le grand dyke de diabase à olivine (gris foncé). Noter les nombreuses enclaves de granite dans la diabase et une apophyse de diabase dans le granite (partie gauche de la photo).

gite - ou, ici et là, de pigeonite - et de 4 à 20% d'olivine. Le plagioclase, zoné par endroits, est en bâtonnets de 0,4 mm de longueur, partiellement inclus dans le pyroxène. Sa composition, déterminée par la méthode de la double macle, varie de An₅₅ à An₆₅. L'augite forme des cristaux allotriomorphes atteignant 7 mm de diamètre. Elle contient des inclusions d'olivine et de plagioclase. Son angle 2V⁺ est de 45°. On note de grandes plages de pigeonite de 3,5 mm de diamètre farcies d'inclusions de plagioclase. La pigeonite se distingue par un angle 2V⁺ de 25°. L'olivine est en cristaux trapus allotriomorphes de 0,35 à 0,6 mm de diamètre. Elle contient des inclusions de plagioclase. La mesure de l'angle 2V⁻ (85°) donne une composition Fo₇₈.

La texture ophitique caractérise la diabase du grand dyke (figure 55). L'ordre de cristallisation observé est le suivant: plagioclase - olivine - augite/

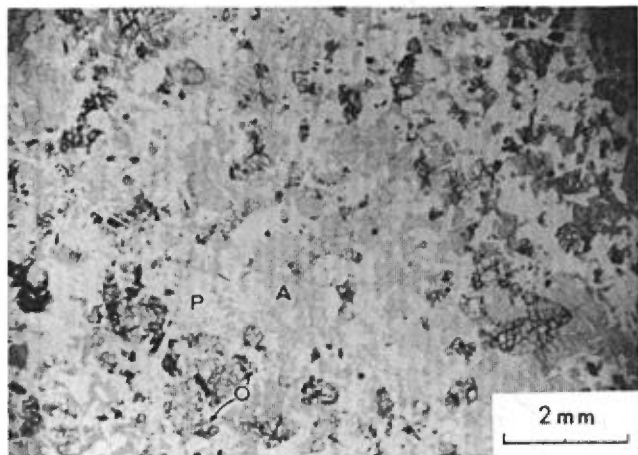


FIGURE 55 - Photomicrographie de la diabase à olivine pour montrer la texture ophitique. Noter le plagioclase (P), l'augite/pigeonite (A) et l'olivine (O). Lumière naturelle.

TECTONIQUE

Les coussins, bien conservés, des coulées basaltiques montrent un faible taux d'aplatissement et sont peu déformés; les roches sédimentaires affichent un litage bien marqué par endroits, ainsi que du granoclassement et des empreintes de charge; tout ceci permet de déterminer l'attitude du plan S_0 et le sommet des roches volcaniques et sédimentaires. Celles-ci forment une séquence déversée, généralement orientée $N70^\circ E$, à pendage de 50 à 80° vers le NW et à sommet vers le SE. Elles occupent le flanc NW du synclinal de Chibougamau; la trace du plan axial (lequel est à pendage vers le NW) du synclinal passe près de l'angle SE de la région.

La région peut se subdiviser en quatre domaines sur la base d'homogénéités structurales. Les domaines A1 et A2 sont séparés des domaines B1 et B2 par une discordance angulaire (voir page 126). Le domaine A1 est séparé du domaine A2 et le domaine B1 est séparé du domaine B2; ces divisions, quelque peu arbitraires, se fon-

pigeonite - magnétite. La roche, généralement très fraîche, est cependant altérée ici et là; quand il y a altération, l'olivine est remplacée par la serpentine ou la chlorite, l'augite est ouralitisée et le plagioclase est saussuritisé.

Ce grand dyke de diabase présente un intérêt économique car il contient, ici et là près de sa bordure sud, des lentilles de sulfures de nickel et de cuivre. Sa signature magnétique, faible mais distincte, permet de le suivre dans les zones dépourvues d'affleurements.

dent sur le fait que les stocks acides ont causé des plissements tardifs importants dans les domaines A1 et B2 et qu'on ne trouve pas de tels plissements dans les domaines A2 et B1. La figure 56 localise ces domaines.

STRATIFICATION S_0

La figure 56 montre que les projections des pôles des plans S_0 sont plus dispersées dans les domaines A1 et B2 que dans les domaines A2 et B1 où elles sont plus concentrées. Dans les domaines A1 et B2, l'attitude du plan S_0 au sein des roches volcaniques et sédimentaires varie grandement et tend à devenir généralement parallèle au contact avec les intrusions de granite et de syénite, surtout celles de grandes dimensions.

A proximité des intrusions acides on trouve des plissements très serrés, à plongement abrupt vers l'ouest ou le nord-ouest. Ces plissements, qui affectent à la

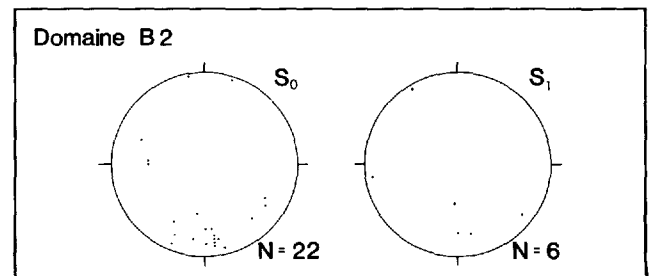
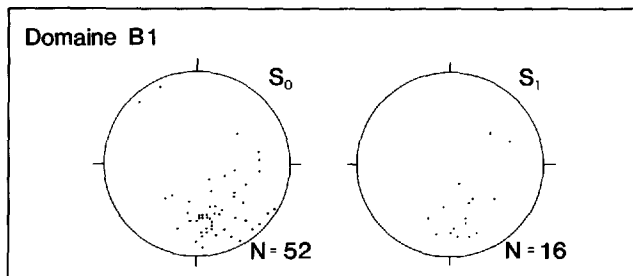
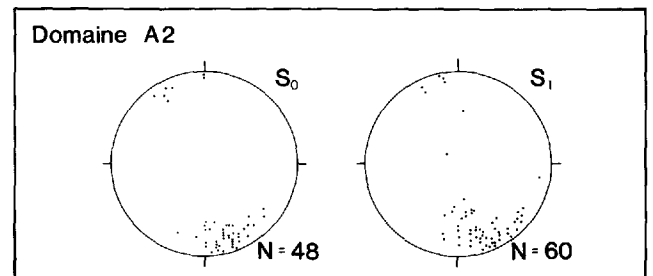
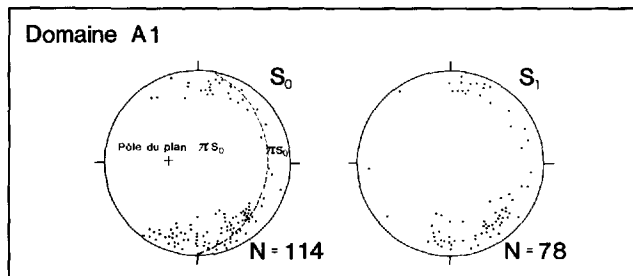
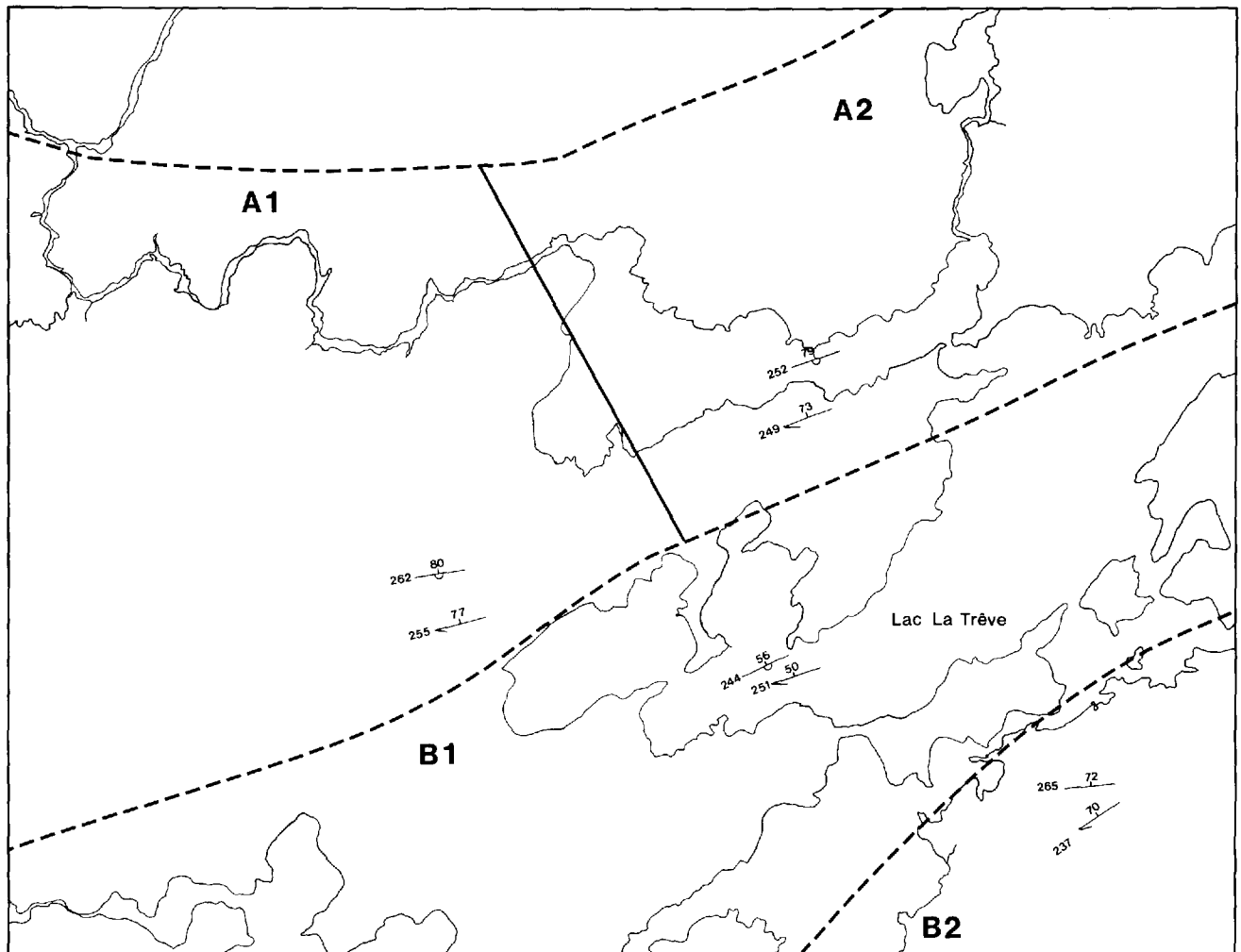


FIGURE 56 - Domaines structuraux de la région et projections équiales de S_0 et S_1 .

fois les plans S_0 et S_1 , sont particulièrement remarquables dans les volcanites basiques rubanées (figure 57). Ils sont synchrones de la mise en place des intrusions et n'affectent pas les dykes tardifs associés à celles-ci (figure 58).

Dans le domaine A1, la distribution des projections des pôles des plans S_0 prend la forme d'une ceinture (figure 56) dont la trace est le cercle πS_0 . Cette distribution suggère un pli charnière plongeant à 66° vers l'ouest.



FIGURE 57 - Volcanite basique rubanée, fortement déformée. Plis en Z. A l'ouest de la baie Gilbert.

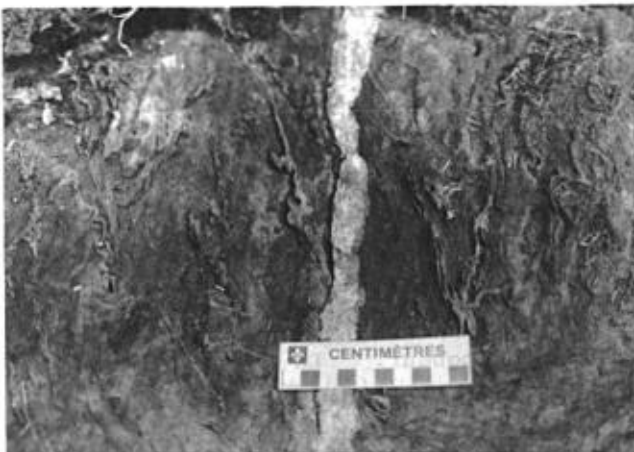


FIGURE 58 - Dyke de granite dans une volcanite basique déformée. La déformation n'a pas affecté le dyke. Limite ouest de la région.

Pour fins de comparaison, nous avons calculé l'attitude moyenne du plan S_0 dans l'ensemble des domaines A1 et A2 et l'ensemble des domaines B1 et B2. Dans le premier ensemble, le plan S_0 a une orientation de 259° et un pendage de 80° vers le NW, et dans le second, une orientation de 251° et un pendage de 60° vers le NW. Le pendage du plan S_0 des volcanites diffère de façon significative de celui des roches sédimentaires, ce qui confirme la présence d'une discordance entre ces deux formations. Rappelons qu'un contact discordant entre les volcanites et les conglomérats a déjà été noté à l'est de la région (Beach, 1941; Dubé, 1981b).

FOLIATION S_1 ET CLIVAGE S_2

Une foliation régionale S_1 , pénétrante et presque omniprésente, est sub-parallèle à la stratification S_0 . La distribution de la projection des pôles du plan S_1 est identique à celle des pôles du plan S_0 (figure 56). La foliation S_1 est donc déformée et plissée. Une seconde foliation S_2 forme un clivage de fracture peu développé et non pénétrant; elle a une orientation NNW et un pendage de près de 70° vers le NE.

ÉLÉMENTS LINÉAIRES

Les principaux éléments linéaires mesurés sont le grand axe des coussins ellipsoïdaux, qui détermine la direction des coulées (voir figure 5), et l'orientation préférentielle des fragments allongés des conglomérats et des lapillistones (voir figure 29). Le grand axe des coussins est subvertical vers le SW ou le NW. Les fragments allongés des conglomérats et des lapillistones ont une orientation préférentiel de 300° et un plongement de 35 à 58° vers le NW.

FAILLES ET ZONES DE CISAILLEMENT

Des failles subverticales directionnelles, à rejet senestre et orientées W ou NW, déplacent les filons-couches basiques logés dans les roches sédimentaires. Des failles verticales mineures, à rejet dextre, segmentent le principal dyke de diabase de la région. Des failles ont été présumées dans les deux dykes de diorite et de clinopyroxénite dans la partie sud-est de la carte.

Quelques zones étroites de cisaillement, d'orientation NW ou NNW, affectent sur, de courtes distances, les roches vol-

caniques et sédimentaires. Elles présentent, par endroits, des concentrations de pyrite, avec ou sans quartz.

VEINES DE QUARTZ

Les veines de quartz, qui ont une largeur de moins de 10 cm, remplissent des fractures; elles se répartissent en deux systèmes principaux, l'un, orienté 40° et à pendage subvertical, l'autre, orienté 100° et également subvertical. Au second système, est associée de la tourmaline. Plusieurs analyses de ces veines n'ont pas donné de teneurs significatives en or.

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

Les minéralisations de sulfures de la région sont associées aux trois unités lithologiques suivantes: le grand dyke de diabase protérozoïque; les volcanites basiques; le granite. Le tableau 5 fournit des résultats d'analyse et de brèves descriptions pour celles qui sont localisées sur la carte.

MINÉRALISATIONS ASSOCIÉES AU PRINCIPAL DYKE DE DIABASE

DESCRIPTION

Les petites lentilles de sulfures de Cu et de Ni constituent le principal intérêt économique de la région. Ces lentilles se rencontrent ici et là en bordure sud du principal dyke de diabase. Elles contiennent de la pentlandite, de la pyrrhotite, de la pyrite et de la chalcoppyrite; on les trouve aux endroits suivants: sur la rive est du lac La Trêve, à la limite des cantons de Daine et de Guettard (indice 1); sur la plus orientale des trois îles du lac La Trêve faisant face à l'indi-

ce 1 (indice 2); près de la rive sud de la presqu'île en forme de botte à l'entrée de la baie Geneviève (indice 3); à 1 km au sud-ouest de la baie Geneviève (indice 4).

Les indices 1 et 2, qui ont quelques mètres de largeur, s'étendent sur moins de 10 m de longueur; il s'agit d'agrégats centimétriques de pentlandite dispersés dans la diabase.

L'indice 3, de loin le plus important, s'étend sur plusieurs centaines de mètres en bordure sud du dyke. La zone minéralisée est constituée de plusieurs lentilles de pentlandite et de pyrrhotite massives avec un peu de chalcoppyrite et de pyrite; les lentilles, qui ont 40 cm de largeur en moyenne, atteignent quelques mètres de longueur. La chalcoppyrite se présente sous forme de petites billes de quelques millimètres de diamètre dans la pyrrhotite, ce qui suggère une immiscibilité entre différentes phases sulfurées. La genèse des minéralisations associées au

TABLEAU 5 - Caractéristiques des indices localisés sur la carte.

No sur la carte	Localisation UTM	Minéralisations	Analyses (en ppm)							Description			
			Ni	Cu	Zn	Mo	Ag	Pt	Au		Pb		
1	5531380N 462620E	Pn, Po, Py	240	56	75					2	Lentilles de sulfures dans le dyke de diabase.		
2	5531130N 461950E	Pn, Po, Py									Lentilles de sulfures dans le dyke de diabase.		
3	5528850N 456490E	Pn, Po, Cp, Py	2,48*	0,16*	58					< 0,5	< 0,3	Lentilles de sulfures dans le dyke de diabase.	
4	5521100N 452900E	Cu, Ni, Py, Po										Lentille de sulfures dans le dyke de diabase.	
5	5536100N 459125E	Py								< 0,5	< 0,5	Zone oxydée, riche en pyrite, dans les basaltes.	
6	5536300N 458150E	Py								< 0,5	< 0,5	Veine de quartz dans les basaltes.	
7	5529600N 448030E	Py										Pyrite massive dans les basaltes et les tufs acides.	
7A										< 0,5	< 0,5		
7B										1,5	< 0,5		
7C										< 0,5	< 0,5		
8	5527750N 460700E	Py, To								< 0,5	< 0,5	Veine de quartz, avec tourmaline, dans la pyroxénite.	
9	5527660N 460740E	Py, To								< 0,5	< 0,5	Veine de quartz, avec tourmaline, dans la pyroxénite.	
10	5526270N 458350E	Cp, Sp	< 0,3	70	25	< 0,3						8	Veine de quartz et granite, minéralisés en Cu - Zn.

* En %.

dyke de diabase fait l'objet d'une thèse de maîtrise par Louise Gravel, géologue de notre équipe, à l'Université du Québec à Chicoutimi.

A mesure qu'on s'approche du contact avec le dyke de diabase, la pyrite, qui est généralement disséminée dans les roches sédimentaires au sud du dyke, devient nettement plus abondante et est accompagnée d'un peu de pyrrhotite.

TRAVAUX ANTÉRIEURS

Les rapports de Gilbert (1949, 1955) - surtout celui de 1955 - dans lesquels il est fait état de la découverte, en 1949, de minéralisations en pyrite et en pyrrhotite associées au dyke de diabase ont suscité beaucoup d'intérêt parmi les prospecteurs. Plusieurs levés géophysiques et géologiques en bordure du dyke ont permis de découvrir des minéralisations en Cu - Ni.

Sur l'indice 3, New Jersey Zinc a effectué, en 1956, des levés magnétométriques et électromagnétiques (McMurry, 1956) et six trous de sondage (d'un total de 916 m). Les trous ont traversé le dyke de diabase et le conglomérat à interlits de grauwacke. Le meilleur recoupement a donné 0,35% Ni, 0,21% Cu et 0,07% Co sur 4,5 m (Money, 1957). Un échantillon que nous avons prélevé dans les tranchées a donné 2,5% Ni et 0,16% Cu (voir tableau 5). L'indice 3 demeure la meilleure zone minéralisée connue à ce jour dans la région.

L'indice 4, découvert en 1955 par les prospecteurs Bélanger et Gagné, a fait l'objet de levés magnétométriques et géologiques et de neuf sondages (d'un total de 1302 m) par Empire Oil & Minerals Inc., entre 1950 et 1957 (Hutchison, 1956; Cunningham, 1957a et 1957b). La zone, minéralisée en pentlandite, pyrrhotite, pyrite, chalcopryrite, magnétite et cobalt, s'étend sur 122 m de longueur et 1,5 m de largeur.

Le meilleur recoupement a donné 0,46% Cu et 0.41% Ni sur 1,5 m (MER, 1982). Plusieurs levés géophysiques ont également été effectués le long du dyke de diabase.

MINÉRALISATIONS ASSOCIÉES AUX VOLCANITES BASIQUES

On trouve un peu de pyrite disséminée presque partout dans les volcanites basiques. La pyrite est cependant plus abondante dans les zones de cisaillement. Quelques veines de quartz, dont certaines ont été analysées pour l'or, parsèment ces volcanites.

DESCRIPTION

L'indice 5 consiste en une petite zone de cisaillement, riche en pyrite, dans les volcanites à l'ouest de la baie Gilbert. L'indice 6 est formé d'une veine de quartz de moins de 50 cm d'épaisseur. Quant à l'indice 7, il est constitué de veines de pyrite massive, de 1 m de largeur, dans des basaltes et des tufs acides. Des échantillons provenant de ces trois indices ont été analysés pour l'or et l'argent; les résultats n'ont donné que des teneurs infimes (voir tableau 5).

TRAVAUX ANTÉRIEURS

Après avoir effectué des levés géophysiques, SEREM a implanté, en 1980, 11 sondages (d'un total de 1295,5 m) au nord et à l'ouest de la baie Gilbert (Beauregard, 1980). UMEX a effectué, en 1969, deux sondages (d'un total de 275 m), l'un, sur la rive du lac La Trêve, au nord-est du lac Gisèle, l'autre, sur la rive sud de la baie Gilbert (Coda, 1970a et 1970b).

MINÉRALISATIONS ASSOCIÉES AUX ROCHES SÉDIMENTAIRES ET AUX FILONS-COUCHE

DESCRIPTION

Nous avons trouvé une veine de quartz, de moins de 1 m de largeur, traversant un filon-couche de pyroxénite localisé à l'entrée de la baie Rita. Cette veine contient des cristaux de tourmaline de moins de 1 cm de longueur. D'orientation 120°, elle se présente sur la rive nord (indice 8) et la rive sud (indice 9) de la baie Rita. Elle a été analysée pour l'or et l'argent; les résultats n'ont donné que des teneurs infimes.

TRAVAUX ANTÉRIEURS

UMEX a effectué, en 1970, six sondages, dont cinq sur la rive nord de la baie Rita (Essops, 1970, 1971) et un sur la rive sud du lac La Trêve (Coda, 1970c). Ces sondages ont recoupé des niveaux graphiteux et de faibles minéralisations en chalcoppyrite, sphalérite et arsénopyrite.

MINÉRALISATIONS ASSOCIÉES AUX INTRUSIONS GRANITIQUES

Gilbert (1955, page 42) a donné la description suivante d'une minéralisation associée à une intrusion granitique: "pochettes de pyrite avec un peu de chalcoppyrite et de galène, dans des filons de quartz recoupant un petit amas granitique contenant de la pyrite disséminée, sur la rive nord de la plus au nord des deux grandes îles du milieu de la baie Rita". L'analyse d'échantillons prélevés à cet endroit (indice 10) a donné de faibles valeurs en Cu et en Zn (voir tableau 5).

CONCLUSION

Notre cartographie de la région du lac La Trêve a permis de compléter les études de Gilbert (1949, 1955); nous avons, en effet, trouvé plusieurs autres affleurements et identifié de nouvelles unités lithologiques au sein des principales formations. Ainsi, nous avons distingué deux types de filons-couches de gabbro, l'un, comagmatique avec des coulées basaltiques, l'autre, différencié, montrant des textures d'accumulation.

Nos roches volcaniques et sédimentaires se situent sur le flanc NW du syn-

clinal de Chibougamau, qui, dans la région, est déversé vers le SE. Elles nous semblent analogues respectivement à celles de la Formation de Gilman et de la Formation de Stella, de la région de Chibougamau.

Les minéralisations de pyrite dans les volcanites basiques, ainsi que les veines de quartz, n'ont donné, à l'analyse, que d'infimes teneurs en or. Les petites lentilles minéralisées en Cu et Ni, trouvées par endroits en bordure sud du principal dyke de diabase, présentent le principal intérêt économique de la région.

RÉFÉRENCES

L'astérisque à la suite d'un millésime signale l'existence d'une traduction en français ou en anglais.

ALLARD, G.-O., 1981 - Quart sud-ouest du canton de Rinfret et partie du quart sud-est du canton de Lemoine. Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec; rapport final, DPV-759, 95 pages.

ALLARD, G.-O. - CATY, J.-L. - CHOWN, E.H. - CIMON, J. - GOBEIL, A. - BAKER, D., 1979* - Stratigraphie et métallogénie de la région de Chibougamau. Association géologique du Canada - Association minéralogique du Canada, réunion annuelle, Québec; livret-guide pour l'excursion B-1, 94 pages.

BEACH, H.H., 1941 - Michwacho Lake, Abitibi Territory, Quebec. Commission géologique du Canada; carte 623A.

BEAUREGARD, A.J., 1980 - Journaux de sondage, SEREM Ltée. Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec; GM-36887.

CHARBONNEAU, J.-M., 1981a - Cantons de Dolomieu ($\frac{1}{2}$ E) et de Daubrée ($\frac{1}{4}$ SW). Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec; rapport préliminaire, DP-844, 27 pages.

1981b - Géologie du quart sud-ouest du feuillet du Lac Lamarck

et géologie du quart sud-est du feuillet du Lac Inconnu. Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec; rapport préliminaire (carte annotée), DP-853.

CODA, R., 1970a - Rapport de travaux sur la propriété de UMEX. Ministère des Richesses naturelles du Québec; GM-25845, 4 pages.

1970b - Rapport de travaux sur la propriété de UMEX. Ministère des Richesses naturelles du Québec; GM-25846, 5 pages.

1970c - Rapport de travaux sur la propriété de UMEX. Ministère des Richesses naturelles du Québec; GM-25847, 5 pages.

CUNNINGHAM, R.C., 1957a - Rapport géologique (Empire Oil & Minerals Incorporated). Ministère des Richesses naturelles du Québec; GM-5365-B, 7 pages.

1957b - Rapport de sondages, journaux de sondage et cartes de localisation des sondages (Empire Oil & Mineral Incorporated). Ministère des Richesses naturelles du Québec; GM-5365-G, 42 pages.

DUBE, C., 1981a - **Géologie de la demie est du canton de Lamarck, Abitibi-Est.** Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec; rapport préliminaire, DPV-811, 6 pages.

1981b - **Région de Lac Lamarck - Baie Dussault.** Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec; rapport préliminaire (carte annotée), DP-848.

DUQUETTE, G., 1970* - **Stratigraphie de l'Archéen et relations métallogéniques dans la région de Chibougamau.** Ministère des Richesses naturelles du Québec; ES-8, 16 pages.

ESSOP, S., 1970 - **Journaux de sondage, UMEX.** Ministère des Richesses naturelles du Québec; GM-26715, 17 pages.

1971 - **Rapport de travaux sur la propriété UMEX.** Ministère des Richesses naturelles du Québec; GM-26714, 4 pages.

GILBERT, J.E., 1949* - **Rapport préliminaire sur la région du lac La Trêve, comté d'Abitibi-Est.** Ministère des Mines du Québec; RP-230, 7 pages.

1955* - **Région de Branssat - Daine, comté d'Abitibi-Est.** Ministère des Mines du Québec; RG-64, 48 pages.

HEBERT, Y., 1981 - **Géologie du quart nord-est de la région du Lac Inconnu.** Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec; rapport préliminaire (carte annotée), DP-892.

HUTCHISON, R.D., 1956 - **Rapport sur un levé magnétométrique (Empire Oil & Mineral Incorporated).** Ministère des Richesses naturelles du Québec; GM-5365-A, 5 pages.

IRVINE, T.N. - BARAGAR, W.R.A., 1971 - **A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks.** Journal Canadien des sciences de la Terre; volume 8, N°5, pages 523-548.

JENSEN, L.S., 1976 - **A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks.** Ministry of Natural Resources, Ontario; miscellaneous paper 66, 22 pages.

KUNO, H., 1966 - **Lateral variation of basalt magma type across continental margins and island arcs.** Bulletin volcanologique; no 29, pages 195-222.

LAURENT, R. - HEBERT, Y., 1977 - **Submarine volcanism in ophiolites.** IN **Volcanic Regimes in Canada** (W.R.A. Baragar, L.E. Coleman et J.M. Hall, éditeurs); Commission géologique du Canada; étude spéciale 16, pages 91-109.

LES RELEVÉS GÉOPHYSIQUES, INC, 1981 - **Levé aéroporté Input dans la région de la Rivière Chibougamau.** Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec; DP-829 (feuillet 32G/13-200-0202).

MacDONALD, G.A. - KATSURA, T., 1964 - **Chemical composition of Hawaiian lavas.** Journal of Petrology; volume 5, pages 82-133.

McMURRY, H.V., 1956 - **Rapport de levés magnétométriques et électromagnétiques pour New Jersey Zinc Company.** Ministère des Richesses naturelles du Québec, GM-4485-A, 16 pages.

MER, 1982 - **Fiche de gîte minéral N°32 G/13-4.**

MONEY, P.L., 1957 - **Journaux de sondage et plan de localisation (New Jersey Zinc Company).** Ministère des Richesses naturelles du Québec; GM-4485-B.

NORMAN, G.W.H., 1936 - **Waswanipi map-area, Northern Québec.** Commission géologique du Canada; étude préliminaire 36-3.

1941* - **Région d'Opémisca, moitié ouest, territoire d'Abitibi, Québec.** Commission géologique du Canada; carte 602A.

PEARCE, J.A. - CANN, J.R., 1973 - **Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses.** Earth and Planetary Science Letters; volume 19, pages 290-300.

RETTY, J.A. - NORMAN, G.W.H., 1938 - **Chibougamau Sheet (west half), Abitibi Territory.** Commission Géologique du Canada; carte 398A.

RIDLEY, W.I. - RHODES, J.M. - REID, A.M. - JAKES, P. - SHIH, C. - BASS, M.N., 1974 - **Basalts from log of the deep sea drilling project.** Journal of Petrology; volume 15, pages 140-159.

SPRY, A., 1969 - **Metamorphic texture.** Pergamon Press, Oxford, 350 pages.

TURNER, F.J., 1968 - **Metamorphic petrology.** McGraw Hill, New York, 403 pages.

GÉOLOGIE DES CANTONS DE LAMARCK ET DE GUETTARD

Claude-Y. Dubé

RÉSUMÉ

Les roches archéennes qui affleurent dans les cantons de Lamarck et de Guettard sont à caractère volcanosédimentaire et sont équivalentes à celles du Groupe de Roy et d'Opémisca. De la base au sommet, les lithologies montrent: des pyroclastites dacitiques (Formation de Waconichi?), des basaltes coussinés ou massifs intercalés de niveaux pyroclastiques (Formation de Gilman) et deux minces bandes de tufs felsiques que nous avons corrélatés à la Formation de Blondeau. Cet assemblage à caractère essentiellement volcanique correspondrait au Groupe de Roy. Il a été envahi par des filons-couches de gabbro, dont certains, différenciés, montrent des ressemblances avec ceux du Bourbeau (Complexe de Cumings). Ces volcanites sont surmontées en discordance par des roches métasédimentaires et des métavolcanites porphyriques qui forment une bande de 3 à 9 km d'épaisseur apparente. Cette bande, qui traverse la région d'ouest en est, montre des conglomérats polygéniques (faciès proximal) et des grauwackes interstratifiées avec des niveaux d'argilite (faciès distal) qui sont rattachés à la Formation de Stella. Au centre de la bande affleurent des métavolcanites porphyriques (Formation de Haüy). Des intrusions post-tectoniques de granite et des dykes protérozoïques de gabbro à olivine et de diabase recourent ces unités. Ces roches, métamorphosées au faciès des schistes verts, ont connu plusieurs périodes de déformation, dont la plus évidente correspond à une série de plis dont la surface axiale est orientée ENE à E-W. Une compression plus tardive semble responsable des nombreuses failles de décrochement d'orientation N à ENE présentes régionalement. La Faille Lamarck correspond à une zone de failles majeure qui traverse la région. On trouve plusieurs indices minéralisés montrant l'association pyrite-pyrrhotine-chalcopyrïte. Les indices les plus intéressants sont associés aux volcanites felsiques du lac Lamarck et de la baie Pichamobi (Formation de Waconichi?).

TABLE DES MATIÈRES

	Page
INTRODUCTION	135
GÉOLOGIE GÉNÉRALE	136
Groupe de Roy	137
Formation de Waconichi	137
Volcanites felsiques de la baie Pichamobi	137
Volcanites felsiques du lac Lamarck	138
Formation de Gilman	138
Laves basaltiques	140
Roches pyroclastiques	142
Formation de Blondeau	142
Filons-couches gabbroïques et ultramafiques	143
Mésogabbro	144
Leucogabbro	145
Métapéridotite et métapyroxénite	146
Groupe d'Opémisca	147
Formation de Stella	147
Faciès proximal	147
Faciès distal	148
Formation de Haüy	150
Laves porphyriques	151
Pyroclastites porphyriques	151
Intrusions granitoïdes	152
Granite	153
Syénite à magnétite	153
Dykes protérozoïques	153
Gabbro à olivine	153
Diabase	154
GÉOLOGIE STRUCTURALE	154
MÉTAMORPHISME	156
CORRÉLATIONS LITHOSTRATIGRAPHIQUES	157
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE	158
LOCALISATION DES SITES DE PHOTOGRAPHIE ET D'ÉCHAN- TILLONNAGE	160
RÉFÉRENCES	161

INTRODUCTION

Le présent rapport est une synthèse des travaux détaillés de cartographie géologique effectués au cours des étés 1980 et 1981 dans les cantons de Lamarck et de Guettard (Abitibi-Est). Il est une présentation plus approfondie de nos rapports préliminaires (Dubé, 1981a, 1981b). Les analyses chimiques, l'étude de lames minces et une certaine révision de l'interprétation géologique ont résulté en une modification partielle des cartes préliminaires; elles ont aussi permis le traitement de certains aspects concernant le chimisme et la pétrographie des roches métavolcaniques et métasédimentaires de la région, sans négliger l'aspect structural et économique.

Notre étude fait partie d'un projet de synthèse géologique de la région Chapais-Branssat qui a débuté en 1980. La figure 1 montre la superficie couverte en 1980 et 1981 et délimite les travaux de Charbonneau (1981a; 1981b) dans les cantons de Daubrée, Dolomieu, Saussure et La Ribourde, ceux de Otis (1982) dans la demie nord du canton de Daubrée et ceux de Hébert (1981) dans le canton de Daine. A l'est de notre région, Durocher (1979) a cartographié en détail le canton d'Opémisca. Beach (1941) avait déjà cartographié l'ensemble du territoire à l'échelle de 1:63 340.

Le secteur cartographié, d'une superficie d'environ 375 km², forme un quadrilatère délimité par les longitudes 75°08'20" et 75°30'00" et les latitudes 49°52'30" et 50°00'00". Il est couvert par la carte topographique 32 G/14 du système national de référence cartographique.

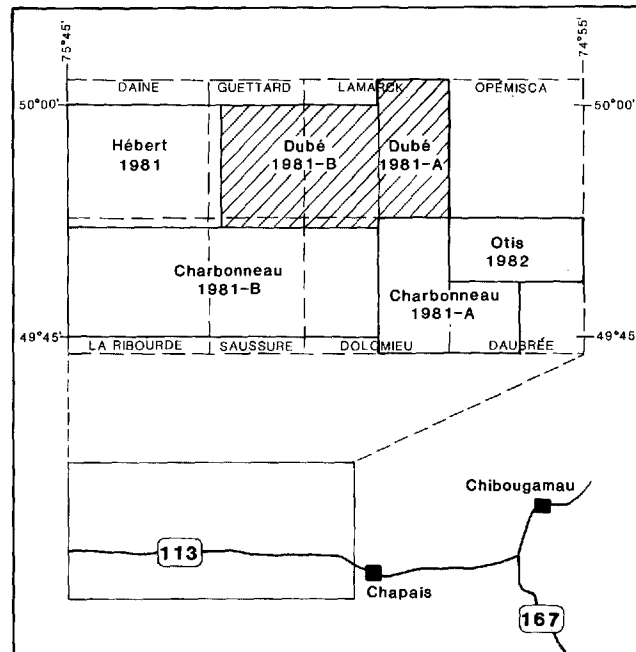


FIGURE 1 - Plan de localisation des travaux de cartographie en 1980 et 1981 dans le cadre du projet Chapais-Branssat.

Le centre du territoire se situe à environ 65 km à l'ouest de la ville minière de Chibougamau et à 35 km au nord-ouest de la ville de Chapais. La région est accessible par hydravions à partir de Chibougamau; les principaux plans d'eau pour l'amerrissage sont le lac Lamarck, la rivière Chibougamau et le lac La Trêve. La route 113 passe à environ 8 km au sud de notre carte. Deux lignes de transport d'énergie de l'Hydro-Québec, d'orientation nord-sud, traversent respectivement les cantons de Lamarck et de Guettard. Un chemin gravé longe la ligne qui passe dans le canton de Guettard; il débouche sur la route 113.

GÉOLOGIE GÉNÉRALE

Les roches archéennes de la région étudiée font partie de la bande de roches vertes de Matagami-Chibougamau et appartiennent à la province géologique du Supérieur (tableau 1). Elles regroupent sensiblement les mêmes unités lithologiques que celles décrites par Allard et al. (1979) dans le secteur de Chibougamau-Chapais, plus à l'est. Les unités se subdivisent en deux groupes principaux:

1) **Groupe de Roy**, comprenant principalement des roches volcaniques felsiques

(Formation de Waconichi ?, Formation de Blondeau), des roches volcaniques basiques (Formation de Gilman) et des filons-couches différenciés de gabbro et de roches ultramafiques (filon-couche de Bourbeau ?).

2) **Groupe d'Opémisca**, comprenant un faciès proximal de conglomérats en discordance sur des laves, un faciès distal (turbidites) de métagrauwackes interlités avec des shales (Formation de Stella ?) et des volcanites porphyriques (Formation de Haüy ?).

TABLEAU 1 - Sommaire des formations

CÉNOZOÏQUE		PLÉISTOCÈNE ET RÉCENT		Till glaciaire, sable et gravier.	
PRÉCAMBRIEN	APHÉBIEN	----- Grande discordance -----			
		Dykes	Gabbro à olivine, diabase.		
	ARCHÉEN	Plutons			Granite, syénite.
		GROUPE D'OPÉMISCA	Formation de Haüy (?)	Laves basiques à phénocristaux de plagioclase et/ou de pyroxène, tufs à blocs.	
			Formation de Stella	Conglomérat polygénique à galets de granitoïde (faciès proximal); passe au sud à des grauwackes interstratifiés avec des shales (faciès distal).	
		----- Discordance (faille ?) -----			
		GROUPE DE ROY	Filons-couches différenciés (Bourbeau ?)	Gabbros mésocrates, gabbros quartzifères, leucogabbros, métapyroxénite, métapéridotite.	
			Formation de Blondeau	Tufs feldspathiques, shale graphiteux, quelques horizons de lave basique interlités.	
			Formation de Gilman	Métabasalte, filons-couches comagmatiques, quelques horizons de roches pyroclastiques basiques à intermédiaires.	
			Formation de Waconichi (?)	Tufs à cristaux de plagioclase, tufs à blocs, quelques horizons de lave basique interlités. Composition intermédiaire à dacitique.	

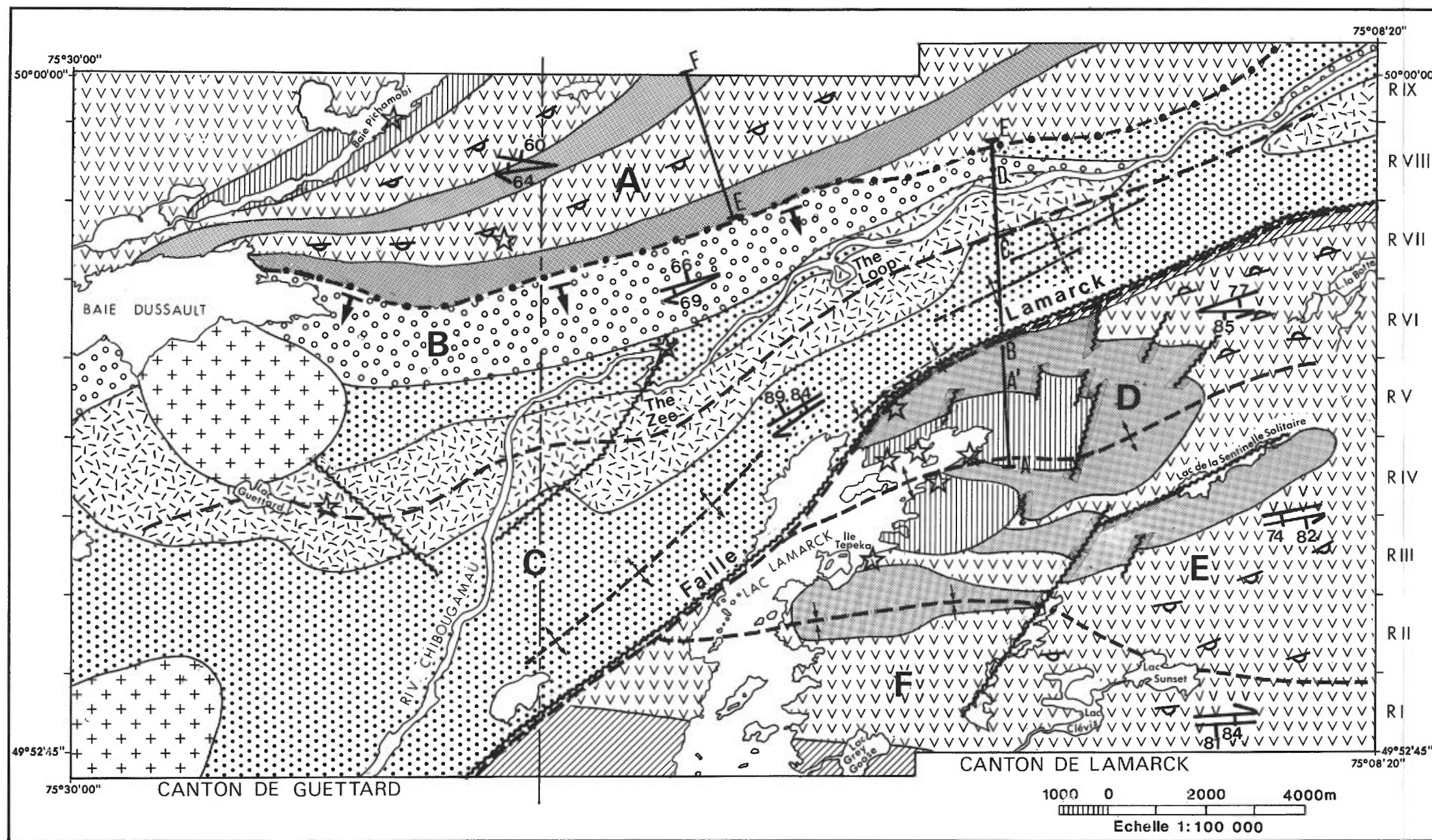
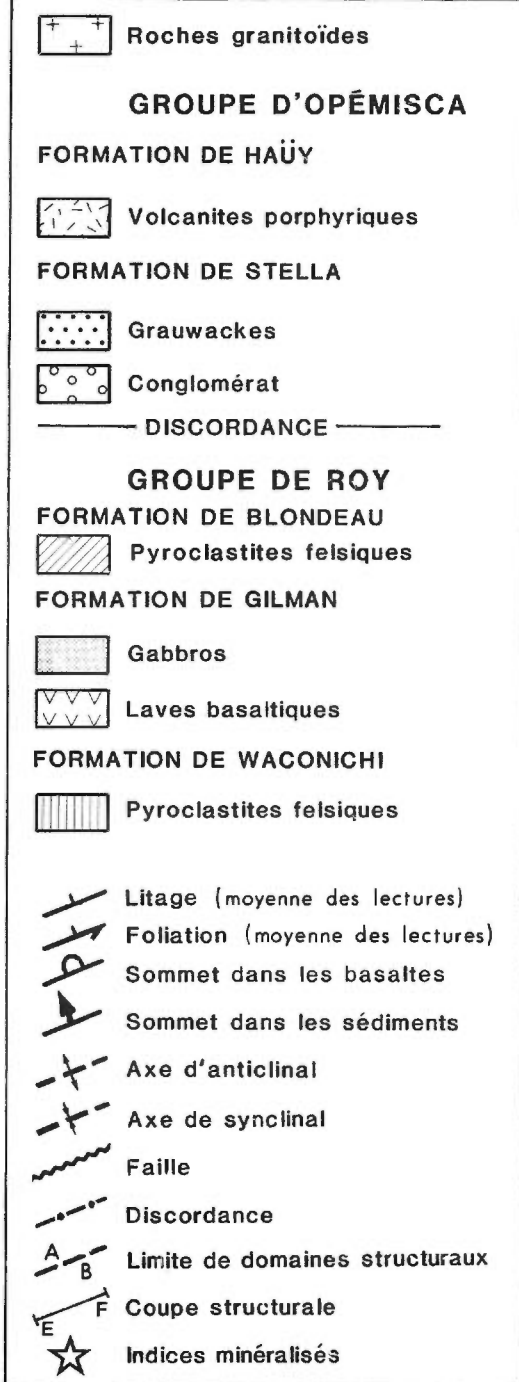


FIGURE 2 - Domaines structuraux et géologie simplifiée des cantons de Lamarck et de Guettard.



Des intrusions post-tectoniques de granitoïdes et des dykes protérozoïques de gabbro à olivine et de diabase recoupent ces unités.

Ces roches sont métamorphisées au faciès des schistes verts et montrent, en bordure des intrusions granitiques et au voisinage de gros filons-couches de gabbro, les effets d'un métamorphisme de contact. De plus, elles sont fortement plissées et faillées.

Les cartes préliminaires déjà publiées (Dubé, 1981a, 1981b) ainsi que le sommaire des formations (tableau 1) résument nos connaissances actuelles de la région. La figure 2 est une carte simplifiée de la géologie de la région.

GROUPE DE ROY

FORMATION DE WACONICHI

Nous croyons que les roches volcanoclastiques felsiques qui affleurent dans la partie nord-est du lac Lamarck pour-

raient être l'équivalent lithostratigraphique de la Formation de Waconichi. Ces roches ont une composition moyenne dacitique (tableau 2). Des roches pyroclastiques acides encaissées dans des basaltes coussinés affleurent le long de la baie Pichamobi au nord de la baie Dussault. A cause d'un cisaillement intense, ces roches ne montrent pas de polarité structurale. Nous n'avons pas pu déterminer si cette bande de volcanoclastites était interstratifiée avec les basaltes du Gilman ou si elle était stratigraphiquement en-dessous. Dans ce dernier cas on pourrait la corréler à la Formation de Waconichi.

Volcanites felsiques de la baie Pichamobi

Ces roches sont pincées dans une séquence basaltique homoclinale. Elles se composent de tufs à blocs felsiques cataclasés et de quelques horizons plus massifs de tufs à minéraux. La composition chimique moyenne de ces roches est dacitique (tableau 2) mais le cisaillement intense a transformé la roche originale en schistes gris pâle à séricite-calcite montrant des fragments blanchâtres de chert très étirés.

TABLEAU 2 - Analyses chimiques des volcanoclastites felsiques de la Formation de Waconichi (?). % en poids.

Analyse	Lac Lamarck						Baie Pichamobi	
	AC-1*	AC-2	AC-3	AC-4	AC-5	\bar{X}	AC-6	AC-7
SiO ₂	58,0	58,8	72,0	66,5	61,0	63,2	68,0	63,0
Al ₂ O ₃	15,5	16,6	11,2	15,8	17,0	15,2	14,7	15,2
MgO	4,34	3,43	1,38	2,92	3,94	3,2	1,05	2,30
CaO	4,31	4,72	2,60	5,46	5,04	4,4	3,93	3,76
Na ₂ O	3,02	3,26	3,85	4,12	3,82	3,6	2,75	5,04
K ₂ O	1,77	0,78	0,45	0,95	1,48	1,1	2,10	1,25
TiO ₂	0,79	0,73	0,25	0,40	0,50	0,53	0,40	0,31
P ₂ O ₅	0,13	0,12	0,15	0,17	0,10	0,13	0,07	0,10
MnO	0,08	0,07	0,08	0,07	0,08	0,07	0,04	0,06
Fe T	5,75	7,32	4,78	4,34	5,46	5,5	2,75	3,05
PAF	5,78	4,03	3,33	0,64	3,48	3,4	4,62	6,51

AC-1, AC-2 - Tuf felsique
 AC-3 - Tuf chertueux
 AC-4, AC-5 - Tuf à cristaux de plagioclase
 AC-6, AC-7 - Tuf à blocs felsique
 \bar{X} - Moyenne des analyses
 FeT - Fer total
 PAF - Perte au feu

* Voir page 160, pour localisation.

Une lame mince d'un tuf révèle 20% de cristaux corrodés de plagioclase dans une matrice microcristalline de quartz-plagioclase-séricite-calcite. Une analyse de ce tuf est reproduite au tableau 2 (AC-7).

Volcanites felsiques du lac Lamarck

Dans le secteur du lac Lamarck, ces roches sont représentées principalement par des tufs à blocs et des tufs à cristaux de plagioclase interlités avec de minces horizons de lave basique. Ces volcanites felsiques sont ceinturées par des filons-couches de gabbros et prises en un pli anticlinal autour d'un axe subvertical. Elles forment deux amas lenticulaires qui évoquent la structure de dômes volcaniques. Dans la partie nord de l'anticlinal, les volcanites sont surtout représentées par des tufs à blocs. Ceux-ci montrent 20 à 50% de fragments subanguleux de chert lité et 5% de fragments gabbroïques baignant dans une matrice tuffacée. La taille des fragments varie de 5 à 50 cm. Les tufs à blocs sont interlités avec des niveaux plus minces de tufs felsiques souvent granoclassés. Au sud de l'axe anticlinal, les volcanites sont surtout représentées par des tufs massifs à cristaux millimétriques de plagioclase et par quelques niveaux de tufs graphiteux s'apparentant à des exhalites. Cet assemblage de pyroclastites hétérogènes suggère un volcanisme local explosif et indique la proximité d'un centre volcanique.

Une lame mince d'un tuf à cristaux de plagioclase révèle 20 à 25% de cristaux fracturés de plagioclase (1-2 mm) et 10% de cristaux d'amphibole dans une matrice microcristalline de quartz-plagioclase-actinote (figure 3). Une analyse de ce tuf est reproduite au tableau 2 (AC-4).

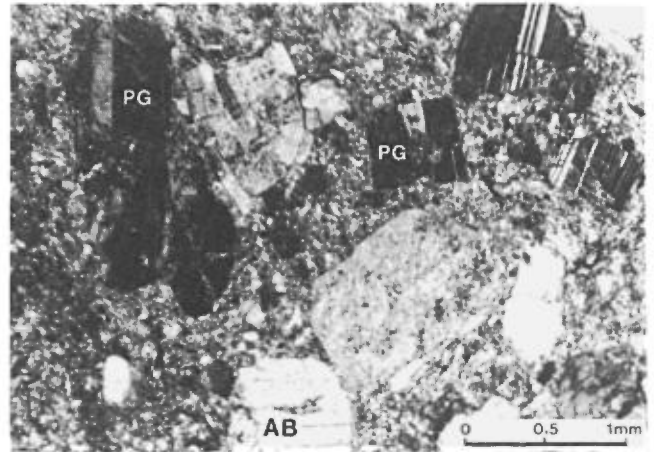


FIGURE 3 - Tufs à minéraux montrant des phénoclastes de plagioclase (PG) et d'amphibole (AB) dans une matrice microgranulaire. Dôme volcanique à l'est du lac Lamarck. PL-1*.

Les figures 4 et 5 illustrent la distribution de la silice (SiO_2) et des alcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) pour les pyroclastites felsiques lac Lamarck. Elles montrent aussi la localisation des échantillons analysés et des zones ankéritisées.

