

MM 85-01

Pétrographie et géochimie des roches volcaniques archéennes à l'ouest de Chapais, sillon de Matagami-Chibougamau

Documents complémentaires

Additional Files



Licence



Licence

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

Énergie et Ressources
naturelles

Québec 



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

Pétrographie et géochimie des roches volcaniques archéennes à l'ouest de Chapais

(Sillon de Matagami – Chibougamau)

Par
Christian Picard



MM 85-01

1986



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

Pétrographie et géochimie des roches volcaniques archéennes à l'ouest de Chapais

(Sillon de Matagami – Chibougamau)

Par

Christian Picard

MM 85-01

1986

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

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

SERVICE DE LA GÉOLOGIE
Chef: J. Cimon

Accepté pour publication le 85-02-14

Lecteurs critiques
A. Simard
K.N.M. Sharma

Éditeur
B. Desjardins

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

RÉSUMÉ

Cette étude s'inscrit dans le cadre du « projet Chapais-Branssat », qui a permis de cartographier depuis 1980 la partie occidentale du synclinal de Chapais ainsi qu'une portion du synclinal de Chibougamau. Les limites du terrain étudié sont constituées par le pluton de Lapparent au sud, la faille Lamarck à l'ouest, la ligne séparant les cantons de Dolomieu et de Lamarck au nord, et le contact entre les Groupes de Roy et d'Opémisca à l'est.

Dans la partie occidentale du synclinal de Chapais, les roches vertes archéennes du sillon de Matagami-Chibougamau forment des groupes pétrographiquement et géochimiquement différents: le Groupe de Roy et le Groupe d'Opémisca.

Le Groupe de Roy est constitué des Formations de Chrissie, d'Obatogamau, de Waconichi, de Gilman, de Blondeau et de Scorpio. À l'exception de la première et de la dernière, décrites pour la première fois, ces formations se corrélaient avec celles observées dans la région de Chibougamau.

On distingue neuf phases volcaniques successives à l'intérieur du Groupe de Roy:

- La phase 1, constituée d'une séquence d'andésites aphyriques massives;
- La phase 2, formée d'une séquence de pyroclastites felsiques;
- La phase 3, à l'origine d'une épaisse séquence de basaltes;
- La phase 4, constituée d'une nouvelle séquence de pyroclastites felsiques;
- La phase 5, constituée d'une séquence de basaltes analogues à ceux de la phase 3;
- La phase 6, qui forme une séquence de basaltes et d'andésites;
- La phase 7, identique à la phase 5;
- La phase 8, qui s'exprime par plusieurs séquences de ferrobasaltes et de ferroandésites;
- La phase 9, formée par une séquence de pyroclastites et de laves dacitique.

Le Groupe d'Opémisca surmonte en faible discordance le Groupe de Roy. Il est constitué d'une épaisse séquence de turbidites (Formation de Daubrée) et d'une séquence volcanosédimentaire terminale (Formation de Haüy) constituée de cinq membres.

Il résulte de quatre grands événements géologiques:

- Une période sédimentaire où s'est déposée la Formation de Daubrée;
- Une première période volcanique et sédimentaire constituée par l'épanchement des laves des membres 1 et 2 de la Formation de Haüy et par le dépôt des siltstones – argilites et des conglomérats à galets de volcanites (sous-membres 3a et 3b);
- Une période de sédimentation dans les plaines alluviales de piedmont (sous-membres 3c et 3d);
- Une période volcanique terminale constituée par l'épanchement des laves des membres 4 et 5.

L'ensemble des données obtenues (terrain, pétrographie et géochimie) permet d'esquisser un modèle géotectonique du sillon de roches vertes archéennes de Matagami-Chibougamau. Celui-ci peut être subdivisé en quatre stades successifs.

Abréviations et symboles

Ab : albite	Mu : muscovite
Ac : actinote	Ne : néphéline
Ano : anorthose	Ol : olivine
Ap : apatite	Olg : oligoclase
Bi : biotite	Op : opaques
Ca : calcite	Opx : orthopyroxène
Ch : chlorite	Or : orthose
Cor : corindon	Pi : pistachite
Cp : chalcopyrite	Pl : plagioclase
Cpx : clinopyroxène	Po : pyrrhotine
Ep : épidote	Py : pyrite
F : feldspath	Qz : quartz
FK : feldspath potassique	Se : séricite
Fu : fuschite	Sp : sphalérite
Gt : grenat	Sph : sphène
Hbv : hornblende verte	Stp : stilpnomélane
He : hématite	Tr : trémolite
Il* : ilménite	Zo : zoïsité
Le : leucoxène	Zr : zircon
Leu : leucite	An : anorthite
Mt : magnétite	Ak : ankérite

ø	=	dimension des minéraux observés
me	=	mésostase
« »	=	minéraux pseudomorphosés
é	=	épaisseur
é _{max}	=	épaisseur maximale
x	=	moyenne
α	=	écart type
Ma	=	millions d'années
PAF	=	perte au feu

* Dans les tableaux, les caractères employés ne permettent pratiquement pas de distinguer le i majuscule du l minuscule.