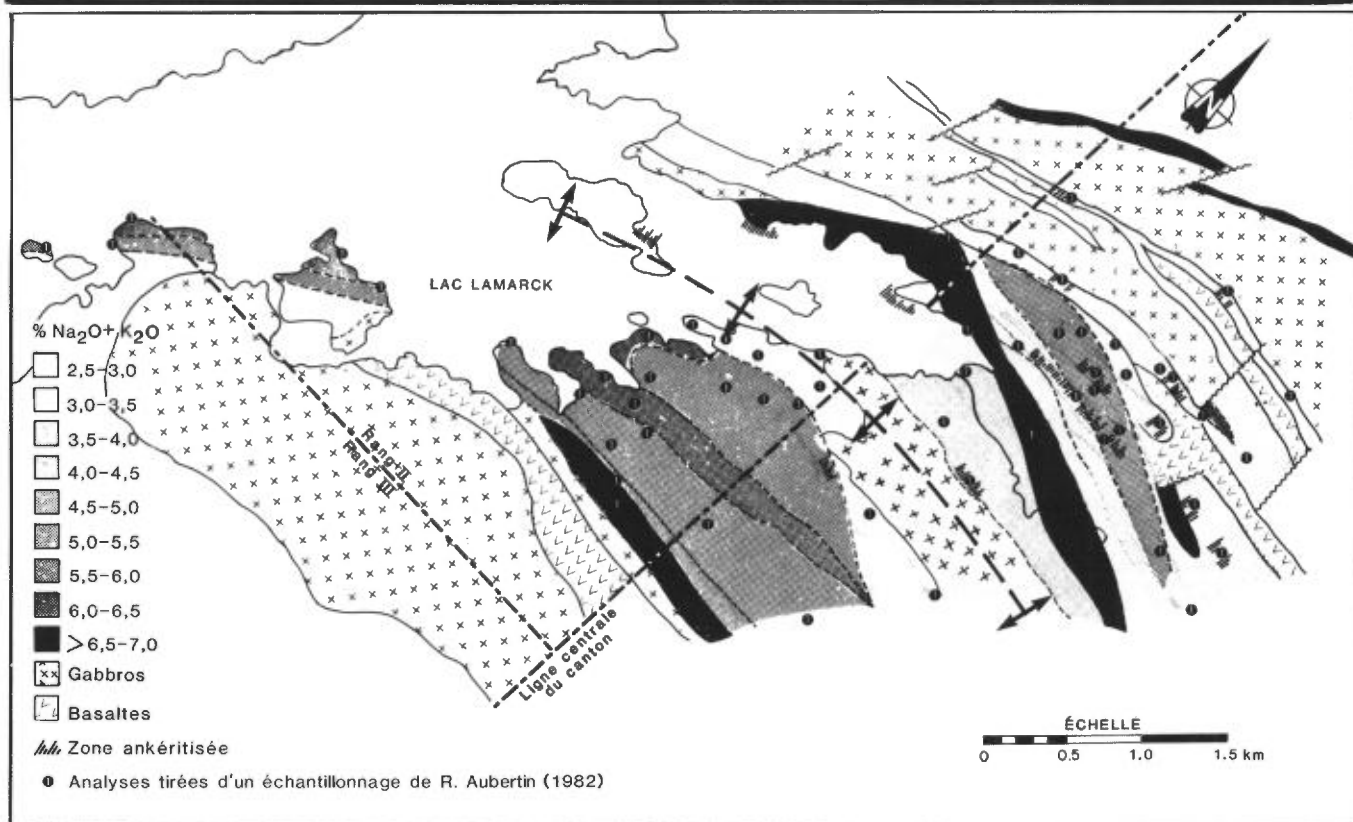
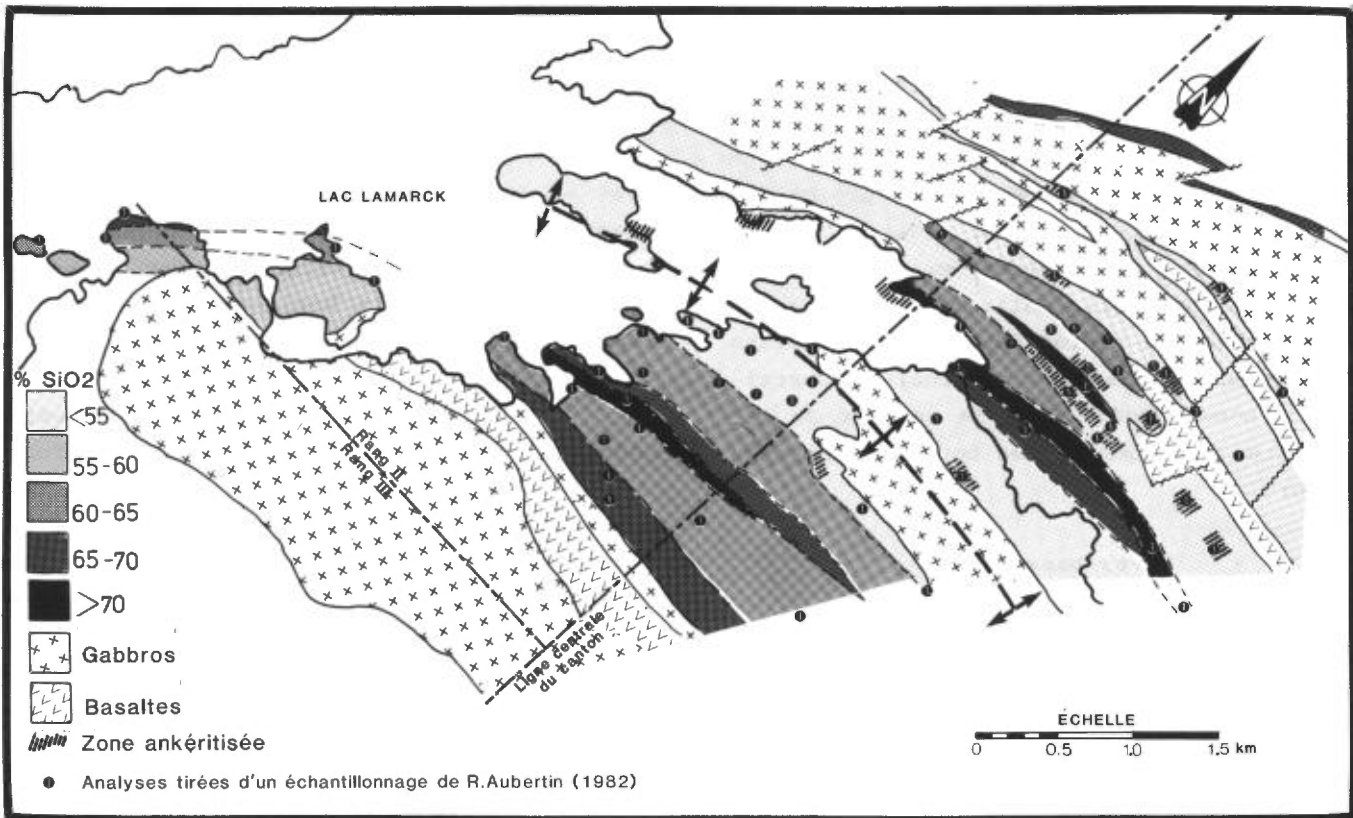
FIGURE 4 - Distribution de la silice dans les pyroclastites felsiques du lac Lamarck.

FIGURE 5 - Distribution des alcalis dans les pyroclastites felsiques du lac Lamarck.

FORMATION DE GILMAN

Les roches de cette formation affleurent principalement de part et d'autre des roches métasédimentaires qui longent la rivière Chibougamau (figure 2). Elles comprennent surtout des metabasaltes d'affinité tholéiitique associés à des filons-couches comagmatiques de gabbro. On trouve aussi de minces horizons de roches pyroclastiques intercoullées. La bande nord a une épaisseur apparente de 3 à 4 km et forme une série homoclinale légèrement déversée et à sommet sud. Elle affleure au nord

* Localisation à la page 160.



de la baie Dussault et se prolonge jusqu'à l'extrémité nord-est de la carte. On retrouve le même type de roches dans le coin sud-est de la carte; celles-ci affleurent dans la partie orientale du lac Lamarck en direction du lac Sunset et se prolongent vers l'est dans le canton adjacent d'Opémisca et vers le nord-est en direction du lac de la Sentinelle Solitaire et du lac La Botte. Dans la région du lac Sunset, elles forment une séquence homoclinale subverticale à sommet sud. Dans le secteur du lac La Botte, les sommets des coulées sont vers le nord.

Laves basaltiques

En cassure fraîche, ces laves sont gris verdâtre, vert foncé ou noires. La roche est à grain fin ou aphanitique et peut montrer des coussins (figure 6) ou se présenter en bandes massives ou schisteuses. Les coulées au nord de la rivière Chibougamau de même que celles qui affleurent dans la partie orientale de la carte (lac La Botte) montrent des coussins bien formés. Les faciès coussinés alternent avec des bandes de laves massives, moyennement grenues ou porphyroblastiques (filons-

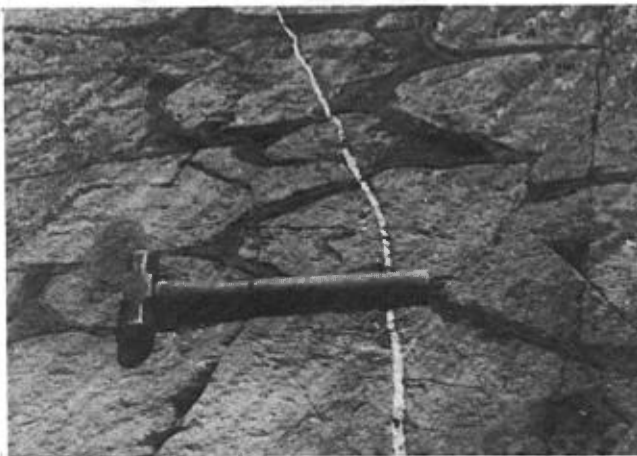


FIGURE 6 - Coussins à pédoncules dans des basaltes de la Formation de Gilman. Baie Pichamobi. PA-1.

couches comagmatiques), de même composition. On trouve très peu de niveaux pyroclastiques interlités avec les laves qui affleurent au nord de la rivière Chibougamau. Par contre, les variétés du lac Sunset et du lac Grey Goose (rangs I et II du canton de Lamarck) sont très schisteuses, montrent peu de coussins et sont intercalées avec plusieurs horizons de roches pyroclastiques (hyaloclastites ?).

En lame mince, les laves coussinés ont une texture intersertale, parfois pilotaxitique, dans laquelle de petits cristaux aciculaires d'actinote s'enchevêtrent avec des microlites (et quelques phénocristaux) de plagioclase, les autres minéraux étant l'épidote, la chlorite et les oxydes de fer. On note aussi quelques vésicules formées d'agrégats de quartz microcristallin, de chlorite ou de calcite.

Le tableau 3 montre des analyses chimiques de ces metabasites. La plupart sont des tholéiites pauvres en alcalis (moyenne de $K_2O < 0,2\%$). Contrairement à ce que nous pensions antérieurement (Dubé, 1981a), les variétés de lave gris clair à vert pâle du lac La Botte et ailleurs dans la région ne sont pas de composition andésitique. Les teintes pâles sont le résultat d'un phénomène d'altération (épidotisation, p.e.).

Associés aux basaltes coussinés ou schisteux, on trouve des niveaux de lave homogène et grenue de même composition. Ces laves massives ont été décrites antérieurement comme des filons-couches de gabbro comagmatique (Dubé, 1981a). Les variétés porphyroblastiques sont bien développées dans la bande nord et montrent une texture en "billes" caractéristique (amphiboles jusqu'à 1 cm de diamètre). Nous croyons que cette texture est l'équivalent

TABLEAU 3 - Formation de Gilman. Analyses chimiques de metabasaltés coussinés et d'un metabasalte bréchiqúe (AC-13) en contact avec un conglomérat de la Formation de Stella. % en poids.

Analyse	AC-8	AC-9	AC-10	AC-11	AC-12	\bar{X}	AC-13
SiO ₂	51,0	45,3	50,0	48,1	49,5	48,8	41,4
Al ₂ O ₃	14,6	15,6	14,6	15,8	17,3	15,6	11,2
MgO	5,02	5,26	6,73	6,78	5,60	5,87	10,9
CaO	11,02	10,0	8,11	12,1	9,09	10,1	16,7
Na ₂ O	1,74	1,84	2,26	2,76	3,49	2,42	1,38
K ₂ O	0,21	0,01	0,19	0,24	0,30	0,19	0,50
TiO ₂	0,77	1,40	1,50	1,00	0,90	1,11	0,56
P ₂ O ₅	0,05	0,06	0,16	0,07	0,05	0,08	0,08
MnO	0,21	0,18	0,16	0,16	0,19	0,18	0,18
Fe T	13,6	12,4	13,5	10,8	12,2	12,5	11,3
PAF	1,68	8,03	3,26	2,56	2,30	-	6,36

de la texture en "ball bearing" décrite par Cimon (1976) pour des filons-couches de gabbro associés à des coulées de lave de même composition (Formation de Gilman, canton de Queylus). En lames minces (figure 7), la roche montre une texture glomérophyrique avec de gros cristaux (1-2 mm) poecilitiques d'actinote (pseudomorphes du pyroxène ?) baignant dans une mésostase de petits cristaux trapus de plagioclase, plus ou moins altérés en clinozoïsite et épidote. La roche contient 2-3% de quartz interstitiel, de la chlorite et du sphène.

Les tableaux 4 et 5 montrent respectivement des analyses chimiques et deux analyses modales des laves porphyroblastiques. On voit que la composition chimique moyenne des laves coussinées du tableau 3 est comparable à celle des parties plus massives ou porphyroblastiques. Dans la partie nord de la carte ces bandes porphyroblastiques ont des épaisseurs de 100 à 500 m et sont cartographiables sur plu-

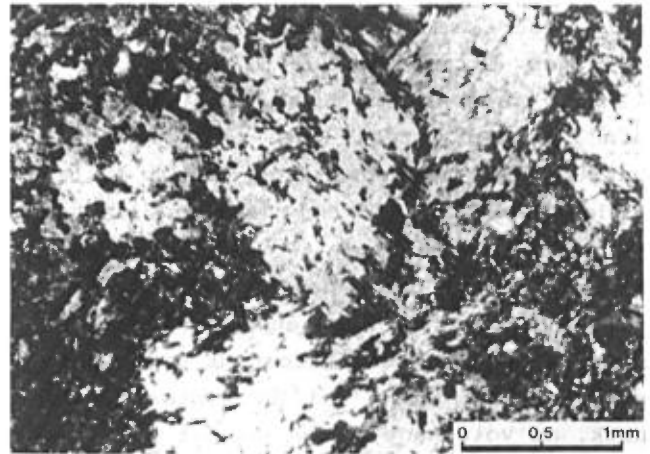


FIGURE 7 - Poeciloblastes d'actinote dans une lave grenue donnant une texture en "billes". Rive nord de la rivière Chibougamau. PL-2.

TABLEAU 5 - Formation de Gilman. Analyses modales des laves porphyroblastiques. % en poids.

Échantillon	AM-1	AM-2
Quartz	1,0	0,9
Plagioclase \rightleftharpoons épidote	53,2	59,1
Actinote \rightleftharpoons pyroxène	25,4	26,8
Chlorite	9,2	10,6
Epidote (phénocristaux)	8,0	-
Sphène	3,2	2,6

TABLEAU 4 - Formation de Gilman. Analyses chimiques des laves porphyroblastiques. % en poids.

Analyse	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	Fe T total	PAF
AC-14	51,5	15,2	5,83	8,79	3,17	0,14	1,30	0,11	0,17	13,4	1,97
AC-15	48,5	16,6	4,99	10,3	2,96	0,50	1,25	0,08	0,16	11,6	3,10
\bar{X}	50,0	15,9	5,41	9,54	3,01	0,32	1,27	0,1	0,16	12,5	2,5

sieurs kilomètres. Au sud du canton de Lamarck, dans la région des lacs Sunset et Clévis (rangs I et II), la texture porphyroblastique est moins bien développée. Les bandes ont des épaisseurs similaires et sont souvent décrochées par des failles orientées NE. Il est possible que ce type de roche représente les filons nourriciers des basaltes.

Roches pyroclastiques

Des horizons de pyroclastites, d'une épaisseur apparente de 100 à 200 m, sont généralement associés aux basaltes coussinés ou massifs de la Formation de Gilman. Ce sont des tufs à lapilli et des tufs finement lités. Les tufs à lapilli montrent des fragments subarrondis de lave ou de chert (3 à 15 cm) dans une matrice vert foncé, basaltique. Ces roches pourraient s'apparenter à des hyaloclastites ou encore représenter des épisodes explosifs intercoulés. Elles affleurent principalement dans la demie sud du canton de Lamarck, au voisinage du lac Sunset et du lac Clévis. Au nord de la rivière Chibougamau, le faciès pyroclastique est peu abondant.

FORMATION DE BLONDEAU

Cette formation à caractère acide est bien exposée dans la zone axiale du synclinal de Chibougamau (Allard et al., 1979), où elle a été décrite comme une séquence volcanosédimentaire felsique comprenant surtout des tufs, des cherts, des agglomérats, des schistes graphiteux, des horizons de sulfures semi-massifs et quelques coulées de rhyolite et de lave variolitique. Stratigraphiquement, elle se trouve au-dessus de la Formation de Gilman.

Dans notre région nous rattachons à cette formation les volcanoclastites qui

affleurent au nord-est du lac Lamarck (le long de la Faille Lamarck) et au sud du lac Grey Goose.

Au nord-est du lac Lamarck (rangs VI et VII du canton de Lamarck), la formation serait représentée par une mince bande de tuf feldspathique (rhyolitique) d'une dizaine de mètres d'épaisseur. Ce tuf est massif, gris foncé à gris clair en surface fraîche et montre une surface d'altération blanc crayeux caractéristique. Une lame mince révèle des phénoclastes de plagioclases subanguleux dans une matrice microcristalline de quartz-plagioclase. Ce tuf a une composition chimique voisine des rhyolites (tableau 6, échantillon AC-17). Cette unité est coincée entre un empilement de basaltes et de gabbros à sommet nord (Formation de Gilman) et une séquence de turbidites plissée. Elle se prolonge plus à l'est dans le canton d'Opémisca où elle s'apparente à des lentilles de roches pyroclastiques acides au sud du lac de la Chaleur et du lac Pennbec (hors carte). Ces pyroclastites, associées à des laves porphyriques ont été cartographiées par Durocher (1979) et rattachées à la Formation de Blondeau. Dans notre secteur, il est possible que la Faille Lamarck (Charbonneau, 1981b) suive le contact basalte-turbidite ce qui expliquerait la mince épaisseur qu'y

TABLEAU 6 - Analyses chimiques des volcanites felsiques de la Formation de Blondeau. % en poids.

Analyse	AC-16	AC-17
SiO ₂	64,7	79,3
Al ₂ O ₃	15,1	10,5
MgO	1,30	0,23
CaO	4,07	1,25
Na ₂ O	3,64	3,54
K ₂ O	1,80	1,12
TiO ₂	0,58	0,30
P ₂ O ₅	0,11	0,11
MnO	0,04	0,04
Fe T	3,33	1,92
PAF	5,48	2,00

présente la formation. Nous n'avons pas observé les laves variolitiques caractéristiques de cette formation. Cependant, des sondages au nord du lac La Botte indiquent des horizons de sulfure massif (pyrite) dans des horizons de schistes graphiteux noirs (Dubé, 1981a).

Au sud du lac Grey Goose, affleurent des tufs siliceux vert clair pouvant se rattacher à la séquence de tufs et de laves intermédiaires cartographiée par Charbonneau (1981a) dans le voisinage du lac Scorpio et du lac Surprise (canton de Dolomieu). Cette séquence a été corrélée (Charbonneau et al., 1983) à la formation de Blondeau. L'analyse chimique d'un échantillon donne une composition intermédiaire (tableau 6; échantillon AC-16).

FILONS-COUCHES GABBROÏQUES ET ULTRAMAFIQUES

Sur le terrain, nous avons distingué plusieurs variétés de gabbro*, les deux principales étant les mésogabbros et les leucogabbros. Les affleurements de ces filons-couches se trouvent surtout dans la bande volcanique du nord et dans la partie orientale du lac Lamarck, en bordure des roches pyroclastiques felsiques. Ils sont absents de la bande centrale de roches métasédimentaires.

Dans la partie orientale du lac Lamarck, ces deux faciès de gabbro forment des filons-couches étagés, différenciés et plissés. Le leucogabbro représente le membre inférieur, moins bien différencié, tandis que le mésogabbro à quartz en forme le

sommet. Dans ce secteur, les filons-couches de gabbro sont intrusifs dans des horizons de lave et de pyroclastites et pourraient être l'équivalent lithostratigraphique des filons-couches du Bourbeau (pyroxénite à bronzite en moins). Leur répétition peut résulter de l'effet combiné des failles et du plissement ou être reliée à des injections successives d'un magma gabbroïque à différents niveaux stratigraphiques avec différenciation *in situ*.

Dans la bande volcanique du nord, le mésogabbro affleure en deux filons-couches parallèles (épaisseur moyenne de 300 m) au sein des basaltes coussinés. Les leucogabbros "type Lamarck" ne sont représentés que par deux petits amas elliptiques, dans le rang VIII au nord-est du méandre The Loop (Dubé, 1981b). A la différence du lac Lamarck, les filons-couches de la bande nord montrent, à la base, une lave porphyroblastique (texture en billes) qui passe vers le sommet à un mésogabbro ophitique souvent quartzifère. Lorsqu'elle est altérée, cette lave massive prend une teinte pâle qui lui donne l'aspect d'un leucogabbro. Selon nous, il existe une relation étroite entre ces deux faciès, qui sont souvent comparables au niveau du chimisme, de la lame mince et de l'aspect à l'affleurement. Nous n'avons pu lever l'ambiguïté concernant le faciès porphyroblastique à savoir s'il s'agit d'une partie massive de coulée ou d'une partie d'un filon-couche.

Les roches ultramafiques se présentent en filons-couches de faible épaisseur (<10 m) et se retrouvent surtout associées aux gabbros. Elles peuvent représenter la partie basale de complexes gabbroïques différenciés. On les observe surtout dans la partie orientale du lac La-

* Une étude lithogéochimique détaillée des différents faciès gabbroïques a été entreprise en 1980 par M. Brangier et fait l'objet d'une thèse de 3^e cycle à l'université Claude Bernard, Lyon-France.

marck. Dans ce secteur, des niveaux de métapyroxénite sont intercalés dans les tufs felsiques et un niveau de péridotite serpentinisée affleure dans les rangs II et III, près de la base d'un leucogabbro.

Mésogabbro

Le terme "mésogabbro" est ici utilisé dans un sens large pour regrouper des roches gabbroïques ayant des caractères communs. Dans un but de synthèse, nous regroupons sous cette appellation des unités lithologiques décrites antérieurement (Dubé, 1981a et 1981b) et qui comprennent les types gabbroïques suivants: ferrodiorite, gabbro ophitique, gabbro mélanocrate.

Les mésogabbros sont des roches vert foncé à noire, à grain moyen ou grossier, contenant souvent des cristaux de quartz millimétriques; ils sont souvent magnétiques (magnétite disséminée associée au leucoxène). Sur l'affleurement, ils montrent une texture grenue et parfois une texture ophitique bien développée. En lame mince la texture ophitique à subophitique apparaît plus clairement; on note 25 à 35% de cristaux aciculaires d'amphibole (1-2 mm) à caractères d'une ferro-actinote (pléochroïsme vert foncé à vert clair) et 30 à 45% de plagioclase saussuritisé en lattes de 1 à 3 mm; le reste comprend surtout de la chlorite, de l'épidote, un peu de calcite et 4 à 10% de quartz interstitiel. L'actinote s'altère en chlorite et parfois en un minéral ayant les caractères du stilpnomélane (petites aiguilles). Ces mésogabbros renferment 6 à 8% de cristaux squelettiques de leucoxène (figure 8) associés à de la magnétite. On trouve parfois des textures granophyriques (figure 9) et des plages de myrmékites.

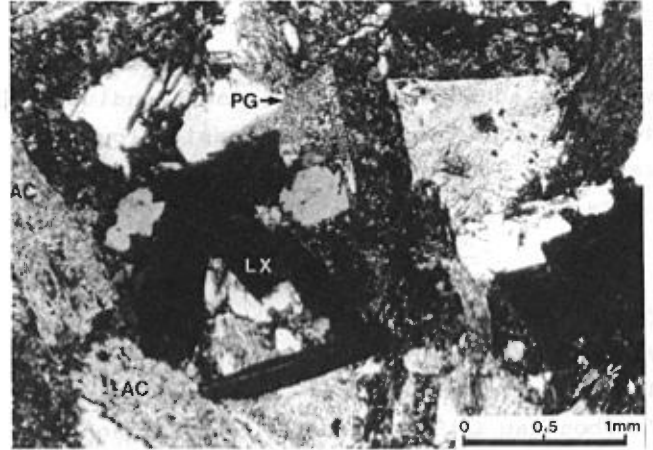


FIGURE 8 - Texture subophitique montrant des baguettes de ferroactinote (AC) et des cristaux trapus de plagioclase (PG). Au centre, cristal squelettique de leucoxène (LX). Mésogabbro à quartz. PL-3.

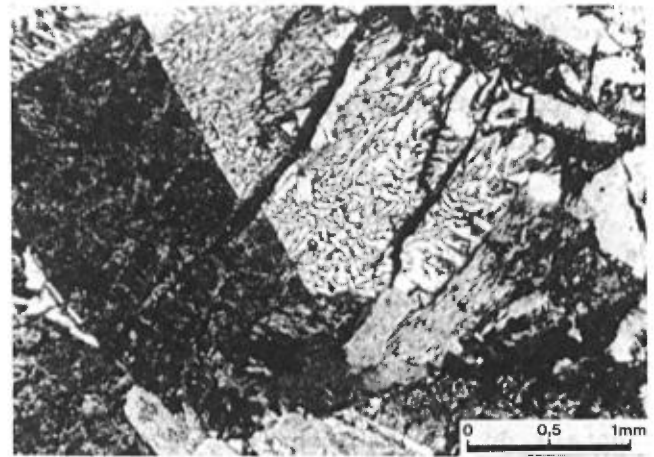


FIGURE 9 - Texture granophyrique dans un mésogabbro à quartz. Rive nord-est du lac Lamarck. PL-4.

TABLEAU 7 - Analyses chimiques de mésogabbros à quartz dans les filons-couches gabbroïques. % en poids.

Analyse	AC-18	AC-19	AC-20	AC-21	\bar{X}
SiO ₂	50,6	51,0	50,6	50,4	50,6
Al ₂ O ₃	13,6	13,7	13,8	13,9	13,7
MgO	4,51	5,80	4,81	5,20	5,1
CaO	7,16	6,49	7,67	7,61	7,2
Na ₂ O	2,49	2,94	2,41	2,83	2,67
K ₂ O	0,26	0,46	1,06	0,19	0,49
TiO ₂	2,10	1,80	2,10	1,80	1,95
P ₂ O ₅	0,23	0,23	0,16	0,19	0,20
MnO	0,22	0,19	0,22	0,19	0,20
Fe T	16,4	15,4	17,5	14,8	16,0
PAF	2,91	3,16	1,31	3,03	2,6

TABLEAU 8 - Analyses modales de mésogabbros à quartz dans les filons-couches gabbroïques. % des minéraux.

Echantillon	AM-3	AM-4	AM-5	AM-6	AM-7
Plagioclase + saussur.	21,7	34,2	45,5	33,9	16,4
Pyroxène et/ou actinote	24,2	35,5	32,1	38,3	23,0
Quartz	4,1	9,0	10,8	5,6	10,6
Epidote	10,3	9,5	-	10,2	38,0
Chlorite	33,1	4,7	5,5	6,8	-
Calcite	-	0,7	-	-	1,7
Leucoxène	6,6	6,4	6,1	5,2	10,3

Les tableaux 7 et 8 donnent respectivement les résultats d'analyse chimiques et d'analyses modales pour des échantillons caractéristiques de ce faciès de mésogabbro.

Leucogabbro

Le leucogabbro est une roche vert pâle, à grain moyen (1-2 mm) ou grossier (>5 mm), parfois légèrement porphyrique. Les lames minces révèlent une texture hypidiomorphe à ophitique. La roche se compose de cristaux subautomorphes de clinopyroxènes (augite) souvent transformés en actinote, et de 40 à 65% de baguettes subautomorphes de plagioclase (1 à 5 mm) saussuritisées (figure 10). Ce plagioclase est sou-

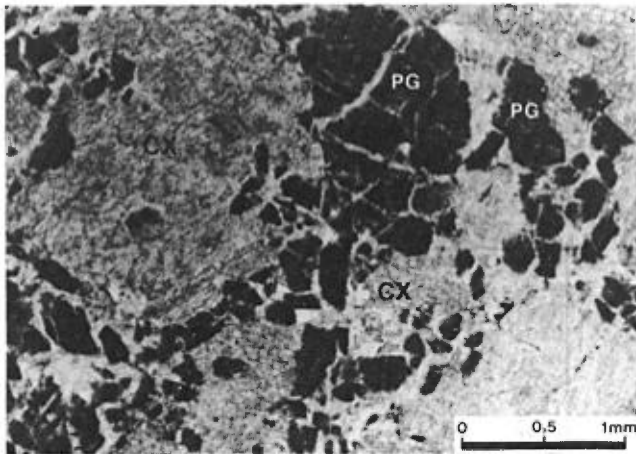


FIGURE 10 - Leucogabbro à texture subophitique montrant des clinopyroxènes (CX) altérés en actinote et des agrégats de plagioclases (PG) interstitiels altérés en épidote. Demie est du canton de Lamarck, limite des rangs II et III. PL-5.

vent remplacé par de petits cristaux automorphes d'épidote ou de clinozoïsite (biréfringence gris-bleu) pouvant donner localement une texture granoblastique. Les autres minéraux sont la chlorite, les minéraux opaques, le leucoxène et le quartz interstitiel (1 à 3%).

Les tableaux 9 et 10 donnent les résultats d'analyses chimiques et d'analyses modales pour des échantillons caracté-

TABLEAU 9 - Analyses chimiques de leucogabbros dans les filons-couches gabbroïques. % en poids.

Analyse	AC-22	AC-23	AC-24	AC-25	\bar{x}
SiO ₂	48,5	49,5	48,8	49,0	49,0
Al ₂ O ₃	13,7	16,3	20,0	14,5	16,1
MgO	11,2	7,29	4,97	10,6	8,5
CaO	12,2	11,26	11,8	12,9	12,0
Na ₂ O	1,46	2,58	2,98	1,23	2,1
K ₂ O	0,01	0,26	0,18	0,08	0,1
TiO ₂	0,46	0,80	0,80	0,60	0,66
P ₂ O ₅	0,02	0,08	0,09	0,03	0,05
MnO	0,16	0,17	0,12	0,16	0,15
Fe T	9,36	10,0	8,42	9,41	9,30
PAF	2,72	3,98	2,17	2,81	2,70

TABLEAU 10 - Analyses modales de leucogabbros dans les filons-couches gabbroïques. % des minéraux.

Echantillon	AM-8	AM-9	AM-10	AM-11
Plagioclase + saussur.	53,4	43,3	34,3	48,5
Pyroxène et/ou actinote	40,8	47,3	41,3	31,5
Quartz	3,1	1,7	3,0	Tr
Epidote	-	-	12,8	9,5
Chlorite	-	7,7	-	10,5
Calcite	1,5	-	6,9	-
Leucoxène	1,1	Tr	1,6	Tr

Tr - Trace

ristiques. Ils montrent que les leucogabbros, par rapport aux mésogabbros, sont plus riches en MgO et CaO et plus pauvres en alcalis, fer et TiO₂. Ces roches sont également plus riches en plagioclase et le pyroxène n'y est pas complètement transformé en actinote-chlorite. Ces résultats supportent l'idée que ce type de gabbro leucocrate pourrait représenter un faciès moins différencié des filons-couches.

Métapéridotite et métapyroxénite

La **métapéridotite** est une roche à grain moyen, noire en cassure fraîche, magnétique, avec une croûte d'altération rougeâtre à brun chamois caractéristique. En lame mince (figure 11), on observe une texture cumulus de cristaux sub-arrondis d'olivine serpentinisée, en grains de 1-2 mm. L'olivine constitue environ 75% de la roche, le reste étant représenté par de la hornblende brune et des cristaux aciculaires de trémolite interstitiels. On trouve aussi des minéraux d'altération comme la chlorite et l'iddingsite et de la magnétite disséminée dans les fractures de l'olivine. Le tableau 11 donne les résultats d'analyse chimique pour un échantillon (AC-29) caractéristique de métapéridotite.

La **métapyroxénite** est surtout représentée par une roche équigranulaire, noire, à grain moyen et grossier, souvent magnétique. En cassure fraîche, les minéraux ferromagnésiens, en cristaux de 1 à 3 mm, constituent 70-80% de la roche. Une phase intercumulus de plagioclase est parfois présente dans les variétés grenues et la roche s'apparente alors à une pyroxénite gabbroïque. En lame mince, la roche montre une texture hypidiomorphe où prédominent les cristaux subautomorphes d'amphiboles, pseudomorphes du pyroxène. Le pyroxène de

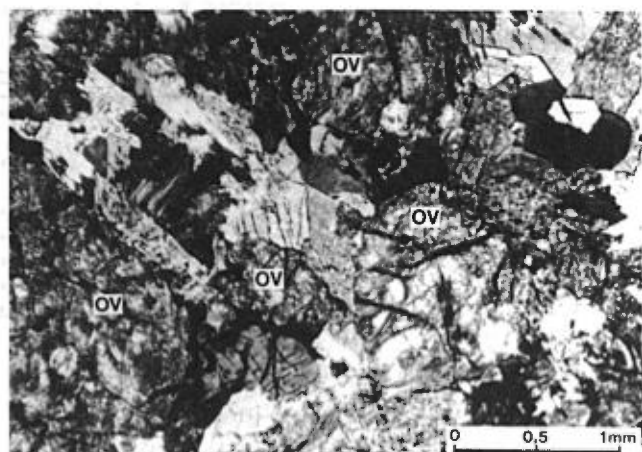


FIGURE 11 - Cristaux d'olivine serpentinisée (OV) dans un métapéridotite. Demie est du canton de Lamarck, rang III. PL-6.

type augite est partiellement ouralitisé et altéré en ferro-actinote et hornblende (pléochroïsme brun à jaune clair). Lorsqu'il est présent, le plagioclase (10%) forme de petits cristaux trapus interstitiels (0,5 à 0,75 mm) altérés en clinzoïsite et séricite. Certaines lames montrent une texture granoblastique où la hornblende forme des agrégats de cristaux en mosaïque, ce qui indique recristallisation. On trouve beaucoup de magnétite disséminée, du leucoxène et de la chlorite comme minéraux secondaires. Le tableau 11 donne les résultats d'analyses chimiques pour des échantillons caractéristiques (AC-26, AC-27, AC-28) de métapyroxénite à l'est du lac Lamarck.

TABLEAU 11 - Analyses chimiques de filons-couches ultramafiques. % en poids

Analyse	AC-26	AC-27	AC-28	AC-29
SiO ₂	50,0	46,2	45,7	41,6
Al ₂ O ₃	16,6	13,3	7,65	5,05
MgO	13,8	11,7	12,2	24,2
CaO	10,4	10,07	12,8	4,73
Na ₂ O	2,27	1,39	1,11	0,35
K ₂ O	0,40	0,81	1,04	0,11
TiO ₂	0,52	0,80	0,70	0,50
P ₂ O ₅	0,15	0,08	0,06	0,07
MnO	0,15	0,20	0,47	0,23
Fe T	9,92	12,7	16,8	16,4
PAF	3,70	2,65	2,50	6,53

386, 500, 501 - Métapyroxénite.
502 - Métapyroxénite.

GRUPE D'OPÉMISCA

Le Groupe d'Opémisca a été divisé en Formation de Stella à la base et Formation de Haüy au sommet (Allard et al., 1979). D'après ces auteurs: **La Formation de Stella est essentiellement sédimentaire et comprend des lentilles de conglomérat à éléments de granitoïdes et de volcanites, des grès feldspathiques, des shales et un peu de lave andésitique porphyrique, vésiculaire et massive.** Toujours selon les mêmes auteurs, cette formation comprend localement un conglomérat de base et repose en discordance sur les roches volcaniques du Groupe de Roy. Quant à la Formation de Haüy, elle est décrite comme étant constituée d'une alternance d'unités volcaniques et sédimentaires reposant en concordance sur la Formation de Stella. Elle comprendrait des andésites porphyriques à pyroxène et feldspath, des agglomérats et des tufs interlités avec des niveaux de conglomérat, de grès et de shale. De plus, il semble que les laves associées à cette formation proviendraient d'un "volcanisme continental".

Des travaux préliminaires (Dimroth et al., 1982) sur les environnements de dépôts de la Formation de Blondeau et du Groupe d'Opémisca permettent d'établir qu'une partie des sédiments qui composent le Stella et le Haüy a été déposée dans une mer peu profonde. Ces formations semblent représenter des dépôts fluviatiles anastomosés pouvant être reliés à des cônes alluvionnaires de type piedmont. Cependant, les relations entre ces deux formations ne sont pas clairement établies et on tend à les englober dans une même unité. Les changements de faciès latéraux et verticaux sont très prononcés ce qui complique l'interprétation de la lithostratigraphie.

FORMATION DE STELLA

Les roches de la Formation de Stella constituent l'unité métasédimentaire principale de notre région et couvrent la moitié de la superficie étudiée. Elles forment une large bande (figure 2), dont le coeur est représenté par les volcanites de la Formation de Haüy et sont bordées, au nord et au sud, par les volcanites appartenant au Groupe de Roy. Cette bande, orientée NE, se prolonge dans les cantons adjacents d'Opémisca et de Daine. Elle s'élargit d'est en ouest passant d'une épaisseur apparente de 3 à 9 km. Elle se caractérise par deux faciès principaux: au nord, un faciès proximal (conglomérat polygénique et grauwacke associé), au sud un faciès distal (grauwacke feldspathique, siltstone et shale interstratifiés) s'apparentant à des turbidites. Ces deux faciès sont séparés par une bande (épaisseur: 1.5 km) de volcanites porphyriques de la Formation de Haüy.

Faciès proximal

Ce faciès affleure principalement au nord de la rivière Chibougamau et forme une bande orientée ENE d'une épaisseur maximum de 2 km. Il s'agit d'un conglomérat polygénique à galets de roches volcaniques et de granitoïdes interlités de grauwackes massifs (figure 12). Les galets, anguleux à subarrondis, ont des tailles variant entre 5 à 50 cm; leur proportion peut atteindre 50% et ils sont surtout constitués de granitoïdes tonalitiques, de volcanites felsiques (à grain fin ou porphyriques) et de fragments de lave basaltique et de gabbro. Ils sont emballés dans une matrice de grauwacke vert foncé, chloriteuse. Généralement les lits conglomératiques sont mal triés et les structures sédimentaires sont peu nombreuses. On observe des sommets

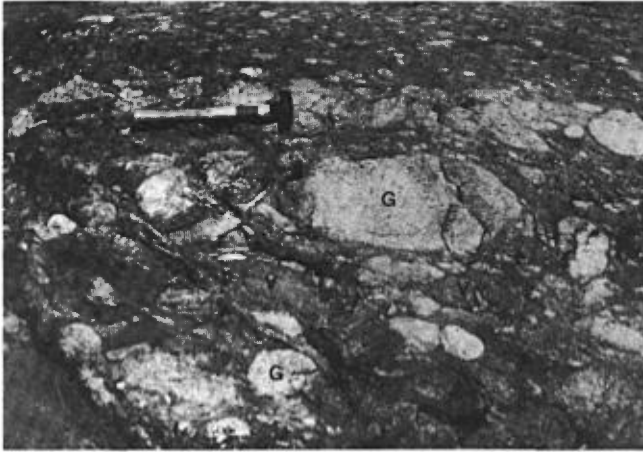


FIGURE 12 - Conglomérat polygénique à galets de roches volcaniques (V) et de granitoïdes (G) de la Formation de Stella. PA-2.

sud, déversés dans la partie nord de la bande (baie Dussault). Ces sommets sont visibles dans les lits de grauwackes grano-classés. Le conglomérat est en contact discordant (Beach, 1941) avec les volcanites du nord (Formation de Gilman). Ce contact peut être observé à l'extrémité est de la baie Dussault (canton de Guettard) et au nord du ruisseau Daladier (rang VII, canton de Lamarck). Dans Guettard le conglomérat est très cisailé (galets aplatis) près du contact et on passe rapidement à un basalte schisteux (figure 13). Au nord du ruisseau Daladier (figure 14) le conglomérat est en contact avec un basalte massif amygdalaire, localement bréchique et épidotisé (formation de brèche *in situ*). Ce contact a une attitude locale de $265^{\circ}/56^{\circ}\text{N}$. Le conglomérat montre des fragments de cette lave dans sa partie basale, ce qui confirme les sommets sud renversés. Dans la demie est du canton de Lamarck (rang VIII), le conglomérat devient plus lenticulaire et passe latéralement à un faciès gréseux. Ce type de conglomérat mal classé suggère une origine fluviatile; il pourrait représenter une sédimentation de cônes alluvionnaires en eau peu profonde.



FIGURE 13 - Basalte schisteux de la Formation de Gilman, au nord du contact avec le conglomérat de la Formation de Stella. PA-3.



FIGURE 14 - Contact ($265^{\circ}/56^{\circ}\text{N}$) entre un basalte massif amygdalaire (A) et le conglomérat de la Formation de Stella (B). Les fragments de basalte (A') dans le conglomérat indiquent des sommets sud renversés. PA-4.

Faciès distal

Ce faciès affleure principalement au sud et à l'ouest de la rivière Chibougamau, comme sous-unité de la bande métasédimentaire principale. Il est constitué

d'une alternance de lits de grauwacke, de siltstone et de shale et montre des structures sédimentaires typiques des turbidites (granoclassement, laminations parallèles, quelques stratifications entrecroisées). Au sud de la rivière Chibougamau, cet assemblage est plissé en une série de synclinaux et d'anticlinaux très serrés d'orientation NE. Il est en contact au nord avec les volcanites porphyriques de la Formation de Haüy et au sud avec les basaltes et les gabbros du Groupe de Roy. Le contact nord avec la Formation de Haüy n'est pas visible dans notre région à cause du manque d'affleurements. Le contact sud est représenté par un mince horizon de tuf feldspathique décrit précédemment et corrélié à la Formation de Blondeau. Les relations structurales avec ce tuf ne sont pas évidentes. En effet, au nord du lac Lamarck, juste au sud de la faille de même nom dans le rang V, la direction des filons-couches gabbroïques (Formation de Gilman) et celle des sédiments (Formation de Stella) font un angle de 20°, ce qui suggère une discordance angulaire et/ou une faille (Faille Lamarck). Plus à l'est, dans le canton d'Opémisca, les contacts observés au sud du lac de la Chaleur semblent concordants (Durocher, 1979).

Les grauwackes forment des bancs massifs d'épaisseur décimétrique à métrique, montrent un occasionnel granoclassement et alternent avec des niveaux plus fins de siltstone ou de shale. Ils ont un caractère volcanodétritique et sont difficiles à distinguer des tufs du Blondeau dont ils peuvent dériver partiellement. La base des bancs est généralement nette et les lits sont parallèles. Les figures de charge, les chenaux d'érosion et les stratifications entrecroisées sont rares. En cassure fraîche, la roche est gris foncé à verdâtre, avec une croûte d'altération bei-

ge. Les niveaux plus feldspathiques ont une patine blanchâtre.

En lame mince, on observe une texture microbréchique (figures 15 et 16) où des phénoclastes de plagioclase et de quartz en fragments de 0,25 à 0,75 mm baignent dans une matrice microgrenue (<0,05 mm) de quartz-plagioclase-calcite-épidote-séricite-chlorite. Les phénoclastes de plagioclase prédominent (12 à 20%), sont très altérés et montrent des bordures

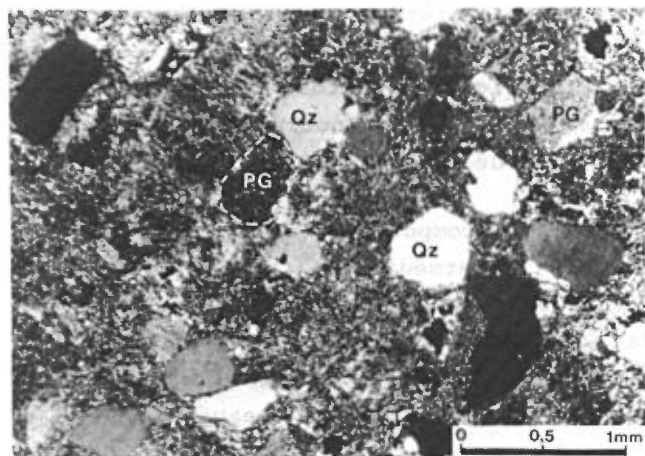


FIGURE 15 - Métagrauwacke montrant des grains subarrondis et émoussés de plagioclase (PG) et des grains de quartz (Qz) anguleux dans une matrice microgranulaire de quartz-plagioclase-calcite-épidote. PL-7.



FIGURE 16 - Métagrauwacke montrant des cristaux maclés de plagioclase (PG) et des grains de quartz anguleux (Qz) dans une matrice microgranulaire. Aussi des phénoclastes d'actinote (AC). PL-8.

émoussées. Ceux de quartz (3 à 12%) sont anguleux et montrent une extinction franche. L'amphibole (actinote) est rare et peut indiquer une source de sédimentation plus volcanique. Le pourcentage de la matrice est important (60 à 70%), mais il peut avoir été surestimé lors du comptage de points (tableau 12).

Les grauwackes sont souvent inter-lités avec des niveaux centimétriques de shale, à clivage ardoisier bien développé; ils constituent alors des rythmites, qui ont les caractères des turbidites et montrent parfois la séquence incomplète de Bouma où figurent surtout les intervalles A (lits grossiers, granoclassés) et E (lits argileux) décrits dans Walker (1979).

La composition chimique de ces roches est intermédiaire (tableau 13). Elle s'apparente assez bien à la valeur moyenne des sédiments feldspathiques analysés par Caty (1978) dans le canton de Richardson pour la Formation de Bordeleau.

FORMATION DE HAÜY

Les roches de la Formation de Haüy affleurent en une bande continue d'orientation NE (figure 2) et se prolongent dans le canton d'Opémisca. Cette bande, d'une largeur moyenne de 1200 m, affleure au coeur des roches métasédimentaires (Formation de

TABLEAU 13 - Analyses chimiques de métagrauwackes de la Formation de Stella. % en poids.

Analyse	AC-30	AC-31	AC-32	AC-33	AC-34	\bar{X}
SiO ₂	60,5	62,5	61,0	64,7	60,3	61,8
Al ₂ O ₃	16,8	16,6	15,9	16,7	16,0	16,4
MgO	1,66	2,90	3,22	2,02	4,51	2,86
CaO	5,81	2,14	4,37	3,89	4,31	4,10
Na ₂ O	5,30	5,16	5,30	4,58	5,68	5,20
K ₂ O	1,30	1,76	1,28	1,27	1,09	1,34
TiO ₂	0,58	0,60	0,63	0,50	0,60	0,58
P ₂ O ₅	0,14	0,16	0,17	0,11	0,18	0,15
MnO	0,09	0,05	0,06	0,05	0,08	0,07
Fe T	4,03	4,72	4,93	4,37	6,44	4,90
PAF	4,99	3,55	4,55	2,88	1,64	-

Stella) et suit les contours d'une anomalie magnétique positive (MER, 1981). Cette anomalie résulte vraisemblablement d'un contraste de susceptibilité magnétique entre les volcanites basiques de la formation et les métasédiments encaissants.

Dans notre région, le Haüy forme une séquence à caractère volcanique constituée de laves porphyriques et de roches pyroclastiques associées. Ces volcanites sont à phénocristaux de plagioclase et de pyroxène. Les laves sont massives et ne montrent pas de coussins. Certains auteurs (Allard et al., 1979) les associent à un volcanisme subaérien ou d'eau peu profonde. Nous avons observé les faciès suivants:

- lave porphyrique à plagioclase
- lave porphyrique à pyroxène
- pyroclastites (tufs, tufs à lapillis, tufs à blocs)

TABLEAU 12 - Analyses modales de métagrauwackes de la Formation de Stella. % des minéraux.

Echantillon	AM-12	AM-13	AM-14	AM-15	AM-16	AM-17	AM-18	AM-19
Phénoclastes:								
Plagioclase	15,9	15,6	17,2	22,5	15,9	20,6	11,7	20,8
Amphibole	-	14,0	-	-	-	10,2	28,2	-
Quartz	12,1	2,7	12,2	6,9	9,9	4,5	0,7	4,3
Calcite-séricite	12,1	-	-	3,6	6,4	4,1	-	-
Sphène	-	-	3,8	-	-	-	-	-
Fragments roches	-	0	-	-	-	12,7	-	-
Matrice*	59,9	67,7	66,8	67,0	67,8	46,0	59,3	74,9

* Grains plus petits que 0,05 mm.

Laves porphyriques

Ces laves sont massives, vert foncé en surface fraîche et montrent 10 à 30% de phénocristaux de plagioclase et/ou de pyroxène (augite) emballés dans une mésostase grenue. La taille des phénocristaux de plagioclase varie de 2 mm à 2 cm et celle des pyroxènes de 1 à 5 mm. Le plagioclase forme des cristaux automorphes rectangulaires, fracturés et saussuritisés (figure 17). Les cristaux de pyroxène sont arrondis ou étirés (oeillés) et remplacés par des agrégats d'actinote et de chlorite. En surface fraîche, ces agrégats forment des taches vert foncé caractéristiques (figure 18). La matrice, microgrenue, est constituée d'un assemblage d'épidote-chlorite-actinote-calcite. Le quartz est peu abondant et les analyses chimiques (tableau 14) révèlent une composition basaltique (49,0% à 52,0% de SiO₂) pour ces roches. Le pourcentage en alcalis est faible (moyenne K₂O/Na₂O de 0,17). Ces résultats pourraient correspondre aux valeurs d'analyse obtenues pour les laves porphyriques à olivine et plagioclase rattachées à la même formation et qui affleurent dans le quart NW du canton de Daubrée (Charbonneau et al., ce volume). Nous n'avons pas

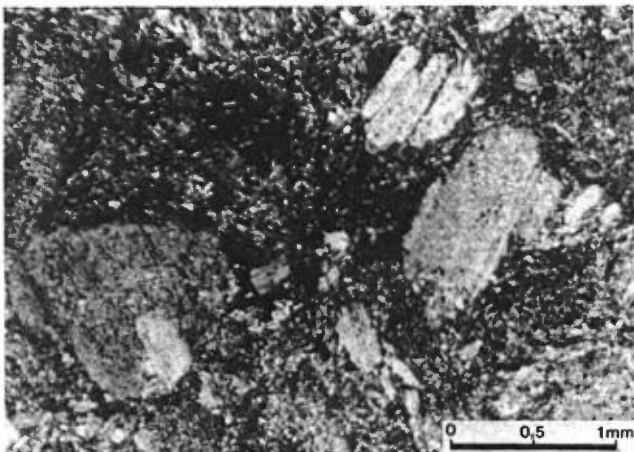


FIGURE 17 - Lave à phénocristaux de plagioclase. Formation de Haüy. PL-9.

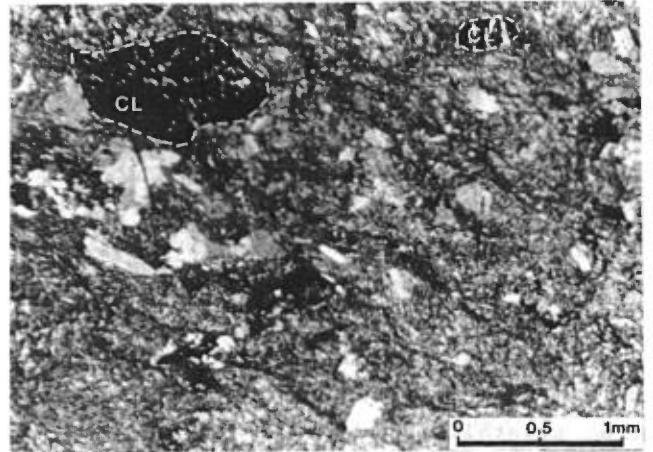


FIGURE 18 - Chlorite (CL) pseudomorphe du pyroxène dans un tuf à lapilli. Formation de Haüy. PL-10.

observé d'olivine dans nos laves minces; une pseudomorphose en chlorite-actinote est possible. L'échantillon AC-39 (tableau 14) prélevé à l'extrémité ouest de la bande (2 km à l'est du lac Guettard) a titré 20,3% de MgO et pourrait représenter une variété de lave magnésienne.

Pyroclastites porphyriques

Ce faciès est interlité avec les horizons de laves porphyriques. Tout comme

TABLEAU 14 - Analyses chimiques de volcanites de la Formation de Haüy. Exception faite du numéro AC-39, les échantillons analysés proviennent d'une coupe au sud du méandre The Zee de la rivière Chibougamau. % en poids.

Analyse	AC-35	AC-36	AC-37	AC-38	\bar{X}	AC-39
SiO ₂	51,5	52,3	51,3	49,0	51,0	46,7
Al ₂ O ₃	16,8	16,8	20,2	21,0	18,7	9,30
MgO	5,42	5,11	6,13	3,40	5,0	20,03
CaO	7,74	7,11	6,38	7,00	7,05	7,61
Na ₂ O	2,91	4,72	4,51	5,41	4,39	0,37
K ₂ O	0,22	0,73	1,17	1,13	0,81	0,29
TiO ₂	0,52	0,50	0,46	0,96	0,61	0,46
P ₂ O ₅	0,13	0,15	0,11	0,35	0,18	0,10
MnO	0,12	0,11	0,09	0,09	0,10	0,17
Fe T	9,29	8,28	6,86	7,28	7,93	10,2
PAF	5,49	4,09	2,90	3,64		5,29

AC-35 - Tuf à blocs.
 AC-36 - Tuf à blocs à fragments felsiques.
 AC-37 - Lave porphyrique à plagioclase.
 AC-38 - Tuf basique.
 AC-39 - Lave porphyrique.

les autres faciès de la formation, il affleure peu à cause de l'importance du recouvrement glaciaire. L'affleurement caractéristique, se trouve à 5 km à l'est du méandre The Loop sur la rivière Chibougamau (canton de Lamarck, figure 2). Il s'agit d'un tuf à lapilli à fragments centimétriques de lave basique vésiculaire, dans une matrice constituée surtout de microlites d'actinote. La roche est farcie de phénocristaux automorphes de pyroxène (augite) bien cristallisés dont la taille varie de 1 mm à 2 cm (figure 19). Certaines variétés de tufs à blocs montrent surtout des fragments de laves felsiques à texture intersertale (andésite ?), dans une matrice plus basique, elle aussi porphyrique. Ce faciès a été décrit comme un conglomérat (Beach, 1941). Tout comme MacIntosh (1977) nous pensons plutôt que ces pyroclastites sont reliées à un phénomène d'éjection de débris volcaniques avec transport peu important (proximité de la source). En effet, les phénocristaux, bien conservés, ont un caractère primaire et pourraient dériver directement du magma nourricier.

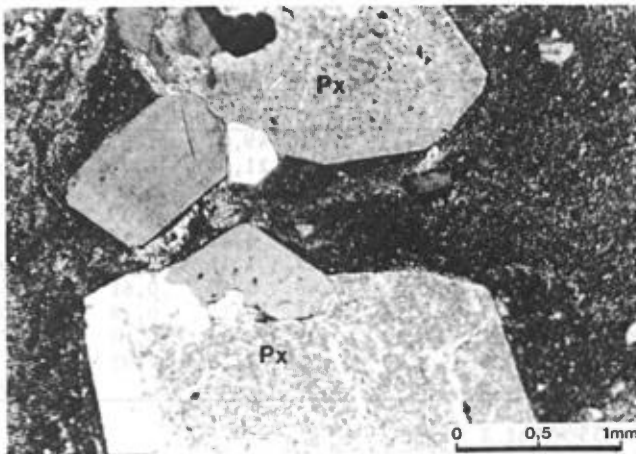


FIGURE 19 - Volcanoclastite à pyroxène (PX) de la Formation de Haüy. Phénocristaux automorphes de pyroxène (augite) dans une matrice tufacée basique. PL-11.

Les relations structurales entre la formation de Haüy (volcanites porphyriques) et la formation de Stella (caractère détritique) sont mal définies dans notre région à cause du manque d'affleurements. Une coupe détaillée réalisée dans le secteur du lac Landing, à la limite des cantons de Daubrée et Dolomieu, fait dire à Franconi (ce rapport) que les deux formations sont interdigitées. Dans le secteur de la coupe, un conglomérat à éléments de roches volcaniques est interlité avec les volcanites de la formation de Haüy. Nous n'avons pas observé de faciès conglomératique associé à cette formation dans notre région. Tout comme nous l'avons mentionné plus haut, il s'agit dans notre cas de faciès tufacés. La pénurie d'affleurements ne nous a pas permis de dresser une coupe lithostratigraphique détaillée. De plus les volcanites de la formation de Haüy ne présentent pas suffisamment d'indications de critères de polarité pour permettre une localisation stratigraphique des diverses unités.

INTRUSIONS GRANITOÏDES

Ces intrusions affleurent en bordure ouest de la région sous forme de deux batholites ovoïdes de granitoïde. L'un d'eux, mesurant environ 3 x 4 km, est de composition granitique et affleure entre la baie Dussault et le lac Guettard. L'autre, dans le coin sud-ouest de la carte, est la partie nord-est d'une masse se prolongeant au sud dans les cantons de Saussure et La Ribourde. Ces deux amas de roches granitoïdes sont des intrusions tardives qui se sont mises en place dans les métasédiments et les volcanites du Groupe d'Opémisca. Ils ont engendré une auréole de métamorphisme d'une centaine de mètres de largeur dans laquelle les roches prennent la composition de cornéennes à hornblende. Les mé-

casédiments y ont été transformés en schistes et gneiss à biotite et/ou hornblende avec présence locale d'andalousite (Hébert, 1981). Ces plutons ont une signature magnétique qui leur est propre. Le granite définit les contours d'une dépression magnétique tandis que la syénite à magnétite est caractérisée par une anomalie positive.

GRANITE

La roche est fraîche, homogène et massive, à grain fin (1-2 mm) et de couleur rose saumon. En lame mince on observe 25 à 30% de microcline, 30 à 40% de plagioclase sodique (oligoclase - An_{12}), 10 à 15% de quartz et 2 à 5% de minéraux ferro-magnésiens (biotite-hornblende). La texture est hypidiomorphe et le microcline, perthitique. Certains plagioclases sont zonés et le quartz interstitiel montre une texture cloisonnée. La biotite et la hornblende forment de petits cristaux subautomorphes interstitiels. Les minéraux accessoires sont le sphène, le zircon, la magnétite et l'apatite.

SYÉNITE À MAGNÉTITE

La roche est à grain moyen (2-5 mm), souvent pegmatitique, massive et rose pâle à rose saumon. En cassure fraîche, elle montre des taches brunâtres (1-2 mm) constituées d'agrégats de sphène et de magnétite. En lame mince, on observe une texture grenue hypidiomorphe avec prédominance de microcline perthitique (60-70%) associé à 30-35% de plagioclase (oligoclase sodique - An_{11}) localement zoné et légèrement séricitisé. Il y a peu ou pas de quartz (<5%) interstitiel.

DYKES PROTÉROZOÏQUES

Ces dykes sont représentés par

deux faciès principaux: gabbro à olivine et diabase.

GABBRO À OLIVINE

Un dyke de 50 à 100 m d'épaisseur, orienté NE, affleure dans la partie nord de la région (Dubé, 1981b). Il a été suivi d'ouest en est depuis la baie Dussault, où il recoupe un pluton de granite, jusqu'au sud du lac Julien (rang X du canton de Lamarck; Dubé, 1981b) et se prolonge dans les cantons de Daine (Hébert, 1981) et de Julien (MacIntosh, 1977).

La roche est massive, gris foncé à noire et de grain moyen. Des cristaux verdâtres d'olivine sont visibles à la loupe. En lame mince (figure 20), on observe une texture ophitique avec 50% de labrador, 30% de clinopyroxène en cristaux de 1 à 5 mm, 5 à 10% d'olivine serpentinisée, un peu de biotite rougeâtre interstitielle et des sulfures (pyrrhotine-chalcopryrite) en disséminations et nodules. Le plagioclase est automorphe et bien mâclé; le pyroxène est poecilitique et englobe le plagioclase; l'olivine est fracturée et s'altère en ser-



FIGURE 20 - Texture ophitique dans le dyke de gabbro à olivine. Noter l'agencement des cristaux de pyroxène (PX), d'olivine (OV) et de plagioclase (PG). PL-12.

pentine ou en iddingsite. On trouve aussi de la chlorite et de la séricite secondaires.

DIABASE

Elle affleure à l'est du lac Lamarck, entre les rangs III et V (Dubé, 1981a) en une série de dykes orientés NE et d'épaisseur décamétrique. Ces dykes sont souvent décrochés par des failles NNE.

GÉOLOGIE STRUCTURALE

Les roches de notre région ont connu plusieurs périodes de déformation dont la plus évidente correspond aux plissements d'orientation ENE à E-W (figure 2). Cette compression tardive est responsable de la séquence de plis serrés observés dans les métasédiments (Formation de Stella) et plus spécifiquement dans le faciès distal des turbidites au nord du lac Lamarck. Une compression encore plus tardive est sans doute responsable des nombreuses failles de décrochement d'orientation N à ENE, d'expression régionale.

La figure 2 divise la région en six domaines structuraux. Le domaine A, constitué surtout de volcanites de la Formation de Gilman, est caractérisé par une séquence homoclinale déversée vers le sud. Cette séquence est monotone mais pourrait cacher des plis anciens très resserrés. Les domaines B et C englobent les roches du Groupe d'Opémisca. Le domaine B, qui comprend surtout des conglomérats, est composé d'une séquence déversée vers le sud. Le domaine C, constitué de sédiments plus fins, montre au moins trois surfaces axiales parallèles. La longueur d'onde des plis diminue vers le sud-est et les plans axiaux deviennent subverticaux lorsqu'on s'approche de la Faille

La roche est à grain fin ou moyen, de couleur noire, souvent porphyrique (phéno-cristaux de plagioclase) et magnétique. En lame mince on observe une texture ophiolitique qui montre des cristaux subautomorphes de clinopyroxène rosâtre (augite titanifère ?) et d'actinote (altérée en chlorite) ceinturés de lattes de plagioclase automorphes (labrador). On note 2 à 5% de magnétite disséminée.

Lamarck. Les domaines D, E et F regroupent des roches du Groupe de Roy, équivalentes à celles du domaine A. Cependant la géométrie y est plus complexe et les failles plus nombreuses. Le domaine D représente une séquence homoclinale déversée vers le nord et correspond au flanc nord de l'anticlinal du lac Lamarck. Cet axe anticlinal traverse les volcanites felsiques du lac Lamarck et serait responsable du plissement des filons-couches. Certaines structures suggèrent une tectonique de dômes et bassins. Un exemple en est fourni par l'amas lenticulaire de gabbro leucocrate encaissé dans des horizons basaltiques et pyroclastiques à polarité convergente au sud de l'île Tepeka.

La figure 21 présente les pôles de stratification (S_0) et de foliation (S_1) pour les domaines B à F (le domaine A ne présente pas assez de données). Le pendage statistique moyen de la stratification (S_0) est subvertical dans tous les domaines. La direction statistique moyenne est NE dans les domaines B et C et ENE dans les autres. Dans les domaines D, E, F, le diagramme des pôles de la foliation régionale (S_1) indique une orientation moyenne de S_1 parallèle à S_0 . La présence d'intrusions tardives de

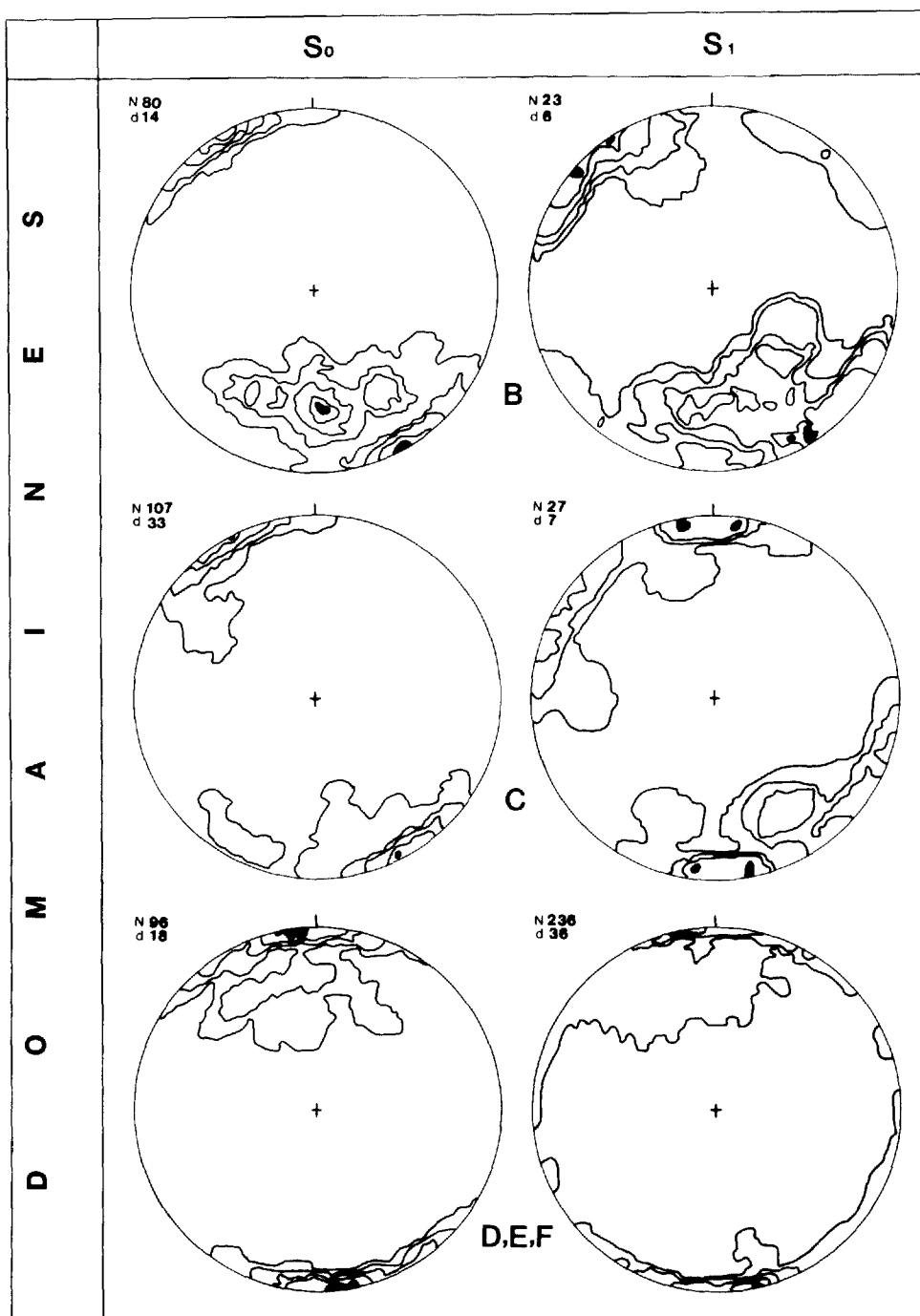


FIGURE 21 - Diagrammes des pôles de stratification (S_0) et de foliation régionale (S_1) dans les domaines structuraux. N = nombre de mesures; d = densité maximum (nombre maximum de mesures par 100/N% de surface). Contours à 1, $d/4$, 2 ($d/4$), 3 ($d/4$) et d, par 100/N% de surface.

granitoïdes dans les domaines B et C semble responsable de l'orientation variable de S_1 (N-S à E-W).

La région est recoupée par plusieurs groupes de failles, dont la direction varie de N à ENE. Le groupe le mieux développé, de direction N à NNE, semble le plus tardif. Il recoupe la Faille Lamarck et la faille (ENE) du lac de la Sentinelle solitaire. Dans ce dernier cas, on observe un décrochement sénestre qui déplace des dykes de diabase et de pyroxénite sur plusieurs centaines de mètres (Dubé, 1981a). La Faille Lamarck (Charbonneau, 1981b) suit le contact entre le Groupe d'Opémisca et le Groupe de Roy; c'est, en fait, une zone de failles d'une centaine de mètres de largeur. Elle traverse le lac Lamarck en direction NE puis semble s'incurver vers l'est en direction du lac La Botte, où elle devient parallèle à la structure observée dans les roches. Cette faille marque un contact anormal entre les domaines C et D qui représentent des entités lithologiques et structurales distinctes. Le domaine C au nord comprend des métasédiments; les strates ont des pendages moyens vers le NW. Le domaine D, au sud, regroupe des volcanites et des gabbros qui



FIGURE 22 - Basalte épidotisé et fragmenté (brèche autoclastique) près du contact avec le conglomérat de la Formation de Stella. PA-5.

sont des roches plus compétentes; le pendage des strates est généralement vers le SE. Une discordance a été mise en évidence sur le terrain entre les domaines A et B (figure 14). La formation de Gilman est sans doute tronquée par le conglomérat. De plus, le long du plan de discordance, les roches sont cisailées (figure 13), le conglomérat devient laminé et une brèche autoclastique (figure 22) est visible par endroits, ce qui suggère un déplacement parallèle au plan de discordance (faille directionnelle ?).

MÉTAMORPHISME

En général, le métamorphisme est au faciès inférieur à moyen des "schistes verts" et montre les assemblages minéralogiques suivants:

- . Quartz + plagioclase + actinote + épidote + chlorite + calcite (laves et gabbros)
- . Quartz + plagioclase + calcite + séricite + actinote (métasédiments)

L'apparition de la biotite, de la

hornblende (pléochroïsme bleu-vert) et de l'andalousite est restreinte à la partie ouest de la région, à proximité des intrusions granitiques. L'andalousite a été observée (Hébert, 1981) dans des sédiments qui affleurent dans le coin sud-est du canton de Daine (à l'ouest de notre région). Ce type de métamorphisme de contact s'apparente au faciès métamorphique des cornéennes à hornblende.

CORRÉLATIONS LITHOSTRATIGRAPHIQUES

La figure 23 est une coupe schématique (localisée sur la figure 2) à travers les roches des groupes de Roy et d'Opémisca. Le segment AB, qui montre les roches du Groupe de Roy en direction NNW, correspond au flanc nord de l'anticlinal du lac Lamarck. La séquence est renversée et comprend, à la base, 1500 m de pyroclastites dacitiques de la Formation de Waconichi (segment AA') surmontées de 1000 m de filons-couches différenciés alternant avec des niveaux décamétriques de basaltes cousinsés et de tufs de la Formation de Gilman (segment A'B). Le sommet est représenté par un mince horizon de tuf feldspathique (50 m) que nous corrérons à la Formation de Blondeau (point B). Ce tuf est en contact avec des filons-couches de gabbro de la Formation de Gilman*. Au point B, on note une faille subverticale qui est la projection de la Faille Lamarck (Charbonneau, 1981b). On passe ensuite (segment BC) à un environnement de turbidites (faciès distal) de la Formation de Stella, qui forment des plis isoclinaux très serrés, avec plans axiaux parallèles. La longueur d'onde de ces plis augmente et le pendage des plans axiaux diminue à mesure que l'on s'éloigne de la faille. Le segment CD correspond aux volcanites porphyriques de la Formation de Haüy. Certains auteurs (Franconi et al., 1982, ce rapport) pensent que cette formation est interdigitée avec le conglomérat de la Formation de Stella. Nos observations et l'étude de la carte de Durocher (1979) plus à l'est (canton d'Opémisca),

suggèrent plutôt un anticlinal coincé entre deux synclinaux de roches métasédimentaires. Cette interprétation découle d'abord des plans de stratification avec polarité mesurés sur le terrain. Le même genre de mesures sur la carte de Durocher (1979) suggère la présence d'un axe anticlinal au nord du lac de la Chaleur. Les relations entre les Formations de Haüy et de Stella ne sont pas évidentes. Durocher (1979) signale la présence de cailloux de basaltes à phénocristaux d'augite et de plagioclase (Haüy ?) dans un conglomérat volcanique (agglomérat ?) qu'il situe au sommet de la formation de Stella (canton d'Opémisca). Caty (1978) signale le même type de cailloux porphyriques dans le conglomérat de la Formation de Chebistuan qu'il corrèle avec la formation de Haüy (canton de Richardson). Cette hypothèse d'axe anticlinal sera difficile à vérifier, vu la rareté des affleurements dans ce secteur. Le segment DE est caractérisé par un faciès conglomératique surmonté localement d'un faciès plus gréseux. Nous corrérons ce conglomérat à un faciès proximal de la Formation de Stella (équivalent probable du Chebistuan). Le point E marque la discordance entre le conglomérat déversé vers le sud et un basalte de la Formation de Gilman. On passe ensuite, segment EF, à une séquence homoclinale déversée elle aussi vers le sud. Ces roches (basaltes et gabbros) sont équivalentes aux roches de la Formation de Gilman et sont lithologiquement équivalentes à celles de la moitié nord du segment A'B.

* D'autres affleurements de cette formation ont été signalés dans le canton d'Opémisca, au sud du lac de La Chaleur (Durocher, 1979).

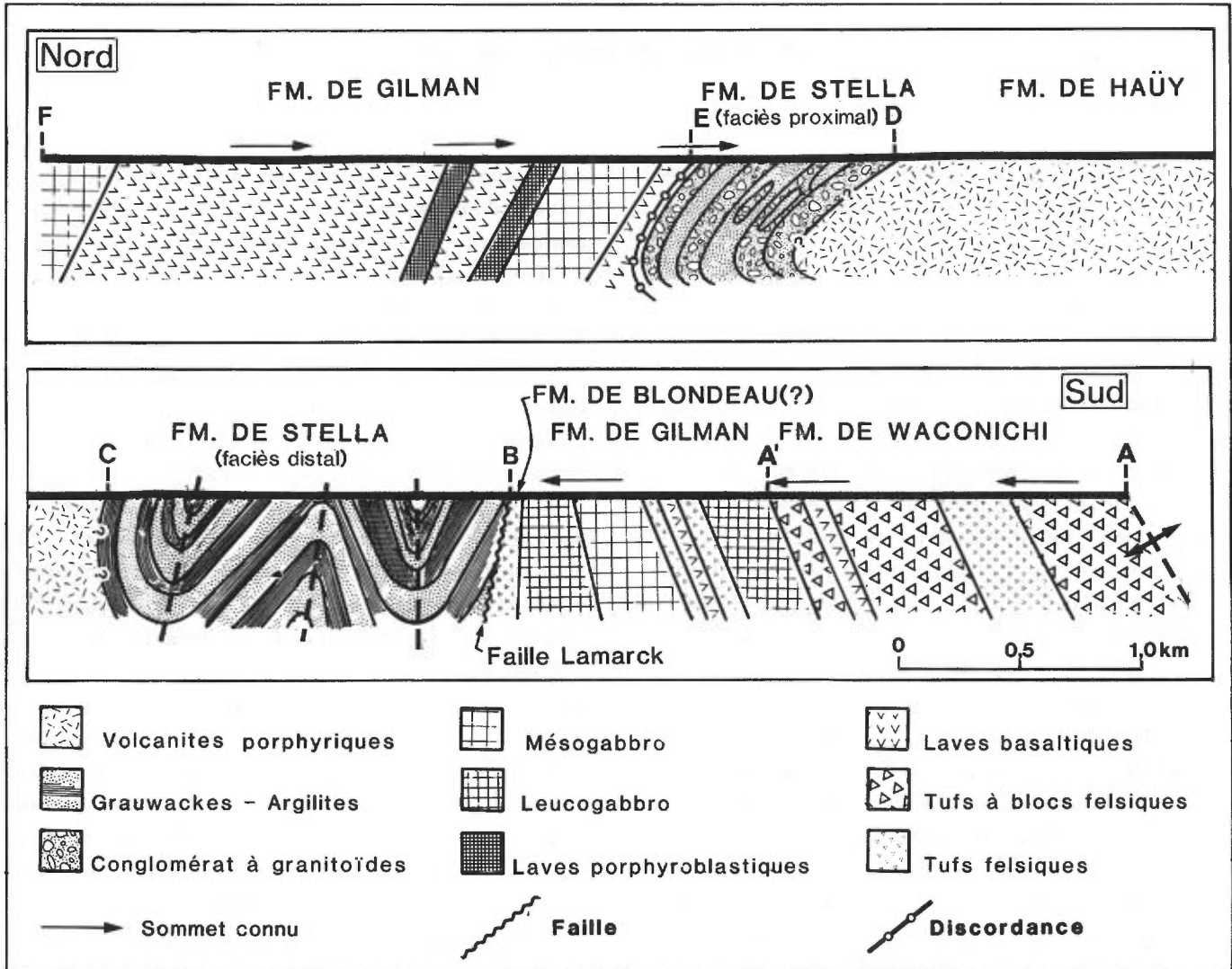


FIGURE 23 - Coupe structurale dans la séquence volcanosédimentaire du canton de Lamarck.

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

La plupart des travaux d'exploration des compagnies minières ont été effectués dans les roches du Groupe de Roy. Ces roches affleurent principalement dans les parties nord et sud-est de la carte, de part et d'autre de roches métasédimentaires, et correspondent respectivement aux domaines A, D, E et F (figure 2). Les principales campagnes d'exploration ont

eu lieu dans le secteur du lac Lamarck (1956-57 et 1966) et dans celui de la baie Pichamobi (1951 et 1956). Ces deux secteurs sont caractérisés par un assemblage de pyroclastites felsiques associées à des volcanites basiques. Il y a eu aussi des travaux (1970 et 1977) au nord de la rivière Chibougamau (rang VIII et IX du canton de Lamarck), dans des volcanites basiques

de la Formation de Gilman. Suite à des levés géophysiques, la plupart au sol, certaines anomalies ont été l'objet de forages et de tranchées, en particulier le long de la zone de failles du lac Lamarck et au sud-est de la baie Pichamobi. Les forages n'ont révélé que de faibles indices minéralisés en sulfures. La publication récente d'une carte électromagnétique de type INPUT (M.E.R., 1981) couvrant notre région a suscité l'intérêt des compagnies minières, qui se sont surtout intéressées aux anomalies ponctuelles dans la bande métasédimentaire centrale (Groupe d'Opémisca) et les roches du Groupe de Roy. Les résultats d'analyses d'échantillons d'une dizaine d'indices minéralisés (figure 2) que nous avons eu l'occasion de signaler (Dubé, 1981b) n'ont pas donné de valeurs significatives en Cu, Zn, Ni, Au, à l'exception d'une minéralisation déjà connue (au NNE de la baie Dussault, figure 2) de chalcopyrite et pyrrhotine dans le dyke de gabbro à olivine protérozoïque (0,23% Cu, 0,31% Ni). On doit aussi signaler les récents forages entrepris au nord de notre carte par la compagnie Les Ressources du lac Meston Inc. dans le secteur du lac Keller (rang X, canton de Guettard) sur des veines de quartz aurifères. Cette zone à volcanites felsiques et à porphyres, décrite par MacIntosh

(1977), suscite actuellement l'intérêt des compagnies minières pour l'or. Nous croyons que les pyroclastites felsiques du lac Lamarck, qui sont en contact avec des basaltes coussinés, tout particulièrement au voisinage de l'île Tepeka, représentent un contexte favorable à la minéralisation en sulfures de type volcanogénique stratiforme. Ce type de minéralisation a été observé au contact Waconichi-Gilman (dépôt Patino-Lemoine). La Faille Lamarck et autres failles mineures qui recoupent des filons-couches gabbroïques suggèrent un contexte favorable à la minéralisation de type filonien (épigénétique). Certaines zones ankéritisées dans les pyroclastites felsiques (figures 4 et 5) et des veines de quartz qui recoupent les roches du Groupe de Roy sont favorables à la minéralisation aurifère.

Charbonneau *et al.* (1982a) ont signalé que la Faille Lamarck a la même orientation que celle des lacs Gwillin (Duquette, 1970) et Campbell (Allard *et al.*, 1979) et que celle du lac Doré (Duquette, 1970) située plus à l'est. Ces deux dernières recèlent dans leur voisinage la quasi totalité des gîtes filoniens de la région de Chibougamau-Chapais (Allard *et al.*, 1979).

RÉFÉRENCES

- ALLARD, G.-O. - CATY, J.-L. - CHOWN, E.H. - CIMON, J. - GOBEIL, A. - BAKER, D., 1979 - **Stratigraphie et métallogénie de la région de Chibougamau.** Association géologique du Canada (Université Laval); livret-guide pour l'excursion B-1.
- AUBERT, N.R., 1981 - **Altération de deux bandes de roches volcanoclastiques felsiques dans la région du lac Lamarck.** Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec; DP 82-03.
- BEACH, H.H., 1941 - **Michwacho Lake and Mechamego Lake area, Abitibi Territory, Québec.** Commission géologique du Canada; Paper 40-4 et 40-3 (cartes 623A et 608A).
- CATY, J.-L., 1978 - **Canton de Richardson.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; rapport intérimaire; DP-606.
- CHARBONNEAU, J.-M., 1981a - **Cantons de Dolomieu ($\frac{1}{2}$ E) et de Daubrée ($\frac{1}{4}$ SW).** Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec; rapport préliminaire; DP-844.
- 1981b - **Géologie du quart sud-ouest du feuillet du Lac Lamarck et Géologie du quart sud-est du feuillet du Lac Inconnu.** Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec; carte préliminaire annotée; DP-853.
- CHARBONNEAU, J.-M. - DUBE, C.-Y. - FRANCONI, A., 1982 - **Lithostratigraphie et déformations dans la bande volcano-sédimentaire de Magami-Chibougamau, Québec.** Institut canadien des Mines et de la Métallurgie; 84^e Congrès annuel tenu à Québec; présentation n° 177.
- CHARBONNEAU, J.-M. - PICARD, C. - DUPUIS-HEBERT, L., 1983 - **Géologie des unités stratigraphiques affleurant dans les cantons de Daubrée, Dolomieu, Saussure et La Ribourde, Abitibi-Est.** Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec; ET 82-01, rapport no 1.
- CIMON, J., 1976 - **Géologie du canton de Queylus (NE), Abitibi-Est.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; rapport préliminaire; DPV-439.
- DUBE, C.-Y., 1981a - **Géologie de la demie est du canton de Lamarck, Abitibi-Est.** Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec; rapport préliminaire; DPV-811.
- 1981b - **Région du lac Lamarck - Baie Dussault, Abitibi-Est.** Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec; carte préliminaire annotée; DP-848.
- DUQUETTE, G., 1970 - **Stratigraphie de l'Archéen et relations métallogéniques dans la région de Chibougamau.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; ES-8.
- DUROCHER, M., 1979 - **Canton d'Opémisca et quart nord-ouest du canton de Cuvier.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; rapport intérimaire; DP-611.
- DIMROTH, E. - MULLER, W. - ARCHER, P. - GOBEIL, A. - ALLARD, G.O., 1982 - **Evidences for extensive archean shallow marine sedimentation in the Chibougamau area, Québec.** Commission géologique du Canada; paper 82-1A.
- FRANCONI, A., 1982 - **La Formation de Haüy dans le secteur du lac Landing à l'ouest de Chapais.** Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec; ET 82-01, rapport no 5.
- HEBERT, Y., 1981 - **Géologie du quart nord-est de la région du Lac Inconnu.** Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec; carte préliminaire annotée; DP-892.
- MACINTOSH, J.A., 1977 - **Geology of the Lantagnac - La Touche area, Abitibi-Est.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; rapport final; DPV-497.
- M.E.R., 1981 - **Levé aéroporté INPUT dans la région de la rivière Chibougamau.** Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec; DP-829.
- OTIS, M., 1982 - **Géologie de la demie nord du canton de Daubrée.** Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec; carte préliminaire annotée; DP-924.
- WALKER, R.G., 1979 - **Turbidites and associated coarse clastic deposits.** IN **Facies Models** (R.G. Walker, éditeur); Geoscience Canada Reprint, Series 1.

LITHOSTRATIGRAPHIE PRÉLIMINAIRE DE LA PARTIE EST DE LA
BANDE VOLCANO-SÉDIMENTAIRE ARCHÉENNE FROTET-EVANS

Alain Simard

RÉSUMÉ

Nous avons entrepris, en 1978, la cartographie détaillée du secteur est de la bande volcano-sédimentaire Frotet-Evans, d'âge archéen. Le présent rapport constitue une synthèse des travaux de cartographie réalisés à ce jour.

L'empilement volcano-sédimentaire est composé de roches métamorphiques (faciès des schistes verts et de l'amphibolite), essentiellement des basaltes coussinés et massifs d'affinité tholéitique et des roches pyroclastiques acides et intermédiaires d'affinité calco-alcaline. Cet empilement est envahi par de nombreux filons-couches différenciés du même âge.

Nous nous sommes intéressé de façon particulière à la séquence homoclinale entre les lacs Châtillon et Troilus. Nous en avons tiré une coupe lithostratigraphique de plus de 3500 m d'épaisseur, dans laquelle cinq unités ont été individualisées.

Nous croyons que certains horizons stratigraphiques constituent des zones favorables pour des dépôts de sulfures stratiformes d'origine volcanique.

TABLE DES MATIÈRES

	Pages
INTRODUCTION	165
GÉOLOGIE GÉNÉRALE	165
Roches intrusives	165
Roches volcaniques et sédimentaires	166
MÉTAMORPHISME	168
GÉOLOGIE STRUCTURALE	169
LITHOSTRATIGRAPHIE	169
Unité A	169
Unité B	170
Unité C	172
Unité D	173
Unité E	173
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE	174
Contact B-C	174
Contact C-D	174
Contact D-E	175
CONCLUSION	175
BIBLIOGRAPHIE	176

INTRODUCTION

La bande volcano-sédimentaire Frotet-Evans, d'âge archéen, s'étend sur plus de 250 km d'est en ouest, à moins de 100 km au nord de l'axe métavolcanique Matagami-Chibougamau. Une faille majeure située à l'est du lac Assinica sépare la bande en parties est et ouest, la première étant centrée sur les lacs Frotet et Troilus.

Nous avons entrepris la cartographie détaillée (1:10 000 et 1:20 000) de la partie est de la bande en 1978. Depuis ce temps, nous avons cartographié une superficie de 600 km² qui recouvre en totalité

ou en partie les cantons 1222, 1223 (Clairy), 1322 et 1323.

Dans une première partie nous aborderons de façon générale la géologie de la région en décrivant les principales lithologies et en traitant du métamorphisme et de la géologie structurale. Dans une deuxième partie, nous nous appliquerons à définir et à décrire les différentes unités lithostratigraphiques qui composent la séquence homoclinale qui s'étend du lac Châtillon au lac Troilus.

GÉOLOGIE GÉNÉRALE

La carte géologique reproduite à la figure 1 est une synthèse réalisée à partir des rapports de Moyer (1961), Murphy (1966), Rondot (1972) et Gunter (1977), de nos propres travaux (Simard, 1979, 1980, 1981a, 1981b) et de levés géologiques effectués par les compagnies minières qui ont oeuvré dans la région (figure 2). Pour la clarté de cette synthèse nous avons volontairement omis de présenter:

- . les minces niveaux de tuf associés aux coulées basaltiques;
- . les roches intrusives mafiques qui masquent en partie la succession stratigraphique.

Nous avons déjà décrit (Simard, 1979, 1980, 1981a, 1981b) les principales lithologies de la région; nous nous contenterons ici d'en rappeler les caractères principaux.

ROCHES INTRUSIVES

INTRUSIONS ULTRAMAFIQUES

Elles se présentent sous forme de filons-couches au sein de l'empilement volcano-sédimentaire. Le filon-couche le plus important a une puissance de 400 m et s'étend sur 9 km entre les lacs Troilus et Testard. Ces filons sont formés de péridotite serpentinisée et sont différenciées par endroits. La partie sommitale de quelques-uns montre une foliation primaire; des cristaux d'amphibole pseudomorphe du pyroxène y forment des reliefs positifs.

INTRUSIONS MAFIQUES

Elles forment plus de 30% de la surface cartographiée et se présentent éga-

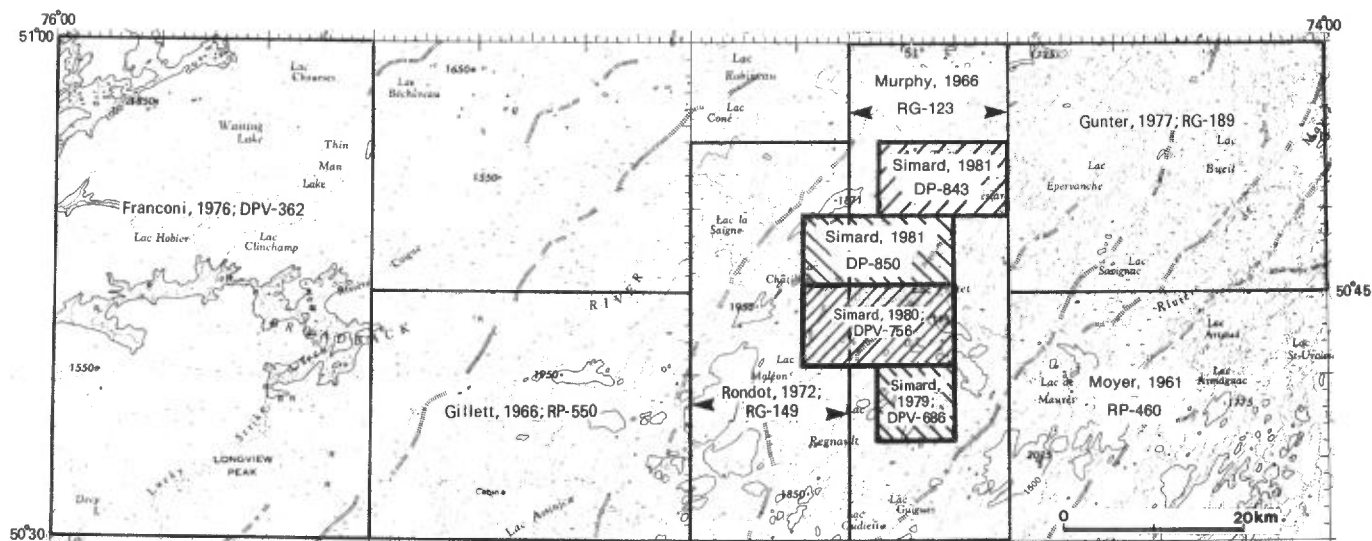


FIGURE 2 - Carte index des régions cartographiées pour le ministère de l'Énergie et des Ressources et ses prédécesseurs, de 1961 à 1981.

lement sous forme de filons-couches différenciés. A cause de leur association intime avec les laves basaltiques, on ne peut que rarement les individualiser des roches encaissantes. La base des filons est occupée par des gabbros ophitiques ou subophitiques mésocrates, formés essentiellement d'amphibole et de plagioclase. La partie sommitale voit une évolution vers des ferrogabbros riches en quartz et/ou magnétite; des lentilles pegmatitiques y sont également observées.

GRANITOÏDES

Les variations dans la composition minéralogique, la texture et la structure témoignent d'origines diverses pour ces roches. Les plutons qui délimitent la bande volcano-sédimentaire sont des granodiorites tarditectoniques foliées. La minéralogie de l'encaissant a été modifiée par le métamorphisme de contact. Les plutons qui occupent l'intérieur de la bande sont post-tectoniques. La composition varie peu à l'intérieur d'une même intrusion mais elle

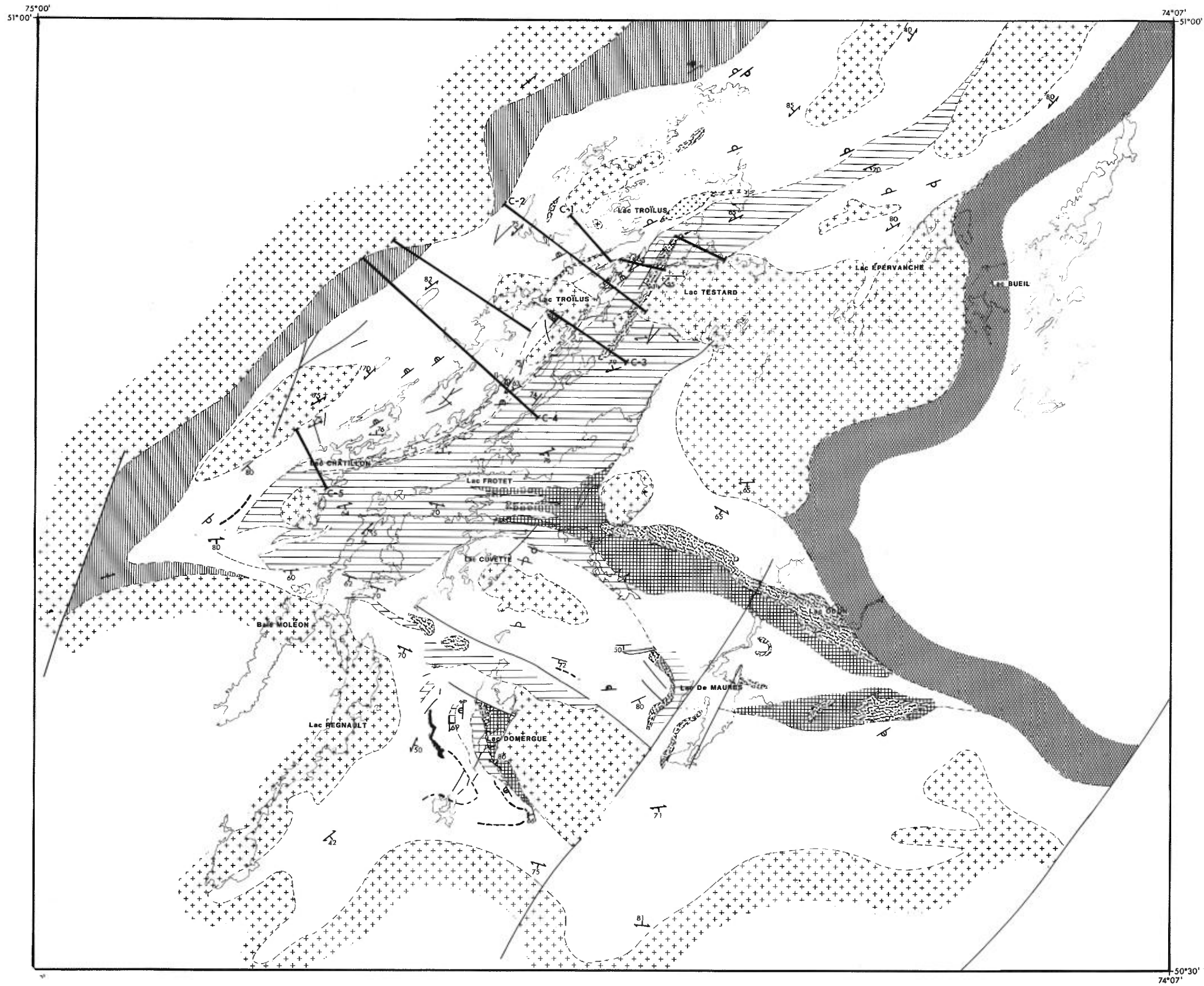
le fait considérablement d'une intrusion à l'autre (granodiorite à trondhjémite). A l'exception de l'intrusion du lac Domergue, ces granitoïdes n'ont pas produit d'auréole de métamorphisme importante.

ROCHES VOLCANIQUES ET SÉDIMENTAIRES

LAVES

Les laves coussinées sont répandues dans toute la région; quant aux laves massives, leur importance volumétrique est difficile à évaluer à cause de la mise en place de filons-couches de même composition. Les niveaux bréchiques constituent à peine quelques pourcents de l'ensemble et se présentent sous forme de lentilles éparpillées de faible dimension (quelques dizaines de mètres d'extension latérale). Les laves étant peu vésiculées, on peut croire à une mise en place en milieu relativement profond: environ 2 km, d'après Moore (1965).

Ces roches ont la composition des basaltes ($\leq 54\%$ de SiO_2). L'étude géochi-



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

PRÉCAMBRIEN

ROCHES INTRUSIVES

- Tonalite, grenodiorite (post-tectonique)
- Porphyre quartzo-feldspathique (synvolcanique)
- Granitoïdes (gneiss, migmatites)
- Périodite (serpentine)
- Gabbro/diorite (filon-couche différencié)

ROCHES VOLCANO-SÉDIMENTAIRES

- Roches sédimentaires épicaustiques
- Volcanoclastites felsiques (tuf), grand volume de gabbro/diorite associés
- Volcanoclastites intermédiaires (tuf à blocs), petit volume de gabbro/diorite associés
- Basalte et filons-couches de gabbro/diorite
- Basalte et filons-couches de gabbro/diorite intensément foliés

SIGNES CONVENTIONNELS

- Contact lithologique
- Stratification (S₀)
- Schistosité (S₁)
- Orientation préférentielle des coussins (sommet déterminé)
- Faille
- Coupes (voir figure 6)

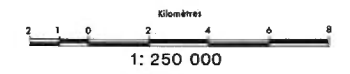
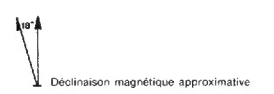


FIGURE 1
CARTE SYNTHÉTIQUE DE LA PARTIE EST
DE LA BANDE FROTET-EVANS

Compilé par A. SIMARD, 1982

À partir des travaux de:
 Meyer (1961), Murphy (1966), Rondot (1972), Gunter (1977), Simard (1979, 1980, 1981a, 1981b)

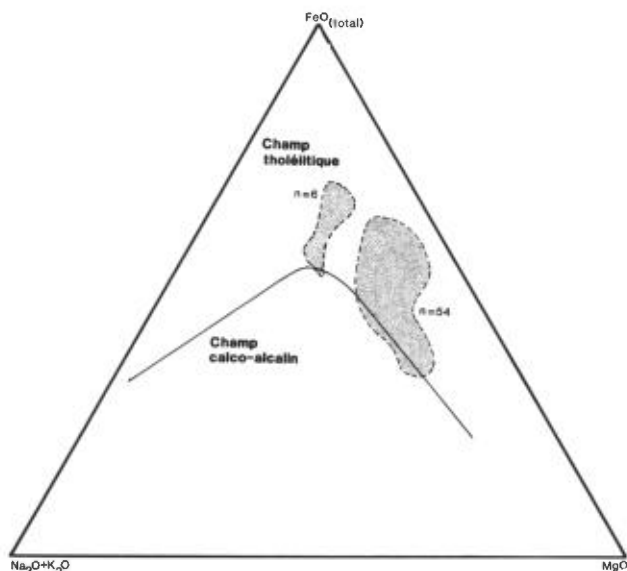


FIGURE 3 - Diagramme AFM pour les basaltes de la partie est de la bande Frotet-Evans. Le grand domaine regroupe les basaltes de toutes les zones cartographiées depuis 1978; le petit contient les échantillons prélevés dans la zone de faille au nord du lac Domergue. La courbe d'Irvine & Baragar (1971) sépare les champs calco-alcalin et tholéitique.

mique des éléments majeurs et des éléments en traces ont permis de les regrouper en quatre séries volcaniques d'affinité tholéitique (figures 3 et 4). Chaque série correspond à un espace géographique distinct:

- . la série I au secteur du lac Domergue;
- . la série II au secteur du lac Cuvette;
- . la série III au secteur des lacs Châtillon et Troïlus;
- . la série IV à la zone de faille entre les lacs Domergue et Cuvette.

A l'exception de la série IV, plus différenciée ($TiO_2 > 1,5\%$; $FeO > 8,8\%$; $MgO > 5,7\%$), ces basaltes sont magnésiens (8-10% de MgO) et peuvent contenir des phénocristaux d'olivine.

PYROCLASTITES

Elles comprennent trois lithologies principales:

. Tufs à minéraux intermédiaires. Ils forment des niveaux continus entre les lacs Régnault et Domergue; ils sont stratifiés et chenalisés. La fraction grossière, qui compose plus de 20% de la roche, est constituée de cristaux de plagioclases automorphes et zonés.

. Tuf à blocs intermédiaires. Ils affleurent principalement dans le secteur des lacs Frotet et Troïlus. Ils sont formés de 5 à 50% de blocs felsiques porphyriques (plagioclase) dans une matrice de cendres recristallisées, riche en chlorite et carbonates.

. Tufs cristallins felsiques. Ils sont formés essentiellement de cristaux de plagioclase et quartz recristallisés en une mosaïque équigranulaire de quartz et albite. Quelques niveaux de tuf lithique sont intercalés entre les niveaux de ce tuf.

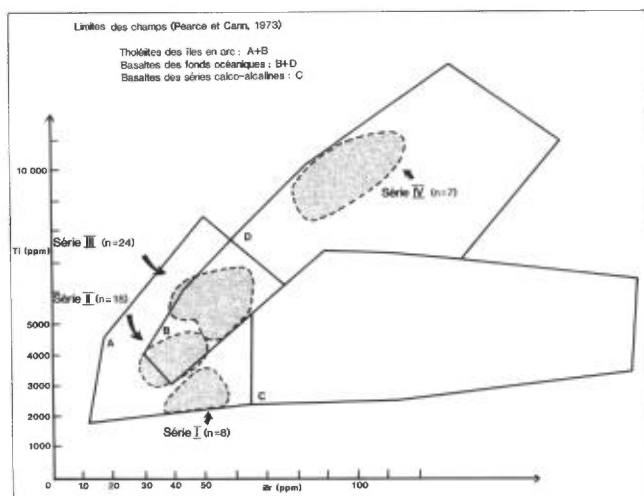
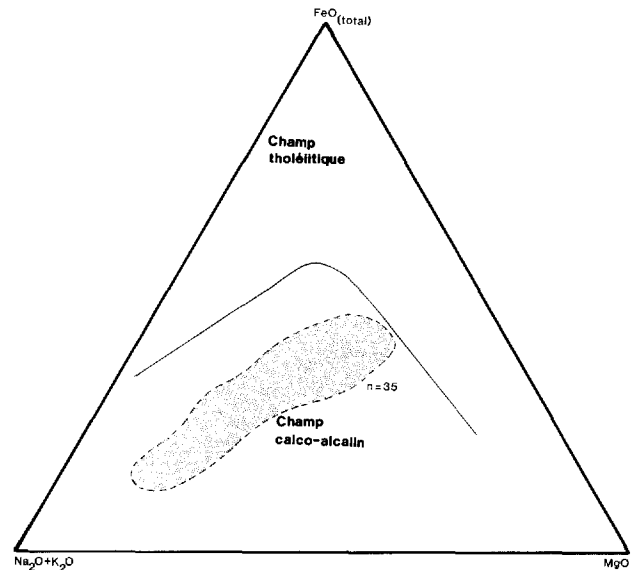


FIGURE 4 - Discrimination des quatre séries tholéitiques pour les basaltes de la partie est de la bande volcano-sédimentaire Frotet-Evans, dans le diagramme de Pearce & Cann (1973).

Les fragments anguleux de rhyolite forment plus de 80% de la roche.

La composition chimique des pyroclastites varie d'andésitique à rhyolitique. Tous les échantillons analysés figurent dans le champ calco-alcalin du diagramme AFM (figure 5).

FIGURE 5 - Diagramme AFM pour les roches pyroclastiques de la partie est de la bande volcano-sédimentaire Frotet-Evans.



MÉTAMORPHISME

Les conditions du métamorphisme dans notre région ne peuvent être évaluées qu'à partir des assemblages minéralogiques observés dans les roches mafiques. Les principales paragenèses métamorphiques sont les suivantes:

- 1 - Hornblende + plagioclase + quartz.
- 2 - Actinote + plagioclase + épidote.
- 3 - Actinote + albite + clinozoïsite + chlorite.

Le premier assemblage (1) est caractéristique des zones affectées par le métamorphisme de contact et de certaines zones faillées. Ces roches sont intensément foliées et les structures primaires (coussins) sont aplaties.

Le second assemblage (2) est le plus répandu. Les textures ignées et la morphologie cristalline originelle sont fréquemment conservées. Le plagioclase s'apparente au plagioclase originel par son

habitus et sa composition (An50 et plus). L'actinote est le minéral le plus abondant; elle peut remplacer l'olivine, le pyroxène, le plagioclase et la chlorite.

Le troisième assemblage (3) prédomine dans le secteur du lac Troilus. Il est caractérisé par le remplacement du plagioclase calcique par l'albite et la clinozoïsite et par l'association chlorite et actinote.

A partir de la répartition géographique des différents assemblages nous concluons à une zonation du métamorphisme, de la bordure de la bande (assemblage 1) au centre de celle-ci (assemblages 2 et 3).

L'association actinote - plagioclase calcique n'est pas caractéristique du faciès des schistes verts de type barrovien, tel que communément décrit. Cette association a été observée dans les auréo-

les de métamorphisme de contact (Shido, 1958; Seki, 1961; Loomis, 1966) dans les rides océaniques (Miyashiro et al., 1971) et dans les séquences ophiolitiques (Stern & Elthon, 1979). Dans tous les cas,

la génèse de cet assemblage implique des conditions de basse pression et haute température. Ayres (1978) a évoqué la possibilité d'un "métamorphisme de contact régional" pour les bandes volcano-sédimentaires étroites.

GÉOLOGIE STRUCTURALE

Sur le terrain, nous avons mesuré les éléments structuraux suivants:

- . Une stratification S_0 .
- . Une foliation régionale S_1 .
- . Une foliation locale S_2 ; superposée à S_0 ou S_1 , elle s'exprime sous forme d'un clivage de crénelure.
- . Des linéations d'intersection entre les plans S_0 , S_1 et S_2 (rarement observées).