Table des matières

	Page
Introduction	1
Présentation du travail	1
Travaux réalisés.....	1
Remerciements.....	2
 PREMIÈRE PARTIE:	
 Localisation du territoire étudié et géologie régionale	 5
Situation géographique	5
Situation géologique	5
Généralités sur le métamorphisme.....	5
Géologie structurale	6
 DEUXIÈME PARTIE:	
 Lithostratigraphie et pétrographie des roches vertes archéennes dans la partie occidentale du synclinal de Chapais	 11
Groupe de Roy	11
Lithostratigraphie	11
Formation de Chrissie.....	11
Formation d'Obatogramau	11
Formation de Waconichi	11
Formation de Gilman	11
Formation de Blondeau	14
Formation de Scorpio.....	15
Pétrographie	15
Volcanites mafiques	15
Méta-andésites aphyriques de la Formation de Chrissie.....	15
Métabasaltes à « Pl-Cpx »	16
Métabasaltes et méta-andésites à « Pl ».....	19
Métaferrobasaltes et métaferroandésites de la Formation de Blondeau.....	19
Pyroclastites mafiques à intermédiaires.....	20
Métadolérites	22
Filons-couches de métadolérite à « Pl-Cpx » non différenciés	22
Le filon-couche de métadolérite à « Pl-Cpx » différencié	24
Filons-couches de métadolérite à « Pl » non différenciés	25
Dykes de métadolérite	25

Volcanites felsiques	25
Pyroclastites felsiques de la Formation de Chrissie	25
Pyroclastites felsiques de la Formation de Waconichi	26
Volcanites felsiques de la Formation de Scorpio	26
Laves dacitiques à rhyolitiques	26
Pyroclastites felsiques	27
Brèches volcanoclastiques polygéniques	28
Éléments de conclusion	28
Roches sédimentaires	29
Argilites et siltstones bitumineux	29
Grès et siltstones épicastiques	29
Conclusion	30
Groupe d'Opémisca	31
Généralités	31
Formation de Stella	32
Formation de Daubrée	32
Formation de Haüy	33
Généralités	33
Métabasaltes porphyriques à « Ol-Cpx-Pl » et leurs dykes nourriciers	35
Métabasaltes porphyriques à « Ol-Cpx-Pl »	35
Dykes nourriciers des métabasaltes porphyriques à « Ol-Cpx-Pl »	36
Éléments de conclusion	36
Métatrachyandésites et métatrachytes porphyriques	36
Métatrachyandésites porphyriques	36
Métatrachytes porphyriques	37
Éléments de conclusion	37
Méta-andésites potassiques aphanitiques	39
Volcanoclastites	40
Roches sédimentaires	41
Généralités	41
Siltstones et argilites	41
Conglomérats et fragments de volcanites	41
Arkoses et arkoses conglomératiques	42
Conglomérats à fragments de granitoïdes et de volcanites	42
Horizons sédimentaires intercalés entre les coulées volcaniques	43
Éléments de conclusion	43
Conclusion	44

TROISIÈME PARTIE:

Géochimie des volcanites archéennes des Groupes de Roy et d'Opémisca	47
Introduction	47
Problématique	47
Échantillonnage géochimique	47