L'étude de la structure est sévèrement limitée par le petit nombre de niveaux repères compétents et par la rareté des observations liées aux relations spa-

tiales et chronologiques entre les différents éléments structuraux. Les traits dominants de la région sont les suivants:

- . Une zone de faille majeure au nord du lac Domergue.
- . Une aire intensément plissée entre les granito ides du lac Regnault et du lac Domergue.
- . Une structure antiforme régionale, définie par l'ensemble des surfaces S_0 et S_1 et centrée sur l'unité volcanoclastique du lac Frotet.
- . Une séquence homoclinale au nord-ouest de la bande entre les lacs Châtillon et Troilus.

LITHOSTRATIGRAPHIE

La séquence qui nous concerne est celle, à polarité normale (sommets orientés vers le NW), qui s'étend entre les lacs Châtillon et Troilus. Elle constitue la partie NW de la région cartographiée.

Nous avons réalisé cinq coupes lithostratigraphiques (C-1   C-5, figure 6), localisées sur la figure 1, en y incluant les roches intrusives. A partir de ces coupes nous avons construit une colonne stratigraphique synthétique (figure 7), de laquelle nous avons exclu les intrusions. Cette colonne permet de visualiser plus aisément la succession stratigraphique et les puissances relatives des diverses unités.

UNITÉ A

Cette unité a été cartographiée par Gunter (1977), qui a regroupé à l'intérieur d'une même bande les metabasaltes et les m tatufs du faciès des schistes verts et du faciès de l'amphibolite. La couleur des roches en cassure fraîche varie du gris-vert p le au noir en passant par le gris-vert foncé; elle est fonction du degré de métamorphisme. Dans les basaltes, on note la présence fréquente de coussins, diversement orientés (pendage variable) et à sommets NW et SE. La méconnaissance de la géologie structurale de ce secteur ne permet pas d'estimer la puissance réelle de l'unité.

UNITÉ B

Cette unité est formée de volcanoclastites dont l'origine pyroclastique a été établie à partir des observations suivantes réalisées dans les niveaux les moins déformés:

1. Les dépôts sont importants (figure 7) et ne présentent pas de contact transitionnel avec la région-source.
2. Des structures sédimentaires sont présentes dans les niveaux fins et grossiers (litage).
3. La composition chimique des blocs volcaniques varie peu, même si la taille et le pourcentage des phénocristaux de plagioclase varient beaucoup.
4. Les blocs sont anguleux à subanguleux.
5. Les cristaux de plagioclase sont automorphes, zonés et peu altérés; ils cons-

tituent une fraction importante des tufs.

Ces observations permettent d'exclure l'origine autoclastique (items 1, 2, 3) et l'origine épicyclastique (items 3, 4, 5) pour la grande majorité des dépôts (Gélinas et al., 1978; Lajoie, 1979). C'est pourquoi nous avons utilisé la classification granulométrique de Fisher (1961) pour la description de ces roches. De la base au sommet de l'unité, celles-ci se regroupent en quatre sous-unités.

SOUS-UNITÉ 1

Elle est formée essentiellement de tufs à lapilli et de tufs à blocs (5 à 50%). Les blocs, felsiques et porphyriques (ou microporphyriques), baignent dans une matrice recristallisée vert foncé, chloriteuse et carbonatée (tableau 1). La déformation se manifeste par l'aplatissement prononcé des blocs et une foliation pénétrative dans la matrice. Elle provoque l'oblitération des structures sédimentaires, à tel point que nous n'avons vu de litage qu'en trois endroits: deux au sud du lac Troilus et un sur les berges du lac

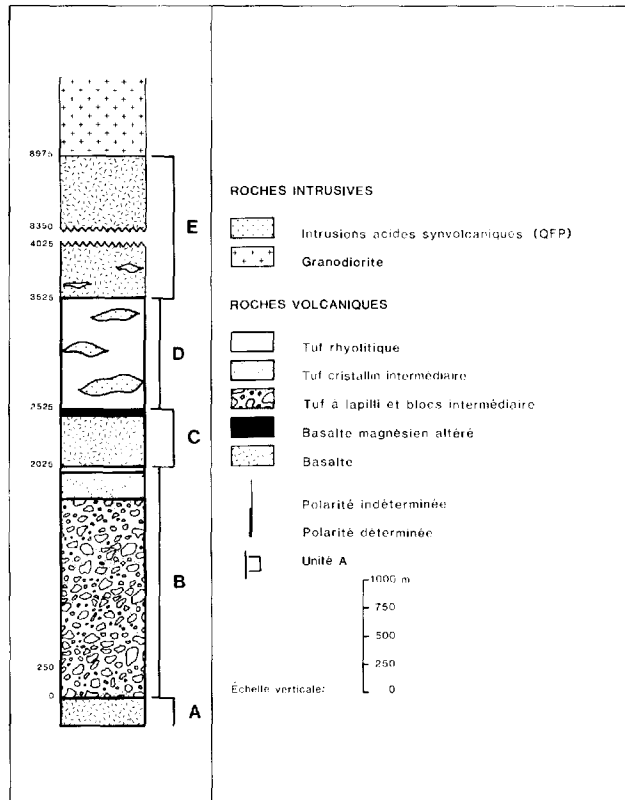


FIGURE 7 - Coupe stratigraphique synthétique pour le secteur des lacs Frotet et Troilus.

TABLEAU 1 - Composition chimique des tufs à blocs de la sous-unité 1, unité B.

Echant.	284-16*		284-14*		333-3*	
SiO ₂	71.24	56.60	70.90	55.01	62.57	48.54
Al ₂ O ₃	15.02	20.17	14.45	17.75	18.76	10.72
Fe ₂ O ₃	1.06	1.66	1.08	2.08	0.85	0.61
FeO	1.00	4.31	0.80	5.18	2.32	4.98
MgO	1.29	4.35	1.28	5.00	1.96	5.62
CaO	4.05	3.64	5.01	5.88	4.70	13.07
Na ₂ O	4.52	4.91	4.24	3.87	5.22	3.65
K ₂ O	0.55	1.91	0.39	1.69	1.09	0.64
TiO ₂	0.51	0.54	0.59	0.68	0.68	0.42
P ₂ O ₅	0.15	0.14	0.19	0.20	0.27	0.18
Co ₂	0.14	0.15	0.33	0.36	0.73	9.01
S	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H ₂ O +	0.00	0.97	0.00	1.65	0.44	2.75
TOTAL	99.53	99.35	99.26	99.35	99.59	100.19

* Chaque échantillon est représenté par deux analyses: la matrice à droite, les blocs à gauche.

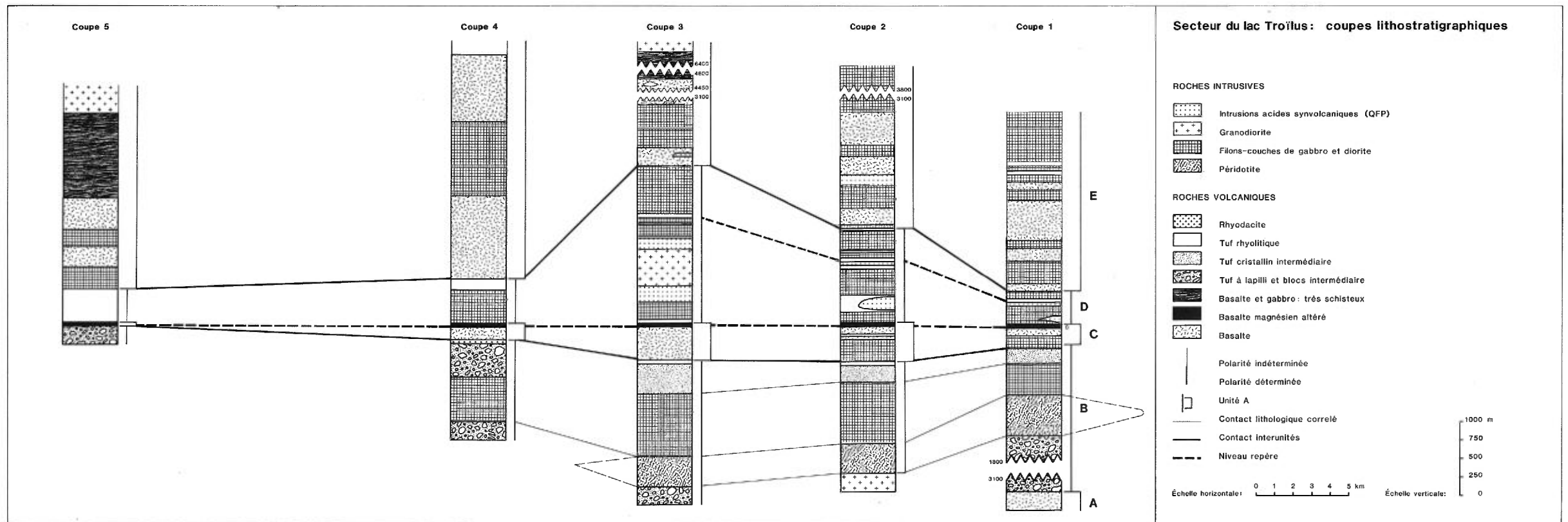


FIGURE 6 - Coupes lithostratigraphiques du secteur du lac Troilus.

Moléon. Là où sont visibles des variations verticales et latérales de granulométrie, nous n'avons pu définir les limites inférieure et supérieure des lits. Nous n'avons pas observé le contact inférieur avec les basaltes. Nous savons cependant que le contact supérieur avec la sous-unité 2 est transitionnel.

SOUS-UNITÉ 2

Formée de tufs intermédiaires (tableau 2), cette sous-unité s'étend sur plus de 3 km (coupes 1, 2, 3) avant de passer latéralement et graduellement à des tufs à lapilli et à blocs. Ces tufs intermédiaires comprennent plus de 20% de cristaux automorphes de plagioclases zonés, d'un diamètre oscillant autour de 2 mm. Généralement massifs, ils peuvent être stratifiés dans les niveaux supérieurs. La limite supérieure de l'unité est définie par l'apparition des premiers lits de tuf felsique comme cela peut s'observer à l'est du lac Troilus.

SOUS-UNITÉ 3

Cette sous-unité est formée essentiellement de tufs felsiques finement stratifiés (tableau 2).

TABLEAU 2 - Composition chimique de tufs des unités B et D.

Echant.	4-13	2-12	21-8	950-9
SiO ₂	63,8	60,8	69,8	63,64
Al ₂ O ₃	14,6	11,7	15,7	15,12
Fe ₂ O ₃	1,33	1,35	0,97	1,02
FeO	3,83	3,89	0,42	3,98
MgO	3,40	5,80	0,78	2,96
CaO	3,92	5,81	1,58	3,39
Na ₂ O	4,03	1,84	3,08	5,60
K ₂ O	0,15	0,81	3,80	0,32
TiO ₂	0,58	0,38	0,56	0,63
P ₂ O ₅	0,16	0,14	0,36	0,16
S	0,03	0,02	0,18	0,00
PAF	2,44	7,52	2,49	3,27

4-13 Tuf à minéraux intermédiaire - unité B
 2-12 Tuf felsique (altéré ?) - unité B
 21-8 Tuf felsique - unité D
 950-9 Lave à texture trachytique - unité B



FIGURE 8 - Lits millimétriques de chert (indiqués par des flèches) intercalés dans des lits fins de tuf felsique au sommet de la sous-unité 3 (unité B). Les cavités sphériques dans le lit sus-jacent (vers la gauche) sont causées par l'altération météorique des sphérolites (structures radiales résultant de la dévitrification).

tifiés (tableau 2). Sa partie inférieure est caractérisée par l'alternance de niveaux felsiques et intermédiaires. L'importance de ces derniers décroît rapidement vers le sommet. Dans la partie sommitale, des lits millimétriques de chert (figure 8) et d'argillite sont intercalés entre des lits plus épais de tuf. Malgré la recristallisation, les éléments principaux qui composent la fraction détritique sont encore discernables: il s'agit du quartz et du plagioclase. Les tufs intermédiaires présentent les mêmes caractères pétrographiques que ceux de la sous-unité 2.

Dans les coupes 1 et 2 (figure 6), une brèche occupe la partie basale de la sous-unité. Cet horizon, peu épais (moins de 50 m), est formé de blocs felsiques anguleux (mode = 2 cm) et d'une pâte basaltique qui constitue 30% de la roche. Les fragments semblent provenir de la fragmentation *in situ* de blocs felsiques. La brèche est recouverte par des tufs felsiques finement stratifiés.

SOUS-UNITÉ 4

Dans la coupe 4 (figure 6), le sommet de l'unité est occupé par des laves felsiques. Les conditions d'affleurement ne permettent pas d'évaluer l'épaisseur des coulées. Ces roches, vert pâle, sont caractérisées par un plagioclase automorphe millimétrique dans une pâte aphanitique. Les textures de fluage causées par l'écoulement des laves sont visibles sur l'affleurement. La texture trachytique est observée en lame mince (figure 9).

UNITÉ C

Elle est formée essentiellement de coulées de basaltes entre lesquelles se trouvent de minces niveaux de tufs felsique

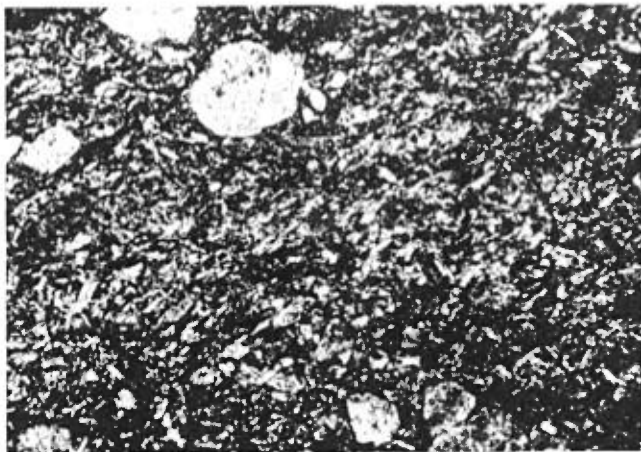


FIGURE 9 - Photomicrographie d'une lave dacitique porphyrique. Noter la texture trachytique due à l'orientation des microlites de plagioclase.

et mafique. Le passage de l'unité B à l'unité C est indiqué par la première apparition de roches mafiques. Il est visible en deux endroits près de la coupe 2. En l'un d'eux, la première coulée mafique est annoncée par des dykes qui recoupent les tufs felsiques; sa mise en place a provoqué le décollement et la déformation des lits felsiques de l'unité B. En l'autre, la limite entre les deux unités est marquée par la première apparition des tufs mafiques entre les lits felsiques.

Dans les basaltes, le faciès coussiné prédomine sur le faciès massif. Les coussins sont bien individualisés et leur taille varie de quelques dizaines de centimètres à plusieurs mètres. Les mégacoussins montrent une zonation spectaculaire (figure 10), de même nature que celle décrite par Dimroth & Lichtblau (1979). Les sommets sont aisément déterminés à partir des pédoncules ou des cavités observées dans la partie supérieure des coussins. Celles-ci, de façon générale, sont partiellement comblées par le quartz.

L'altération est notée sur toute l'étendue de l'unité, soit sur plus de 22 km; elle est plus prononcée dans la partie sommitale. Les basaltes altérés sont blancs et facilement rayés; de la fuchsite est parfois observée dans les fractures ou en bordure des coussins. Cette altération peut être définie comme une silicification et une carbonatation (Simard & Brouillette, ce volume).

Les textures caractéristiques du refroidissement rapide des basaltes magnésiens s'observent en lames minces. Des chaînes d'olivine squelettique et du verre dévitrifié sont remplacés par l'amphibole dans les échantillons les moins altérés.



FIGURE 10 - Mégacoussin de l'unité C où l'on distingue:

1. Une épaisse zone de trempe foliée (A).
2. Une cavité, qui indique que le sommet se trouve du côté gauche de la photo (B).
3. Une importante concentration de varioles à la base du coussin (C).

Trois niveaux distincts de tuf felsique, de même nature que ceux de l'unité B, ont pu être cartographiés; leur épaisseur n'excède pas 25 m. Les tufs mafiques forment des niveaux lenticulaires d'une épaisseur pouvant atteindre 50 m; ils n'ont pas été suivis sur plus de 200 m.

UNITÉ D

Cette unité est formée essentiellement de tufs felsiques finement stratifiés (tableau 2). A cause de la mise en place d'un grand volume de roches intrusives (gabbro/diorite, trondhjémite), elle affleure peu. Sa partie sommitale affleure

toutefois de belle façon le long de la rive sud-est du lac Châtillon (coupe 4); d'une épaisseur maximum de 150 m, celle-ci peut être suivie sur 3800 m.

Les tufs felsiques s'apparentent à ceux de l'unité B. Ils sont finement stratifiés, des lits millimétriques de chert et d'argilite y sont intercalés et il peut être établi, malgré la recristallisation, que les phases détritiques essentielles sont le plagioclase et le quartz.

Quelques lits de lapillistone sont intercalés entre les tufs. Ils sont formés d'une variété de fragments subanguleux à anguleux, dont le diamètre excède rarement 5 mm. Quelques lits sédimentaires vert foncé sont également visibles au sommet de l'unité. Ils sont finement laminés et la schistosité y est accentuée; nous croyons qu'il s'agit de niveaux épicalstiques (grauwacke).

Nous avons observé quelques affleurements de brèche rhyolitique cisailée au nord de la granodiorite du lac Châtillon.

Dans le secteur du lac Troilus, plusieurs porphyres quartzo-feldspathiques sont présents dans les tufs. Les contacts concordants suggèrent qu'il s'agit de dômes rhyolitiques subvolcaniques.

UNITÉ E

Elle est formée de coulées de laves basaltiques entre lesquelles sont intercalés quelques rares niveaux de tufs acides et intermédiaires. Ces tufs, de quelques dizaines de mètres d'épaisseur, s'étendent sur des distances maximales de 1500 m.

Les laves sont généralement coussinées ou massives. Les variétés massives sont aisément confondues avec le gabbro, de sorte qu'il est difficile d'étudier les variations de faciès des coulées. Les coussins, homogènes, ont rarement plus de 1 m de diamètre et sont généralement déformés. Quelques lentilles à fragments de coussins dans une matrice hyaloclastique ont été observées. Elles s'étendent, au plus, sur quelques dizaines de mètres.

Le contact inférieur avec le tuf felsique n'est pas observé mais la première coulée peut être reconnue (rive ouest du lac Châtillon) par les fragments de rhyolite et de sulfures près de la base. L'empilement de basaltes semble s'étendre jusqu'aux granitoïdes de bordure. La puissance de l'unité ne peut être évaluée avec précision à cause de la déformation, qui s'accroît considérablement à l'approche des granitoïdes. Son épaisseur maximum est évaluée à 3000 m.

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

Dans les bandes de roches vertes précambriennes qui peuvent se comparer à celle de Frotet-Evans, une origine volcanique a été établie (Sangster, 1972) pour la plupart des dépôts de sulfures (Cu, Zn) qui s'y trouvent. Une telle origine a été invoquée pour le dépôt de la Selco Mining, à l'ouest du lac Domergue (Reed, 1979). La zone de sulfures qui constitue le dépôt se trouve au sommet d'une unité de rhyolite, laquelle est surmontée par une unité de basaltes.

Nous nous sommes donc attardé, de façon particulière, à définir des horizons stratigraphiques favorables à l'intérieur de la séquence homoclinale décrite précédemment.

CONTACT ENTRE LES UNITÉS B et C

Ce contact souligne la fin d'un épisode de volcanisme explosif calco-alcalin. La fin de cet épisode est indiquée par le dépôt intermittent de niveaux de chert et de shale graphiteux. La porosité inhérente aux niveaux grossiers (tufs à blocs) qui prédominent peut avoir favorisé la circulation de fluides hydrothermaux.

Nous avons observé de la chalcoppyrite dissiminée dans les tufs mafiques à l'est du lac Troilus (analyse 1 du tableau 3); ceux-ci représentent les premières manifestations du volcanisme mafique de l'unité C. Un forage implanté dans le même secteur a recoupé des zones de sulfures (pyrrhotite, sphalérite, chalcoppyrite) dans une lentille de brèche felsique près du contact (sous-unité 3 de l'unité B).

TABLEAU 3 - Résultats d'analyse d'échantillons minéralisés au contact entre les unités B et C.

	(1)	(2)	(3)
Cu (ppm)	3 000	2 000	17 200
Zn (ppm)	230	-	570
Ag (oz/t.)	0,08	0,05	0,88
Au (oz/t.)	-	-	0,015

CONTACT ENTRE LES UNITÉS C ET D

Nous avons étudié de façon détaillée (Simard & Brouillette, ce volume) l'altération intense et continue (22 km) observée au sommet de l'unité de basaltes tholéitiques. Nous croyons qu'elle résulte de l'activité hydrothermale engendrée à la fin d'un cycle volcanique mafique (unité C)

ou felsique (unité B); la limite supérieure de l'altération marque l'interface avec l'eau. L'étude comparative de l'altération dans les roches volcaniques mafiques et felsiques indique que les échanges d'éléments observés dans les basaltes (silicification) sont inversés dans les rhyolites (chloritisation). La même complémentarité de l'altération a été reconnue à Matagami, où un modèle géothermique a été élaboré (MacGeehan, 1978).

Nous n'avons observé qu'une zone minéralisée près du contact. Située au sud du lac Troilus, elle consiste en amas centimétriques de chalcopryrite dissimulés dans une veine de quartz et calcite (analyse 2 du tableau 1).

CONCLUSION

L'empilement volcano-sédimentaire des lacs Frotet et Troilus a été métamorphisé au faciès des schistes verts et de l'amphibolite. Nous y avons délimité une séquence homoclinale, pour laquelle nous avons établi cinq coupes lithostratigraphiques (figure 6) et une coupe synthétique (figure 7). Nous y avons distingué trois unités de laves basaltiques d'affinité tholéiitique entre lesquelles sont intercalées

CONTACT ENTRE LES UNITÉS D ET E

Les dépôts sédimentaires de l'unité D présentent les caractères d'un faciès distal. Ils ont été envahis par plusieurs porphyres quartzo-feldspathiques. Plusieurs études indiquent que ces derniers sont fréquemment associés à la minéralisation. Selon Sangster (1972), les faciès distaux peuvent contenir des sulfures.

Comme nous l'avons déjà indiqué, des fragments de rhyolite et de sulfures oxydés ont été notés à la base de l'unité E (rive ouest du lac Châtillon). Une zone minéralisée intéressante a été identifiée dans le gabbro, près du contact, à l'ouest du lac Troilus. Il s'agit d'amas de chalcopryrite de plusieurs centimètres de diamètre dans des veines de quartz et carbonates (analyse 3 du tableau 1).

deux unités de roches pyroclastiques d'affinité calco-alcaline.

L'étude approfondie de la séquence indique que celle-ci remplit toutes les conditions géologiques nécessaires à la formation de dépôts massifs de cuivre et zinc d'origine volcanique. Plusieurs indices découverts le long des contacts entre les différentes unités confirment l'excellent potentiel minier de ce secteur.

BIBLIOGRAPHIE

- AYRES, D.L., 1978 - Metamorphism in the Superior Province of northwestern Ontario and its relationship to crustal development IN Metamorphism in the Canadian Shield. Commission géologique du Canada; étude préliminaire 78-10, pages 25-36.
- DIMROTH, E. - LICHTBLAU, A.P., 1979 - Metamorphic evolution of Archean hyaloclastites, Noranda area, Quebec, Canada. Part I: Comparison of Archean and Cenozoic sea-floor metamorphism. Journal canadien des sciences de la Terre; volume 16, numéro 7, pages 1315-1340.
- FISHER, R.V., 1961 - Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. Geological Society of America; bulletin 72, pages 1409-1414.
- FRANCONI, A., 1976 - Région au confluent des rivières Broadback et Assinica. Ministère des Richesses naturelles, Québec; rapport intérimaire; DPV-362.
- GÉLINAS, L. - LAJOIE, J. - BOUCHARD, M. - SIMARD, A. - VERPAELST, P. - SANSFAÇON, R., 1978 - Les complexes rhyolitiques de la région de Rouyn-Noranda. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV-583.
- GUNTER, W.L., 1977 - Région du lac Bueil. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG-189.
- IRVINE, T.N., - BARAGAR, W.R.A., 1971 - A guide to the classification of the common volcanic rocks. Journal canadien des sciences de la Terre; volume 8, numéro 5, pages 523-549.
- LAJOIE, J., 1979 - Facies models 15, volcanoclastic rocks. Geoscience Canada, volume 6, numéro 3, pages 129-139.
- LOOMIS, A.A., 1966 - Contact metamorphic reactions and processes in the Mt. Tallac roof remnant, Sierra Nevada, California. Journal of Petrology; 7, pages 221-245.
- MACGEEHAN, P.J., 1978 - The geochemistry of altered volcanic rocks at Matagami, Québec; a geothermal model for massive sulphide genesis. Journal canadien des sciences de la Terre; volume 15, pages 551-570.
- MIYASHIRO, A. - SHIDO, F. - EWING, M., 1971 - Metamorphism in the Mid-Atlantic Ridge near 24°N and 30°N. Royal Society of London; Philosophical transactions; series A; 268; pages 589-603.
- MOORE, J.G., 1965 - Petrology of deep-sea basalt near Hawaii. American Journal of Science; volume 263, pages 40-52.
- MOYER, P.T., 1961 - Région de St-Urcisse, territoire de Mistassini. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP-460.
- MURPHY, D.L., 1966 - Région des lacs Frozet et Troilus, territoires d'Abitibi et de Mistassini. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG-123.
- PEARCE, J.A. - CANN, J.R., 1973 - Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth and Planetary Science Letters; volume 19, pages 290-300.
- REED, L.E. 1979 - The discovery and definition of the Lessard base metal deposit, Quebec. IN Geophysics and geochemistry in the search for metal ores (Wood, P.J., éditeur). Commission géologique du Canada; série de la géologie économique; volume 31, pages 631-639.
- RONDOT, J., 1972 - Région du lac Regnault, territoire d'Abitibi. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG-149.
- SANGSTER, D.F., 1972 - Precambrian volcanic massive sulphide deposits in Canada: a review. Commission géologique du Canada; étude préliminaire 72-22.
- SEKI, Y., 1961 - Calcareous hornfels in the Arisu district of the Kitakami Mountains, northeastern Japan. Journal of Geology and Geography; volume 32, pages 55-78.
- SHIDO, F., 1978 - Plutonic and metamorphic rocks of the Nakoso and Iritono districts in the central Abukuma Plateau. Journal of the Faculty of Science, University of Tokyo; Section II, volume 11, pages 131-217.
- SIMARD, A., 1979 - Quart sud-ouest du canton de Clairly. Ministère des Richesses naturelles, Québec; rapport préliminaire; DPV-686.
- _____ 1980 - Quart nord-ouest du canton de Clairly et quart nord-est du canton 1222. Ministère de l'Energie et des Ressources; rapport intérimaire; DPV-756.
- _____ 1981 - Demie nord du canton 1323; carte préliminaire; DP-843.
- _____ 1981 - Canton 1322 (SE) et canton 1323 (SW); carte préliminaire; DP-850.
- SIMARD, A. - BROUILLETTE, P., 1982 - L'altération hydrothermale des basaltes du lac Troilus: implications pour l'exploration; ce volume.

ALTÉRATION HYDROTHERMALE DES BASALTES DU LAC TROÏLUS

Alain Simard - Pierre Brouillette

RÉSUMÉ

Nous nous sommes intéressés de façon particulière à une mince bande de metabasaltes intensément altérés qui s'étend entre les lacs Châtillon et Troïlus. Dans cette étude préliminaire nous avons suivi l'approche de Davies et al. (1979) et nous avons déterminé de façon qualitative la mobilité de FeO, MgO, CaO, Na₂O et SiO₂. Nous estimons que les metabasaltes ont été silicifiés et que les roches acides sous-jacentes ont été chloritisées. L'analogie établie avec l'altération observée dans l'encaissant de la mine Garon (à Matagami) est intéressante pour l'exploration minérale.

TABLE DES MATIÈRES

	Pages
INTRODUCTION	179
GÉOLOGIE GÉNÉRALE	179
L'HORIZON ALTÉRÉ	180
Caractères macroscopiques	180
Pétrographie	181
Altération chimique: les oxydes mobiles	182
Lessivage et enrichissement des oxydes	
mobiles	184
La carbonatation	186
LIMITES DE L'ÉTUDE	187
CONCLUSION	187
BIBLIOGRAPHIE	188

INTRODUCTION

Nous avons déjà souligné (Simard, 1982, ce volume) que la partie est de la bande volcanosédimentaire archéenne Protet-Evans représente un secteur à fort potentiel minier. Des études spécialisées appuyées sur des paramètres géophysiques (Assad & Favini, 1980) l'indiquent également. Depuis 1958, la découverte de plusieurs zones minéralisées (pyrite, pyrrhotite, chalcoppyrite, sphalérite, molybdénite) confirme l'existence d'un potentiel minier important dans la région. Le gîte Lessard, découvert à l'ouest du lac Domergue en 1971, constitue la zone minéralisée la plus importante de la région. Il s'agit d'un dépôt stratiforme volcanogène (Reed, 1979) dont les réserves sont évaluées à 1.46 millions de tonnes (1.73% Cu, 2.96% Zn, 1.1 oz/t. Ag, 0.019 oz/t. Au). Nous avons donc cherché à reconnaître, lors de nos travaux de terrain (Simard, 1981a, 1981b, 1983) les horizons stratigraphiques propices à la formation des dépôts de sulfures de même nature.

Les dépôts de sulfures stratiformes d'origine volcanique se forment dans

une période de quiétude à la fin d'un épisode de volcanisme felsique (fin d'un cycle). Les métaux sont transportés par les solutions hydrothermales qui, en cours de route, altèrent les roches encaissantes. L'altération est particulièrement intense dans la partie supérieure de l'empilement volcanique, i.e. aux points de décharge des solutions. Conséquemment, la plupart des gisements volcanogènes du Bouclier canadien ont été découverts au contact rhyolites-basaltes; la roche encaissante est généralement très altérée (Sangster, 1972; Descarreaux, 1973; Spitz & Darling, 1975; MacGeehan, 1978; Carignan & Gélinas, 1979).

L'étude préliminaire qui suit porte sur un niveau de basalte extrêmement altéré en contact avec des roches felsiques. Les objectifs poursuivis sont de définir sommairement la mobilité des principaux oxydes et de déterminer si l'altération des basaltes est du même type que celle rencontrée autour de certains gisements en Abitibi.

GÉOLOGIE GÉNÉRALE

Le niveau altéré (figure 1) se trouve au sommet de l'unité C (Simard, 1982, ce volume) dont nous résumons ci-dessous les principaux caractères:

- . Extension sur plus de 22 km à l'est et au sud des lacs Châtillon et Troilus, avec une épaisseur qui oscille autour de 500 m.
- . Localisation à la base d'une séquence homoclinale de roches volcaniques.
- . Lithologie consistant principalement en metabasaltes à actinote, coussinés, qui se sont mis en place en milieu relativement profond (2000 m).
- . Affinité tholéiitique, même si elle est intercalée entre des unités de roches pyroclastiques d'affinité calco-alcaline.

blanchâtre et une cassure vert-gris pâle qui contrastent avec la patine d'altération brun rouille et la cassure vert foncé des metabasaltes. La fuchsite est fréquemment observée dans les microfissures ou dans les zones de trempé des coussins. Les structures coussinées sont conservées sauf dans certaines zones localisées près du contact supérieur, où les effets conjugués de la déformation (deux schistosités) et de la recristallisation ont provoqué l'oblitération des structures primaires.

Sur le terrain, on peut distinguer deux types d'altération: la carbonatation et la silicification. La première est répandue alors que la seconde est limitée au secteur du lac Troilus. La carbonatation est indiquée par la faible dureté de la roche (moins de 3 sur l'échelle de Mohs) et par la réaction au HCl. Les roches silicifiées ont la dureté des rhyolites.

PÉTROGRAPHIE

Les textures de refroidissement rapide qui caractérisent les basaltes magnésiens (Gélinas & Brooks, 1974; Arndt et al., 1977) sont bien conservées dans les metabasaltes. Les phases primaires remplacées par l'actinote et la chlorite peuvent être identifiées à partir des textures et des formes cristallines encore discernables. Les chaînes squelettiques et les cristaux idiomorphes d'olivine baignent dans une pâte formée essentiellement de cristaux de clinopyroxène fibro-radiés (figure 2).

Dans les roches altérées, l'olivine squelettique est reconnue dans la plupart des échantillons même si la recristallisation de la mésostase a provoqué l'oblitération des textures (figure 3). L'actinote n'est observée dans aucune lame mince

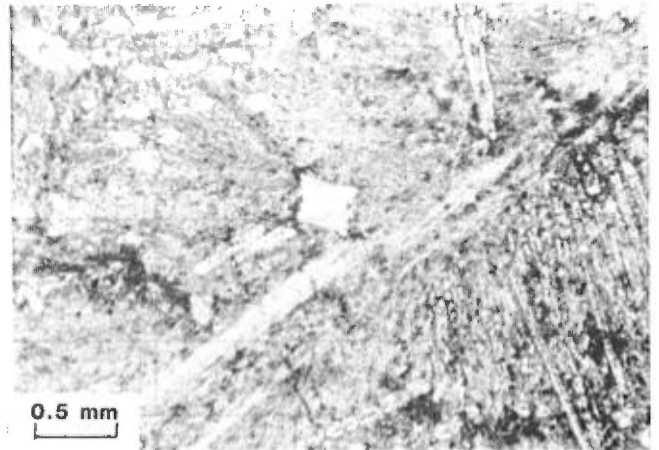


FIGURE 2 - Photomicrographie d'un basalte magnésien qui montre les textures caractéristiques d'un refroidissement rapide. Les grands cristaux squelettiques d'olivine baignent dans une pâte dévitrifiée constituée de cristaux squelettiques de clinopyroxène et de plagioclase. Les minéraux ferromagnésiens sont remplacés par l'actinote et le plagioclase par la clinozoïsite.

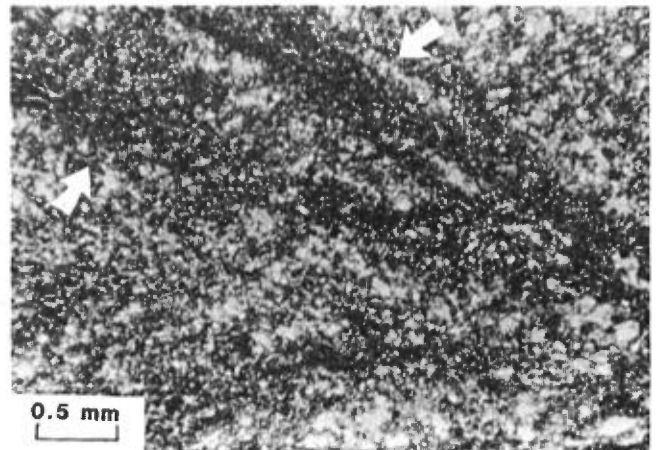


FIGURE 3 - Photomicrographie d'un basalte altéré. Les chaînes squelettiques d'olivine ont été remplacées par la chlorite. La mésostase recristallisée possède la composition suivante: quartz + albite + clinopyroxène + calcite.

et la chlorite n'est pas très abondante. La calcite est notée dans toutes les lames, principalement dans la mésostase, dans des proportions inverses de celles de la clinopyroxène. Sous l'influence d'un fluide métamorphique riche en CO₂, les minéraux calciques sont déstabilisés, l'actinote en premier lieu et l'épidote par la suite (Miyashiro, 1975; Valiquette et al., 1980).

TABEAU 1 - Principales transformations minéralogiques observées dans les basaltes

BASALTE FRATS	MÉTABASALTE	MÉTABASALTE ALTÉRÉ
Olivine: chaînes squelettiques et cristaux idiomorphes	Actinote + chlorite	Chlorite + quartz + calcite (n=4) Calcite + <u>épidote</u> (n=1)
Clinopyroxène: mésostase fibro-radiée	Actinote + clinozoisite	Albite (?) + clinozoisite + quartz + calcite (n=1)
Plagioclase: mésostase fibro-radiée	Albite (?) + clinozoisite	

TABEAU 2 - Analyses chimiques des metabasaltes et des metabasaltes altérés

	5-10	56-7	25-30	8-1	815-20	816-1	719-6	4-2
SiO ₂	49,1	57,2	50,9	52,3	54,65	51,08	52,03	66,5
Al ₂ O ₃	12,3	15,0	13,2	15,1	15,12	13,91	13,90	14,5
Fe ₂ O ₃	1,00	3,35	2,15	0,89	1,74	1,53	2,04	0,77
FeO	8,17	4,85	6,88	6,66	4,91	6,24	6,77	1,61
MgO	14,2	5,44	7,59	4,99	5,42	6,75	7,09	1,46
CaO	8,44	9,23	8,03	8,40	9,78	8,48	9,25	6,18
Na ₂ O	1,19	1,64	0,44	2,91	1,88	2,15	1,36	4,02
K ₂ O	0,08	1,02	<0,01	0,08	0,00	0,00	0,00	0,13
H ₂ O ⁺	4,14	2,02	6,03	4,14	2,93	4,29	4,02	1,75
TiO ₂	0,38	0,52	0,46	0,50	0,47	0,44	0,47	0,44
P ₂ O ₅	0,02	0,07	0,04	0,05	0,02	0,03	0,05	0,04
CO ₂	0,01	0,06	1,05	1,63	2,32	5,05	3,24	0,61
S	0,02	0,13	0,05	0,04	0,12	0,23	0,03	0,10
	99,05	100,44	96,82	97,68	99,36	100,18	100,25	98,09

Les échantillons 5-10 et 56-7 ne sont pas altérés: 5-10 est riche en olivine et 56-7 est une andésite. L'échantillon 4-2 provient de la marge d'un coussin.

Les effets de la carbonatation sont observés dans toutes les lames minces. Les relations texturales indiquent clairement qu'il s'agit d'un phénomène tardif. Une seule lame montre des évidences de silicification: le plagioclase idiomorphe est remplacé par le quartz et des veinules de quartz traversent la lame mince. La mésostase est constituée essentiellement d'albite fibro-radiée. Cette texture suggère que l'échantillon provient de la marge d'un coussin. Dans le tableau 1 figurent les principaux assemblages minéralogiques des metabasaltes altérés et non altérés.

ALTÉRATION CHIMIQUE: LES OXYDES MOBILES

Nous avons tenté, à partir de six analyses chimiques (tableau 2), d'établir la nature de l'altération particulière qu'ont subis les basaltes. Pour ce faire, nous nous sommes largement inspirés de la procédure de Davies et al. (1979).

Tout comme Davies et al. (1979), nous avons reconnu la mobilité des oxydes à partir des diagrammes binaires qui comparent deux rapports (figure 4). Pour

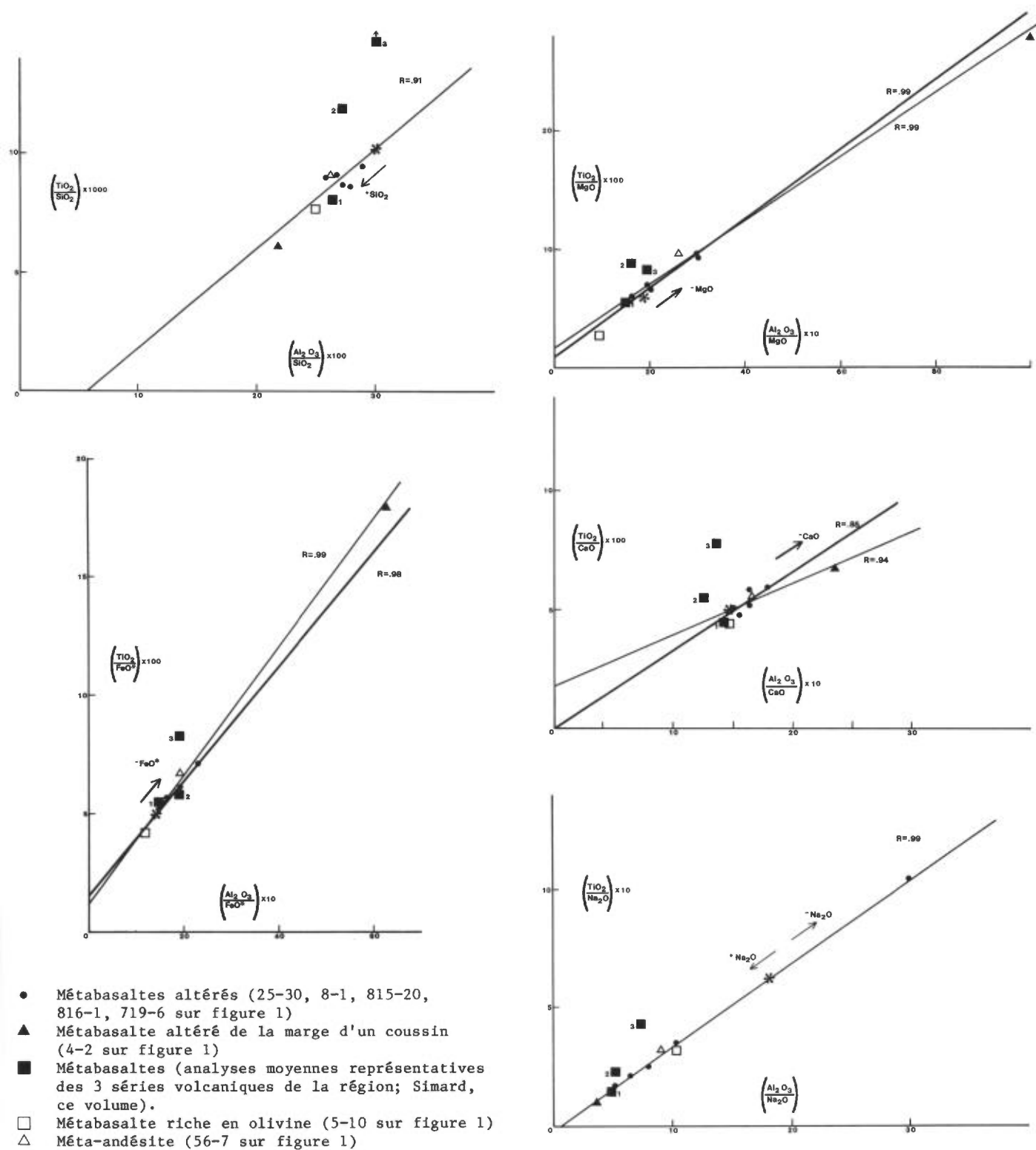


FIGURE 4 - Diagrammes binaires comprenant des rapports d'oxydes. Les droites de régression ont été calculées sur six points (trait fin) et sur cinq points (trait gras excluant 4-2). L'étoile (*) représente un métabasalte non altéré (tableau 3).

un même diagramme, les rapports sont constitués d'un oxyde stable au numérateur et d'un oxyde mobile comme dénominateur commun. La droite de régression passe par l'origine à la condition expresse que les oxydes du numérateur soient totalement immobiles. Il faut cependant vérifier, qu'avant l'altération, les basaltes analysés étaient tous de même composition i.e. qu'ils appartiennent à une même série magmatique peu différenciée. Nous avons pu le démontrer à l'aide de certains éléments en traces qui peuvent rester immobiles lors de l'altération. Nous avons déjà souligné le caractère immobile du Ti et du Zr dans nos roches (Simard, ce volume). Le diagramme Ti/Zr (figure 5) permet de vérifier l'appartenance des basaltes étudiés à une même série magmatique peu différenciée. Les échantillons 5-10 et 56-7 des figures 4, 5, 6 et 7 n'ont pas été considérés dans le calcul des droites de régression et des coefficients de corrélation à cause de leur position dans le diagramme Ti/Zr (figure 5). L'étude pétrographique indique que l'échantillon 5-10 contient un pourcentage anormal d'olivine (accumulation) et que

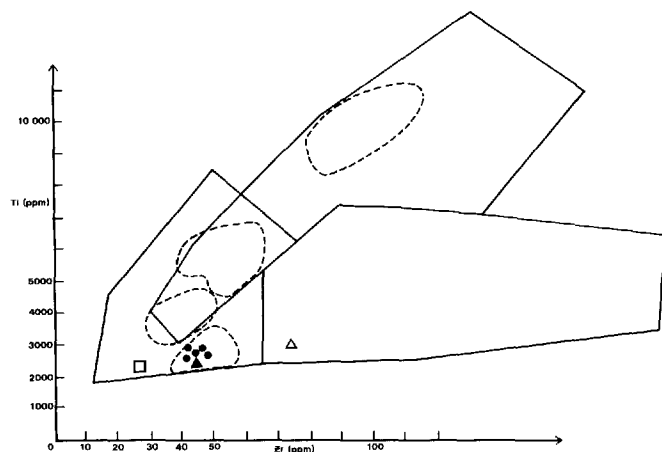


FIGURE 5 - Diagramme de Pearce & Cann (1973). Les contours délimitent les différentes séries tholéitiques de la partie est de la bande Frotet-Evans. Voir la légende de la figure 4.

l'échantillon 56-7 possède la composition et la texture d'une andésite.

En plus du TiO_2 , nous avons choisi Al_2O_3 comme oxyde immobile après consultation de quelques publications qui traitent de la mobilité des éléments majeurs dans les basaltes (Humpries & Thompson, 1978; Mottl & Holland, 1978; Dimroth & Lichblau, 1979). Le diagramme TiO_2/Al_2O_3 (figure 6) confirme la pertinence de ce choix.

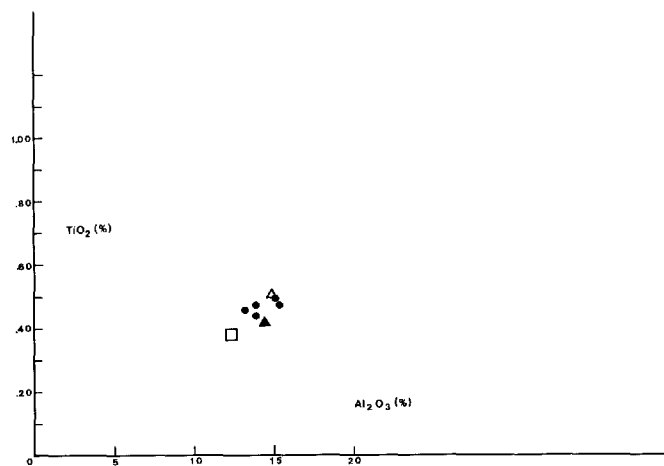


FIGURE 6 - Diagramme binaire qui confirme le caractère immobile du Al_2O_3 . Voir la légende de la figure 4.

LESSIVAGE ET ENRICHISSEMENT DES OXYDES MOBILES

Dans un premier temps, nous avons établi la mobilité de SiO_2 , FeO , MgO , CaO et Na_2O . Il nous reste à établir, pour chaque oxyde mobile, s'il a été lessivé ou enrichi. Pour ce faire, nous avons fixé un point de référence (échantillon non altéré) sur les diagrammes de la figure 4. Ne disposant pas d'un tel échantillon nous avons constitué l'analyse totale d'un basalte non altéré (tableau 3) à partir des diagrammes de la figure 7. Nous y avons lu les valeurs des différents oxydes en fonc-

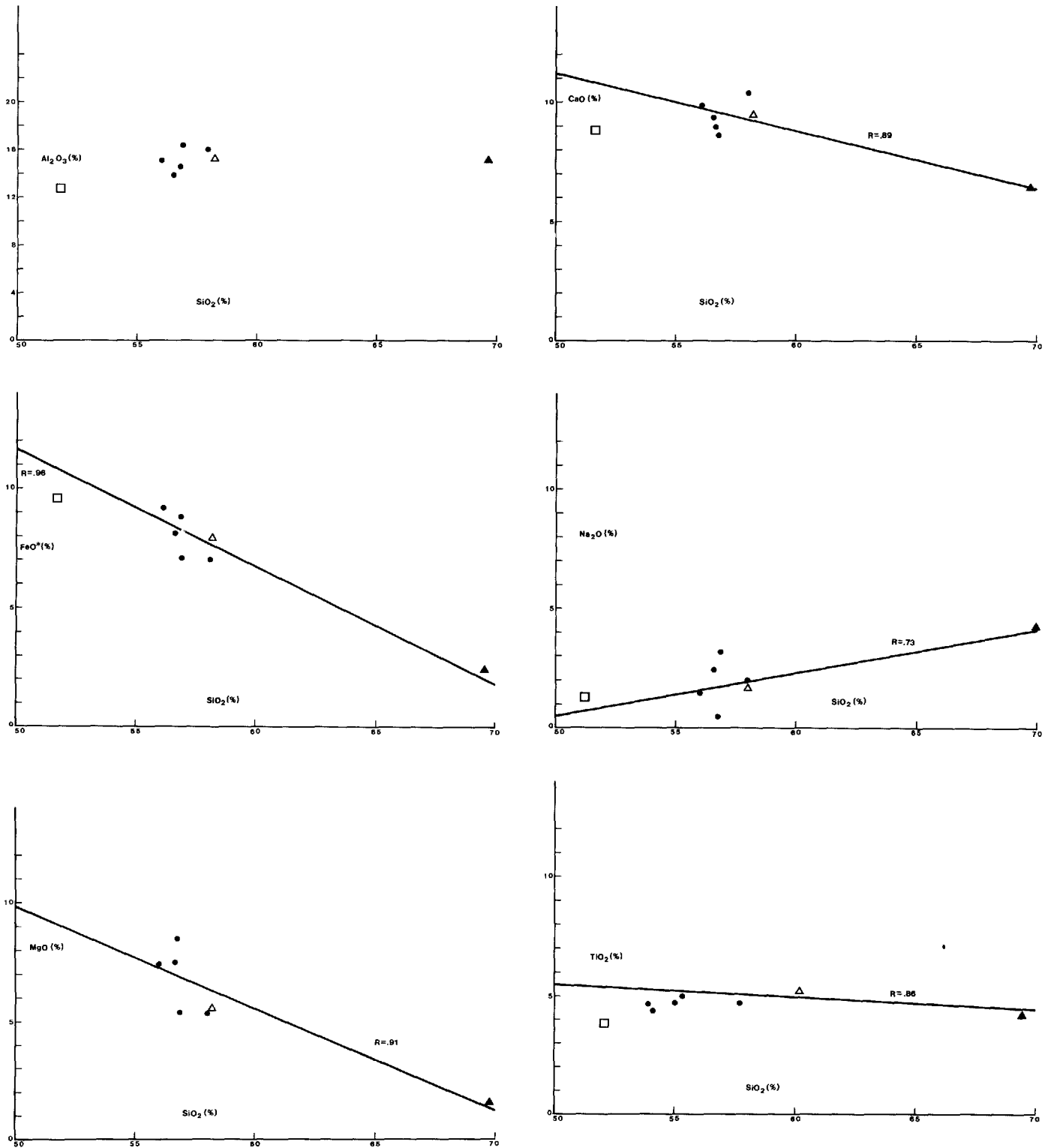


FIGURE 7 - Diagrammes binaires pour les principaux oxydes en fonction du pourcentage de SiO₂. Voir la légende de la figure 4.

TABLEAU 3 - Analyse chimique d'un basalte non altéré, tirée de la figure 7. Les valeurs des différents oxydes sont obtenues en fixant à 52% la valeur du SiO₂

Oxydes	%
SiO ₂	52,00
Al ₂ O ₃	15,58
FeO total	10,62
MgO	8,97
CaO	10,71
Na ₂ O	0,86
K ₂ O	0,53
	<hr/> 98,57

tion de la valeur du SiO₂ fixée à 52%. Cette valeur est une moyenne de 34 métabasaltés de la région (écart-type = 1.15%).

Les résultats de l'étude sont synthétisés dans le tableau 4. Il en ressort que:

- 1 - Les basaltes ont subi un enrichissement en SiO₂ et en Na₂O (plus faible) compensé par un lessivage du FeO_{total}, MgO et CaO.
- 2 - L'altération des roches mafiques est complémentaire de celle des roches felsiques. Les roches mafiques sont silicifiées et les roches felsiques sont chloritisées.
- 3 - Le patron d'altération des roches volcaniques du lac Troilus est de même nature que celui décrit pour MacGeehan (1978) autour de la mine Garon, à Matagami. Cet auteur a élaboré un modèle géothermique qui associe "altération" et "minéralisation".

LA CARBONATISATION

Lors d'examen pétrographique nous avons surtout noté la carbonatation. Le traitement graphique des analyses chimiques

FIGURE 8 - Diagramme binaire montrant que le calcium a été très peu mobilisé avant et pendant la formation de la calcite.

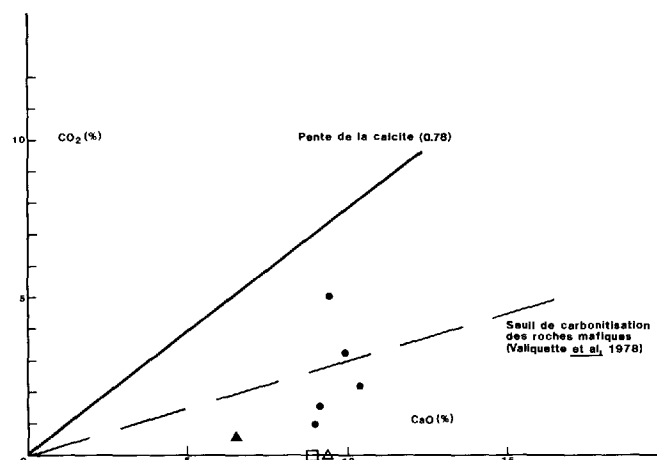
TABLEAU 4 - Distribution des principaux oxydes dans les roches volcaniques altérées

	Roches felsiques		Roches mafiques	
SiO ₂	▼	▽	▲	
Al ₂ O ₃		△	◆	◇
FeO _(total)	▲	△	▼	▽
MgO	▲	△	▼	▽
CaO			▼	▽
Na ₂ O	▼	▽	▲	
K ₂ O		▽		◇
TiO ₂		△	◆	▽

Enrichissement (△) et lessivage (▽) dans les roches felsiques et mafiques de la mine du lac Garon, Matagami (MacGeehan, 1978).

Enrichissement (▲) et lessivage (▼) dans les roches volcaniques felsiques (Robert, 1983) et mafiques du lac Troilus.

Oxydes stable (◆), variable (◇)



indique que l'altération se définit essentiellement comme une silicification. La formation de la calcite est tardive et provient d'un changement de composition du

fluide hydrothermal (pression partielle de CO_2). Sur la figure 8, l'alignement des points parallèlement à l'ordonnée confirme que la migration du CaO est mineure sauf pour l'échantillon 4-2.

LIMITES DE L'ÉTUDE

Cette étude est qualitative à cause de l'échantillonnage et des effets du changement de volume (Gresens, 1967).

Compte tenu de la superficie couverte (figure 1), le nombre d'échantillons est insuffisant. Ceux-ci occupent, à peu de choses près, la même position stratigraphique et, conséquemment, l'intensité de l'altération varie peu. Ainsi nous ne disposons pas d'un échantillon de metabasalte non altéré et un échantillon (4-2), très altéré, est démarqué. Un échantillonnage complet permettra d'estimer les variations dans l'intensité de l'altération et de préciser la position des droites de régression (figure 4).

Les effets du changement de volume se manifestent dans la valeur (% poids) des différents oxydes. Par exemple, le lessivage d'un oxyde X, accompagné d'une diminution de volume de la roche, se traduira par

une augmentation du pourcentage en poids des autres oxydes lors de l'analyse chimique. L'étude qualitative fait donc intervenir l'examen des rapports des oxydes (notre étude) alors que l'étude quantitative nécessite l'évaluation du changement de volume (Gresens, 1967).

Nous avons délimité une petite section (figure 1) dans la bande de metabasaltes altérés qui s'étend à l'est du lac Troilus, et à partir d'une grille régulière, nous avons prélevé 25 échantillons. L'étude de ces échantillons va nous permettre de définir les variations latérales et verticales de l'altération et, peut-être, de localiser un ou plusieurs points de décharge des solutions hydrothermales. A partir de l'analyse de Au, Ag, Cu, Zn, Cr et Ni, nous espérons être en mesure d'évaluer le potentiel minéral de cette zone altérée.

CONCLUSION

L'étude préliminaire réalisée sur la bande de metabasaltes altérés s'étendant entre les lacs Châtillon et Troilus indique que les metabasaltes sont silicifiés; l'altération (chloritisation) observée dans les roches felsiques sous-jacentes est complémentaire (Robert, 1983). Nous croyons que l'altération résulte de l'activité hydrothermale qui suit la fin d'un cycle volcanique. Les fumerolles qui s'échappent par

les zones de faiblesse de l'édifice volcanique peuvent transporter des métaux qui précipitent, autour de la zone de décharge, des solutions hydrothermales sur le plancher océanique. Dans cette optique, des travaux complémentaires ont été entrepris dans un secteur clef de petite superficie en vue d'examiner les relations entre les variations dans l'intensité de l'altération et le comportement des métaux d'intérêt économique.

BIBLIOGRAPHIE

- ARNDT, N.T. - NALDRETT, A.J. - PYKE, D.R., 1977 - Komatiite and iron-rich tholeiitic lavas of Munro Township, northeast Ontario. *Journal of Petrology*; volume 21, pages 629 à 651.
- ASSAD, R. - FAVINI, G., 1980 - **Prévisions de minerai cupro-zincifère dans le nord-ouest québécois: établissement et répartition.** Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec; DPV-670.
- CARIGNAN, J. - GÉLINAS, L., 1979 - **Géochimie et géostatistique comme outil combiné pour l'exploration des gisements volcanogènes de sulfures massifs.** Réunion annuelle de l'Association Géologique du Canada et de l'Association Minéralogique du Canada, du 23 au 25 mai 1979, Québec; programme et résumés, volume 4, page 42.
- DAVIES, J.F. - GRANT, R.W.E. - WHITEHEAD, R.E.S., 1979 - **Immobile trace elements and Archean volcanic stratigraphy in the Timmins mining area, Ontario.** *Journal canadien des Sciences de la Terre*; volume 16, no 2, pages 305 à 311.
- DESCARREAU, J., 1973 - **A petrochemical study of the Abitibi volcanic belt and its bearing on the occurrences of massive sulphide ores.** *Canadian Institute of Mining and Metallurgy*; Bulletin 66, pages 61-69.
- DIMROTH, E. - LICHTBLAU, A.P., 1979 - **Metamorphic evolution of Archean hyaloclastites, Noranda area, Québec, Canada. Part I: Comparison of Archean and Cenozoic seafloor metamorphism.** *Journal canadien des Sciences de la Terre*; volume 16, no 7, pages 1315 à 1340.
- GÉLINAS, L. - BROOKS, C., 1974 - **Archean quench-texture tholeiites.** *Journal canadien des Sciences de la Terre*; volume 11, no 2, pages 324-340.
- GRESENS, R.L., 1967 - **Composition - volume relationships of metasomatism.** *Chemical Geology*, 2, pages 47-65.
- HUMPHRIS, S.E. - THOMPSON, G., 1978 - **Hydrothermal alteration of oceanic basalts by seawater.** *Geochimica et Cosmochimica Acta*; volume 42, pages 107 à 165.
- MacGEEHAN, P.J., 1978 - **The geochemistry of altered volcanic rocks at Matagami, Québec: a geothermal model for massive sulphide genesis.** *Journal canadien des Sciences de la Terre*; volume 15, no 4, pages 551 à 570.
- MIYASHIRO, A., 1973 - **Metamorphism and metamorphic belts.** G. Allen & Unwin Ltd.; 492 pages.
- MOTTL, J.M. - HOLLAND, H.D., 1978 - **Chemical exchange during hydrothermal alteration of basalt by seawater - I. Experimental results for major and minor components of seawater.** *Geochimica et Cosmochimica Acta*; volume 42, pages 1103 à 1115.
- ROBERT, C., 1983 - **Rapport des travaux d'exploration réalisés sur la cible du lac Troilus.** Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec; DP en préparation.
- SANGSTER, D.F., 1972 - **Precambrian volcanogenic massive sulphide deposits in Canada: a review.** *Commission géologique du Canada*; étude préliminaire 72-22.
- SIMARD, A., 1981a - **Demie nord du canton 1323.** Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec; carte préliminaire, DP-843.
- 1981b - **Canton 1322 (SE) et canton 1323 (SW).** Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec; carte préliminaire, DP-850.
- 1983 - **Lithostratigraphie préliminaire de la partie est de la bande volcanosédimentaire archéenne Frotet-Evans,** ce volume.
- SPITZ, G. - DARLING, R., 1975 - **The petrochemistry of altered volcanic rocks surrounding the Louvem copper deposit, Val-d'Or, Québec.** *Journal canadien des Sciences de la Terre*; volume 12, numéro 11, pages 1820 à 1849.
- VALIQUETTE, G. - MELLINGER, M. - GAGNON, Y., 1980 - **Lithogéochimie des roches volcaniques de la région de Normétal.** Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec, DPV-710.

ÉTUDE STRUCTURALE DE LA RÉGION DE LA BAIE TUSH
DISTRICT DE CHIBOUGAMAU

Daniel Lamothe

RÉSUMÉ

La région de la baie Tush se situe au coeur de la bande archéenne de roche verte reliant Quévillon au lac Caopatina. On y observe un assemblage de roches volcaniques et volcanoclastiques, auquel s'associent plusieurs intrusions mafiques et ultramafiques.

Ce rapport présente une brève description des unités lithologiques. On y démontre l'existence de plis serrés d'axe E-W déformant les volcanites ainsi que les intrusions associées. On y mentionne la présence de plusieurs systèmes de faille dont l'un, de direction ENE, présente un intérêt économique. Les résultats de 50 analyses partielles localisées sont présentés sous forme de tableau.

TABLE DES MATIÈRES

	Page
INTRODUCTION	191
Remerciements	192
Travaux antérieurs	192
Géologie générale	192
LITHOSTRATIGRAPHIE	194
Assemblage volcanique	194
Unité 1	194
Unité 2	195
Unité 3	196
Unité 4	197
Roches plutoniques	198
GÉOLOGIE STRUCTURALE	199
Structures mineures	199
Clivages	199
Linéations	200
Structures majeures	201
Plis	201
Failles	202
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE	203
CONCLUSION	205
RÉFÉRENCES	205
CARTE (1:20 000): Région de la baie Tush	hors texte

INTRODUCTION

La région cartographiée se trouve à environ 70 km à l'WSW de Chapais et à 20 km au NE de Desmaraisville (figure 1). Elle comprend le quart SE du canton de Gand ainsi que le quart NE du canton de Lespérance. Elle fait partie de la feuille SNRC 32G/12 du découpage à 1: 50 000 (lac Opawica) et se situe entre les latitudes 49°30' et 49°40' et les longitudes 75°52'30" et 75°45'00". Sa surface totale est de 168 km². La carte géologique (hors texte) en a été levée à l'échelle 1: 10 000.

On accède à la région en empruntant le chemin principal du territoire de coupe de la compagnie forestière Kruger. A

son extrémité est, ce chemin rejoint la route nationale 113 à 18 km à l'ouest de Chapais; à son extrémité ouest, il rejoint la même route à 16 km à l'est de Desmaraisville. La ligne de chemin de fer du Canadien National reliant Senneterre à Chibougamau traverse la région en son centre, en direction est-ouest.

La région comprend deux réservoirs majeurs: le lac Opawica, étroit et allongé en direction est-ouest; et le lac Wachigabau, dont la baie Tush constitue un important appendice. Ces deux lacs sont séparés localement par l'île au Goéland. La région comprend également le petit lac

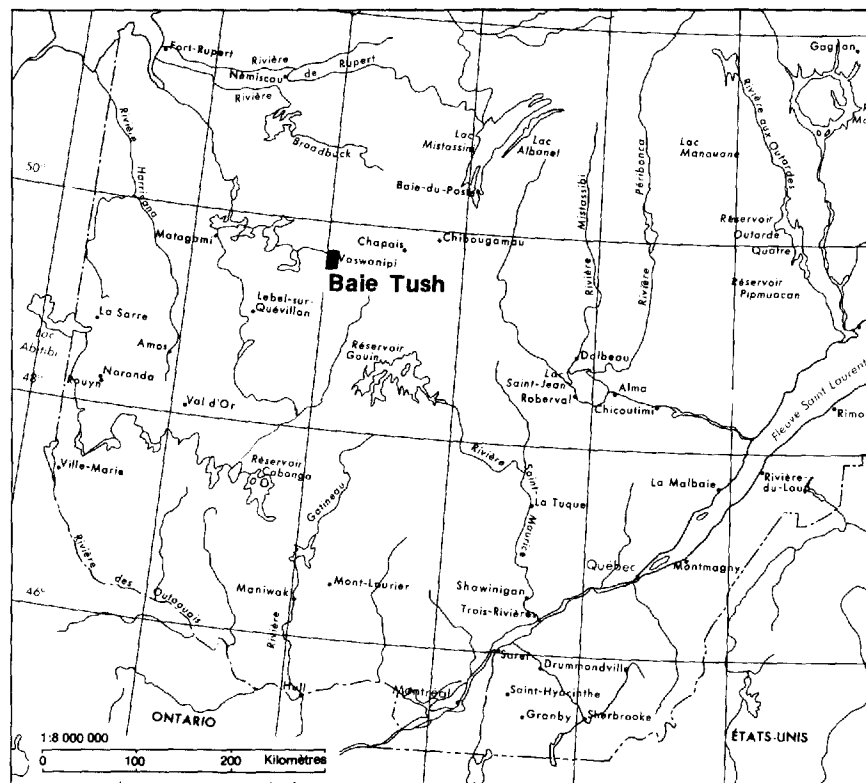


FIGURE 1 - Localisation de la région de la baie Tush.

Shortt, site d'un puits d'exploration en cours de fonçage par les Mines Falconbridge Nickel Ltée. La demie nord est traversée à l'est par le ruisseau Dalime, qui relie le lac Lewis au lac Opawica.

REMERCIEMENTS

Nous tenons à remercier Hélène Girouard et Jean Lalanne qui ont participé à la cartographie. Nous remercions également Pierre Thibault, Nicole Rioux et Yves Dumont pour leur assistance au cours de l'été. Nous sommes de plus très reconnaissants à Antoine Franconi, Jean-Marc Charbonneau, André Gobeil, Gilles-O. Allard et Jean-Louis Caty, dont les suggestions constructives nous ont grandement aidé dans notre travail. Enfin, merci à André Gauthier et Jean Boissonnault, des Mines Falconbridge Nickel Ltée, de même qu'à Pierre Sauvé, Guy Béland et Marlène Otis de la Société de Développement de la Baie James, pour leurs suggestions et encouragements.

TRAVAUX ANTÉRIEURS

Les premiers travaux dans la région ont été effectués par Shaw (1937) pour le compte de la Commission géologique du Canada. Outre une brève description lithologique accompagnant une carte à l'échelle de un mille au pouce (1:63 360), il suggère la présence d'une faille importante près de la rive sud du lac Opawica. Il signale de plus la présence d'or au nord du lac Shortt. Depuis, la région a été le site d'une exploration intensive par plusieurs compagnies.

Notre région apparaît dans deux travaux de compilation géologique et minérale. Le premier, par Duquette (1970), comprend l'ensemble du district de Chibou-

gamau. Le second, par Avramtchev & Lebel-Drolet (1982), englobe une grande partie de l'Abitibi.

GÉOLOGIE GÉNÉRALE

A l'exception des dykes protérozoïques de gabbro-diabase, toutes les roches de la région sont d'âge archéen et appartiennent à la province du Supérieur (tableau 1). Elles ont été affectées par au moins une phase de plissement de grande amplitude lors de l'orogénie kénoréenne, il y a environ 2.5 milliards d'années (Stockwell, 1982). Ce grand plissement a eu pour résultat la formation de longues bandes de roche verte orientées est-ouest. Les roches ont aussi, lors de cette orogénie, subi un métamorphisme syntectonique atteignant le faciès des schistes verts.

TABLEAU 1 - Sommaire des formations

Pléistocène	Sable, gravier, argile, blocs erratiques
Protérozoïque	ROCHES PLUTONIQUES Gabbro et diabase à olivine Complexe des Chutes de l'Esturgeon: péridodite, pyroxénite, gabbro, gabbro à quartz, microgabbro Complexe de la Rivière Opawica: gabbro anorthosique, anorthosite Syénite Porphyre à quartz et feldspath Tonalite Diorite
Archéen	ASSEMBLAGE VOLCANIQUE Tuf intermédiaire à fragments monogénique Unité 4 Lave mafique porphyrique Tuf felsique à fragments polygéniques Basalte et andésite (?) Unité 3 Tuf, gabbro Diabase Tuf intermédiaire ou felsique, Unité 2 diabase Tuf laminé Tuf graphiteux Basalte porphyrique Unité 1 Tuf mafique Gabbro

Les roches de la région s'inscrivent dans un secteur à la jonction de deux grandes bandes, soit celle de Chibougamau-Matagami et celle du Lac Caopatina-Quévillon. Comme le montre la figure 2, ce secteur est bordé par les plutons pré-orogéniques de Wachigabau et Lapparent au sud et au nord-est respectivement, et par le pluton de Waswanipi, apparemment post-orogénique, au nord-ouest. Les plutons de Wachigabau et Lapparent se composent de tonalite et de diorite, alors que le pluton de Waswanipi se compose vraisemblablement de granodiorite (Sharma, communication orale).

La région est formée d'une alternance de bandes de volcanites effusives et de volcanoclastites de composition variant

de mafique à felsique. Ces unités se disposent en plis plus ou moins serrés, à flancs subverticaux et de trace axiale orientée environ N70°. Elles sont métamorphosées au faciès des amphibolites au contact avec les plutons.

Plusieurs intrusions concordantes différenciées, retrouvées essentiellement au sein des unités 3 et 4, ont été mises en place avant l'orogénie kénoréenne. De composition mafique et ultramafique, ces intrusions semblent former des bassins structuraux à flancs subverticaux.

L'ensemble des unités est recoupé par quelques dykes protérozoïques de diabase et de gabbro orientés environ N40°.

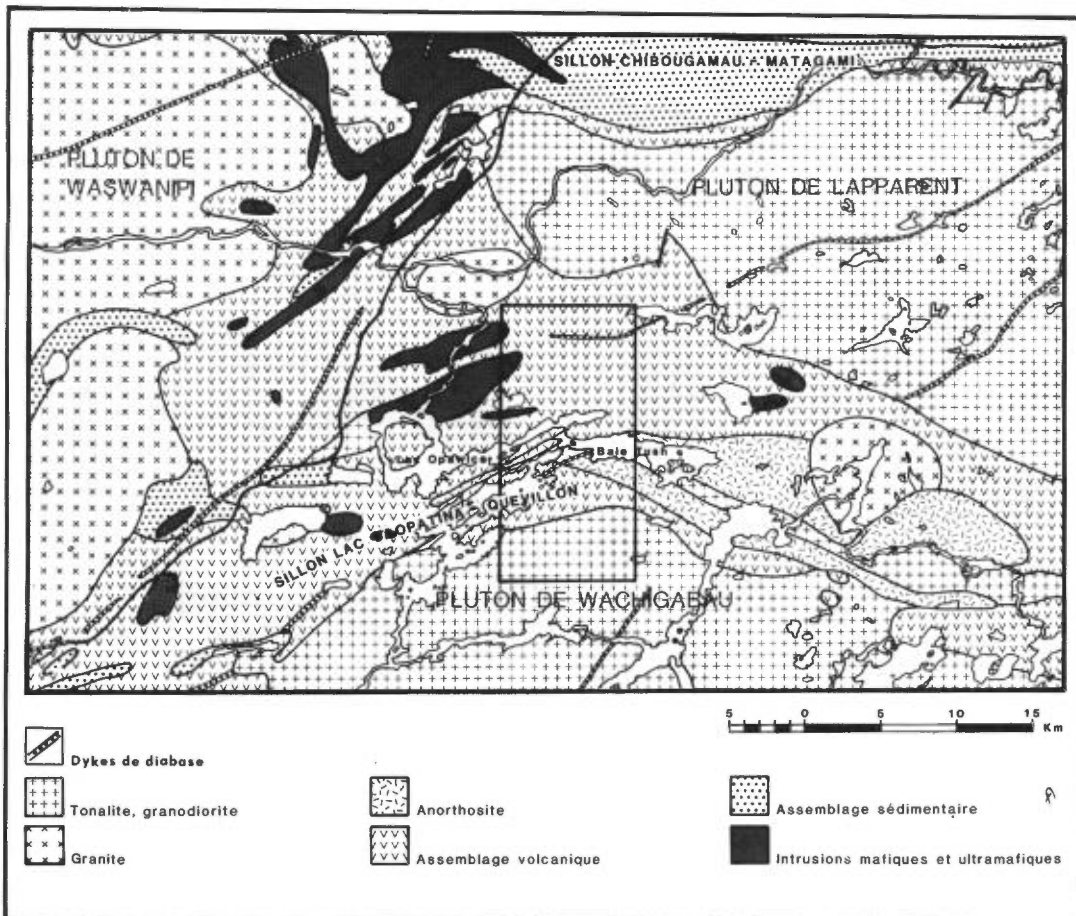


FIGURE 2 - Géologie générale de la région de la baie Tush. Modifié d'Avramtchev et LeBel-Drolet (1981).

LITHOSTRATIGRAPHIE

ASSEMBLAGE VOLCANIQUE

UNITÉ 1

L'unité 1 comprend les roches les plus anciennes de notre région. Elle se compose essentiellement de basalte coussiné porphyrique. De minces niveaux de tuf de composition intermédiaire, non reportés sur la carte, ont aussi été observés. On note en association avec le basalte quelques intrusions mafiques comagmatiques.

Cette unité est observée principalement au sud de la baie Tush ainsi que sur l'île au Goéland et sur la pointe séparant le lac Opawica de la baie Tush (voir carte). Au sud de la baie Tush, les seuls affleurements importants se situent près du contact avec le pluton de Wachigabau, dans la partie est de la carte. Les roches y sont peu déformées. Bien que métamorphosées au faciès des amphibolites à proximité du contact (non visible) avec la tonalite-diorite, les structures primaires mésoscopiques et microscopiques sont bien préservées. Au nord de la baie Tush, surtout dans les parties centre et ouest de la carte, on remarque toutefois une intense déformation de la roche caractérisée par la présence de nombreuses zones de cisaillement et par un étirement prononcé des structures et textures primaires. Cette déformation rend très difficile toute distinction entre les tufs chloriteux (lorsque présents) et les laves basiques cisillées. Nous associons ce phénomène à la présence combinée de la faille du lac Opawica, immédiatement au nord, et de l'anticlinal de l'île au Goéland.

Les basaltes de l'unité 1 forment généralement des coussins dont la taille varie de 10 à 60 cm (figure 3). La bordure des coussins est mince et régulière (souvent moins de 1 cm d'épaisseur) et se compose d'un matériel très fin s'altérant brun moyen. La lave, à grain fin ou très fin, est porphyrique et montre de 1 à 6% de phénocristaux idiomorphes de plagioclase de 5 mm à 3 cm d'arête. La roche est peu vésiculaire. On remarque en lame mince une mésostase constituée de microlithes de plagioclases saussuritisés entourés d'un verre déstabilisé composé d'actinote et de clinozoisite. Les phénocristaux de plagioclase sont complètement saussuritisés. La recristallisation due à l'intrusion de la tonalite devient importante à proximité du contact, alors qu'une foliation apparaît dans la roche.

On note quelques intrusions de gabbro en association avec les basaltes.

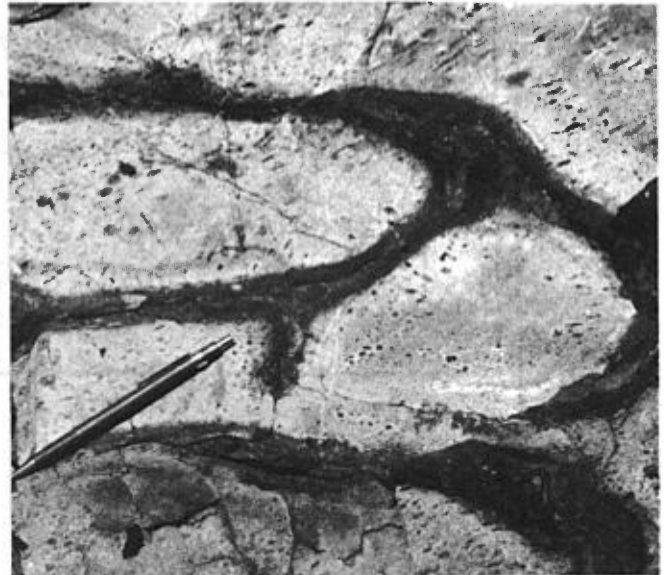


FIGURE 3 - Basalte coussiné amphibolitisé près du contact avec le pluton de Wachigabau.

Le gabbro est à grain moyen et présente une texture porphyrique. On y observe jusqu'à 15% de phénocristaux idiomorphes de plagioclase de 5 mm à 5 cm d'arête. L'aspect très similaire du gabbro et des basaltes suggère une origine comagmatique.

UNITÉ 2

Cette unité se trouve essentiellement au coeur de larges dépressions topographiques, notamment à l'extrémité est du lac Wachigabau et en bordure du lac Opawica. Elle se compose de tuf de composition intermédiaire ou felsique contenant localement des interlits pyriteux de phyllade graphiteux. L'épaisseur minimum de l'unité est d'environ 550 m.

Le long de la rive ouest du lac Wachibagau, l'unité forme un grand synclinal ouvert dans lequel on observe une prédominance de tufs lités. Les lits, d'une épaisseur variant de 4 cm à 5 m, montrent un bon granoclassement en plusieurs endroits. Les contacts entre les lits sont nets. Les sommets, de façon assez caractéristique, sont à grain très fin et d'apparence quasi cherteuse. De composition généralement homogène, le tuf montre dans plusieurs cas un aspect cristallin: il contient parfois plus de 50% de cristaux de plagioclase de 0.5 à 2 mm d'arête.

Les tufs contiennent plusieurs interlits à contacts nets ou légèrement transitionnels de lapillistone, de tuf à lapilli et de tuf à blocs, dont l'épaisseur peut dépasser 7 m. Ces pyroclastites sont constituées de 5 à 40% de fragments anguleux ou subanguleux de lave ou tuf de composition intermédiaire, dont la taille peut atteindre 1 m.

On note aussi dans cette unité un

certain nombre de dykes de diabase porphyrique contenant jusqu'à 4% de phénocristaux de plagioclase de 1 à 3 mm d'arête. Leur épaisseur peut atteindre une quinzaine de mètres. Il est possible que ces dykes constituent des filons nourriciers des volcanites mafiques de l'unité 3.

Un faciès accessoire de l'unité 2 est visible sur la rive nord de l'île au Goéland ainsi que sur la rive nord du lac Opawica. Il consiste en un tuf très bien lité et laminé, montrant une alternance d'environ 70% de lits de tuf à grain fin vert grisâtre et de 30% de lit de tuf graphiteux gris sombre. Les lits et lamines, de 1 mm à 10 cm d'épaisseur, sont localement granoclassés; en quelques endroits, on peut observer des lamines entrecroisées et des empreintes de charge. Les lits présentent généralement un aspect régulier et continu et leurs contacts sont nets.

Ce faciès passe latéralement, vers l'extrémité est de l'île, à un tuf à blocs (figure 4), généralement bien lité, qui est identique à celui observé autour du lac Wachigabau. Au nord-est du lac Opawica, on

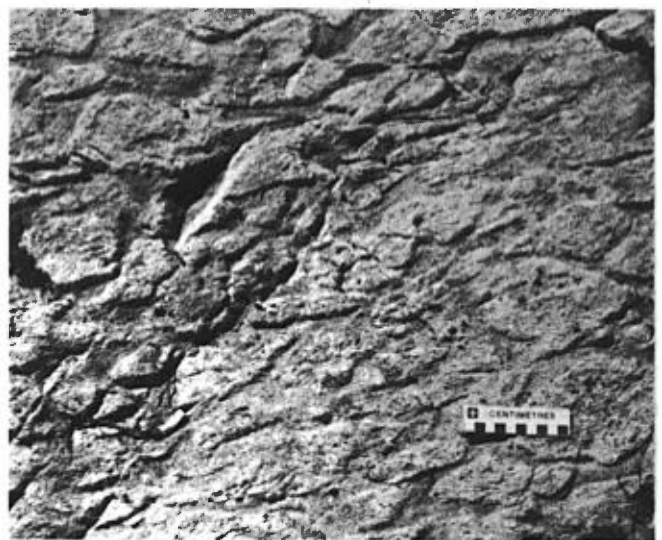


FIGURE 4 - Tuf à blocs de l'extrémité nord-est de l'île au Goéland.

note un tuf rhyolitique à grain très fin. Très dur, ce tuf est passablement fracturé et tend à former des cassures subconchoïdales.

Le contact inférieur avec l'unité 1 n'est pas visible. Cependant, un aspect cisailé à la base et la présence de nombreuses anomalies INPUT (M.E.R., 1981) dans la zone contact suggèrent un contact de faille entre ce faciès et l'unité 1. Le contact supérieur avec l'unité 3 semble également être faillé. La zone de contact est en effet soulignée par une grande carbonatisation des roches ainsi que par un fort cisaillement.

UNITÉ 3

Cette unité se rencontre principalement dans la partie centre-est de la région, délimitée par le lac Lewis, le ruisseau Dalime et le lac Opawica. On la rencontre aussi dans la partie ouest, sur la rive nord du lac Opawica et dans l'angle NW de la carte.

Son épaisseur, variable, peut atteindre 2600 m. Elle se compose d'environ 85% de basalte et d'andésite(?) coussiné, de 10% de filons-couches et de dykes de gabbro et de diabase, et de 5% de pyroclastites. Les laves forment des coussins de 10 cm à 2 m de grand axe. La lave de composition basaltique est localement très vésiculaire, les vésicules pouvant atteindre une taille de 3 cm et former jusqu'à 20% du volume de la roche (figure 5). Dans l'ensemble toutefois, la roche n'est que légèrement vésiculaire. Les niveaux andésitiques (?) observés essentiellement à la base de l'unité, se distinguent des basaltes par une couleur claire en surface fraîche. Leur épaisseur se situe entre 200 et 450 m. Les coulées sont occasionnellement surmontées de lits de pyroclastite de com-



FIGURE 5 - Coussins vésiculaires de l'unité 3.

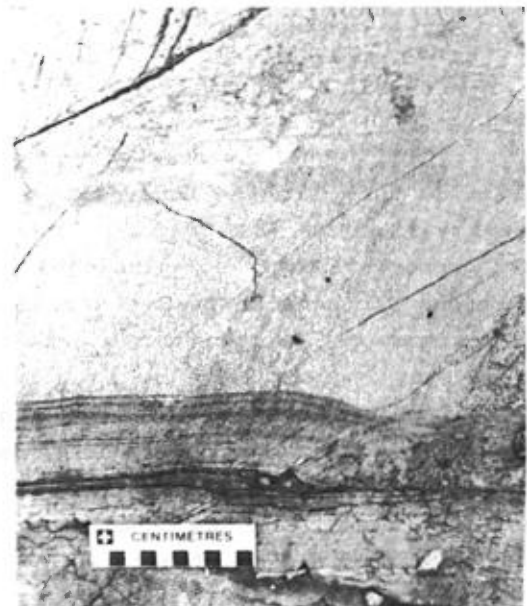


FIGURE 6 - Lits de tuf intermédiaire granoclassés (sommet vers le haut).

position intermédiaire de 30 cm à 5 m d'épaisseur. Ces lits se composent de tuf laminé à grain fin ou moyen, de tuf à lapilli et de minces lits (<2 cm) de tuf siliceux ou de chert. Les lits sont généralement granoclassés (figure 6) et montrent localement des structures de base (empreintes de charge, etc.).

De nombreux filons-couches et dykes de gabbro et de diabase pénètrent l'unité dans ses parties médiane et supérieure. Leur épaisseur peut atteindre 200 m. Le gabbro, de couleur vert sombre, montre jusqu'à 30% de phénocristaux de pyroxènes à texture gloméroporphyrique. On y note occasionnellement quelques enclaves des roches encaissantes.

UNITÉ 4

Cette dernière unité, située dans la demie supérieure de la carte, se compose de plusieurs membres, à caractère essentiellement pyroclastique, qui peuvent être regroupés en deux assemblages.

Le premier, au sud du lac Shortt, est formé de tuf felsique à blocs polygéniques localement remaniés (figure 7). Ce tuf possède une matrice quartzo-feldspathique ou feldspathique recristallisée. Les fragments, de taille très variable et anguleux, se composent, en proportion décroissante, de lave et de tuf de composition intermédiaire, de chert et de sulfures massifs (figure 8). Ces derniers, essentiellement formés de pyrite et de pyrrhotine,

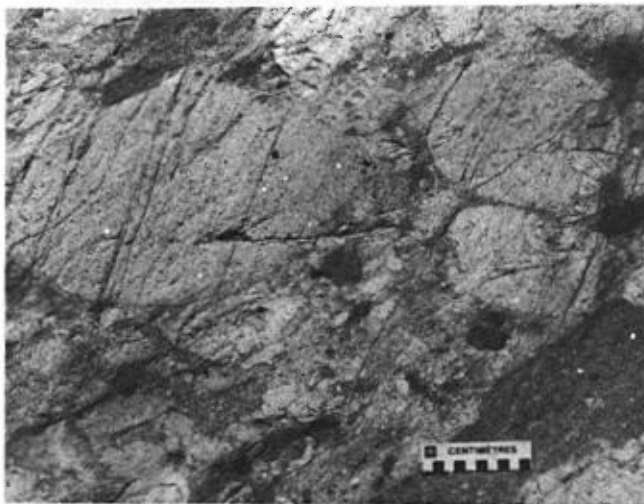


FIGURE 7 - Tuf à blocs polygénique remaniés de l'unité 4.

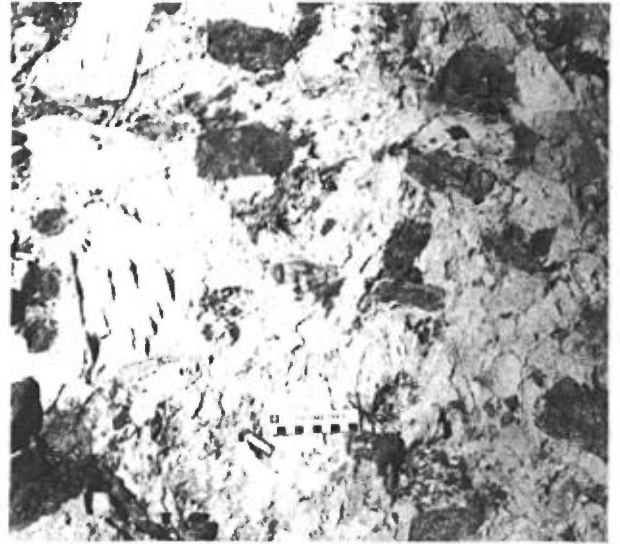


FIGURE 8 - Fragments anguleux de lave et tuf intermédiaires (clair), de chert (foncé) et de sulfures massifs (coin inférieur gauche).

présentent généralement un aspect concrétionnaire ou laminé.

Le second assemblage, qui constitue peut-être un équivalent latéral du premier, occupe le centre d'un synclinal d'axe nord-est entre le lac Lewis et le lac Shortt. Formé de tuf à blocs principalement monogéniques (figure 9), sa composition est plutôt intermédiaire. Les frag-

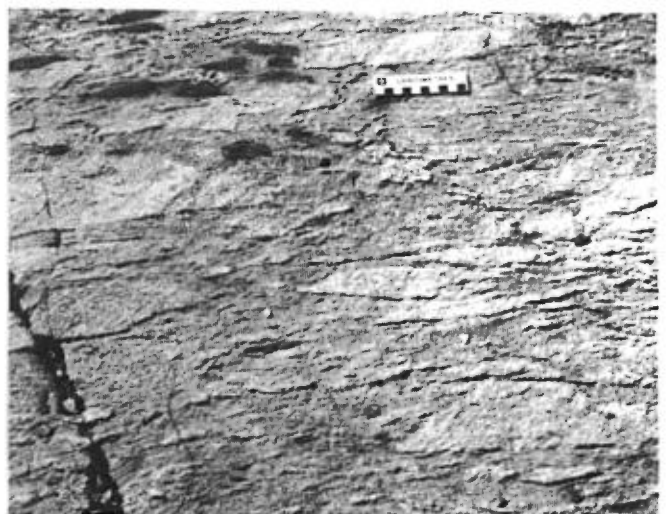


FIGURE 9 - Tuf à blocs monogéniques de l'unité 4.

ments, anguleux à subanguleux, se composent de lave andésitique ou dacitique. La matrice est constituée de tuf à cristaux de plagioclases et, à certains niveaux, de tufs à cristaux d'amphiboles.

On retrouve aussi dans l'unité quelques niveaux lenticulaires de lave mafique à phénocristaux de pyroxène et de plagioclase.

ROCHES PLUTONIQUES

Excluant le pluton tonalitique de Wachibagau dans la partie sud de la région, l'assemblage volcanique est recoupé par deux grandes intrusions: le Complexe mafique et ultramafique des Chutes de l'Esturgeon et le Complexe anorthositique de la Rivière Opawica.

Le Complexe des Chutes de l'Esturgeon se compose de plusieurs intrusions stratiformes différenciées totalisant au moins 1350 m d'épaisseur. Il forme un bassin structural dont seule l'extrémité nord-est apparaît dans notre région. Les intrusions se composent, à la base, de péridotite (à l'ouest de notre région) ou de pyroxénite et passent graduellement vers le sommet à un gabbro quartzifère, lité et granoclassé en plusieurs endroits. On note, surtout vers le sommet de l'intrusion, plusieurs enclaves de tuf lité.

Une intrusion de microgabbro renfermant des enclaves de pyroxénite et de gabbro affleure sur la rive sud du lac Shortt. Vu la nature des enclaves, nous croyons qu'elle est génétiquement associée aux intrusions du Complexe des Chutes de l'Esturgeon. Une autre intrusion de microgabbro de faible taille (non indiquée sur la carte) affleure sur le site du puits

d'exploration des Mines Falconbridge Nickel Ltée, sur la rive nord du lac Shortt. Le microgabbro est très fracturé et fortement carbonatisé. Il semble lui aussi associé au complexe.

Seule l'extrémité ouest du Complexe de la Rivière Opawica (Maybin, 1976) est présente dans la région. L'intrusion occupe principalement le coeur d'un anticlinal dont la trace axiale longe approximativement le centre de la baie Tush. Elle recoupe l'unité 1, à la pointe sud-ouest de l'île au Goéland, sous forme de minces dykes de 1 à 3 m d'épaisseur au centre de l'île (non présente sur la carte). Le complexe consiste en anorthosite et gabbro anorthositique (figure 10), localement recoupés par des dykes de diabase. L'anorthosite montre en plusieurs endroits une texture de cumulat qui présente un vague litage. Exceptionnellement, les plagiocla-



FIGURE 10 - Gabbro anorthositique du Complexe de la Rivière Opawica.

ses peuvent atteindre des tailles dépassant de 40 cm, comme en témoigne la photographie de la figure 11.

Des niveaux de gabbro à quartz apparaissent localement au sommet de l'intrusion, principalement dans la partie ouest de la région. Ces niveaux semblent issus d'une ségrégation tardive lors de la différenciation magmatique.

Un essaim de filons-couches et dykes de porphyre à quartz et feldspath recoupe l'assemblage volcanique, principalement le long de la rive sud du lac Opawica. Les intrusions sont généralement de faible épaisseur (10 cm à 3 m). Bien que peu minéralisées, elles semblent associées à un patron linéaire d'anomalies INPUT ainsi qu'à des zones de cisaillement. Pour ces raisons, nous croyons qu'elles ont été injectées au sein de failles secondaires sub-parallèles à la faille majeure ENE qui traverse la rive nord du lac Opawica.

Bien qu'aucun affleurement n'en soit visible, nous supposons la présence d'une intrusion alcaline de composition vraisemblablement syénitique à l'extrémité est du lac Shortt (Cormier et al., 1982). L'intrusion d'un magma alcalin permettrait

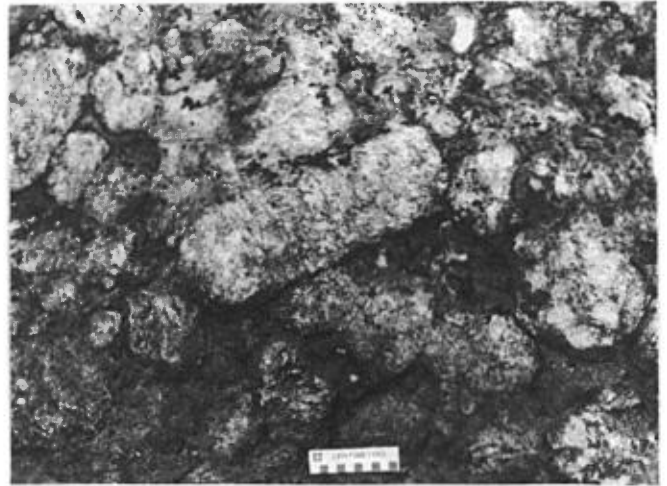


FIGURE 11 - Anorthosite gabbroïque du Complexe de la Rivière Opawica. Rive sud de la baie Tush, à environ 3 km à l'est de la région.

d'expliquer les quelques évidences de recristallisation et métasomatisme alcalin observées en lames minces dans les tufs à cristaux de l'unité 4 sur les rives du lac. On y observe en effet la présence de biotite secondaire ainsi que de riebeckite, toutes deux envahissant partiellement la roche.

Plusieurs dykes de gabbro à olivine et de diabase recourent l'ensemble des unités. Ces dykes sont verticaux et orientés nord-est. Leur épaisseur varie de 80 cm à plus de 150 mètres. La roche est grenue et montre en général une texture interstertiale.

GÉOLOGIE STRUCTURALE

STRUCTURES MINEURES

CLIVAGES

La plupart des affleurements de l'assemblage volcanique montre à l'échelle mésoscopique un ou deux clivages pénétratifs. Le clivage le plus ancien (S_1) est rarement observé et n'est bien développé que

dans les lithologies à grain fin riches en phyllosilicates. Aucun pli mésoscopique ne semble lui être associé.

Un clivage plus récent (S_2) est présent régionalement. Il est observé dans la plupart des affleurements de l'assemblage volcanique; les roches intrusives étant généralement trop résistantes pour être

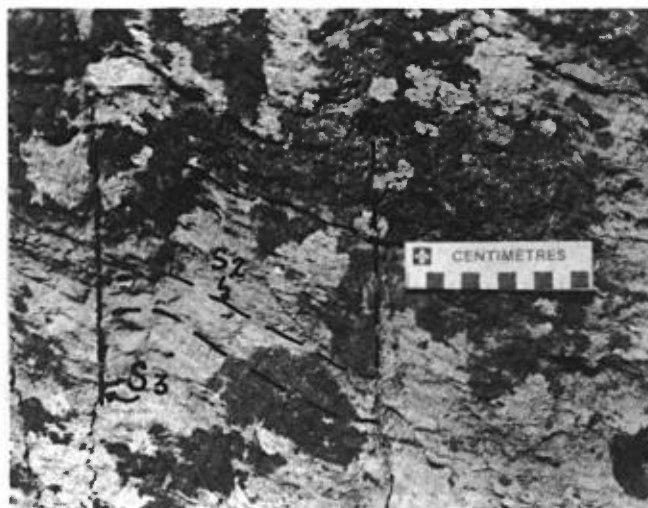


FIGURE 12 - Microlithons dans un tuf laminé de l'unité 2. Ile au Goéland.

clivées ou foliées, il s'y rencontre rarement. Il forme couramment des microlithons de 50 μ à 2 mm d'espacement, engendrant de faibles crénélures sur les surfaces S antérieures, tels le litage S₀ ou le clivage S₁. Il est, en règle générale, orienté entre NO70° et NO90° avec un pendage subvertical. Plusieurs plis mésoscopiques et plans de cisaillement lui sont associés. Son omniprésence et son importance tendent à suggérer que le clivage S₂ est axial aux plis régionaux.

On observe aussi, de façon très irrégulière, un clivage tardif (S₃), orienté NO20°. Très grossier, ce dernier crénèle le clivage S₂ le long de plans de microlithons espacés de 1 mm à 15 cm (figure 12). Il n'est observé que le long des rives du lac Opawica et n'est probablement qu'un résultat local de la faille du lac Opawica.

LINÉATIONS

Les linéations mesurées se regroupent en deux types:

. Les charnières de plis mésoscopiques. A l'exception de quelques rares occurrences résultant du plissement de S₂ par la phase de déformation locale P₃, toutes ces linéations découlent du plissement de S₀ lors de la phase de plissement régional P₂.
. Les crénélures, formées de microplis observés sur les plans S₀, S₁ et S₂.

Bien que la majorité des éléments linéaires ait été mesurée directement sur le terrain, un certain nombre de mesures provient d'intersections calculées sur stéréogrammes à partir de mesures de surfaces planaires prises sur le même affleurement. Les quelques plis parasitiques observés affectent la stratification et, lorsque présent, le clivage S₁. Les plis sont généralement droits et du type dextre (figure 13). Leur charnière a un plongement allant de modéré à vertical. De par leur forme, ces plis appartiennent à la classe "1C" ou "2" de Ramsay. Ils ne semblent pas être déformés par une phase ultérieure de plissement.

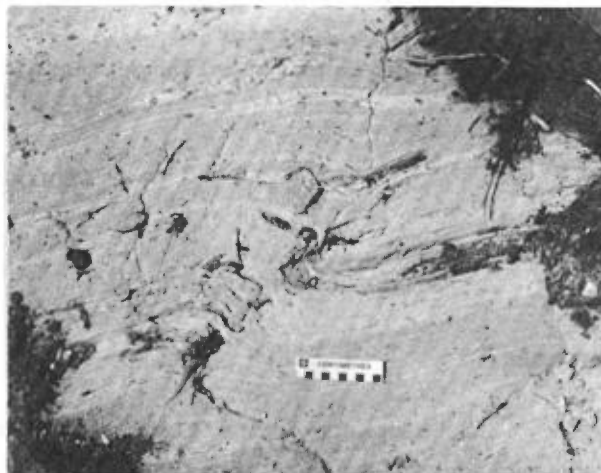
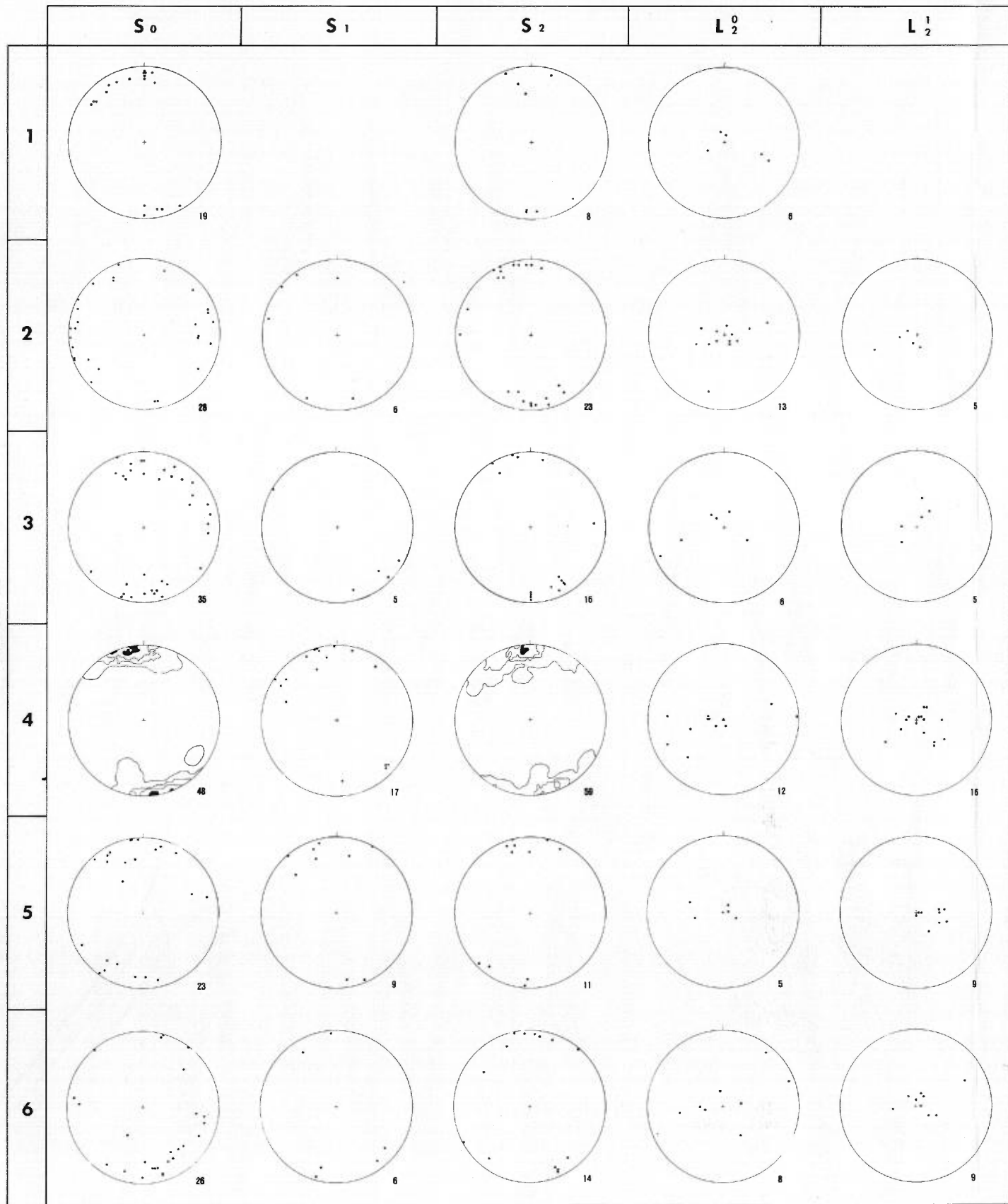
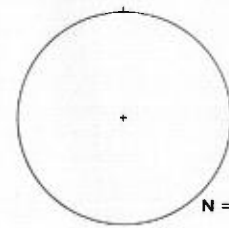


FIGURE 13 - Pli parasite dans un assemblage très folié de laves mafiques et de pyroclastites. Unité 1, à l'est du lac Wachigabau.

DOMAINES



LÉGENDE



Contours à 5%, 10%, 15%, 20% et plus par 100/N% de surface

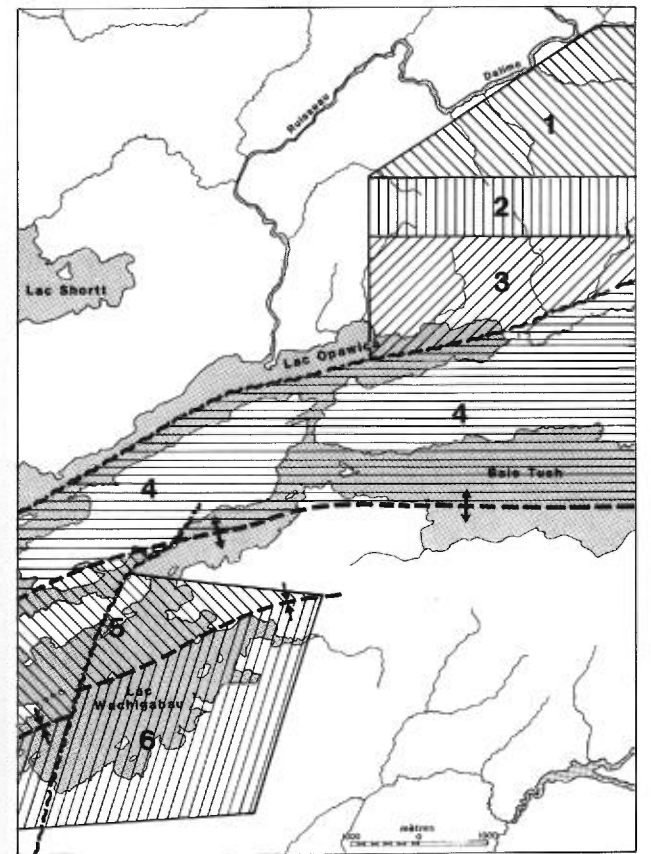


FIGURE 14 - Projections équiangles des éléments structuraux des divers domaines de la région de la baie Tush.

STRUCTURES MAJEURES

PLIS

Un coup d'oeil sur la carte accompagnant ce rapport permet de constater que plusieurs plis affectent l'ensemble des lithologies. Leur trace axiale est orientée entre N045° et N090°, parallèlement à l'axe de la bande Caopatina-Quévillon dans ce secteur. L'intervalle interaxial est de l'ordre de 2 à 4 km.

Les plis, sauf exception, sont isoclinaux et symétriques, leur charnière plongeant subverticalement.

Pour illustrer les divers types de plis, nous avons individualisé six domaines, présentés à la figure 14. Dans chaque domaine, les mesures planaires (S_0 , S_1 , S_2) et linéaires (L_2^0 et L_2^1) ont été compilées et mises sur projection équiaire. L'orientation moyenne des échantillons sur chaque diagramme a été calculée en faisant la somme et la moyenne de chacun des angles trigonométriques composant chacun des points (méthode de Fisher). Pour cette étude, nous avons utilisé une version modifiée du programme STATIS, conçu par N.H. Woodcock, de l'Université de Cambridge. Par convention, les directions de pendage des surfaces planaires sont orientées dans le sens horaire de l'azimuth.

DOMAINES 1 À 3

Dans ces domaines, l'orientation moyenne du litage passe successivement de N076°/81° à N181°/81°. Cette distribution résulte de la présence de deux plis serrés, à flancs subverticaux, au sein des domaines. La trace axiale de ces plis est ENE.

Dans chacun des domaines, l'orientation moyenne de S_2 est de N254°/89°, ce qui correspond assez bien à la surface axiale des plis. Les mesures sont regroupées, suggérant qu'aucune déformation ultérieure n'est intervenue.

La répartition de L_2^0 est quasi la même d'un domaine à l'autre. L'orientation moyenne est de N221°/82°, ce qui indique que les plis sont verticaux (ou neutres). La distribution des polarités dans la zone couverte par les trois domaines (voir carte) permet d'établir qu'il s'agit d'un anticlinal (domaines 1 et 2) et d'un synclinal (domaine 3).

Le nombre des mesures de S_1 et de L_1^0 dans les trois domaines est insuffisant pour estimer leur rôle dans la déformation. Nous signalons toutefois, pour l'ensemble des domaines, la grande similitude des distributions entre S_1 et S_2 , de même qu'entre L_2^0 et L_2^1 . Cette similitude est observée dans les autres domaines et nous en tirons la conclusion que cette distribution parallèle est obtenue soit parce qu'il y a eu une étroite transposition des foliations antérieures dans le plan S_2 , soit parce que les clivages S_2 ont été occasionnellement confondus avec les clivages S_1 sur le terrain.

DOMAINE 4

Les mesures de S_0 dans le domaine forment un maximum-point, orienté N081°/87°. Cette orientation moyenne est presque parallèle à celle du clivage S_2 , orienté N077°/84°. La distribution des faciès et des polarités indique que l'extrémité ouest du domaine est le site d'un anticlinal, de type isoclinal à flancs verticaux. Le clivage S_2 est parallèle à

ces derniers et constitue la surface axiale du pli. Le plongement de la charnière L_2^0 est variable et semble orienté vers l'WSW, avec un angle assez fort.

La zone de charnière du pli est soulignée par un fort cisaillement des formations, visible à l'extrémité ouest de l'île au Goéland.

DOMAINES 5 ET 6

Les domaines 5 et 6 constituent, respectivement, les flancs nord et sud d'un pli synclinal dont la trace axiale se situe au centre du lac Wachibagau. La plupart des mesures proviennent de lits de tuf granoclassés de l'unité 2. Les pôles de litage des deux domaines combinés se répartissent vaguement le long d'un grand cercle πS_0 (figure 15) dont le pôle correspond approximativement à l'orientation moyenne des mesures L_2^0 combinées. Cette répartition suggère un pli cylindroïdal serré à flancs sub-verticaux. L'attitude moyenne des plans S_2 suggère qu'ils constituent la surface axiale du pli. L'orientation moyenne de L_2^0 est de $N255^\circ/68^\circ$, indiquant un plongement de la charnière du pli à un angle fort.

Le litage moyen du flanc nord du pli (domaine 5) s'oriente grossièrement $N097^\circ/82^\circ$ et montre des sommets vers le sud. Le flanc sud présente un litage moyen orienté $N248^\circ/76^\circ$ avec des sommets vers le nord-ouest. La grande variation présentée par les points S_0 dans les domaines 5 et 6 provient du fait que chacun de ces domaines contient une partie de la charnière.

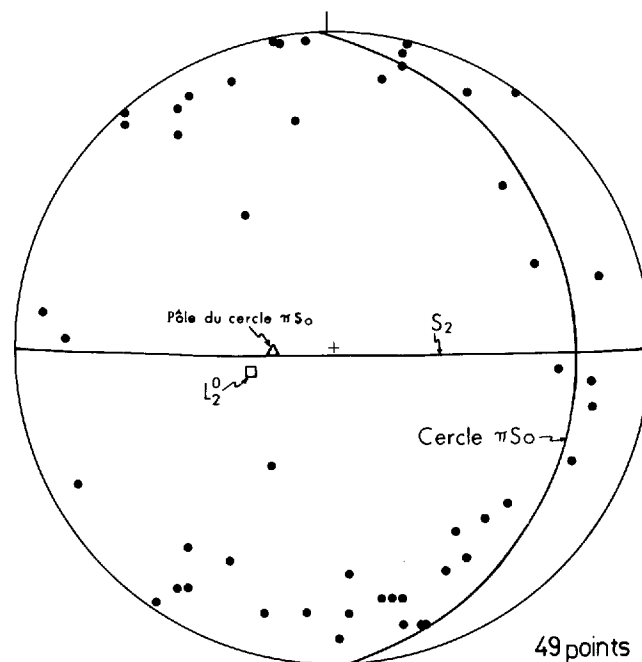


FIGURE 15 - Projection équaire des divers éléments structuraux des domaines 5 et 6 combinés. 49 points.

FAILLES

SYSTÈME ENE

Ce système est bien développé dans la région, notamment par la faille du lac Opawica. Cette dernière pourrait être le prolongement de la faille Gwillim-Waconichi, caractérisée par un intense cisaillement et un rejet senestre important, évalué à près de 4 km à Chapais (Brown, 1971). Le cisaillement s'accompagne d'une forte carbonatation des roches sur une largeur de plus de 150 m de chaque côté de la faille. Celle-ci comporte plusieurs appendices obliques d'importance moindre mais bien visibles sur photos aériennes. Leur présence est fréquemment soulignée par un cisaillement plus ou moins intense de la roche. Leur rejet peut être dextre ou senestre.

Le clivage S_2 est localement déformé par la faille, surtout le long de la rive nord de l'île au Goéland. Ceci implique que le système serait post-orogénique. Cette déformation se traduit par l'apparition du clivage espacé S_3 (figure 12) et par de nombreux microplis à proximité de la faille. Cette phase tardive P_3 est peut-être partiellement responsable de l'aspect asymétrique des plis des domaines 1 à 3, mais son rôle ne peut être que mineur, l'attitude des clivages S_2 ne semblant pas affectée d'un domaine à l'autre.

Il importe ici de souligner que la plupart des minéralisations importantes du secteur de Chibougamau sont associées à ce

système ou à des structures attenantes (Cimon, 1979).

SYSTÈME NNE

Plusieurs failles à rejet senestre appartenant à ce système ont été cartographiées dans la région. Les rejets varient de quelques dizaines de mètres à près de 1 km. Nous les avons observées essentiellement le long de la rive sud de la baie Tush, où elles déplacent, entre autres, le dyke protérozoïque de gabbro.

Aucune minéralisation ne semble associée à ces failles tardives dans notre région.

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

On trouvera au tableau 2 les teneurs en or, argent, cuivre, zinc, plomb et nickel de 50 échantillons de roche prélevés dans la région. La position des échantillons est localisée sur la carte géologique qui accompagne ce rapport. L'échantillonnage, de caractère non systématique, s'est exercé sur des veines de quartz-carbonates et sur des lithologies minéralisées.

Les seules teneurs intéressantes ont été obtenues de l'échantillon 1756, prélevé sur la presqu'île au sud de l'île au Goéland. Le site a déjà été l'objet d'une exploration détaillée, incluant plusieurs forages. Des teneurs en cuivre atteignant 10% ainsi que de faibles teneurs

en or ont été rapportées. L'indice se situe au sein de laves basaltiques coussinées et bréchifiées. La minéralisation consiste en pyrite et chalcopryrite disséminée ou, plus rarement, en veinules. On note aussi des veines et veinules de quartz et de carbonates.

Les échantillons 4159 et 4165, prélevés sur le site du puits d'exploration du lac Shortt, n'ont révélé aucune teneur significative en or mais ont fourni des teneurs relativement élevées en zinc et en plomb. Le gisement aurifère du lac Shortt est apparemment à près de 265 m de profondeur, au contact entre une intrusion syénitique et la diorite constituant le site du puits (Cormier et al., 1982).

TABLEAU 2 - Résultats d'analyses partielles

NUMERO D'ANALYSE	Au (g/t)	Ag (g/t)	Cu ppm	Zn ppm	Pb ppm	Ni ppm	Roche échantillonnée
1756	1,9	<0,5	35 700	330	3	290	Lave mafique, massive ou coussinée, minéralisée en pyrite et chalcopryrite disséminée.
1757	<0,5	0,7	20	8	1	10	Veine de quartz de 1,50 m, non minéralisée, dans une lave mafique amphibolitisée.
1758	<0,5	<0,5	110	62	3	120	Tuf intermédiaire à grain fin.
1759	<0,5	<0,5	10	50	3	8	Lentille de quartz de 20 cm dans un tuf acide minéralisé en pyrite.
1760	<0,5	0,9	400	65	2	80	Veine de quartz contenant 1% de pyrite et de chalcopryrite disséminés, dans une lave mafique massive.
1762	<0,5	<0,5	10	8	2	5	Amas de quartz bleuâtre de 40 cm dans une lave mafique massive; non minéralisée.
1763	<0,5	<0,5	17	17	1	6	Veine de quartz et carbonate de 10 cm dans un tuf intermédiaire; non minéralisé.
1764	<0,5	0,6	48	23	1	6	Tuf acide contenant 1% de cubes de pyrite disséminés de 0.5 à 1 mm d'arête.
1765	<0,5	<0,5	160	24	1	22	Veine de quartz dans un tuf mafique à grain moyen.
1766	<0,5	<0,5	30	8	1	7	Veine de quartz de 5 cm dans un tuf intermédiaire; minéralisé en fuchsite.
1767	<0,5	<0,5	9	11	1	2	Veine de calcite dans une diorite porphyrique.
1768	<0,5	<0,5	430	37	6	7	Veine de quartz de 10 cm dans un tuf intermédiaire cornéifié; non minéralisée.
1769	<0,5	<0,5	39	21	1	73	Veine de sulfure et de quartz contenant de la pyrite et de la magnétite dans un tuf mafique.
4154	<0,5	<0,5	130	220	<0,5	100	Lave mafique coussinée ankéritisée.
4155	<0,5	<0,5	3	33	1	2	Bloc glaciaire de quartz et d'ankérite; non minéralisé en sulfures
4156	<0,5	<0,5	11	48	9	8	Veine de quartz et de carbonate de 10 cm dans un gabbro cisailé contenant 2% de pyrite.
4157	<0,5	4,3	110	180	280	5	Nodule de sulfure de 2 cm dans un tuf à blocs acide.
4158	<0,5	<0,5	95	80	39	7	Amas de sulfures dans un tuf intermédiaire à blocs.
4159	<0,5	<0,5	100	360	3	5	Microgabbro carbonatisé contenant de 2 à 8% de pyrite et pyrrhotine disséminées.
4160	<0,5	<0,5	5	150	<0,5	6	Veine de quartz et de carbonate de 30 cm dans un tuf intermédiaire laminé; non minéralisée.
4161	<0,5	0,6	170	29	<0,5	87	Lentille de chert de 10 cm dans un tuf intermédiaire laminé.
4162	<0,5	<0,5	7	15	<0,5	2	Veine de quartz de 5 cm dans un dyke de tonalite; non minéralisée.
4163	<0,5	<0,5	63	54	<0,5	55	Veine de quartz et de carbonate dans une lave mafique carbonatisée.
4164	<0,5	<0,5	96	100	<0,5	130	Lave mafique coussinée porphyrique.
4165	<0,5	<0,5	55	820	60	4	Microgabbro carbonatisé contenant de 2 à 8% de pyrite et de pyrrhotine disséminées.
4166	<0,5	<0,5	8	36	<0,5	5	Veine de quartz et de carbonate dans une lave mafique carbonatisée.
4167	<0,5	<0,5	97	99	<0,5	130	Lentille de quartz boudinée dans une lave mafique schisteuse; non minéralisée.
4168	<0,5	<0,5	4	51	<0,5	7	Veine de quartz et d'ankérite de 8 cm dans une lave mafique coussinée carbonatisée.
4169	<0,5	<0,5	9	14	<0,5	2	Veine de quartz de 2 cm dans un gabbro à grain moyen.
4170	<0,5	<0,5	71	130	<0,5	140	Amas de pyrite de 3 cm dans une lave mafique coussinée.
4171	<0,5	0,6	540	93	<0,5	84	Lave mafique schisteuse ankéritisée.
4172	<0,5	<0,5	7	42	<0,5	43	Anorthosite porphyrique contenant 1% de pyrite cubique de 1 à 5 mm d'arête.
4173	<0,5	<0,5	35	38	<0,5	4	Dyke de tonalite dans une anorthosite porphyrique.
4174	<0,5	<0,5	120	99	<0,5	38	Dyke de diabase porphyrique contenant 1% de pyrite disséminée de 0,2 à 1 mm d'arête.
4175	<0,5	<0,5	78	110	<0,5	120	Dyke de diabase contenant 3% de pyrite disséminée de 0,2 à 1 mm d'arête.
4176	<0,5	<0,5	110	81	<0,5	120	Eponte de dyke de gabbro à olivine contenant 3% de pyrrhotine disséminée.
4177	<0,5	<0,5	110	100	<0,5	180	Gabbro pyroxénitique contenant 2% de pyrite disséminée.
4178	<0,5	<0,5	64	62	<0,5	60	Lave mafique massive avec niveaux de pyrite disséminée.
4179	<0,5	<0,5	66	70	<0,5	490	Lave mafique ankéritisée.
4180	<0,5	<0,5	43	98	<0,5	15	Veine de quartz et carbonate de 1 m de long dans un tuf mafique à fuchsite.
4181	<0,5	0,6	50	70	16	13	Veine de quartz et de calcite de 8 cm dans un tuf intermédiaire à grain fin.
4182	<0,5	<0,5	51	160	46	60	Tuf à blocs ankéritisé contenant 2% de magnétite de 0,2 à 1 mm d'arête.
4183	<0,5	<0,5	32	260	110	110	Veinules de magnétite de 1 à 2 cm de long dans un tuf à blocs altéré.
4184	<0,5	<0,5	260	40	85	55	Fragments de sulfures massifs dans un tuf intermédiaire à blocs altéré.
4185	<0,5	<0,5	520	110	3	78	Lave mafique altérée.
4186	<0,5	<0,5	380	420	46	6	Fragment de sulfures massifs dans un tuf à blocs polygénique.
4187	<0,5	<0,5	6	38	<0,5	3	Tuf felsique contenant 1% de pyrite cubique de 0,5 à 1 mm.
4188	<0,5	<0,5	5	16	<0,5	4	Veine de quartz de 10 cm dans un tuf intermédiaire lité.
4189	<0,5	<0,5	3	14	<0,5	8	Veine de quartz dans une lave mafique massive.
4190	<0,5	<0,5	5	43	<0,5	99	Anorthosite porphyrique.

CONCLUSION

Il nous est loisible de poser que:

. Il existe un certain nombre d'axes de plis macroscopiques parallèles à l'axe de la ceinture de roche verte Caopatina-Quévillon.

. L'intervalle entre les axes varie de 2 à 4 km environ.

. Bien qu'ils soient de type plutôt constant - plis droits à charnière verticale ou subverticale - les plis régionaux ont une géométrie passablement variée. On note en effet qu'ils vont de moyennement serrés à isoclinaux et qu'ils sont symétriques ou asymétriques.

. Bien qu'il existe de faibles indices d'une déformation antérieure, les plis régionaux sont associés au clivage S_2 dans notre région. Ce clivage est orienté est-ouest et est approximativement vertical.

La superficie cartographiée est toutefois insuffisante pour qu'on puisse à

ce stade déterminer quel patron de plissement s'applique le mieux à cette partie de la bande. Cependant, si on se restreint à une seule phase de déformation, dont la majorité des éléments structuraux linéaires sont verticaux, on limite énormément les options. L'hypothèse la plus réaliste fait appel à une série de dômes et bassins à flancs verticaux isoclinaux engendrés par des mouvements différentiels de diapirisme dans la croûte. Nous proposons ici d'inverser la règle qui veut que les phénomènes observés à l'échelle mésoscopique soient transposables à l'échelle macroscopique. Nous suggérons, en somme, que le patron de distribution des plutons et des ceintures de roche verte - qui, apparemment, ne seraient que des dômes et bassins irréguliers et interconnectés (Dixon & Summers, 1981; Mareschal & Wist, 1980) - soit utilisé pour l'interprétation des déformations au sein des bandes de roche verte.

RÉFÉRENCES

AMAN, J., 1979 - **Stratigraphie et métallogénie de la région de Chibougamau**. Association minéralogique du Canada; livret-guide, excursion B-1, pages 29-31.

AVRAMTCHEV, L. - LEBEL-DROLET, S., 1981 - **Cartes des gîtes minéraux du Québec, région de l'Abitibi**. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DPV-744.

BROWN, A., 1971 - **Géologie de la mine Opémiska**. 24^e congrès géologique international; livret-guide, excursion A41-C42; J.O. McAr Press, Calgary, pages 98-103.

CORMIER, M. - MUIR, J.E. - GAUTHIER, A., 1982 - **Geology and petrochemistry of Falconbridge Lac Shortt gold Deposit, Gand township, Québec**. Bulletin de l'Institut canadien des Mines, volume 75, no 839, page 97.

DIXON, J.M. - SUMMERS, J.M., 1981 - **A centrifuged model study of the tectonic development of Archean greenstone belts**. Ontario Geological Survey; Miscellaneous Paper 98 (Geoscience Research Grant Program) pages 54-66.

DUQUETTE, G., 1970 - **Stratigraphie de l'Archéen et relations métallogéniques dans la région de Chibougamau**. Ministère des Richesses naturelles, Québec; ES-8.

MARESCHAL, J.-C. - WEST, G.F., 1980 - **A Model for Archean tectonism in greenstone belts**. Journal canadien des Sciences de la Terre; volume 17, pages 60-71.

MAYBIN, A.H., 1976 - **The geology of the southwest quarter of Guercheville and north half of Laronde townships, Abitibi East County**. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP-364; 141 pages.

M.R.N., 1978 - Résultats du levé INPUT dans la région d'Opémisca. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP-587.

SHAW, G. 1937 - Opawica Lake, Abitibi territory, Quebec. Commission géologique du Canada; carte 556 A.

STOCKWELL, C.H., 1982 - Proposals for time classification and correlation of Precambrian rocks and events in Canada and adjacent areas of the Canadian Shield. Commission géologique du Canada; Paper 80-19, page 1.

RÉGION DE LA RIVIÈRE GALE

Michel Hocq

RÉSUMÉ

Le rapport intérimaire de la région de la rivière Gale concerne quelque 2000 km² situés dans la sous-province d'Abitibi (Archéen) à 60 km au NW d'Amos. Elle constitue une part importante de la bande volcanosédimentaire qui s'étend d'ouest en est entre la région de Normétal et le Front du Grenville en passant par Quévillon. Notre cartographie s'est limitée aux sédiments et volcanites. Celles-ci représentent plus des deux tiers des roches étudiées et forment l'essentiel du secteur septentrional et près de la moitié du secteur méridional. Au nord, se développe un empilement volcanique considérable (près de 20 km d'épaisseur) constitué de coulées de laves diverses, de brèches ou de pyroclastites andésitiques, de sills ou coulées gabbroïques et d'un peu de tufs mafiques et acides. Des sills de périclase recourent le sommet et la base de cet ensemble.

Une bande pyroclastique rhyolitique importante, appelée ici bande pyroclastique de la rivière Octave (BPRO), traverse le centre de la région d'ouest en est; elle repose vraisemblablement en discordance sur les volcanites mafiques du nord et du sud.

Au sud, se développe le synclinal du lac Chicobi formé presque exclusivement de sédiments (rythmites, siltstones, grauwackes, formations de fer) qui reposent en discordance sur la BPRO et les volcanites méridionales. Celles-ci, formées de laves basiques et de tufs à cristaux de plagioclase interstratifiés, renferment deux bandes de pyroclastites rhyolitiques et une bande sédimentaire cartographiables.

Les volcanites et les sédiments, plissés au cours de l'orogénèse kénonévienne, sont orientés généralement E-W, sauf au nord, entre les plutons du lac Wawagosis et du lac Taïbi, où les volcanites sont N-S; celles-ci se mourent, en effet, de façon subconcordante le long des plutons, dont la nature varie de diorite à leucotonalite.

Le métamorphisme régional est au niveau du faciès des schistes verts. Une auréole de métamorphisme de contact se développe dans les volcanites et les sédiments; elle atteint fréquemment le faciès amphibolite-almandin moyen.

Enfin, un réseau de filons postorogéniques protérozoïques de diabase quartzique ou à olivine recoupe le socle archéen de façon N-S et NE-SW.

TABLE DES MATIÈRES

	Pages
INTRODUCTION	209
Localisation et physiographie	209
Méthodes de travail et travaux antérieurs	211
Remerciements	213
GÉOLOGIE GÉNÉRALE	213
Cadre géologique	213
Roches volcaniques et sédimentaires	214
Secteur septentrional	216
Roches au sud du pluton du lac	
Wawagasic	217
Roches à l'est du pluton du lac	
Wawagasic	218
Base de la section	218
Centre de la section	221
Sommet de la section	222
Secteur central	223
Bande pyroclastique de la rivière	
Octave	225
Bande sédimentaire du lac Chicobi ..	228
Secteur méridional	231
Descriptions lithologiques et pétro-	
graphiques	234
Remarques sur les roches volcaniques .	234
Granitoïdes	241
Dykes de diabase	245
TECTONIQUE	246
MÉTAMORPHISME	246
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE	247
RÉSUMÉ DE L'ÉVOLUTION GÉOLOGIQUE DANS LE	
SECTEUR DE JOUDEL-GUYENNE	248

INTRODUCTION

En 1980, le MER a entrepris la révision détaillée au 1:20 000 de la partie septentrionale de la carte géologique de l'Abitibi comprise entre Chibougamau et la frontière ontarienne d'une part, Amos et Matagami d'autre part. Dans ce cadre, un projet de synthèse géologique a été élaboré pour le secteur qui s'étend de Joutel-Guyenne à l'W jusqu'à Quévillon à l'E (figure 1). Dans un premier temps, il s'agit de refaire la carte géologique existante en portant les efforts sur les roches volcaniques et sédimentaires; l'étude des granitoïdes sera menée ultérieurement. Nous pensons être à même de terminer la cartographie de ce sillon volcanique d'ici trois ou quatre ans.

L'été 1980 a été consacré à une cartographie de reconnaissance assez détaillée du secteur Guyenne-Poirier, tel qu'indiqué sur la figure 1. Ce secteur, d'une superficie dépassant 2000 km², est constitué des cantons suivants*: Languedoc (N), Guyenne (N), Berry (N), **Disson**, **Ligneris**, Desboues (W), **Vanier** (S), **Céloron** (SE), **Mazarin** (W), Glandelet (W), Carqueville (E), **Dalet**, Maizerets, Rainboth, **Poirier** (S).

Au cours de l'été 1981, nous avons travaillé dans les zones les plus riches en affleurements des cantons de Languedoc (N), Guyenne (N), Poirier (S), Dalet et Mazarin. Une carte géologique préliminaire au 1:100 000 avec notes explicatives portant sur les deux campagnes de cartographie

* L'énumération est faite d'W en E et du S vers le N; les cantons en caractères gras sont ceux qui renferment le plus de roches volcaniques et qui ont été les plus étudiés. Voir figure 4 pour localisation.

(1980-81) a été publiée au cours de l'automne 1981 (Hocq, 1981).

LOCALISATION ET PHYSIOGRAPHIE

La région étudiée est située dans le Nord-Ouest québécois, au NW d'Amos, sur la rive gauche de la rivière Harricana. Elle s'étend entre les localités de Guyenne et Languedoc au S et de Joutel au N (latitudes extrêmes de 48°50' et 49°20'N). Elle est limitée à l'W par la route d'Authier à Joutel et à l'E, par la rivière Harricana (longitudes extrêmes: 78°08'-78°52'W).

La région est facilement accessible grâce à un réseau assez dense de routes et de chemins forestiers dont la longueur dépasse 600 km. On peut s'y rendre à partir de la route 111, qui relie Amos à Macamic, en empruntant les routes de terre qui montent vers le N à partir de Villemontel, Launay, Taschereau et Authier. On peut également y venir de La Sarre en passant par Authier-Nord. On accède à la partie orientale le long de la rivière Harricana à partir du S, par Berry, et à la partie NW à partir de Joutel.

Quelques parties de la région présentent cependant des conditions d'accessibilité plus difficiles. Il s'agit du secteur des monts Plamondon-Hébert-Peacock (Carqueville), du secteur des monts Hedge et Douaumont (Dalet), du secteur des collines Baldwin (Mazarin) et de la partie méridionale du canton de Poirier.

La région présente l'aspect d'une plaine ondulante dont l'altitude varie en-

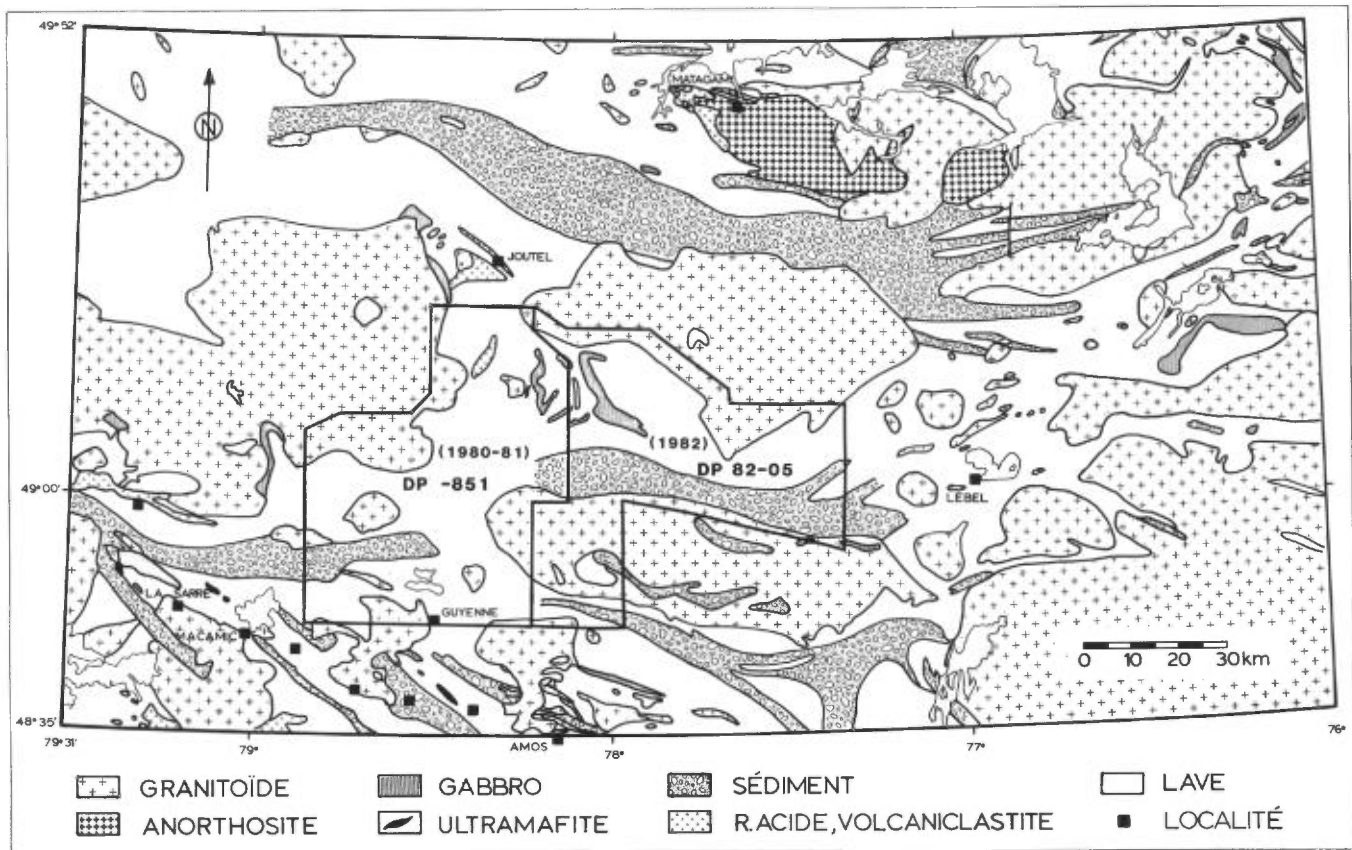


FIGURE 1 - Carte géologique régionale.

tre 330 et 380 m. La monotonie du relief n'est rompue que par quelques vallées où coulent des rivières parfois assez importantes - telles les rivières Gale, Octave, Authier - ou des ruisseaux larges et par plusieurs chaînes de collines. Celles-ci apparaissent au N de la région (dans ou autour du canton de Dalet) et au S (près du lac Chicobi). Leur altitude varie en moyenne de 400 m (collines Chicobi, Tanginan, Gemini, Saint-Eloi) à 465 m (collines Douaumont, Baldwin, Hedge, Peacock, Hébert); l'altitude maximale, environ 540 m, est atteinte au mont Plamondon. Ces collines sont de véritables monadnocks constitués le plus souvent de roches volcaniques, similaires à celles qui affleurent en contrebas dans la plaine, ou de roches granitiques (collines St-Eloi, Gemini).

Les lacs sont rares et leur surface n'excède guère 1 km²; celle du lac Chicobi, le plus grand de la région, atteint 18 km².

La région est recouverte d'une couche continue de dépôts glaciaires, à l'exception des plus hautes collines. Elle est comprise entièrement dans le territoire occupé jadis par le lac glaciaire Barlow-Ojibway. Aussi, les dépôts d'argile se rencontrent-ils partout, alors que les dépôts sablonneux (eskers) ou morainiques d'étendue plus restreinte sont distribués de façon sporadique partout dans la région.

Le recouvrement glaciaire est donc un sérieux handicap pour cartographier le socle, notamment dans les parties les plus basses de la carte.

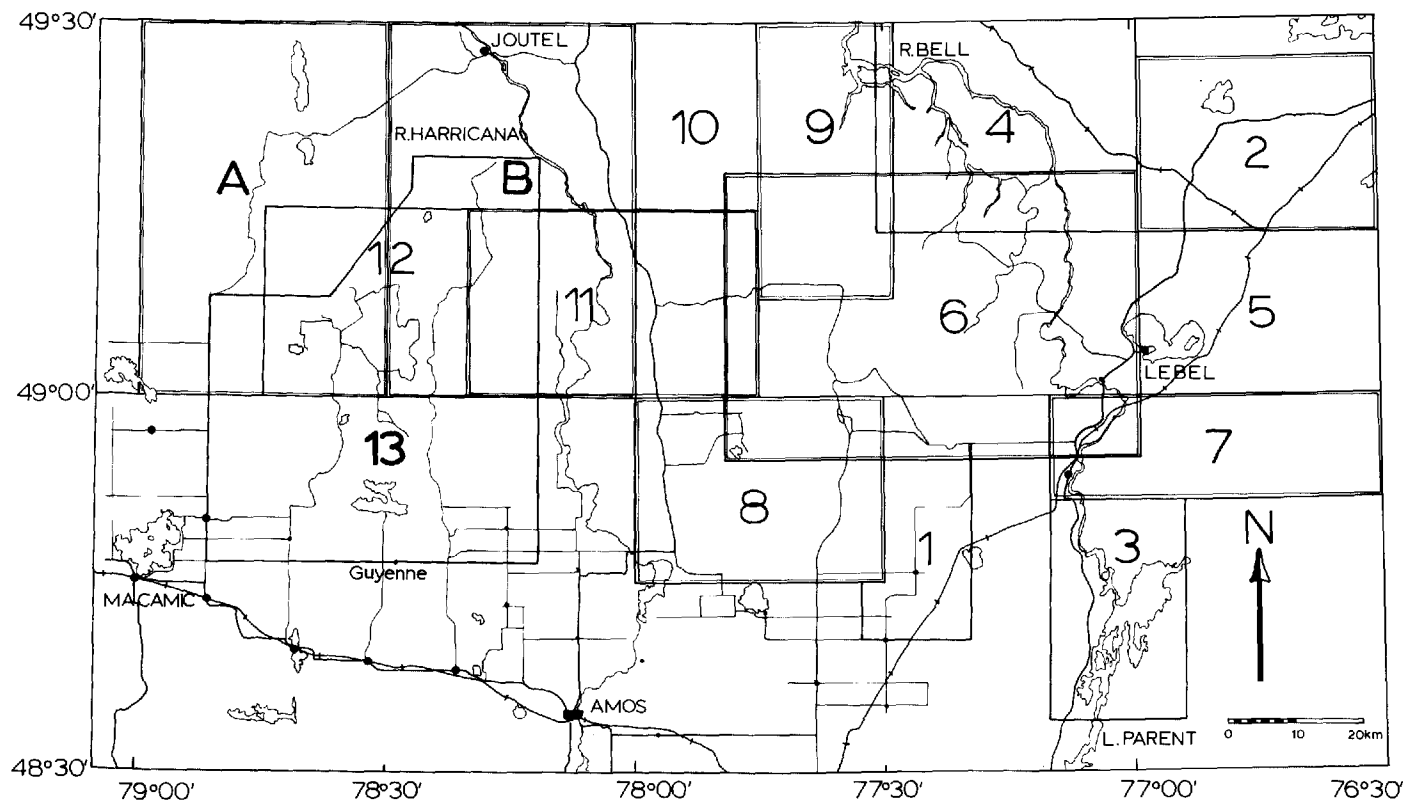


FIGURE 2 - Carte de localisation des travaux géologiques.

- | | | | | |
|--------------------|---------------------|---------------------------|--------------------|-------------------------------------|
| A: Wilson (1939) | 2: MacKenzie (1936) | 5: Longley (1937) | 8: Longley (1946b) | 11: Tiphane (1959) |
| B: Wilson (1940) | 3: Bannerman (1935) | 6: Longley & Auger (1939) | 9: Béland (1950) | 12: Ross (1959) |
| 1: Faessler (1935) | 4: Douglas (1937) | 7: Longley (1946a) | 10: Maurice (1950) | 13: Hocq (1980-81, présent rapport) |

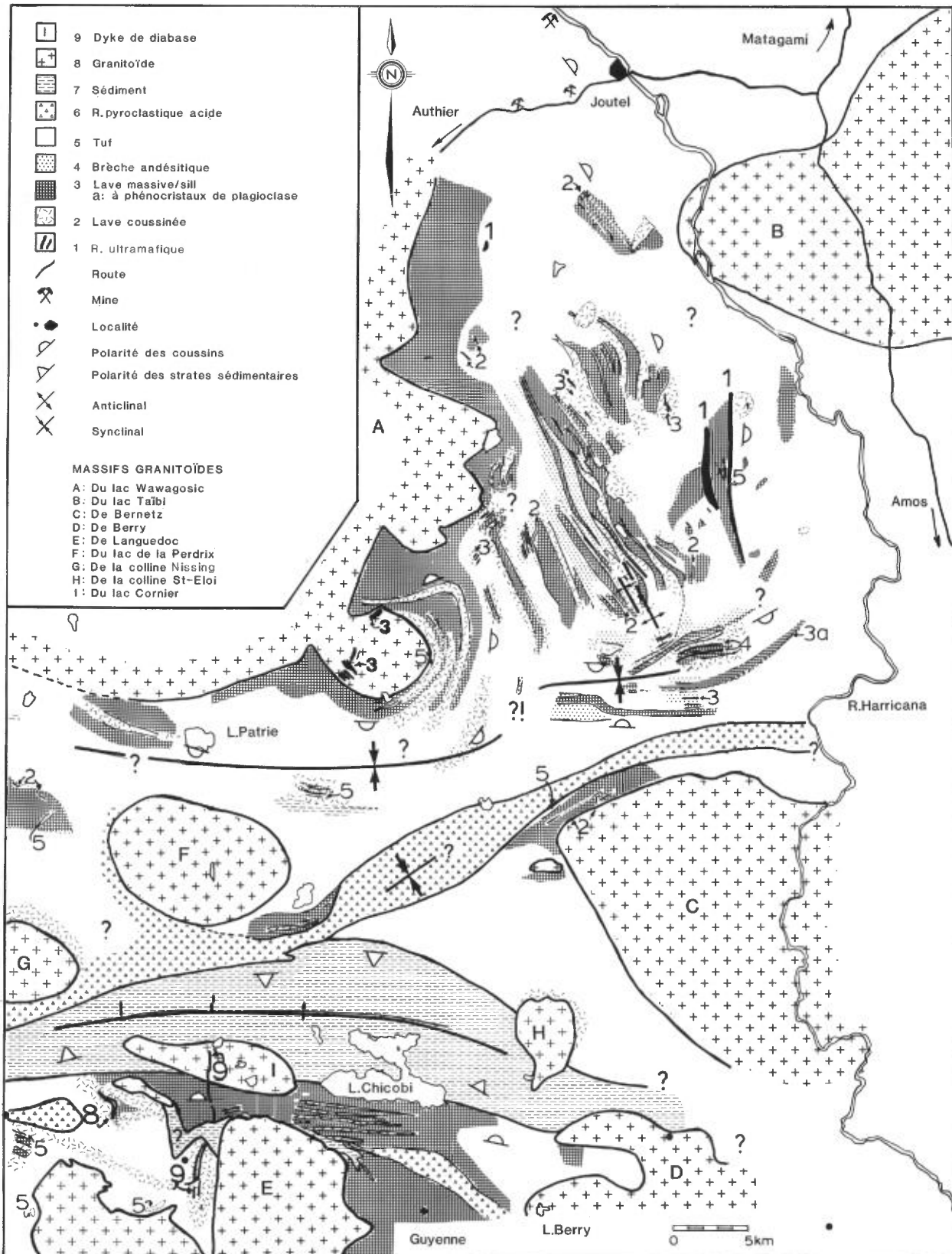
METHODE DE TRAVAIL ET TRAVAUX ANTERIEURS

La carte de compilation de Dugas et al. (1967), à 4 milles au pouce, nous a permis d'orienter rapidement l'étude de reconnaissance.

Notre premier objectif a été de définir les contacts principaux entre les granitoïdes et l'encaissant et de réévaluer la nature des roches volcaniques et sédimentaires à la lumière des critères lithologiques, minéralogiques, texturaux et structuraux, ayant toujours présent à l'esprit l'aspect tectonique. Nous avons donc porté notre attention sur la détermination des critères des polarités dans les roches

sédimentaires (granoclasses, stratifications entrecroisées, etc.) et volcaniques (polarité des laves coussinées et des volcanoclastites) afin d'établir une ébauche cohérente de modèle tectonique dans le segment Guyenne-Joutel (région de la rivière Gale).

La cartographie a été effectuée à partir des photographies aériennes de 1978 au 1:40 000 et des agrandissements au 1:20 000 de celles-ci; nous avons utilisé également quelques jeux de photos aériennes au 1:20 000 prises aux printemps de 1980 et de 1981. Les données de terrain ont été reportées provisoirement sur des cartes au 1:20 000, puis transcrites sur une carte de compilation au 1:50 000 beaucoup plus ma-



niable. Notre carte préliminaire de la région (Hocq, 1981), qui est une réduction à 1:100 000 de cette compilation, a servi de base à la carte simplifiée qui accompagne le présent rapport (figure 3).

Le document géologique le plus récent pour la région est la carte de compilation de Dugas et al. (1967), qui a été dressée à partir des travaux de reconnaissance de la Commission géologique du Canada (avant 1940) et des travaux de cartographie plus détaillés du ministère des Mines du Québec (après 1945). La figure 2 situe ces travaux.

Malgré les difficultés d'accès dues à l'absence quasi totale de routes et à la pauvreté du réseau hydrographique, les cartes de la Commission géologique du Canada indiquaient déjà avec précision les contacts entre les massifs granitoïdes et l'encaissant volcanique ou sédimentaire. La distinction entre roches sédimentaires et roches volcaniques est généralement assez conforme à ce que nous avons pu observer sauf dans le secteur du lac Chicobi. L'absence de polarités, tant dans les laves que dans les roches sédimentaires, est la principale lacune de ces cartes. Il en va de même pour les cartes à 1 mille au pouce du M.M.Q., où ne sont pas toujours indiqués

les types lithologiques et les polarités des laves.

Par contre, les granitoïdes ont été mieux détaillés. Ainsi, Ross (1959) a pu relever une couronne de composition dioritique, plus ou moins continue, à la périphérie du grand pluton granitoïde du lac Wawagosic, dans les cantons de Bourque et Carqueville, ainsi que le long de la bordure septentrionale du petit massif granitoïde du lac de la Perdrix, dans le N des cantons de Disson et de Ligneris.

REMERCIEMENTS

Au cours de notre travail sur le terrain, nous avons bénéficié de l'aide des géologues (assistants principaux) Karen St.Seymour (1980, 81) et Pierre Sykes (1981) ainsi que de l'appui des étudiants (assistants en second) Hélène Bérubé et Jean-Louis Fortin (1980), Marc Boivin, Gillian Kearvell et Jocelyn Michaud (1981). Nous les remercions tous sincèrement pour leur collaboration. Nos remerciements s'adressent aussi à M. et Mme F.-X. Simard, qui nous ont hébergés, ainsi qu'au Syndicat de Guyenne, à L. Charlebois, à la compagnie forestière du NW québécois et aux habitants de Guyenne pour leur aide occasionnelle, sans oublier le pilote d'hélicoptère C. Chauvette pour l'excellence de sa coopération au projet de 1981.

GÉOLOGIE GÉNÉRALE

CADRE GÉOLOGIQUE

Les roches consolidées de la région de Joutel-Guyenne sont d'âge Archéen et font partie de la province structurale du Supérieur. Plus précisément, elles sont situées dans la partie orientale de la sous-province d'Abitibi-Wawa (Stockwell, 1969) qui s'étend d'E en W à cheval entre

le Québec et l'Ontario sur une longueur d'au moins 600 km et une largeur de 250 km. La sous-province d'Abitibi-Wawa est constituée, au Québec, par près de 50% de roches volcaniques effusives, intrusives et pyroclastiques; les roches sédimentaires (s.s.) n'occupent qu'un faible pourcentage ($\leq 15\%$ en surface). Le reste est occupé par de grands plutons granitoïdes (leucotonalites,

granodiorites, diorites) syn- ou tardicinématiques qui se sont mis en place au cours de l'orogénèse kénoréenne. En effet, Krogh & Davis (1972) soulignent que la plupart des roches volcaniques de cette sous-province (superbelt), tout comme celles des autres sous-provinces volcano-plutoniques de la province du Supérieur, possèdent un âge absolu de l'ordre de 2.75 GA.

D'une façon générale, l'orientation des plans axiaux de la phase de plissement la plus perceptible, dans les zones les moins affectées par les intrusions granitoïdes, est E-W. Cependant, des travaux détaillés dans certains secteurs de l'Abitibi québécois tendent à prouver que certains groupes volcanosédimentaires montrent une tectonique polyphasée; c'est le cas notamment du groupe de Blake River au NE de Rouyn (Trudel, 1978). L'influence des granitoïdes dans la tectonique régionale est assez importante. Ces massifs se sont mis en place de façon subconcordante dans les roches volcaniques où ils s'inscrivent généralement sous forme de dômes.

Les travaux des 20 dernières années dans la sous-province d'Abitibi-Wawa ont débouché sur une stratigraphie nouvelle définie en termes de groupes (Goodwin et al., 1972). Cette évolution résulte d'une meilleure connaissance de la lithologie, de la stratigraphie locale, de la tectonique, etc., de même que d'une approche volcanologique mettant à profit les enseignements découlant du concept de la tectonique des plaques et ceux de la pétrologie moderne (Goodwin, 1977).

Au plan du métamorphisme régional, l'ensemble des roches volcaniques et sédimentaires de l'Abitibi est caractérisé par le faciès des schistes verts et, assez fré-

quemment, par le sous-faciès à pumpellyite-prehnite, comme dans le cas du secteur immédiat de Rouyn-Noranda et d'Amos où nous travaillons. Cependant, l'influence thermique des plutons granitoïdes sur les roches encaissantes est loin d'être négligeable. En effet, il se développe, dans la plupart des roches volcaniques et sédimentaires ainsi affectées, une auréole de métamorphisme de contact plus ou moins large (entre 0,5 et 2 km) où les paragenèses rencontrées sont celles qui caractérisent le faciès amphibolite-almandin.

Fracturé à de multiples reprises au cours de son évolution, le socle archéen de l'Abitibi a été recoupé, en outre, par une série de dykes de diabase orientés N-S, ENE-WSW ou NW-SE. Ces dykes non métamorphisés sont soulignés par de fortes anomalies aéromagnétiques positives. Leur âge est généralement considéré comme protérozoïque (hélikien?).

ROCHES VOLCANIQUES ET SÉDIMENTAIRES

Les roches volcaniques et sédimentaires* de la région de la rivière Gale font partie de la bande volcano-sédimentaire située au N du groupe de Kinojévis qui s'étend d'W en E à partir de l'Ontario jusqu'au front de Grenville en passant par Lebel-sur-Quévillon (figures 1,3; tableau 1). Elles sont coincées entre de grands plutons granitoïdes dont les plus étendus sont localisés au NW (pluton du lac Wawagosic), au NE (pluton du lac Taïbi), au SE (pluton de Bernetz) et au SW (pluton de Palmarolle); deux autres, plus petits, affleurent au S (plutons de Languedoc et de Berry). Quel-

* Pour simplifier la rédaction et, en dépit du fait que toutes les roches d'origine volcanique et sédimentaire soient métamorphosées, nous avons supprimé systématiquement le préfixe méta dans la terminologie des types lithologiques. Le lecteur fera lui-même l'ajustement nécessaire.

ques petites intrusions granitoïdes, d'une superficie variant entre quelques km² et 80 km², affleurent dans le secteur méridional de la carte. Dans un premier temps, nous nous pencherons sur la description des roches volcaniques et sédimentaires. Nous nous attacherons ensuite et de façon plus rapide à décrire les roches granitoïdes et les dykes de diabase postorogéniques.

Compte tenu de la répartition des roches volcaniques et sédimentaires et des problèmes géologiques rencontrés, nous avons découpé la région en trois secteurs (figures 4):

- Le secteur septentrional, qui renferme le territoire situé au N des cantons de Disson, Ligneris et Desboues, exception faite de la partie méridionale des cantons

de Mazarin et Glandelet; il est surtout constitué de roches volcaniques.

- le secteur central, qui renferme le territoire occupé par les cantons de Disson, Ligneris et Desboues, la partie méridionale des cantons de Mazarin et Glandelet, ainsi qu'une infime partie des cantons de Languedoc, Guyenne et Berry. Il est caractérisé par la présence de roches volcaniques effusives et surtout pyroclastiques, et de roches sédimentaires.

- Le secteur méridional, qui renferme la majeure partie de la demie nord des cantons de Languedoc et Guyenne et une partie du secteur W du canton de Berry; il est constitué surtout par des roches volcaniques diversifiées et aussi par des sédiments et tufs mafiques.

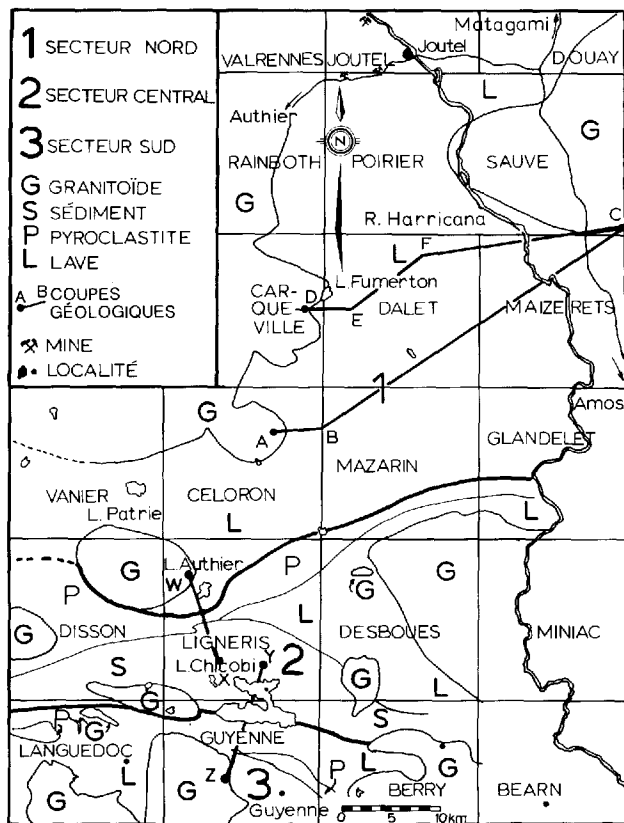


FIGURE 4 - Carte de localisation des cantons, secteurs et coupes géologiques.

Nous décrivons dans l'ordre énoncé les roches sédimentaires et volcaniques de chacun des 3 secteurs et nous terminerons par la description des roches granitiques et des dykes tardifs.

SECTEUR SEPTENTRIONAL

Ce secteur qui occupe près de la moitié de la carte, est constitué, par ordre d'importance décroissante, par des laves massives ou/et sills de diabase ou microgabbro ($\approx 40\%$), des coulées de laves coussinées ($\approx 32\%$), des brèches de coulées et des brèches andésitiques/tufs à blocs ($\approx 8\%$), des roches ultramafiques ($\approx 5\%$), des tufs foncés et mafiques, des tufs intermédiaires à lapilli ou à cristaux de quartz et plagioclase, des tufs hyalins très finement grenus ($\approx 3\%$), et enfin par des formations de fer et des niveaux sédimentaires détritiques - grauweekes, argilite noire, siltstone ($\approx 2\%$). Des niveaux

légèrement ankéritisés ont été observés ici et là.

Les brèches andésitiques sont concentrées dans les cantons de Dalet et Mazarin où elles sont orientées respectivement NNW-SSE et E-W, tandis que les roches ultramafiques, orientées N-S, ont été observées particulièrement à la limite des cantons de Dalet et Maizerets et, dans une moindre proportion, le long de la limite des cantons de Rainboth et Poirier. Les tufs mafiques, intermédiaires et hyalins se rencontrent surtout dans le canton de Céloron, et de minces niveaux de formation de fer ont été aperçus dans les cantons de Céloron et Carqueville. Un horizon repère de lave massive porphyroïde porteur de phénocristaux de plagioclase crème d'une épaisseur de 10 à 50 mètres a été observé le long du flanc sud des collines Baldwin sur une distance de près de 10 km (figure 5). Nous comptons beaucoup sur cet horizon pour mieux comprendre le secteur des collines Baldwin et pour rattacher la partie S à la partie N du secteur septentrional. Dans le secteur septentrional, les laves coussinées et les laves massives ou sills de dia-



FIGURE 5 - Lave massive ou sill de diabase porphyroïde. Nord vers le haut.

base/microgabbro sont réparties de façon homogène dans une proportion variant de 1/1 à 2/3 sauf dans le secteur immédiat du pluton du lac Wawagosic où les roches ayant subi un métamorphisme de contact s'avèrent surtout être des laves massives/sills. Les roches volcaniques se moulent, en grand, de façon concordante le long du massif granitoïde du lac Wawagosic. Elles sont orientées E-W au S et N-S à l'E de celui-ci.

ROCHES AU SUD DU PLUTON DU LAC WAWAGOSIC

Les roches situées au S de cette intrusion affleurent principalement dans la zone de contact; ailleurs, elles sont dispersées et ne constituent que de petits pointements isolés dans le recouvrement glaciaire. Une partie de ces roches semble se poursuivre vers l'E le long des collines Baldwin jusqu'au canton de Glandelet (NW). Les informations fragmentaires recueillies dans les cantons de Vanier et de Céloron, telles que sommets de coulées et structures sédimentaires (granoclasses, stratifications entrecroisées, etc.) dans les tufs, formation de fer (figure 6) et grauwackes, nous permettent de concevoir l'existence d'une structure synclinale importante orientée E-W dans la partie méridionale de ces cantons. Dans les collines Baldwin, situées dans la partie centrale du canton de Mazarin, nous avons reconnu également l'existence d'une structure synclinale orientée E-W. Cependant, outre le manque d'affleurements chronique dans Céloron et Dalet (SW), notre connaissance encore fragmentaire du secteur N du canton de Mazarin ne nous permet pas d'affirmer qu'il s'agit là d'une seule et même structure.

En effet, les observations que nous avons effectuées dans le secteur situé à cheval sur les cantons de Céloron et de



FIGURE 6 - Niveaux de formation de fer associé à des tufs clairs et mélanocrates. Nord vers la droite.

Mazarin nous conduisent à entrevoir l'existence d'une faille N-S dans le voisinage de la limite de ces cantons ou la possibilité que ce synclinal s'infléchisse le long du granitoïde du lac Wawagosic en direction du lac Fumerton. Un des principaux objectifs de la campagne de 1983 sera donc de terminer la cartographie de la demie nord de Mazarin pour mieux comprendre la stratigraphie et la tectonique dans la bande volcanique qui nous occupe entre les trois grands plutons régionaux.

ROCHES À L'EST DU PLUTON DU LAC WAWAGOSIC

Les roches situées à l'E du granitoïde du lac Wawagosic jusqu'au massif du lac Taïbi (cantons de Carqueville, Rainbow, Dalet, Poirier et Maizerets) affleurent largement sauf dans les cantons de Poirier et Maizerets. Elles sont le plus souvent orientées N-S à NNW-SSE et peuvent être cartographiées de proche en proche dans les zones les plus accessibles et les plus exposées. A l'exception de quelques coussins dirigés vers l'W dans le secteur

du petit lac au centre-sud du canton de Dalet, toutes les coulées de laves coussinées sont orientées face à l'E. Kelly (1965) a fait les mêmes observations dans la partie N du canton de Poirier et au SW du canton de Joutel jusqu'au contact du massif du lac Taïbi. Ainsi, en tenant compte de la présence de cette zone plissée large d'au plus 3 km et en attendant que des informations pertinentes nous amènent à modifier notre carte, l'épaisseur cumulative maximum des roches volcaniques comprises entre les granitoïdes du lac Wawagosic (à l'E) et du lac Taïbi (à l'E) demeure autour de 15 à 18 km dans la section orientée NE-SW entre le secteur du lac Gale (au SW) et celui de l'Ile Splendide sur la rivière Harricana (au NE).

Dans cette section illustrée à la figure 7, les roches les plus vieilles seraient situées autour du massif du lac Wawagosic (en particulier autour de la leucotonalite du lac Gale) et les plus jeunes longerait la rivière Harricana.

Pour la facilité de la description, nous avons divisé cette section en trois parties: la base, qui s'étend jusqu'aux plus grandes bandes de brèches andésitiques; le centre, qui s'étend jusqu'à la base des roches ultramafiques; et le sommet, qui comprend le reste de la section.

BASE DE LA SECTION

La base de la section débute autour de la leucotonalite du lac Gale par l'alternance de tufs foncés (figure 8) et de laves coussinées, massives ou foliées; entre celles-ci s'intercalent ici et là des niveaux peu épais de tufs fins et de tufs à petits lapilli (figure 9). Plus au N, la séquence débute souvent par de la lave massive avec peu d'intercalations de laves

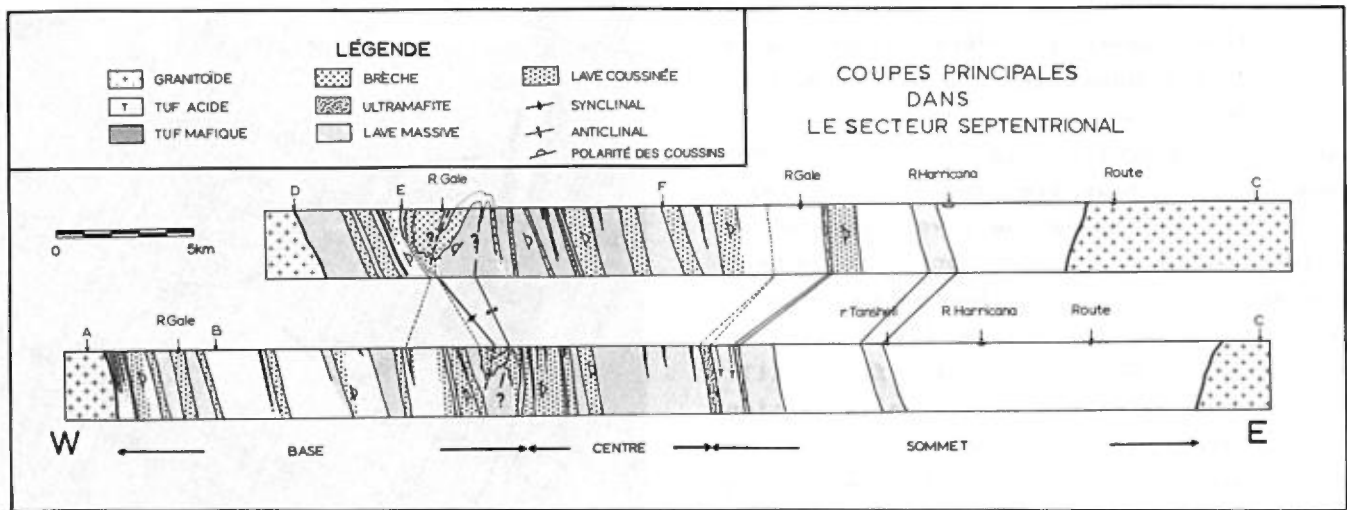


FIGURE 7 - Coupes géologiques du secteur septentrional.



FIGURE 8 - Contact entre tufs mélanocrates rubanés et leucotonalite du lac Gale. Vue vers l'est.

coussinées. Partout le long de l'intrusion granitique, la roche est vert noirâtre et a été sujette à un métamorphisme de contact qui l'a rendue cassante. Les structures et textures primaires, tels que les coussins et la texture ophitique des laves massives/sills, tendent aussi à être oblitérées. Dans la partie septentrionale du mont Plamondon, on note aussi l'existence de niveaux grenus (diamètre du grain compris entre 0,1 et 1 cm) mélanocrates qui tendent



FIGURE 9 - Tuf à lapilli et tuf rubané. Nord vers la gauche.

à devenir pyroxénitiques. Leur épaisseur varie de quelques mètres à près d'une centaine de mètres. Au S du lac Fumerton, de minces niveaux lenticulaires de formation de fer à magnétite ont été observés entre des niveaux de laves massives. La séquence se poursuit par l'alternance de niveaux

massifs et coussinés (ces derniers sont plutôt basaltiques qu'andésitiques; figure 10) jusqu'à l'apparition des bandes de brèches andésitiques grossières. Dans cette partie de la section, les bandes de laves massives sont plus épaisses et plus abondantes que les coulées de laves coussinées, et les brèches de coulées sont pratiquement inexistantes au sommet des laves coussinées. Certains niveaux de laves massives présentent un débit colonnaire (figure 11). Le sommet de la partie basale de la section est caractérisé par la présence de trois bandes importantes de brèches andésitiques (figures 12 et 13) séparées les unes des autres par de la lave massive et, occasionnellement, par un peu de laves coussinées. Quelques niveaux lenticulaires similaires, moins épais et moins étendus cependant, affleurent à l'W et à l'E de ces bandes. Les bandes principales, d'une largeur variant entre 300 et 800 m et d'une longueur de l'ordre de 8 à 12 km, longent la rivière Gale, qui coule vers le NNW à cet endroit. Nous n'avons, sur ces brèches, aucune donnée directe (mesures de granoclassement dans les brèches) ou indirecte (orientation



FIGURE 10 - Lave à coussins bien formés. Nord vers la gauche. Noter le sommet orienté vers le haut de la figure (NE).



FIGURE 11 - Lave massive à débit colonnaire; présence de quelques phénocristaux de plagioclase. Sud vers le haut.



FIGURE 12 - Brèche andésitique à fragments de coussins légèrement anguleux; noter le rubanement. Nord vers le haut.

des coulées coussinées encaissantes) que nous pourrions utiliser, sur une base statistique, pour décrypter le nombre et la position occupée par chacune de ces bandes. Nous notons cependant que les deux plus importantes d'entre elles sont situées dans le prolongement du petit synclinal qui semble se développer dans le centre-sud du canton de Dalet. Dans cette optique, et malgré le caractère lenticulaire des cou-



FIGURE 13 - Brèche andésitique à fragments de coussins vacuolaires assez grands. Nord vers la gauche.

lées et des dépôts pyroclastiques, il est possible que ces deux bandes constituent un seul et même niveau ployé en synclinal.

Ces brèches andésitiques, décrites plus loin (tableau 5), sont identiques à celles qui affleurent dans la partie N du canton de Mazarin, de part et d'autre des collines Baldwin, où elles sont orientées E-W (figure 14).



FIGURE 14 - Brèche andésitique à fragments anguleux et peu vacuolaires. Nord vers la gauche.

Indépendamment de leur position stratigraphique, les brèches andésitiques proviendraient d'un appareil volcanique de type explosif dont les projections ont, en grand, le même aspect et une composition assez uniforme. Comme nous le mentionnions plus haut, un de nos objectifs sera de situer la position relative de chacun des deux groupes de pyroclastites andésitiques dans la séquence stratigraphique. C'est un peu en dessous de ces bandes pyroclastiques principales que se serait inséré le niveau de roches ultramafiques massives qui affleure non loin de la limite des cantons de Rainboth et de Poirier. Ces dernières affleurent dans un contexte de laves massives/sills de diabase moyennement grenues et transformées en amphibolites noires et massives par métamorphisme de contact.

CENTRE DE LA SECTION

La partie centrale de la section est constituée, en proportions quasiment égales, par des laves coussinées, de types basaltique (vert foncé) et andésitique (bleu clair), et par des laves massives (figure 15) ou sills de diabase (microgabro). La largeur des bandes coussinées ou massives varie généralement entre 100 et 1000 m. Les laves coussinées de type basaltique (figures 16 et 17) affleurent plutôt dans la partie S du canton de Dalet; celles de type andésitique se trouvent plus fréquemment dans la partie N de ce même canton et dans la partie S du canton de Poirier. Dans cette partie de la section, les brèches de coulées et les brèches andésitiques sont presque totalement absentes, tout comme les tufs mafiques ou intermédiaires. A cause de la dispersion des zones d'affleurements, d'une part, et de variations de faciès, d'autre part, on passe progressivement de laves coussinées à

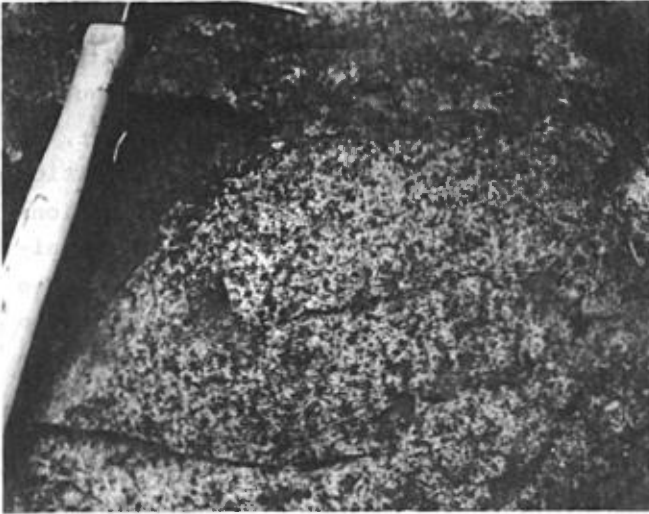


FIGURE 15 - Sill gabbroïque moyennement grenu. Nord vers la gauche.

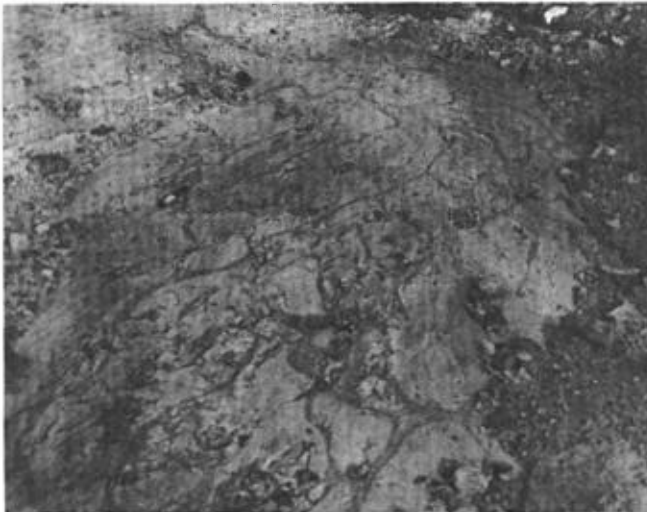


FIGURE 16 - Lave à petits coussins bourgeonnants, dans le prolongement méridional des brèches andésitiques des figures 12 et 13. Nord vers le haut.

des laves à mégacoussins soudés et à des laves massives finement grenues, un peu comme dans le groupe de Kinojévis (Hocq, 1979). Il est même hasardeux, par endroits, de tracer des contacts entre laves coussinées et massives. Le caractère lenticulaire des roches, combiné à des changements de faciès, est la cause principale de la variation rapide de largeur (épaisseur) d'une bande particulière sur des distances aussi courtes que 1 ou 2 km. Par ailleurs, il



FIGURE 17 - Lave à beaux coussins sur la colline Hedge. Vue vers le nord. Le sommet et le pendage (50° environ) sont orientés vers l'est.

semble qu'à plusieurs occasions (ex. dans le canton de Poirier) la lave massive soit, localement, franchement discordante vis-à-vis des laves coussinées.

SOMMET DE LA SECTION

La partie supérieure de la section débute à l'E du mont Douaumont, sur la rive droite de la rivière Gale, par deux bandes cartographiables de roches ultramafiques massives, non coussinées et dépourvues de spinifex (figure 18).

Ces bandes, dont l'épaisseur varie de 150 m à 600 m atteignent des longueurs supérieures à 6 km et à 11 km respectivement. Elles sont constituées presque exclusivement de cristaux idiomorphes d'olivine (diamètre compris entre 0,1 et 5 mm) et de quelques % de grands orthopyroxènes interstitiels. La roche est partiellement ou totalement serpentinisée par endroits mais elle ne semble pas renfermer la moindre fibre d'amiante. Olivines et orthopyroxènes soulignent l'existence d'une lamination magmatique parallèle à l'allon-



FIGURE 18 - Roche ultramafique massive; noter le débit en boule. Vue vers le nord.

gement des bandes. Nous n'avons pas rencontré d'évidences lithologiques et minéralogiques qui permettraient de considérer l'ensemble des bandes d'ultramafites et de microgabbro (lave massive) qui alternent à l'E du mont Douaumont comme un complexe rubané différencié in situ. Au contraire, nous sommes plutôt enclin à considérer les microgabbros et ultramafites comme deux familles de sills génétiquement et chronologiquement différentes, les ultramafites étant postérieures aux microgabbros. La présence d'une épaisseur considérable de laves coussinées (≈ 1 km) au NE de la plus grande bande ultramafique, par opposition au microgabbro habituel qu'on observe au SE, pourrait être un argument en faveur du caractère discordant de ces roches ultramafiques dans l'édifice volcanique.

Actuellement, nous ne sommes pas à même de nous prononcer clairement sur la position stratigraphique de ces roches ultramafiques par rapport aux affleurements

dans le centre-est du canton de Poirier. Nous les situons provisoirement à peu près à ce niveau ou un peu plus à l'E, soit de toute façon un peu au-dessus de ces laves.

SECTEUR CENTRAL

Ce secteur constitue le centre-sud de la carte, où il occupe principalement les cantons de Disson, Ligneris et Desboues (figures 3 et 4). Si l'on excepte les granitoïdes, il est constitué, de la base au sommet, par des laves massives et coussinées ($\leq 30\%$), par des roches pyroclastiques acides à intermédiaires - la bande de la rivière Octave - ($\approx 30\%$) et par les sédiments du lac Chicobi ($\geq 40\%$); ceux-ci ont été cartographiés vers l'W jusque dans le canton de Desméloizes (Gilman, 1977). Cette partie de la carte est recouverte par d'épais dépôts d'origine glaciaire d'où n'émergent que les plus grands plutons granitiques. Aussi est-il impossible de faire du travail systématique cohérent dans les roches de fond, spécialement dans les laves. La figure 19 représente la coupe géologique N-S dans les secteurs central et méridional, telle que nous l'interprétons actuellement.

Les laves affleurent principalement autour des plutons granitoïdes, notamment au SE du massif du lac de la Perdrix, autour de la colline Nissing et le long du massif de Bernetz. Généralement, ces roches ont subi un profond métamorphisme de contact qui les a transformées en amphibolites noirâtres. Bien que les textures et structures primaires aient été modifiées assez profondément, nous avons réussi à retracer des niveaux de laves coussinées, souvent caractérisées par de petits coussins (figure 20). Les laves massives sont fréquemment transformées en amphibolites laminées ou foliées. La seule zone favora-

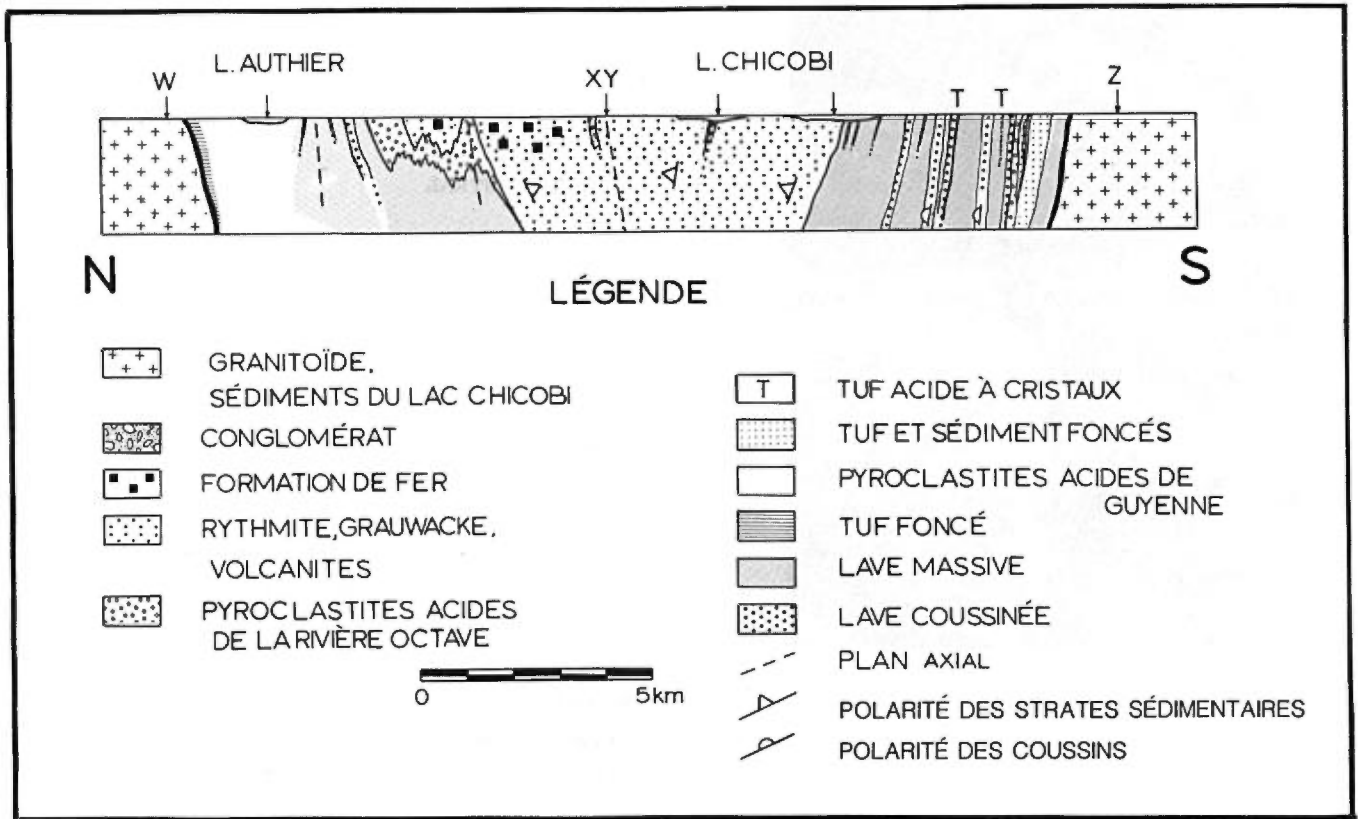


FIGURE 19 - Coupe géologique dans les secteurs central et méridional.



FIGURE 20 - Niveau peu épais (3-4 m) de lave à petits coussins enserré dans de la lave massive. Nord vers la gauche .

ble à un travail de détail se trouve autour du lac Authier, où l'existence de plis mégascopiques a été mise en évidence par l'orientation des coussins. Il est donc difficile de rattacher les affleurements de proche en proche. L'absence d'affleurements dans la partie de la carte située de part et d'autre de la limite des cantons de Ligneris et Desboues au nord de la colline St-Eloi est fâcheuse du fait qu'elle empêchera de préciser la configuration des laves dans ce secteur ainsi que leurs relations avec les roches pyroclastiques de la rivière Octave et les sédiments du lac Chicobi. Les sommets de coulées dirigés tantôt vers le N, tantôt vers le SE, le S ou l'E pointent à la présence de plis mégascopiques dans ce secteur.

BANDE PYROCLASTIQUE
DE LA RIVIÈRE OCTAVE

La bande pyroclastique de la rivière Octave (figures 3 et 21) s'étend de façon continue d'W en E à travers la carte de la rivière Gale à partir de la colline Nissing (à l'W) jusqu'au delà de la rivière Harricana dans le canton de Glandelet (à l'E). Cette bande subverticale, dont la largeur varie d'un minimum de 1 à 2 km, au S de la colline Nissing, à plus de 5 km, à l'E du lac Authier, constitue un des meil-

leurs horizons repères pour corrélérer le secteur de Joutel-Guyenne à celui de Lebel-sur-Quévillon si l'on se réfère aux cartes de compilation de Dugas et al. (1967). Elle est constituée de tufs rhyolitiques qui se distribuent de la façon suivante: tufs fins à l'W, tufs fins, tufs à lapilli et tufs à blocs (plutôt monomictes) au centre et à l'E; tufs à blocs (parfois polymictes) et tufs fins à l'E. C'est dans la partie la plus large de la bande, à 8 km à l'E du lac Authier, que se rencontre la majeure partie des tufs à blocs, dont les

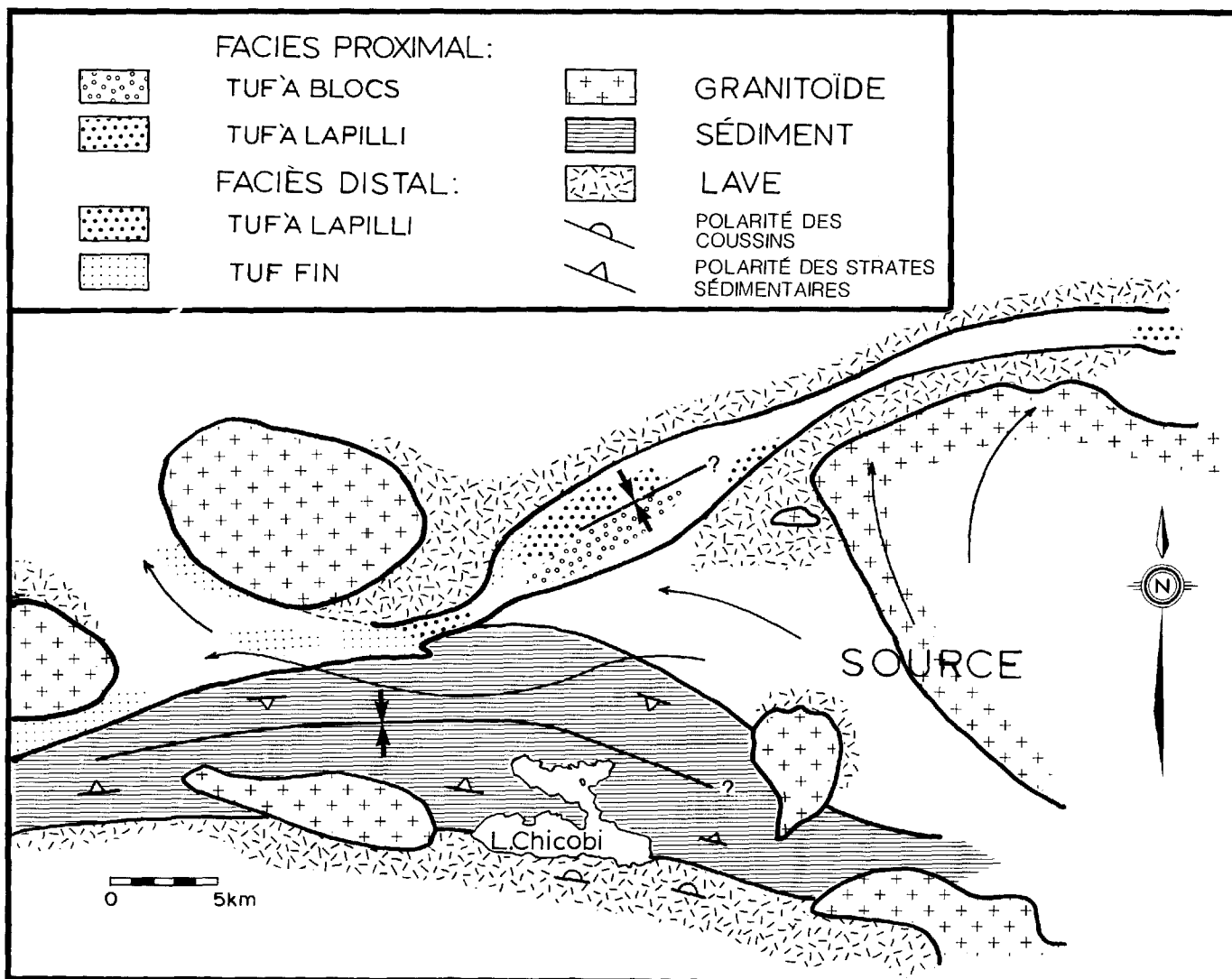


FIGURE 21 - Provenance et répartition des faciès dans la bande de pyroclastites acides de la rivière Octave.

plus grossiers ont de 20 cm jusqu'à 1 m de diamètre (figures 22 et 23). Malgré la dispersion des affleurements et la déformation de la roche qui se manifeste par de petits plis en Z, auxquels est parfois reliée une schistosité pénétrante (figure 24), nous avons observé que le diamètre moyen et la proportion des blocs diminuent du S vers le N. Les blocs deviennent ainsi, progressivement, de gros, puis de petits lapilli. La fréquence des niveaux de tufs à lapilli



FIGURE 22 - Tuf à blocs (BPRO); noter le rubanement subvertical. Nord vers la gauche.



FIGURE 23 - Tuf à blocs soudés par une mince frange de tuf fin. Nord vers la gauche.



FIGURE 24 - Tuf à lapilli écrasés, folié et plissé (plis en Z); noter le clivage dans le nez des plis. Nord vers le haut.

et de tufs fins semble augmenter du S vers le N (figures 21 et 25).

La coupe du chemin principal au S du lac Authier montre une diminution importante de la taille des fragments; ce sont surtout des lapilli de taille moyenne (2-4 cm de diamètre) et des tufs fins (figure 25); les quelques niveaux à blocs ellipsoïdaux qui subsistent ont quelques mètres d'épaisseur. Moins de 3 km à l'W, ces blocs et lapilli ont pratiquement disparu au profit de tufs fins, délicatement laminés, que l'on rencontre jusqu'au S de la colline Nissing. Par ailleurs, les roches rubanées, qui affleurent le long du contact SW du granitoïde du lac de la Perdrix, sont constituées par des niveaux de tufs fins à petits cristaux de plagioclase ou par des niveaux de grauweekes. Celles-ci, quelquefois granoclassées, ressemblent assez bien à celles rencontrées dans la bande sédimentaire du lac Chicobi. Le recouvrement glaciaire continu dans le secteur entre les granitoïdes de la colline Nissing et le lac de la Perdrix ne permettra pas de clarifier de façon définitive la distribution des

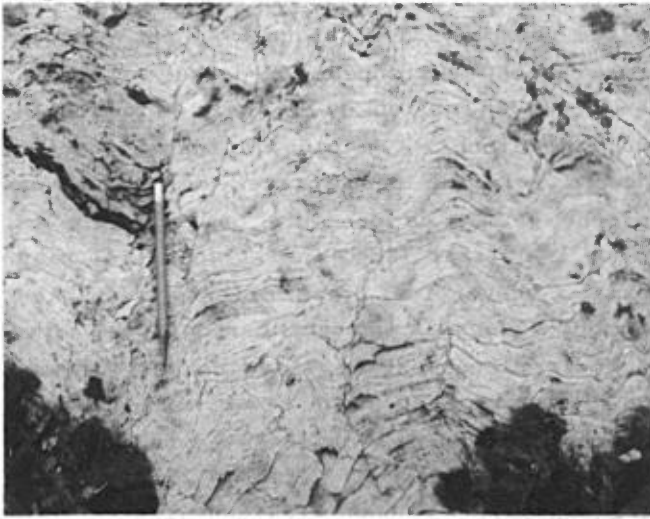


FIGURE 25 - Tuf fin, laminé et plissé; noter l'ébauche d'un clivage schisteux parallèlement à la trace des plans axiaux que souligne le crayon. Sud vers le haut.

roches volcanoclastiques/ épiciatiques dans le secteur et dans l'angle NW du canton de Disson.

Vers l'E, les deux seuls affleurements observés sont distants de plus de 20 km de la zone centrale la plus large; ils sont constitués de tufs fins et de bandes de tufs à blocs ellipsoïdaux.

Tels qu'exposés, les types lithologiques dans la bande pyroclastique de la rivière Octave illustrent bien l'existence d'un changement latéral de faciès. Celui-ci s'exprime mieux dans la direction E-W que N-S. Le faciès proximal, le plus proche de l'appareil volcanique d'où proviennent ces roches pyroclastiques, occupe surtout la partie la plus large de la bande, à 8 km à l'E du lac Authier, tandis que le faciès distal, le plus éloigné de la source, est situé vers l'W en direction de la colline Nissing. Vers l'E, où nous manquons manifestement de données, il semble bien qu'on se dirige aussi vers une zone distale. Ces observations nous conduisent donc à localiser l'appareil volcanique dans

le secteur situé au SE de la zone la plus large, c'est-à-dire dans le canton de Desboues ou un peu au-delà.

Compte tenu des réserves émises plus haut (rareté des affleurements et manque d'informations sur les laves sous-jacentes), nous ne pouvons préciser de façon définitive l'épaisseur, la position stratigraphique et la configuration de la bande pyroclastique de la rivière Octave. Les seuls indices sédimentologiques susceptibles de préciser la disposition de cette bande se trouvent à l'E du lac Authier. Granoclasses et structures de flamme semblent indiquer la présence d'un synclinal orienté NE-SW dans ce secteur. Ailleurs, nous ignorons tout de la configuration interne de la bande, mais nous pensons qu'elle pourrait être plissée sous forme d'un synclinal. L'épaisseur vraie pourrait, dans ce cas, être de l'ordre de 2 à 3 km au maximum. Il semble assez clair que la bande de la rivière Octave repose, en discordance ou non, sur les laves plissées du secteur central. Comme des roches semblables à celles de la rivière Octave n'ont été observées nulle part ailleurs dans le secteur septentrional, du moins sous leur aspect et avec une puissance comparable, nous sommes enclin à penser qu'elles pourraient être postérieures aux laves du secteur septentrional. Sans l'exclure totalement, nous ne retenons pas, pour l'instant, la possibilité que cette unité puisse être équivalente aux brèches andésitiques du secteur septentrional.

Par ailleurs, comme ces roches affleurent au S d'une structure synclinale présumée (cf. ci-dessus), et qu'elles sembleraient elles-mêmes occuper une position synclinale, le problème de la juxtaposition de ces structures se pose de façon épineuse. La présence d'une zone anticlinale au

S du lac Authier, directement sous le bande pyroclastique, pourrait solutionner le problème dans ce secteur; ailleurs, nous ne pourrions nous prononcer faute d'affleurements.

D'un autre côté, il semble ressortir de la zone d'affleurements au S du lac Authier que la bande pyroclastique de la rivière Octave se trouve stratigraphiquement sous les sédiments du lac Chicobi, avec lesquels elle est plissée. Dans ce secteur, on constate, en effet, la présence d'un petit synclinal suivi d'un petit anticlinal où les deux unités cartographiables sont impliquées. Cependant, ici encore, se pose le problème de la présence d'une discordance ou d'une lacune éventuelle entre les deux unités, ainsi que la possibilité que ces deux bandes puissent être partiellement équivalentes. Actuellement, nous nous sommes arrêté à l'hypothèse simple d'une lacune.

BANDE SÉDIMENTAIRE DU LAC CHICOBİ

La bande sédimentaire du lac Chicobi (BSLC) constitue l'autre unité cartographiable à l'échelle régionale de ce secteur. Elle s'étend d'W en E à travers le centre sud de la carte. A partir du lac Chicobi, elle conserve une orientation E-W jusqu'au delà de la frontière ontarienne, qu'elle atteint passé le canton de Desmêloizes. Vers l'E, elle s'infléchit progressivement vers l'ESE en direction de la rive N du lac Obalski jusqu'au pluton granitoïde où s'inscrit le lac Parent (Avramtchev & LeBel-Drolet, 1981; Dugas et al. (1967)). La largeur de ce sillon sédimentaire varie de quelques kilomètres à près de 10 km au lac Chicobi. On notera, en effet, que le contact méridional des sédi-

ments avec les roches volcaniques est déplacé vers le S de quelque 6 km par rapport aux cartes mentionnées ci-dessus et qu'il se situe au milieu de la baie méridionale du lac Chicobi. En plus, l'identification de la polarité des strates de proche en proche permet de conclure qu'il s'agit là d'un synclinal isoclinal, dont le plan axial, subvertical, est orienté sensiblement E-W dans le secteur cartographié mais dont le plongement de l'axe demeure inconnu. La trace du plan axial est indiquée approximativement à cause de la faible densité d'affleurements (figure 21). Pour l'essentiel, la bande sédimentaire du lac Chicobi est constituée de roches finement ou moyennement grenues - grauweekes (figures 26, 28, 34 et 35), siltstones (figures 26, 27 et 28), rythmites (figures 29 et 36) - dont la composante plagioclasique est importante. Sur le flanc N du synclinal, des niveaux de chert et de fréquentes passées ou bandes de formation de fer (figures 30 et 37) leur sont associées. Des niveaux lenticulaires de conglomérat à cailloux de roches volcaniques diverses (avec ou sans cailloux de chert et/ou de forma-



FIGURE 26 - Bancs de grauweeke grossière surmontés chacun par un lit de siltstone laminé; noter le caractère ravinant des bancs de grauweeke. Sommet vers le haut (vers le SE).



FIGURE 27 - Siltstone et siltstone argileux laminés et rubanés, plissotés. Léger clivage parallèle au plan axial. Vue vers le nord.

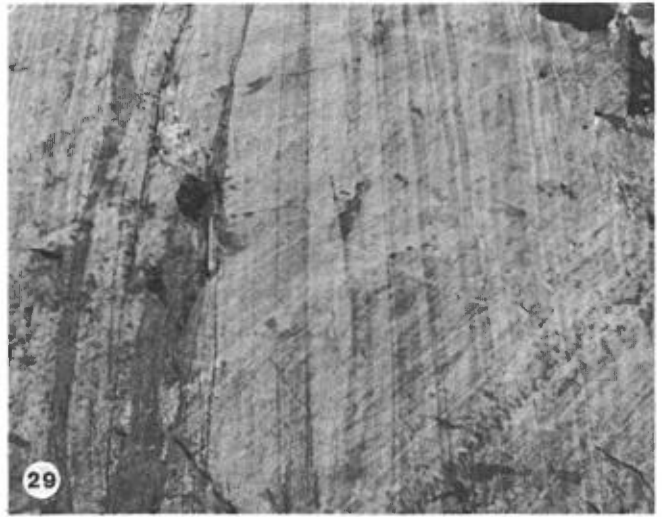


FIGURE 28 - Alternance de bancs granoclassés de grauwaacke grenue et de siltstone. Le crayon souligne la trace du clivage mieux développé dans les bancs de siltstone que dans ceux de grauwaacke. Vue vers le nord.



FIGURE 29 - Rythmites: noter l'excellence du rubanement. Les parties les plus claires sont les plus grossières; les parties les plus sombres, les plus fines et les plus délicatement laminées. Sommet vers la gauche. Vue vers l'ouest.

FIGURE 30 - Formation de fer rubanée et laminée, finement grenue; les bandes claires sont constituées de siltstone. Vue vers l'ouest.



FIGURE 31 - Conglomérat à fragments de chert, de rhyolite et de formation de fer. Vue vers le sud.

tion de fer) se rencontrent à quelques endroits sur le flanc N du synclinal, souvent en association avec des grauwackes (figure 31). Par ailleurs, des bandes de conglomérats à éléments volcaniques ont été observées à plusieurs endroits au S du massif de la colline Saint-Eloi et du massif de Bernetz dans les cantons de Berry et de Béarn. Ces bandes sont localisées à l'W de la rivière Harricana, dans le prolongement de la bande sédimentaire du lac Chicobi vers l'E (figure 32). Des niveaux d'argilite ou de shale gris-vert ou noirâtre (figure 33) ainsi que des horizons de tufs clairs et plagioclasiques concordants affleurent ici et là. Une bande de laves coussinées et massives de 200 m de largeur affleure dans la baie NW du lac Chicobi sur une distance de près de 2 km. Des niveaux subconcordants de leucogranite blanc apparaissent ici et là par toute la bande sédimentaire du lac Chicobi; certains affleurent le long du rivage méridional de la baie NW du lac; d'autres, porteurs de filons de quartz bleuté, sont cantonnés au NW du lac Disson; leurs dimensions sont de l'ordre de 20-80 m x 100-300 m).



FIGURE 32 - Conglomérat à fragments de diorite/gabbro, de lave aphanitique et de lave massive. Vue vers le nord.

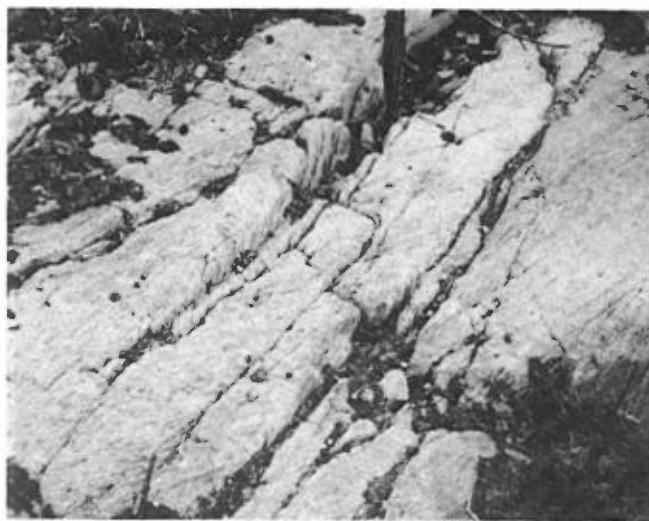


FIGURE 33 - Shale plissé très finement laminé. Vue vers le nord.

Les conditions d'affleurements relativement pauvres à l'échelle de la bande sédimentaire interdisent toute cartographie détaillée de niveaux lithologiques particuliers. Seules, quelques lentilles conglomératiques d'étendue restreinte ont pu être délimitées avec un peu de précision. Quant aux niveaux de formation de fer (exhalites?) qui affleurent sur le flanc N du synclinal au NW du lac Chicobi, leur plus grand nombre et leur plus grande épaisseur pourraient résulter autant, sinon plus, de causes purement tectoniques (redoublement par plissement isoclinal) que de causes sédimentologiques. L'absence de tels niveaux sur le flanc sud de la structure pourrait être l'illustration de variations rapides de faciès du N vers le S.

Tout comme pour le contact méridional, le contact septentrional de la bande du lac Chicobi est difficile à placer, faute d'affleurements. Comme nous le mentionnions plus haut lors de la description de la bande pyroclastique de la rivière Octave, les sédiments du lac Chicobi reposent vraisemblablement en discordance (par le biais d'une lacune?), non seulement

sur les laves du centre de la région mais aussi sur les pyroclastites de la rivière Octave. Le contact méridional qui passe au milieu de la baie méridionale du lac Chicobi a été tracé approximativement entre les affleurements de sédiments (au N) et les affleurements les plus rapprochés de volcanites du secteur méridional (au S).

Même s'il est concordant à première vue, et bien que les sommets de coulées de laves coussinées du secteur méridional soient statistiquement orientés vers le N (comme ceux qui sont observés dans les sédiments), ce contact n'exclut ni la présence d'une discordance (lacune) ni même celle d'une faille.

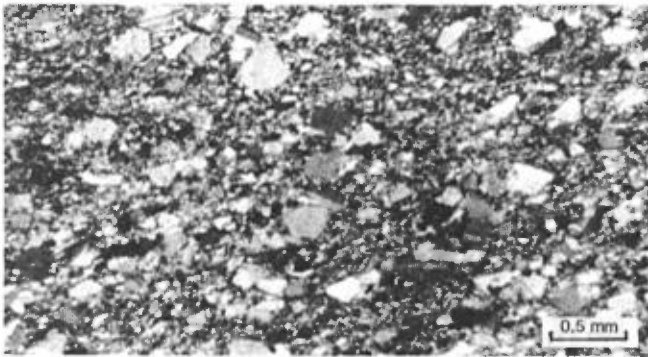


FIGURE 34 - Microphotographie d'une grauwaacke grenue typique. Noter l'abondance de fragments de plagioclase anguleux.

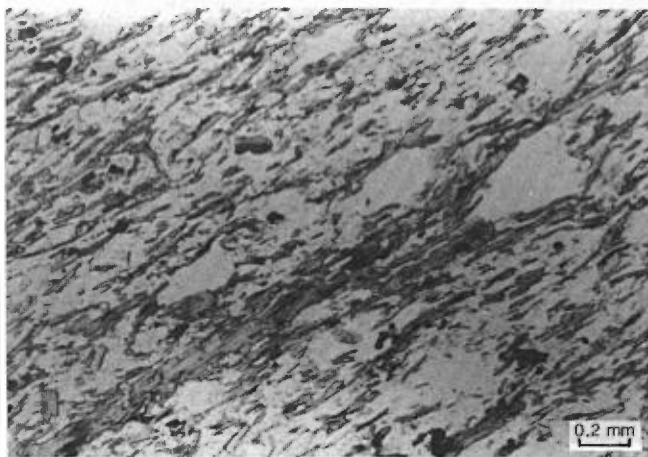


FIGURE 35 - Microphotographie de grauwaacke à biotite et chlorite non loin du contact du granitoïde du lac Cornier.

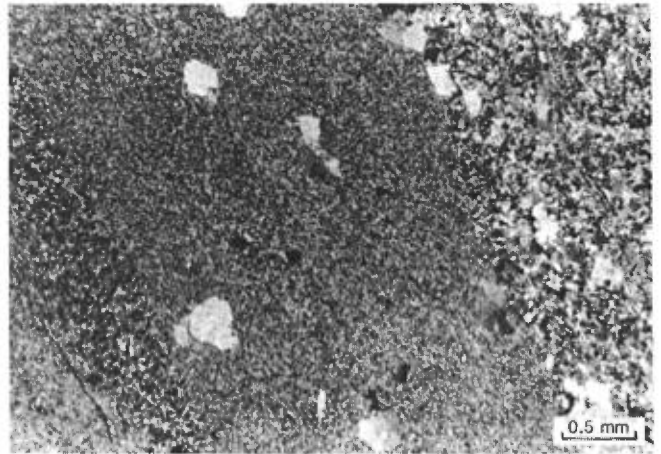


FIGURE 36 - Microphotographie illustrant l'alternance de lits finement et moyennement grenus (silt et grauwaacke) dans des rythmites.

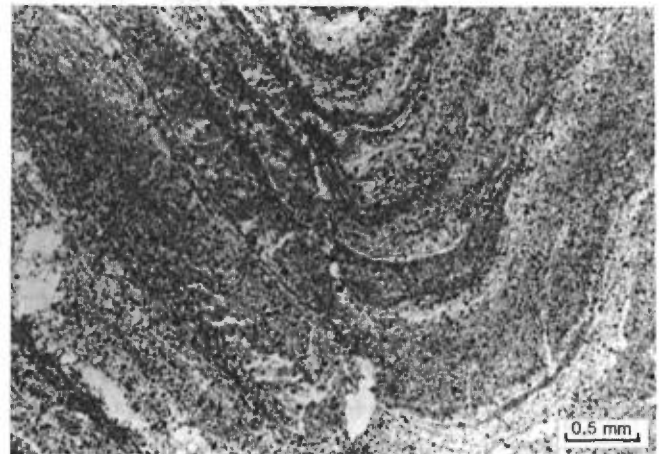


FIGURE 37 - Microphotographie illustrant un petit pli dans un niveau de formation de fer pauvre en magnétite.

SECTEUR MÉRIDIONAL

Le secteur méridional constitue la partie de la carte qui s'étend au S des sédiments du lac Chicobi dans les cantons de Languedoc, Guyenne et Berry jusqu'à la route Authier-Guyenne-Berry, qui suit approximativement la ligne médiane E-W de ces cantons. Les roches affleurent principalement dans la chaîne de collines au S des sédiments du lac Chicobi et au SE du village de Languedoc. La présence de massifs granitoïdes, dont le pluton de Languedoc, a ren-

du la configuration géométrique des roches assez complexe dans l'angle NE du canton de Languedoc (figures 3 et 4). Les laves, tufs et sédiments tendent, dans une certaine mesure, à se mouler de façon subconcordante le long de ces massifs.

La partie N du secteur méridional (figure 19) est occupée par une bande de près de 3 km de large constituée par l'alternance de coulées de laves coussinées plus ou moins déformées (figure 38) et de laves massives/sills de diabase. On y trouve aussi une zone de filons de quartz près de la ligne de crête des collines Knob, Chicobi et Tanginan ainsi que des filons de microdiorite et des niveaux de tufs à phénocristaux de quartz mauve et/ou plagioclase. Les coussins sont souvent étirés et déformés de façon à prendre la forme de fuseaux; cette déformation les rend impropres à la détermination des sommets de coulée. Cependant, tous les sommets identifiés avec certitude sont orientés vers le N. La partie S du secteur méridional est constituée, au plan des volcanites, par des roches pyroclastiques rhyolitiques, des roches sédimentaires et des

roches volcanoclastiques plutôt mafiques. A l'E du pluton de Languedoc, se succèdent, du N au S, une bande pyroclastique rhyolitique (les pyroclastites de Guyenne) et une bande complexe de tufs et de sédiments intercalés dans des laves massives ou coussinées transformées en amphibolites noires dans la zone de contact du pluton de Languedoc.

La bande de pyroclastites rhyolitiques de Guyenne (figure 39) se coince un peu au N du pluton de Languedoc et s'ouvre largement vers le SE en direction du canton de Berry. Elle est essentiellement constituée par des tufs fins ainsi que par des tufs à lapilli, plus rarement par des tufs à blocs (p.e. à l'W du lac Berry). La bande de tufs et sédiments qui lui fait suite est intercalée entre des laves coussinées et massives. Elle est souvent plissée, quelquefois même de façon intense. Elle est composée de rythmites laminées, de tufs foncés laminés (figures 40 et 41), de tufs acides hyalins ou finement grenus, délicatement laminés (figure 42), de tufs massifs à cristaux de plagioclase contenant parfois des blocs d'amphibolites diverses. Situées



FIGURE 38 - Lave à coussins légèrement allongés et à sections polygonales. Vue vers le nord.



FIGURE 39 - Tuf à blocs et à lapilli de la BPG. Vue vers l'est.



FIGURE 40 - Sédiments et tufs grenatifères rubanés. Vue vers l'ouest.



FIGURE 41 - Nez de pli à axe redressé dans des sédiments argileux indurés. Vue vers l'ouest.

à proximité du pluton de Languedoc, ces roches ont subi un métamorphisme de contact qui a conduit à la formation systématique de grenat et d'amphibole (hornblende) verte de même que, ici et là dans les fractions pélitiques, d'un minéral alumineux idiomorphe totalement destabilisé en plaquettes de muscovite (staurotide, cordiérite, andalou-site?).

Les laves massives ou coussinées



FIGURE 42 - Tuf hyalin délicatement laminé et rubané; noter le léger décrochement et l'affaissement (slumping) en haut de la photographie. Vue vers le nord. Sommet vers le haut.

à proximité du pluton de Languedoc sont devenues, par métamorphisme de contact, des amphibolites massives ou laminées vert noirâtre. A l'W de ce pluton et au N de Languedoc même, on retrouve une unité caractérisée par la présence de rythmites (turbidites ?) grenatifères possédant le même minéral alumineux destabilisé en muscovite que nous venons de mentionner, ainsi qu'une grande lentille de roches pyroclastiques rhyolitiques (celles d'Authier N) similaires à celle de Guyenne.

Au S de ces deux unités, affleure un ensemble complexe où des laves coussinées, avec ou sans tufs aquagènes associés, alternent avec des laves massives, des brèches de coussins ainsi que des niveaux mélanocrates pyroxénitiques. La séquence se termine au contact du pluton de Languedoc par un empilement assez épais de tufs et/ou sédiments foncés à hornblende verte et biotite affectés par le métamorphisme de contact.

Les informations géologiques sont encore trop fragmentaires dans ce secteur

pour qu'il soit possible de confirmer de façon indirecte si ces deux bandes pyroclastiques rhyolitiques de part et d'autre du pluton de Languedoc sont stratigraphiquement équivalentes. Par contre, il nous semble, dès à présent, que les deux bandes de tufs et de roches sédimentaires métamorphisées de part et d'autre du pluton de Languedoc dans le prolongement l'une de l'autre constituent un seul et même horizon stratigraphique très fortement plissé.

Compte tenu que l'orientation des sommets de coulées est le plus souvent vers le N au S du lac Chicobi (et au S de la BSLC), il se pourrait que ces roches soient équivalentes, en totalité ou en partie, aux roches volcaniques effusives situées au N de la BSLC dans les cantons de Desboues et Ligneris, soit à celles situées plus au N sous la bande pyroclastique de la rivière Octave.

Si les identifications des sommets de coulées au S du lac Chicobi (et de la BSLC) sont correctes, et si ces laves sont équivalentes à celles qu'on trouve directement au N de la BSLC, les bandes pyroclastiques acides de Guyenne et d'Authier ne peuvent être considérées comme équivalentes à celle de la rivière Octave. Comme on le constate encore, le secteur-clé pour la compréhension tectonique et stratigraphique des secteurs centre-sud et méridional se trouve, hélas, sous le mort-terrain subcontinu des cantons de Desboues et Ligneris, au NE du lac Chicobi. Dans ce secteur, nous serons donc toujours tributaires d'informations difficilement contrôlables pour proposer le schéma final le plus cohérent possible du point de vue tectonique et stratigraphique dans le cadre de la reconstruction paléogéographique de cette partie de l'Abitibi.

DESCRIPTIONS LITHOLOGIQUES ET PÉTROGRAPHIQUES

Pour plus de concision, nous avons résumé aux tableaux 2 à 6 les caractères lithologiques et pétrographiques les plus marquants des principaux types de roches volcaniques et sédimentaires rencontrés. Les microphotographies, ci-après, réfèrent aussi au texte des chapitres précédents.

REMARQUES SUR LES ROCHES VOLCANIQUES

I

Au cours de notre cartographie, nous n'avons pas rencontré la succession idéale des faciès (laves massives - laves coussinées - brèches de coussins - tufs aquagènes - tufs acides ou intermédiaires) ni celle des changements latéraux de faciès (laves coussinées - mégacoussins - mégacoussins soudés - laves massives fines) comme il nous avait été donné de le faire dans le groupe de Kinojévis (Hocq, 1979; Dimroth et al., 1978). Généralement, nous n'avons observé que l'alternance de laves massives/sills de diabase avec des laves coussinées surmontées ou non d'un peu de brèches à coussins. Ces coulées sont très épaisses, surtout dans le secteur N. L'alternance de coulées de laves massives-laves coussinées, relativement peu épaisses (20-50 m d'épaisseur) n'a été observée que dans le secteur du bord S du mont Plamondon et de la colline Peacock. Dans ce cas, la lave massive est particulièrement grenue. Des caractéristiques répertoriées au tableau 2, nous retiendrons les points suivants pour les laves coussinées:

1. Difficulté d'utiliser la forme des coussins à 100% pour trouver le sens de la

TABLEAU 2 - Caractéristiques des laves coussinées

CARACTÉRISTIQUES	SECTEURS			
	NORD		CENTRE	SUD
	Basalte (A)	Andésite (B)	Basalte, andésite (C)	Basalte, andésite(D)
Longueur des coulées	7 km > L > 1 km	Idem A	3 km > L > 1 km	5 km > L > 1 km
Épaisseur des coulées	10 à 800 m + 50 m et 250 m selon les sections	Idem A	10 à 250 m	50 à 300 m
Ecart Moyenne		Idem A	+ 100 m	+ 150 m
Patine	Gris moyen à vert noirâtre	Vert-bleu à gris-vert	Vert foncé, noirâtre	Gris-vert clair à vert foncé
Couleur	Vert foncé, noirâtre	Vert-bleu clair à gris moyen	Vert foncé, noirâtre	Vert foncé
Coussins	Peu déformés Formes variables, à sections: . rondes: 20-30 cm x 20-40 cm . ovales ou subrectan- gulaires: 30-80 cm x 50-120 cm	Peu déformés Formes idéales, à sections ovales ou elliptiques: 40-80 cm x 80-150 cm	Peu ou fortement dé- formés. Formes variables, à sections légèrement aplaties: 30-50 cm x 80-150 cm, localement 10-25 cm x 20-30 cm	Peu ou fortement dé- formés. Formes à sections: . rondes: 20 x 20 cm . allongés à polygo- nales: 20-50 cm x 40-120 cm . ovales: 30-80 cm x 50-120 cm
Mégacoussins	Présents	Rares	-	Rares
Mégacoussins soudés	Présents (Dalet)	-	-	-
Chambres de quartz	Absentes	Absentes	Absentes	Absentes
Bourgeoisements	Fréquents	Rares	-	Rares
Laminations concen- triques	Présentes à fréquentes	Rares	-	Présentes, surtout dans les coussins non déformés
Ecorce	Mince (1 cm) ou moyenne (3 cm); rarement > 3 cm	Mince	Mince ou moyenne	Mince ou moyenne
Hyaloclastite	Présente, rare- ment abondante	Rare	Rare	Rare
Tuf aquagène entre coussins	Rare	Rare	-	Présent (Languedoc)
Brèche de coulée	Rare (1 à 20 m d'épaisseur)	Absente	-	Rare dans Guyenne; présente dans Lan- guedoc (quelques m à 300 m)
Formation de fer à magnétite	Présente (Céloron) Épaisseur: < 10 cm Longueur ≈ 50 cm à 2 m	Idem A	-	-
Tuf (fm. de fer ?) à grenat	-	-	-	Présent (Languedoc) Épaisseur: < 20 cm Longueur: 50 cm à quelques mètres
Vacuoles	Rares	Présentes	Rares	Rares
Phénocristaux de plagioclase	Deux niveaux (Glandelet et Dalet)	Absents	Absents	Absents
Granulométrie	Fine à très fine* (0,01 mm ≤ φ ≤ 1 mm)	Idem A	Idem A	Idem A
Schistosité	Absente ou très fruste	Absente ou très fruste	Rare	Rare
Minéralogie:				
Primaire	Plagioclase Augite Opaque Apatite Quartz (<)	Plagioclase Augite Opaque Apatite Quartz (<)	Idem A, B	Idem A, B
Secondaire	Clinozoïsite, actinote, nate, séricite, quartz, zéolite	chlorite, carbo- nate, sphène, leucosène,	Idem A, B	Idem A, B
Texture	Ophitique à subophitique	Subophitique à trachytique	Ophitique à subophi- tique	Ophitique à sub- ophitique

* Une seule bande de lave coussinée largement grenue (φ ≈ 1-8 mm) et à grands coussins (φ ≈ 2 m). Elle se trouve dans le basalte du secteur nord.

TABLEAU 3 - Caractéristiques des laves massives et sills de microgabbro

CARACTÉRISTIQUES	SECTEURS			
	NORD		CENTRE	SUD
	Lave/sill microgrenu(A)	Lave/sill grenu (B)	Lave/sill microgrenu (C)	Lave/sill microgrenu(D)
Longueur	12 km > L > 1 km	Idem A	3 km > L > 1 km	8 km > L > 1 km
Épaisseur				
Écart	30 à 2000 m	Idem A	50 à 500 m	30 à 600 m
Moyenne	+ 300 m	+ 500 m	?	+ 300 m
Patine	Vert foncé à vert noirâtre	Gris-vert clair à vert foncé	Vert foncé à vert noirâtre	Vert foncé à vert noirâtre
Couleur	Vert foncé, noirâtre	Vert moyen à vert noirâtre	Vert foncé	Vert foncé, noirâtre
Indice colorimétrique	Mésocrate à mélanocrate	Mésocrate clair à mélanocrate foncé	Mésocrate à mélanocrate clair	Mésocrate foncé à mélanocrate clair
Faciès:				
Leucogabbro	-	Présent dans la partie supérieure	Absent	Rare
Gabbro	-	Présent partout	Présent	Présent
Mélagabbro	-	Rare (20 à 250 m)*	Absent	Rare
Pyroxénite	-	Rare (1 à 30 m)	Absent	Rare
Granulométrie (Ø plagioclase)	Fine à moyenne (Ø = 0,1 à 2 mm)	Fine (Ø ≤ 0,5 mm) Moy. (Ø: 0,5-2 mm) Large (Ø: 2-25 mm)	Fine à moyenne (Ø: 0,1-2 mm)	Fine à moyenne (Ø: 0,1-2 mm) Large (Ø: 2-10 mm, rare)
Phénocristaux de plagioclase	Présence locale (moins de 0,1% de la roche) Un seul horizon cartographiable avec au moins 30% de phénocristaux (Mazarin, Glau-delet.		Absents	Absents
Laminations	Rares	Absentes	Rares	Rares
Fentes de retrait polygonales	Rares	-	Absentes	Absentes
Vacuoles	Rares	-	Absentes	Absentes
Formations de fer intercalées (à magnétite)	Présentes (Dalet, Carqueville)	-	Absentes	Absentes
Schistosité	Rare	Absente	Rare	Rare
Minéralogie:				
Primaire	Plagioclase-augite-opaque-feldspath K-quartz-apatite-biotite			
Secondaire	Clinozoisite-séricite-actinote/hornblende actinolitique-chlorite-sphène-leucoxène-carbonate			
Texture	Ophitique à subophitique	Idem A	-	-
Enclaves				
Nature	-	Tuf hololeucocrate hyalin; tuf à phénocristaux de quartz et de plagioclase; tuf à lapilli	-	-
Surface	-	1 à quelques dizaines de m ²	-	-

* Carqueville

polarité des coulées à cause de leur forme, de leur petitesse, de leur déformation et de l'inexistence de chambres de quartz;

2. Présence d'une coulée de 40-50 m d'épaisseur constituée par des coussins très grands (1 à 2 m de diamètre), très largement grenus (diamètre des plagioclases et pyroxènes: 2 à 8 mm) enserrés par une enveloppe d'hyaloclastite brune épaisse d'au moins 10 cm;

3. Vésicularité faible ou nulle, sauf à proximité des brèches andésitiques;

4. Prépondérance du type basaltique sur le type andésitique (détermination de terrain) dans une proportion 3 à 6/1.

TABLEAU 4 - Caractéristiques des roches ultramafiques

CARACTÉRISTIQUES	SECTEUR NORD	
	Base: Rainboth; 1 bande	Sommet: Dalet; 2 bandes
Longueur	200 m (?)	1 ^{ère} bande: ≥ 6 km 2 ^e bande: ≥ 11 km
Epaisseur Ecart Moyenne	- 150 m (?)	1 ^{ère} bande: 150-650 m 2 ^e bande: 100-250 m 1 ^{ère} bande: 350 m 2 ^e bande: 150 m
Patine	Brun foncé	Brun foncé, chocolat
Couleur	Vert noirâtre	Vert noirâtre, gris vert
Indice colorimétrique	Holomélanocrate	Holomélanocrate
Toucher	Doux à onctueux quand la roche est serpentinisée	Idem base
Granulométrie	Moyenne à large: olivine (Ø: 0,1 à 5 mm) pyroxène (Ø: 1 à 30 mm)	Idem base
Rubanement primaire	Alignement planaire des cristaux d'olivine et de pyroxène	Idem base
Serpentinisation	Locale et partielle au niveau de l'affleurement	Idem base
Structures	Spinifex, coussins et zones craquelées non observés; fentes de retrait (?)	Idem base
Amiante	Filons ou filonnets rares; peu épais (1-3 mm d'épaisseur)	Idem base
Chromite	Absente	Idem base
Magnétite secondaire	Présente dans des fractures ou en veines ondulantes	Absente
Minéralogie:		
Primaire	Olivine, clinopyroxène ou orthopyroxène, opaque, hornblende brune	Idem base
Secondaire	Chlorite, magnétite, serpentine, actinote	Idem base
Texture	Cumulat: olivine idiomorphe; orthopyroxène poecilitique interstitiel	Idem base

II

Le problème de la distinction entre laves massives et sills de diabase (ou microgabbro) est toujours présent et difficile à résoudre, tant sur l'affleurement qu'en lame mince (figure 43). Il n'existe pas de différences minéralogiques et texturales entre laves massives basaltiques et sills de microgabbro ou diabase autre que celui de la granulométrie, ceci étant avancé sous réserve. Par ailleurs, la plupart des zones de contact entre laves coussinées et "massives" n'affleurent généralement pas, de sorte qu'il est difficile de donner une interprétation rationnelle dans chaque cas. Sur notre carte du DP-851 (Hocq, 1981), nous n'avons pas fait la distinction

entre laves massives et sills, mais il est vraisemblable qu'une partie des bandes massives, notamment les plus finement grenues, pourrait être considérée comme laves, les plus grenues (diamètre d'environ 2 à 20 mm) étant plus vraisemblablement des sills (figure 40). Parmi ceux-ci, les plus remarquables sont les mésocrates clairs, souvent quartzifères et relativement grenus (diamètre d'environ 3 à 5 mm), de même que les foncés (mélanocrates), qui renferment aussi des passages plutôt holomélanocrates à mélanocrates foncés (pyroxénites, mélagabbros), comme celui situé au N du mont Plamondon.

Pour terminer avec les "laves massives", soulignons le fait que des dykes de roches mafiques semblables aux bandes de

TABLEAU 5 - Caractéristiques des brèches andésitiques, roches pyroclastiques acides et tufs

CARACTÉRISTIQUES	Brèches andésitiques (A)		Roches pyroclastiques acides* BPRO (B) BPC, BPA		Tufs acides	Tufs clairs à phénocristaux	Tufs mafiques; tufs bicolores
			L > 50 km	L ≥ 5 km	5 km > L > 50 m	2 km > L > 50 m	8 km > L > 50 m
Longueur	15 km > L > 1 km		L > 50 km	L ≥ 5 km	5 km > L > 50 m	2 km > L > 50 m	8 km > L > 50 m
Épaisseur	15 à 600 m		1200 à 5000 m	100 à 2500 m	50 cm à 50 m	50 cm à 10 m	50 cm à 150 m
Écart	+ 150 m à + 500 m		2000 m (?)	1500 m (?)	+ 2 m à + 20 m	3 m	quelques m à 100 m
Moyenne	(selon la section)				(selon la section)		(selon la section)
Patine	Crème, brun clair, vert clair		Blanc cassé, blanc rosé, gris clair		Blanc cassé, gris clair	Blanc cassé, gris clair	Vert foncé à vert noirâtre
Couleur	Vert bleu clair, gris clair		Blanc cassé, blanc rosé		Blanc cassé à gris clair	Gris clair	Vert sombre, noirâtre; gris moyen
Fragments							
Nature	Andésitique à basaltique; monomictite		Rhyolitique; monomictite		Rhyolitique; monomictite	-	-
Provenance	Fragments de coussins (quelques dm ²) Roches aphanitiques ou finement grenues, parfois fortement vacuolaires		-		-	-	-
Formes	Anguleuses; sections polygonales, légèrement arrondies par endroits		Anguleuses; sections polygonales ou quelconques; localement arrondies		Anguleuses ou légèrement arrondies	-	-
Dimensions et pourcentages	Gros blocs et blocs (Ø: 6-50 cm): 20-35% Petits blocs, lapilli (12 mm ≤ Ø ≤ 6 cm): 20-40% Cendres, échantons, etc. (Ø ≤ 2 mm): 20-30%		% variable de: Gros blocs et blocs (Ø ≥ 6-100 cm) Lapilli (2 mm ≤ Ø ≤ 6 cm) Poussières, fragments de cristaux (Ø ≤ 2 mm)		Petits lapilli (2 mm ≤ Ø ≤ 4 cm) et cendres ou poussières (Ø ≤ 2 mm)	-	-
Rapport fragments/matrice	10-5 dans les fractions grossières 3-1 dans les fractions moyennes 10-1 dans les fractions fines		Dans les tufs à blocs: 50-1 (souvent 10-2) Dans les tufs à lapilli: 20-1 Dans les tufs fins: 20-1		Dans les tufs à lapilli: 5-1 Dans les tufs fins: 100-1	-	-
Structures sédimentaires	Rubanement partout Alternances de niveaux grossiers et fins Granoclassements à l'échelle de l'affleurement local		Rubanement dans les parties les plus fines (tufs à lapilli, tufs fins) Lamination dans les tufs fins Bancs bien délimités assez rares Granoclassements marqués dans les parties finement ou moyennement grenues Structures de flamme Bandes grossières granoclassées à l'échelle de l'affleurement		Rubanement partout Bancs bien définis de tufs à lapilli (20-100 cm), tufs fins (20-50 cm) et tufs nyalins (5-20 cm) Laminations très fines et stratifications entrecroisées localement Granoclassement à l'échelle de la bande et de chacun des bancs	Peu ou pas de granoclassement Niveaux homogènes massifs, dépourvus de laminations ou de rubanements	Rubanement et laminations délicates, soulignés par la différence de composition Granoclassement rare
Phénocristaux dans la matrice	Rares cristaux de quartz, de plagioclase ou de ferromagnésiens		Surtout cristaux de quartz + corrodés (Ø: 0,1-5 mm) et cristaux de plagioclase + cassés (Ø: 0,1-2 mm x 1-8 mm), hypidiomorphes		Présence épisodique de cristaux de quartz ronds et/ou de cristaux de plagioclase polygonaux.	Cristaux de plagioclase idiomorphes (0,1-1 cm de long) + kaolinisés (40-60% de la roche) et cristaux de quartz ronds (5-30% de la roche)	Plagioclase absent; présence de ferromagnésien (actinote secondaire)
Débit	Quelconque		Quelconque; en prismes à base losangique dès qu'il y a interaction de S ₀ et S ₁ ; en plaquettes.		Plaquettes	Quelconque	Plaquettes
Schistosité	Fruste; absente localement		Présente		Rare	Rare	Présente
Particularités	-		Fuchsite dans des tufs à blocs; variation latérale de faciès proximal (au centre-sud de Ligneris, distal vers le N, l'W et l'E.		-	-	-
Minéralogie:							
Primaire	Plagioclase, augite, opaque, apatite, quartz		Quartz, plagioclase, opaque, apatite		Idem B	Idem B	Plagioclase, quartz, opaque, apatite, ferromagnésiens (?)
Secondaire	Clinozoisite, quartz, séricite, carbonate, chlorite, actinote, sphène, leucoxène		Séricite, carbonate, chlorite, clinozoisite		Idem B	Idem B	Actinote, chlorite, sphène, quartz, séricite, clinozoisite, carbonate

* BPRO: Brèche pyroclastique de la Rivière Octave BPC: Brèche pyroclastique de Guyenne BPA: Brèche pyroclastique d'Auchier-nord

TABLEAU 6 - Caractéristiques des sédiments

CARACTÉRISTIQUES	Grauwacke	Rythmite (turbidite)	Siltstone	Argilite	Formation de fer	Conglomérat
Longueur	2 km ≥ L ≥ 200 m	10 km ≥ L ≥ 1 km	2 km ≥ L ≥ 200 m	2 km ≥ L ≥ 200 m	5 km ≥ L ≥ 200 m	300 m à plusieurs km*
Épaisseur des bancs	20-80 cm	5-50 cm	10-30 cm	5-80 cm	5-80 cm	50 cm-5 m
Épaisseur des unités cartographiables	Quelques m à 30-50 m	30-200 m	Quelques mètres	5-30 m	1-50 m	15-250 m (et plus?)
Patine	Gris-bleu foncé	Gris-bleu moyen à foncé	Gris-bleu moyen à foncé	Gris-vert clair à gris foncé	Rouille	Gris-blanc à gris foncé
Couleur	Gris moyen à gris bleu foncé	Gris moyen à gris bleu	Gris moyen à gris bleu	Gris clair à noirâtre	Noir bleuté	Grisâtre
Granoclassement	Présent, mal défini	Fréquent, assez bien défini	Rare	Absent	Absent	Présent à l'échelle du banc ou de l'unité cartographiable
Stratifications entrecroisées	Rares	Présentes au sommet des rythmes	Rares	Absentes	Absentes	Absentes
Laminations	Présentes, grossières	Abondantes, délicates	Présentes, délicates	Présentes, délicates	Abondantes, délicates	Absentes
Structures de flamme	Rares	Locales	Locales	Absentes	Absentes	Absentes
Conglomérats intraformationnels	Rares	-	-	-	-	-
Brèches sédimentaires	Locale (rare)	-	-	-	-	-
Clivage	Fruste	Fruste	Fruste	Présent	Absent	Fruste
Plis isoclinaux méso-copiques	Rares	Présents	Présents	Présents	Fréquents	Rares
Minéralogie:						
Primaire	Quartz-plagioclase-opaque-chlorite-biotite verte/brun clair-graphite-muscovite-microcline				Quartz, magnétite, biotite, chlorite	Blocs arrondis de rhyolite, chert, lave massive, sédiments, fm. de fer.
Secondaire	Clinozoïsite-carbonate-séricite-kaolinite-leucoxène				Clinozoïsite, séricite, carbonate	Blocs arrondis de diorite, lave massive, sédiments(?), rhyolite, chert (?).

* Chenaux: 300 à 1 km; ailleurs: 1 à plusieurs kilomètres.

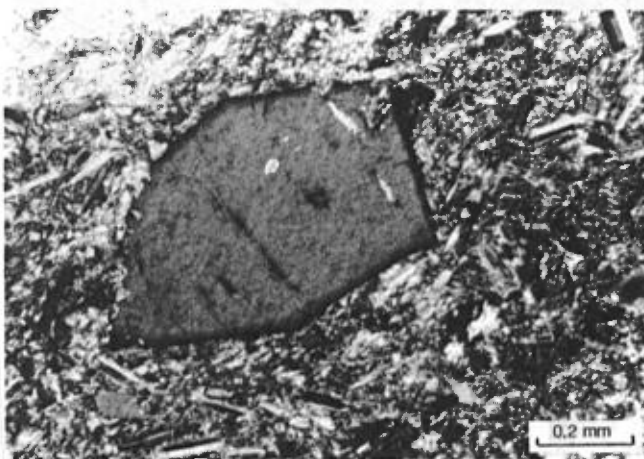


FIGURE 43 - Microphotographie d'une lave massive porteuse de phénocristaux d'augite légèrement zonée. Noter le zonage des microlites de plagioclase.

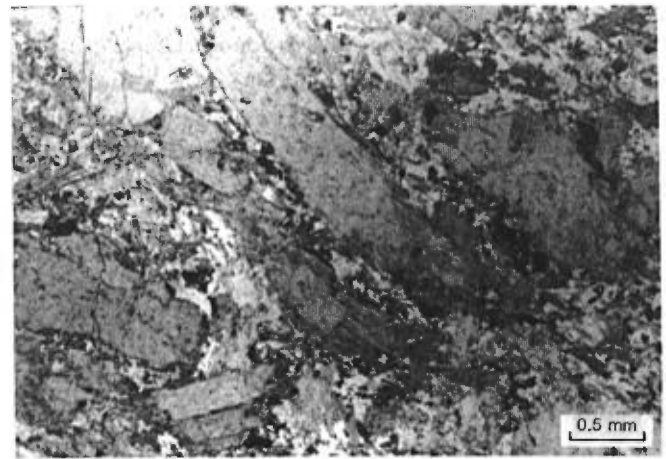


FIGURE 44 - Microphotographie d'un sill gabbroïques. Noter la taille des cristaux d'amphiboles pseudomorphes de pyroxènes.

laves massives recoupe ici et là des roches volcaniques, des roches volcanoclastiques/pyroclastiques, voire des sédiments. D'une largeur de quelques mètres, ces dykes peuvent être reliés, dans certains cas, à

une bande de lave massive ou à un sill; ils sont donc pré-orogéniques. On note aussi qu'ils sont métamorphisés, à la différence des dykes de diabase protérozoïques non déformés et non recristallisés.

Ajoutons enfin que les seules enclaves contenues dans les roches volcaniques ont été observées dans des laves massives. Ce sont, généralement, des blocs de tufs acides disloqués d'une superficie variant entre 1 m² et plusieurs dizaines ou centaines de m².

III

Les brèches andésitiques des cantons de Dalet et Mazarin renferment cependant des fragments de laves massives basaltiques à sections polygonales. La plupart des fragments sont finement grenus, anguleux, mais ne présentent pas les mêmes laminations concentriques caractéristiques des fragments de coussins des brèches de coussins basaltiques. On y trouve cependant d'assez grands fragments, aisément reconnaissables, de coussins (quelques cm² à 1 ou quelques dm², de même que de gros blocs). En certains endroits, ces fragments sont fortement vacuolaires. Localement, ces brèches sont "organisées" et présentent certains granoclassements que nous tenterons d'identifier et d'utiliser dans la suite de nos travaux.

IV

IV. Les roches pyroclatiques acides se situent dans les secteurs centre et du sud de la région. Ce sont surtout des tufs à blocs et des tufs à lapilli monomictes avec niveaux de cendres fines. Les blocs, qui comprennent un peu de ponces(?), sont surtout faits de rhyolite porphyrique (cristaux de quartz et de plagioclase idiomorphes dans une mésostase quartzique très fine) (figures 45 et 46). De la fuchsité a été identifiée dans certains des niveaux de tufs à blocs de la rivière Octave.



FIGURE 45 - Microphotographie d'un tuf à blocs (BPRO). Noter la présence d'un phénocristal de quartz corrodé et de phénocristaux de plagioclase idiomorphes dans une matrice riche en quartz, plagioclase, séricite et clinzoïsite.

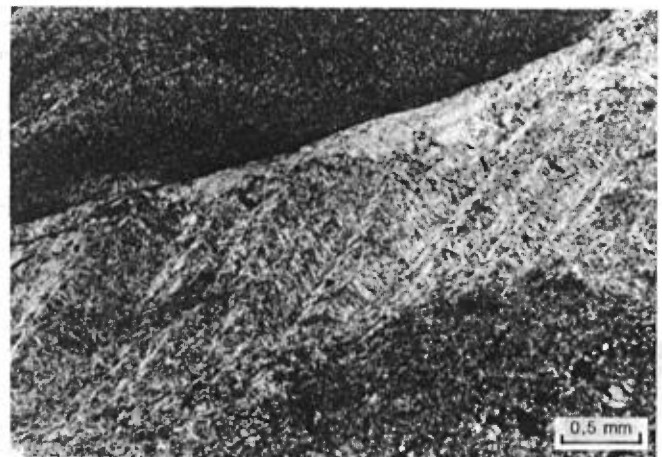


FIGURE 46 - Microphotographie illustrant le développement d'un clivage dans des lits plissotés plus micacés (séricite, muscovite).

Ces roches ne présentent pratiquement jamais de lits bien délimités, contrairement aux niveaux de tufs acides moins épais. Ceux-ci sont caractérisés par des bancs aux caractéristiques lithologiques et granulométriques bien spécifiques; ces derniers sont bien délimités par un joint au toit comme au mur. Granoclassements, stratifications obliques caractérisent les lits les plus grossiers situés à la base, tandis que les laminations très fines sont

la caractéristique essentielle des tufs acides hyalins d'aspect chertoux qui se trouvent au sommet de ces niveaux repères.

V

Les tufs à cristaux de plagioclase sont relativement grenus (1-10 mm) et se présentent sous forme de bandes homogènes de 1 à 10 m d'épaisseur. La roche est massive, gris clair et peu rubanée. Par contre, les tufs fins à cristaux de quartz fumé ou mauve, avec ou sans plagioclase, sont finement laminés et bien rubanés. Quant aux tufs mélanocrates et bicolores, ce sont généralement des roches finement grenues délicatement laminées et bien rubanées et/ou foliées. Elles sont épaisses de quelques centimètres à quelques dizaines de mètres.

GRANITOÏDES

Notre connaissance des granitoïdes est sommaire, car nous nous sommes limités surtout à tracer le plus fidèlement possible les contacts avec l'encaissant volcanique ou sédimentaire. Nous avons effectué cependant quelques sections complètes dans les massifs les plus petits et avons pénétré jusqu'à 1 ou 2 km dans les plus grands plutons. D'une façon générale, les granitoïdes sont constitués de roches massives, peu ou pas rubanées ou recristallisées, dont la composition varie de diorite à granodiorite-leucotonalite (trondhjémite). Ces roches beaucoup plus sodiques que potassiques, sont caractérisées par la présence de biotite et/ou hornblende verte et par un plagioclase légèrement zoné (oligoclase). Du clinopyroxène et, à l'occasion, de l'hypersthène ont été observés dans les roches dioritiques. Le quartz, généralement transparent, est quelquefois bleuté. Des filons d'aplite sont courants dans les

plus petites intrusions et des filons aplitiques ou pegmatitiques, sécants ou concordants, se rencontrent dans les roches encaissantes à proximité du contact. Un filon granitique, épais d'au moins 100 m, long de 200 à 600 m et caractérisé par la présence de filonnets de quartz bleu, se rencontre dans les sédiments du lac Chicobi au NW du petit lac Disson. Le tableau 7 résume les caractères les plus spécifiques de chacune des intrusions.

Le **pluton du lac Wawagosic**, qui couvre près de 3000 km² au Québec et se poursuit en Ontario, est surtout constituée de granodiorite-tonalite, grenue et leucocrate (Ross, 1959). Il est bordé au sud par de la diorite homogène et massive (au nord du lac Fumerton), de la granodiorite foliée à biotite et hornblende (entre le lac Fumerton et le mont Plamondon) et du granite grenu à quartz bleuté dans le canton de Vanier. Un petit massif de leucotonalite hololeucocrate à biotite s'avance, telle une protubérance subcirculaire, entre le lac Gale et le mont Plamondon. Il renferme un grand nombre d'enclaves de lave massive (microgabbro) orientées parallèlement aux roches volcaniques encaissantes.

La partie externe du **pluton de Bernetz** (figure 47) de même que les massifs de **Berry** et de **Languedoc** sont constitués par une tonalite massive, grenue et assez homogène (à biotite et/ou hornblende). Ils ne contiennent pas d'enclaves mésoscopiques ou mégascopiques.

Le petit massif de la colline **Saint-Eloi** est constitué surtout par une roche massive plus potassique et plus foncée que celle des intrusions précédentes. Cette roche est mésocrate principalement le long des contacts. Des enclaves, assez

TABLEAU 7 - Caractéristiques des granitoïdes

CARACTÉRISTIQUES	L. Wawagosic	L. Taïbi	Bernetz	Berry	Languedoc	C. Nissing	L. de la Perdrix	C-St-Eloi	L. Cornier
Lithologie:									
Méladiorite	En bordure	?	-	-	-	-	Dans NW	Présent	Abondant
Diorite	"	?	-	-	-	En bordure	Au centre	-	-
Leucodiorite	Essentiel	?	-	-	-	-	-	-	-
Tonalite	"	Essentiel	Essentiel	Essentiel	Essentiel	Essentiel	Essentiel	Essentiel	Présent
Leucotonalite	En bordure	-	-	-	-	-	-	-	-
Granodiorite	-	-	-	-	Local	-	-	-	-
Granite	-	-	Local	Local	Local	Local	Local	-	-
Syénite	-	-	-	-	-	Local	-	-	-
Mélasyérite	-	-	-	-	-	-	-	Présent	-
Enclaves:									
Occurrences	Non observées	?	Petites, rares, en bordure	?	?	?	Grandes et petites, abondantes partout		Grandes et petites, abondantes partout
Nature	-	-	Lave	-	-	-	Lave et hornblendite	-	Laves et hornblendite
Formes									
Lave	-	-	Arrondies	-	-	-	Arrondies et rubanées	-	Arrondies et rubanées
Hornblendite	-	-	-	-	-	-	Arrondies et en amas	-	Arrondies et en amas
Section									
Lave	-	-	Subsphérique 5-15 cm (Ø)	-	-	-	Ellipsoïdale: 5-30 x 10-40 cm	-	
Hornblendite	-	-	-	-	-	-	Rubanée: 5-80 cm x 1-5 m		
Métasomatisme	-	-	-	-	-	-	Ellipsoïdale: 5-30 x 10-40 cm		
							Amas: 5-150 m (Ø)		Rubanée: 30-50 x 50-80 cm
							Feldspath dans les enclaves de laves seulement (5 à 40% de l'enclave).		Amas: 5-80 m (Ø) ?
Rubanement	Fruste partout	-	Fruste	Fruste	Fruste	En bordure	Partout, surtout en bordure	Présent	Présent
Recristallisation	Faible	Faible	Faible	Faible	Faible	Faible	Faible	Faible	Faible
Minéralogie:	Hornblende verte, biotite, clinopyroxène, orthopyroxène, opaque, apatite, zircon, sphène, plagioclase, microcline, quartz								
Primaire									
Secondaires	Épidote, séricite, muscovite, chlorite, carbonate, clinzoïsite								
Remarques	Microcline: surtout dans la phase tardive; non déformé, porphyrique Plagioclase (oligoclase): premier feldspath, idiomorphe, zoné Clinopyroxène: présent dans les massifs de la colline Nissing (leucodiorite) du lac de la Perdrix (diorite, méladiorite) du lac Cornier (diorite) et dans une petite masse située au NW de Languedoc (diorite). Orthopyroxène: présent dans la petite masse au NW de Languedoc (diorite).								

nombreuses et assez grandes, de roches volcaniques noirâtres métamorphisées s'y rencontrent, parfois en abondance, le long des contacts N et E.

La partie orientale du massif de la colline Nissing est constituée par une roche massive hololeucocrate à leucocrate dont la composition varie de syénite à leucotonalite (figure 48). Un niveau porphyroïde rubané de composition tonalitique se développe sur une largeur de près de 200 m à peu de distance du contact oriental. Il est constitué principalement

par des cristaux de plagioclase idiomorphes de 2 à 6 cm de long. Cette intrusion, qui est caractérisée par la présence épisodique d'un clinopyroxène frais parfois légèrement ouralitisé (figure 49) par endroits, ne renferme pas d'enclaves volcaniques, contrairement à ses voisins, les massifs du lac de la Perdrix (à l'E) et du lac Cornier (au SE).

Le massif du lac de la Perdrix est constitué principalement par une roche claire (leucotonalite-tonalite, figures 50 et 51) caractéristique de la moitié SE et

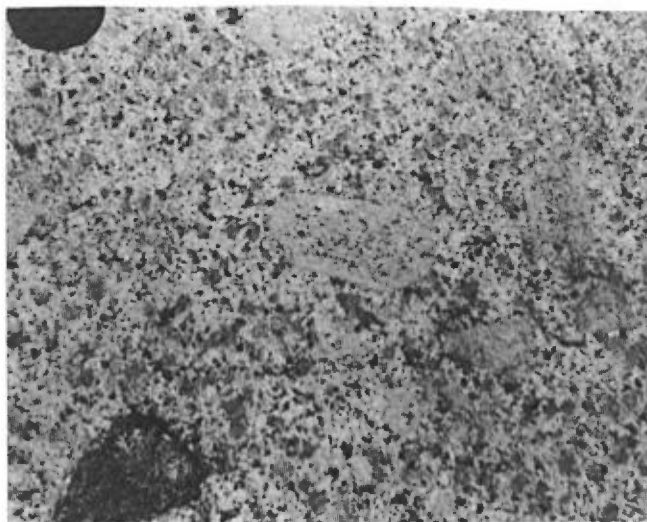


FIGURE 47 - Tonalite grenue du pluton de Bernetz. Noter le zonage des phénocristaux de plagioclase et la présence d'une petite enclave de volcanite. Vue vers l'ouest.

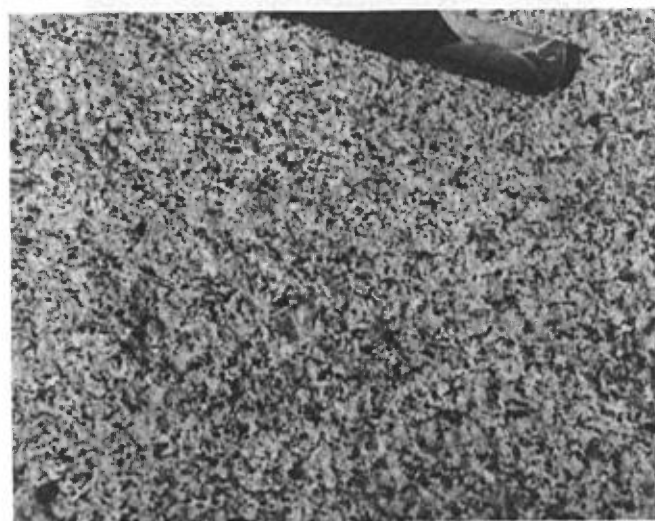


FIGURE 48 - Tonalite homogène de la colline Nissing. Vue vers le nord.

par une roche plus foncée (diorite-tonalite foncée, figure 52) qui affleure surtout au NW. Cette intrusion renferme de fréquentes enclaves, peu ou pas recristallisées, de roches mafiques (méladiorite, hornblendite), surtout dans les parties centrale et orientale du massif (figure 53). De nombreuses enclaves mésoscopiques de lave sont localisées dans la zone de contact sous



FIGURE 49 - Microphotographie de la tonalite de la colline Nissing. Noter le cristal de clinopyroxène de même que le caractère tardif du microcline.



FIGURE 50 - Tonalite homogène du massif du lac de la Perdrix avec texture en patte d'oie causée par l'agencement des biotites. Vue vers le nord.

forme de petits ellipsoïdes (figure 54) ou de rubans étirés de quelques mètres de long. Ces derniers sont saupoudrés de cristaux idiomorphes de feldspath ayant cristallisé au cours d'une phase tardive de métasomatisme (figure 55). Quelques gran-



FIGURE 51 - Microphotographie de la tonalite typique du lac de la Perdrix. Noter la séricitisation et l'idiomorphisme des plagioclases et le caractère tardif du microcline.



FIGURE 52 - Diorite homogène (à clinopyroxène) du massif du lac de la Perdrix. Vue vers l'est.

des enclaves de gneiss à biotite et grenat, disposées parallèlement à la foliation, se rencontrent non loin du contact dans la partie orientale de l'intrusion. Ces enclaves pourraient représenter l'équivalent de tufs ou de sédiments métamorphisés.



FIGURE 53 - Enclaves de hornblendite grenue dans la tonalite du lac de la Perdrix. Les enclaves et la tonalite sont recoupées par des filons tardifs de micropegmatite blanche. Vue vers l'est.



FIGURE 54 - Enclaves ellipsoïdales de lave dans la tonalite du lac de la Perdrix. Noter l'allongement des enclaves, dont une est recoupée par un filon d'aplite. Vue vers le sud.

Le massif du lac Cornier, situé directement à l'W du lac Chicobi, possède les mêmes caractéristiques lithologiques que celui du lac de la Perdrix et renferme le même genre d'enclaves, à l'exception peut-être des gneiss à biotite et grenat.

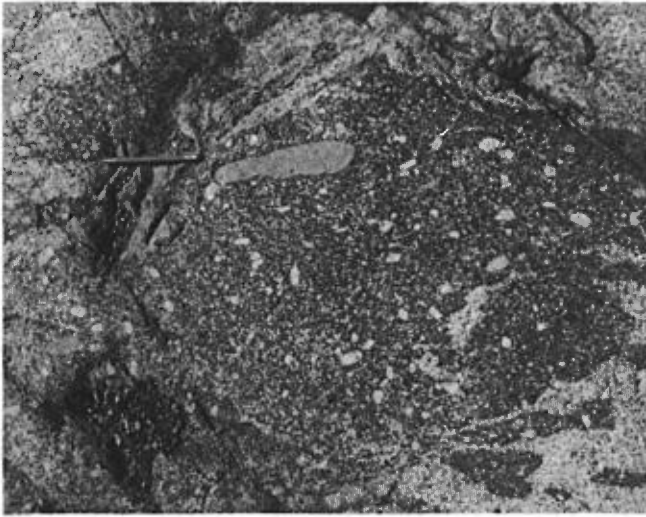


FIGURE 55 - Enclaves de lave claire contenue dans une grande enclave de lave foncée où se développe des cristaux idiomorphes de feldspath (microcline?). Massif du lac de La Perdrix. Vue vers l'est.

Notons enfin que les deux petits massifs de part et d'autre de la rivière Macamic, au NW du village de Languedoc, sont constitués par de la diorite foncée moyennement grenue à deux pyroxènes et à hornblende vert brunâtre.

DYKES DE DIABASE

Les dykes de diabase postorogéniques se rencontrent partout dans le territoire cartographié. Ils ne sont ni recristallisés ni métamorphisés et leur épaisseur varie de quelques décimètres à près de 150 mètres. Les plus étroits sont les plus finement grenus et les plus larges les plus grossièrement grenus (certains cristaux de plagioclase atteignent 1 cm au centre de certains dykes). Ils sont le plus souvent subverticaux et recoupent indifféremment laves, sédiments et granitoïdes (figure 56). Un dyke horizontal peu épais (60 cm) a été observé au sud du petit lac Gale (figure 57).

La plupart des dykes sont orientés



FIGURE 56 - Dyke protérozoïque de diabase renfermant des enclaves de leucotonalite grenue. Massif du lac Wawagosic. Noter la présence d'une mince frange figée au contact des enclaves. Vue vers l'est.



FIGURE 57 - Dyke protérozoïque horizontal recoupant des laves foliées. Noter la mince frange laminée au toit et au mur du dyke. Vue vers l'ouest.

ENE-WSW; on en trouve cependant une famille N-S dans l'angle SW de la carte. Les premiers se suivent à travers tout l'Abitibi, grâce aux anomalies aéromagnétiques, sur des distances supérieures à 200 km.

Parmi les seconds, certains occupent des fractures à partir du canton de Disson jusque dans le sud du canton de Clécicy, à plus de 70 km. La texture de ces dykes est subophitique à ophitique et leur minéralogie (plagioclase - augite - opaque - apatite - quartz feldspath potassique est comparable à celle de tholéiites quartziques. Un seul dyke à olivine, le

même que celui décrit par Y. Hébert (ce rapport, pages 123-124), a été observé. La patine brun chocolat à brun rouille, la cassure fraîche vert moyen à vert foncé, la texture ophitique et la présence d'une zone de trempe sont autant de caractéristiques qui les distinguent des dykes pré-orogéniques et des laves massives ou sills de microgabbro.

TECTONIQUE

Deux phases de déformation ont été reconnues jusqu'à présent dans la région cartographiée. La première, au cours de laquelle les roches volcaniques et sédimentaires ont été plissées de façon isoclinale, a débuté avant la mise en place des massifs granitoïdes et s'est poursuivie jusqu'à la fin de la montée du magma granitique, comme l'indique l'orientation subconcordante du rubanement primaire et des plans axiaux principaux autour du contact des plutons granitoïdes. Dans la partie septentrionale de la région, les plans axiaux sont orientés N-S, parallèlement au contact du granitoïde du lac Wawagosic; au centre et au sud, ils sont orientés E-W; ils sont subverticaux. On ne connaît cependant pas l'orientation des axes des plis majeurs. Dans les sédiments du lac Chico-

bi, les axes de plis mésoscopiques sont orientés E-W et plongent, selon les endroits, de 30 à 50° vers l'E ou l'W (figure 27). Une schistosité de plan axial se manifeste dans les sédiments de la bande du lac Chicobi par l'orientation de chlorites ou/et micas parallèlement aux plans axiaux des plis de la première phase.

La seconde phase de déformation semble se situer à la fin de la montée du magma granitique. Elle se traduit par une schistosité subverticale, orientée sensiblement N-S (330° à 30°), dans certaines bandes des sédiments du lac Chicobi (figure 28) ainsi que dans les roches pyroclastiques de la rivière Octave où elle est reliée assez souvent à la présence de plis asymétriques mésoscopiques en forme de Z (figures 24 et 46).

MÉTAMORPHISME

L'examen de près de 300 lames minces nous a permis de constater que les roches volcaniques et sédimentaires de la région cartographiées sont caractérisées par le faciès supérieur des schistes verts ou par le faciès amphibolite-almandin inférieur. Une auréole de métamorphisme de contact, où les roches ont atteint le fa-

ciès amphibolite-almandin moyen, s'est développée autour des intrusions granitoïdes sur une largeur restreinte, en général inférieure à 1000 m.

Les roches volcaniques sont caractérisées surtout par l'assemblage plagioclase (albite/oligoclase sodique) - actino-

te - chlorite - épidote - sphène; on n'a jamais observé l'assemblage (albite) - pumpeleyite - prehnite caractéristique du Groupe de Kinojévis, situé un peu plus au sud. La biotite est habituellement absente des laves et des tufs mafiques ou acides sauf dans les zones enveloppant les granitoïdes, où s'est imprimé un métamorphisme de contact. Dans certains cas, elle est même accompagnée par du grenat. Dans ces auréoles, l'amphibole stable est plutôt de la hornblende verte par opposition à l'actinote bleutée rencontrée partout ailleurs. Outre le grenat et la biotite, les tufs acides en bordure des granitoïdes ou au sein de ceux-ci sous forme d'enclaves ne renferment aucun autre minéral typomorphe frais: andalousite, cordiérite, staurotide, etc.

Les roches sédimentaires sont caractérisées par des assemblages typiques du

faciès supérieur des schistes verts ou de la limite entre le faciès des schistes verts et le faciès amphibolite - almandin. L'assemblage le plus courant est le suivant: quartz-plagioclase (albite/oligoclase sodique) - muscovite - chlorite/biotite vert-brun. Aucune trace de grenat ou d'autres minéraux typomorphes n'a été observée à l'extérieur de l'auréole de contact des granitoïdes.

Certains bancs de sédiments argileux en bordure septentrionale du pluton de Languedoc sont caractérisés par la présence de biotite brune, de grenat et d'un autre minéral typomorphe idiomorphe et largement grenu (1 à 5 mm de diamètre). Ce minéral, totalement déstabilisé, est remplacé par de grands cristaux de muscovite. Il pourrait s'agir, d'après la morphologie des individus, de staurotide ou encore de cordiérite ou d'andalousite.

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

Quelques zones minéralisées en magnétite, pyrrhotine, blende et pyrite ont été observées dans la région de la rivière Gale.

La **magnétite** se trouve dans de nombreux niveaux de formation de fer présents dans la bande sédimentaire du lac Chicobi ainsi que dans les minces lentilles de formation de fer intercalées dans les tufs et laves massives du secteur septentrional de la carte.

La **pyrrhotine** se présente en placages ou en disséminations dans une bande, large d'environ 400 m, de laves andésitiques du canton de Poirier. Elle est accompagnée de pyrite dans un niveau de tuf de quelques mètres d'épaisseur au nord du Petit lac Peacock, dans le canton de Car-

queville et dans une bande de tuf, large d'au moins 10 m, au sud de la colline Nissing (canton de Disson).

La **blende** se présente en disséminations dans des sédiments (canton de Vanier, route d'Authier à Joutel) mais c'est surtout dans les laves massives foliées ou dans les tufs intermédiaires et acides plus ou moins fortement ankéritisés (cantons de Guyenne, Languedoc, Vanier, Disson, Glandelet) qu'on la rencontre le plus souvent. Localement, elle semble accompagnée de traces de galène (lac Chicobi, canton de Ligneris).

La **pyrite** est ubiquiste et se présente surtout en petits cristaux dans les laves massives.

RÉSUMÉ DE L'ÉVOLUTION GÉOLOGIQUE DANS LE SECTEUR JOUTEL-GUYENNE

A partir de nos connaissances lithologiques, pétrographiques, structurales et tectoniques, nous sommes à même de formuler, de façon provisoire, un cadre évolutif pour cette partie de la bande volcanosédimentaire JOUTEL-QUÉVILLON que nous cartographions. Il est résumé au tableau 1 et développé brièvement ci-dessous.

ARCHÉEN

1. Edification d'un empilement volcanique assez épais (jusqu'à 18 km dans la partie nord de la région) en milieu marin, constitué de coulées de laves coussinées basaltiques et andésitiques, de coulées massives, de brèches andésitiques, de roches pyroclastiques acides et de tufs fins mafique, intermédiaires et acides. Dans le nord de la région, on note au moins une phase explosive avec dépôt de brèches andésitiques au tiers inférieur de la séquence et insertion de sills concordants de microgabbro (diabase) à différents niveaux, principalement au sommet de la séquence. C'est dans cette partie supérieure de l'empilement volcanique que sont situés les sills de roches ultramafiques les plus épais et les plus longs. Dans le sud, on note des niveaux de tufs et de sédiments ainsi qu'au moins deux bandes épaisses de pyroclastites acides (celles de Guyenne et Authier-Nord).

Lacune, discordance, érosion et/ou surrection?

2. Dépôt d'une bande (1.5 à 3 km d'épaisseur) de roches pyroclastiques acides (rhyolitiques), plutôt monomictes: la bande pyroclastique de la rivière Octave

(BPRO). Cette bande s'étend, d'W en E, sur plus de 150 km à partir de la région située à l'ouest de La Sarre jusqu'à celle de Quévillon en passant le long du bord N du pluton de Bernetz (Dugas et al., 1967). On n'a aucune évidence qu'elle affleure le long du bord sud de ce pluton ou qu'elle soit présente dans les zones d'enclaves géantes au milieu de cette intrusion. L'évolution marquée du calibre des fragments qui constituent cet horizon repère indique que, pour la partie W de la bande, la source était située au sud, dans le secteur du canton de Desboues et que la partie distale se trouvait vers l'ouest. Ces projections se seraient déposées sous l'eau comme l'indique notamment la présence de structures de flamme.

Lacune, discordance, érosion/surrection?

3. A la fin de l'époque où se déposait la BPRO, ou vraisemblablement directement après cette époque, se comblait une fosse longitudinale occupée actuellement par la bande sédimentaire du lac Chicobi (BSLC). Celle-ci s'étend actuellement sur plus de 200 km à partir de l'Ontario jusqu'au lac Parent, où elle bute sur un des plutons granitiques qui longent le Front du Grenville. La largeur varie de 5 à 10 km environ. Cette fosse s'étendait vraisemblablement le long d'une zone de relief qui s'élevait dans le secteur actuellement occupé par le pluton de Bernetz. En effet, plusieurs épaisses zones conglomératiques à fragments volcaniques affleurent en bordure de ce pluton, notamment dans les cantons de Berry et Béarn, à l'ouest de la rivière Harricana (figu-

re 32). Ces conglomérats se seraient déposés dans une zone proximale, tandis que les grauwackes, turbidites, formations de fer, etc., situées plus à l'W, occuperaient une position plus distale. La présence, toute locale, de formations de fer abondantes et assez épaisses (au sud du lac Authier) dans la bande sédimentaire du lac Chicobi et directement au-dessus de la bande pyroclastique de la rivière Octave (BPRO), découlerait peut-être de la proximité de l'endroit où nous situons l'appareil volcanique d'où proviennent les roches constitutives de la BPRO. L'activité fumerollienne dans ce secteur pourrait être une explication plausible de la formation de ces niveaux de formation de fer. Par ailleurs, il nous est apparu que la grande lentille de conglomérat, dont la base est caractérisée par la présence de fragments de formation de fer (au centre-sud du canton de Disson), pourrait résulter du remplissage d'un chenal dans des sédiments fins. La présence de fragments de formation de fer sous forme de plaquettes signifierait qu'une zone exondée porteuse de niveaux de formation de fer déjà consolidés se trouvait vraisemblablement au nord, à proximité de la bande de sédiments, car aucune évidence de roches similaires n'a été observée sur le flanc sud du synclinal du lac Chicobi.

Dans le schéma que nous présentons, la bande sédimentaire du lac Chicobi (BSLC) constitue les roches archéennes les plus récentes du segment orogénique cartographié.

4. Plissements et métamorphisme régional au cours de l'orogénèse kénoréenne (2.6 GA).

- Insertion syncinématique et tardicinématique de plutons granitoïdes (granodiorite, diorite, tonalite, etc.).

- Métamorphisme régional au niveau de la limite des faciès des schistes verts et amphibolite-almandin; métamorphisme de contact autour des plutons au niveau du faciès amphibolite-almandin moyen (biotite, grenat, hornblende verte, staurotide/cordiérite/andalou-site (?)).
- Déclenchement des principales failles E - W (?).

Remontée du bâti archéen, érosion.

PROTÉROZOÏQUE

HURONIEN

- . Sédimentation huronienne dans le sud de l'Abitibi.
- . Plissements pénokéens.
- . Erosion

HÉLIKIEN(?)

- . Insertion des dykes de diabase frais, non déformés et peu métamorphisés.
- . Erosion.

PALÉOZOÏQUE

Dépôts autour du lac Waswanipi (à l'est) et dans la baie James (au nord).

CÉNOZOÏQUE

Dépôts quaternaires glaciaires, périglaciaires, alluvionnaires et récents.

Il ne fait pas de doute, cependant, que ce schéma évolutif au cours de l'Archéen sera réévalué au cours des prochaines années. L'importance stratigraphique des bandes repères que constituent la BPRO et la BSLC pour l'interprétation de la paléogéographie régionale ne fait aucun doute et c'est sur cette base que nous poursuivons notre cartographie vers l'est.

BIBLIOGRAPHIE

- AVRAMTCHEV, L. - LeBEL-DROLET, S. - Carte des gîtes minéraux du Québec - région de l'Abitibi. Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec; DPV-744.
- BANNERMAN, H.M., 1935 - Josselin-Delestre map area, Abitibi County. Ministère des Mines, Québec, RP-108, carte 336.
- BELAND, R., 1950 - Région du lac Taibi. Ministère des Mines, Québec; RG-40, carte 808.
- DIMROTH, E. - COUSINEAU, P. - LEDUC, M. - SANSCHAGRIN, Y., 1978 - Structure and organisation of Archean subaqueous basalt flows, Rouyn-Noranda area, Quebec, Canada. Journal canadien des Sciences de la Terre; volume 15, pages 902-918.
- DOUGLAS, ., 1937 - Canton de Bruneau et région environnante. Ministère des Mines, Québec; carte 402.
- DUGAS, J. - LATULIPPE, M. - DUQUETTE, G., 1967 - Bibliographie annotée sur la minéralisation métallique dans les régions de Noranda, Matagami, Val-d'Or et Chibougamau. Ministère des Richesses naturelles, Québec; ES-2.
- FAESSLER, C., 1935 - Géologie du Bassin de la rivière Laflamme, région de Despinassy. Ministère des Mines, Québec; carte 313.
- GILMAN, W.F., 1977 - Canton de Desméloizes. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG-186.
- GOODWIN, A.M. et al., 1972 - The Superior Province. IN Variations in tectonic styles in Canada (Price, R.A. et Douglas, R.J.M., rédacteurs). Association géologique du Canada; Etude No 11, pages 527-624.
- _____ 1977 - Archean volcanics in Superior Province, Canadian shield. IN Volcanic regimes in Canada (Baragar, W.R.A. - Coleman, L.C. et Hall, J.M., rédacteurs). Association géologique du Canada; Etude no 16, pages 205-241.
- HOCQ, M., 1979 - Demie nord et quart sud-ouest du canton d'Aiguebelle. Ministère des Richesses naturelles; DPV-644.
- HOCQ, M. 1981 - Région de Joutel-Guyenne. Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec; DP-851.
- KELLY, R. - MAC INTOSH, J.A., 1965 - Quart SW du canton de Joutel et quart NW du canton de Poirier, comté d'Abitibi. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP-129.
- KROGH, T.E. - DAVIS, G.L., 1972 - Zirron U-Pb ages of Archean metavolcanic rocks in the Canadian Shield. Carnegie Institute, Washington, Yearbook 70, pages 203-205.
- LONGLEY, W.W., 1937 - Région de Grevet. Ministère des Mines, Québec; carte 406.
- _____ 1946a - Région de Tonnancourt - Holmes. Ministère des Mines, Québec; RG-24.
- _____ 1946b - Région de Castagnier. Ministère des Mines, Québec; RG-26.
- LONGLEY, W.W. - AUGER, P., 1939 - Région de la rivière Laflamme inférieure. Ministère des Mines, Québec; RG-2.
- MacKENZIE, G.S., 1936 - Région du canton de Currie. Ministère des mines, Québec; carte 353.
- MAURICE, O.D., 1950 - Région de Razilli. Ministère des Mines, Québec; RG-41.
- ROSS, S.H., 1959 - Région de Céloron-Carqueville. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG-89.
- STOCKWELL, C.H., 1969 - Tectonic map of Canada. Commission géologique du Canada; carte 125A (1:5 000 000).
- THIBAUT, C., 1970 - Canton de Clermont. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG-138.
- TIPHANE, M. 1959 - Région de Chaste-Mazarin. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG-88.
- TRUDEL, P. 1978 - Géologie de la région de Clericy. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP-598.
- WILSON, J.T., 1939 - Mistewak lake. Commission géologique du Canada; carte 533A.
- _____ 1940 - Gale river. Commission géologique du Canada; carte 554A.