Problème de la mobilité des éléments chimiques au cours des processus d'altération.	47
Résultats analytiques et critères de sélection des analyses.	48
Groupe de Roy	48
Classification géochimique des volcanites	48
Géochimie des éléments majeurs: reconnaissance et nature des différents ensembles magmatiques	50
Diagrammes SiO_2 , FeO_t et $\text{TiO}_2 = f(\text{MGV})$	50
Diagrammes $\text{Al/Fe} + \text{Ti/Mg}$ de Jensen (1976)	52
Éléments de conclusion	53
Géochimie des éléments traces: genèse des volcanites du Groupe de Roy	53
Introduction	53
Nature du manteau primordial	54
Nature des volcanites du Groupe de Roy et de leurs sources mantelliques	54
Caractérisation géochimique du/ou des sites géotectonique	57
Conclusion	59
Groupe d'Opémisca	60
Introduction	60
Caractères géochimiques des volcanites	62
Caractères chimiques et classification	62
Diagramme $\text{Al-Fe} + \text{Ti-Mg}$ de Jensen (1976)	63
Éléments de conclusion	64
Contribution des lanthanides et des traces Th, Hf, Ta et Cr à l'étude pétrogénétique des laves du Groupe d'Opémisca	65
Introduction	65
Étude des spectres de lanthanides élargis: nature et liens génétiques des volcanites	65
Étude des couples Hf-Zr; Nb-Ta: nature du manteau primordial	66
Nature des sources et mode de différenciation magmatique	66
Étude de la fusion partielle	67
Éléments de conclusion	68
Contribution des éléments traces Zr, Y, Nb à l'étude pétrogénétique: lois de mélange et cristallisation fractionnée	68
Caractérisation géochimique des sites géotectoniques	73
Nature des séries du Groupe d'Opémisca	73
Conclusion	76

QUATRIÈME PARTIE:

Conclusion générale — évolution génétique et géodynamique	81
Généralités	81
Rappel des principaux résultats pétrographiques et géochimiques: évolution génétique et géodynamique des Groupes de Roy et d'Opémisca	81
Proposition d'un modèle géotectonique	83
Bibliographie	85

Annexes:

1 – Analyses chimiques, Groupe de Roy	91
2 – Analyses chimiques, Groupe d'Opémisca	95

Carte (1:20 000)

Carte géologique du secteur des lacs Landing et Maryse	hors texte
--	------------

Figure hors texte

4 – Carte géologique synthèse.	
--------------------------------	--

Présentation du travail

Afin de stimuler l'exploration minière, le MER a lancé plusieurs projets de cartographie détaillée au 1/20 000 dans la région de Chibougamau-Chapais. L'un d'eux, appelé le « projet Chapais-Branssat », dans lequel s'inscrit ce travail, a permis de cartographier depuis 1980 le territoire compris entre Chapais à l'est et les cantons de Kreighoff et Branssat à l'ouest (figure 1). Dans le cadre de ce projet, plusieurs cartes et rapports géologiques préliminaires ont été publiés (figure 2). Ce projet doit prochainement faire l'objet d'un rapport de synthèse finale par Charbonneau, Picard et Dupuis-Hébert (en préparation) dans lequel seront présentés la carte géologique finale de la région étudiée, la lithostratigraphie, une étude structurale détaillée et un inventaire des indices minéralisés rencontrés sur le terrain. La finalité de ce rapport sera de fournir un guide utilisable pour la prospection minière.

La première partie de ce travail situe les cadres géographique et géologique et permet de faire le point sur les connaissances géologiques régionales. Les deuxième et troisième parties traitent respectivement de la pétrographie et de la géochimie (éléments majeurs, traces et terres rares) des roches des Groupes de Roy et d'Opémisca. Puis, dans la quatrième partie, nous proposons un modèle de l'évolution génétique et géodynamique de la région considérée.

Travaux réalisés

Plusieurs équipes du MER ont effectué la cartographie de la région de 1980 à 1982. Trois géologues permanents du MER: Jean-Marc Charbonneau (chef du projet), Antoine Franconi (ex-directeur de la division du Précambrien) et Claude Dubé (géologue); quatre géologues contractuels et une cinquantaine d'étudiants ont participé à ces travaux. Neuf cantons (Daubrée, Dolomieu, Saussure, La Ribourde, Kreighoff, Branssat, Daine, Guettard et Lamarck), couvrant une superficie de 2080 km² (figures 1 et 2), ont été cartographiés à l'échelle de 1/20 000 entre le lac Opémisca à l'est et le lac Renault à l'ouest. Une carte détaillée au 1/20 000 du Groupe d'Opémisca et des filons-couches différenciés intrusifs dans la Formation de Blondeau (cantons de Daubrée et de Dolomieu) a été réalisée en 1982 par Picard à partir des travaux de Charbonneau (1981a, b), d'Otis (1982) et de Franconi (1983) et revue en 1983 par Charbonneau et al. (1983).

Cette étude a nécessité 250 lames minces, confectionnées au MER ou à Lyon, 172 analyses chimiques (roches totales) réalisées à Lyon, à Grenoble ou au MER, ainsi que le dosage des éléments traces par radiofluorescence X à Lyon (Rb, Sr, Zr, Y, Nb). Dix-sept analyses de terres rares ont été effectuées par activation neutronique à l'Université de Montréal (Québec). Les programmes informatiques utilisés pour l'étude géochimique ont été établis par Messieurs Piboule et Lemièrre, sur l'IRIS 80

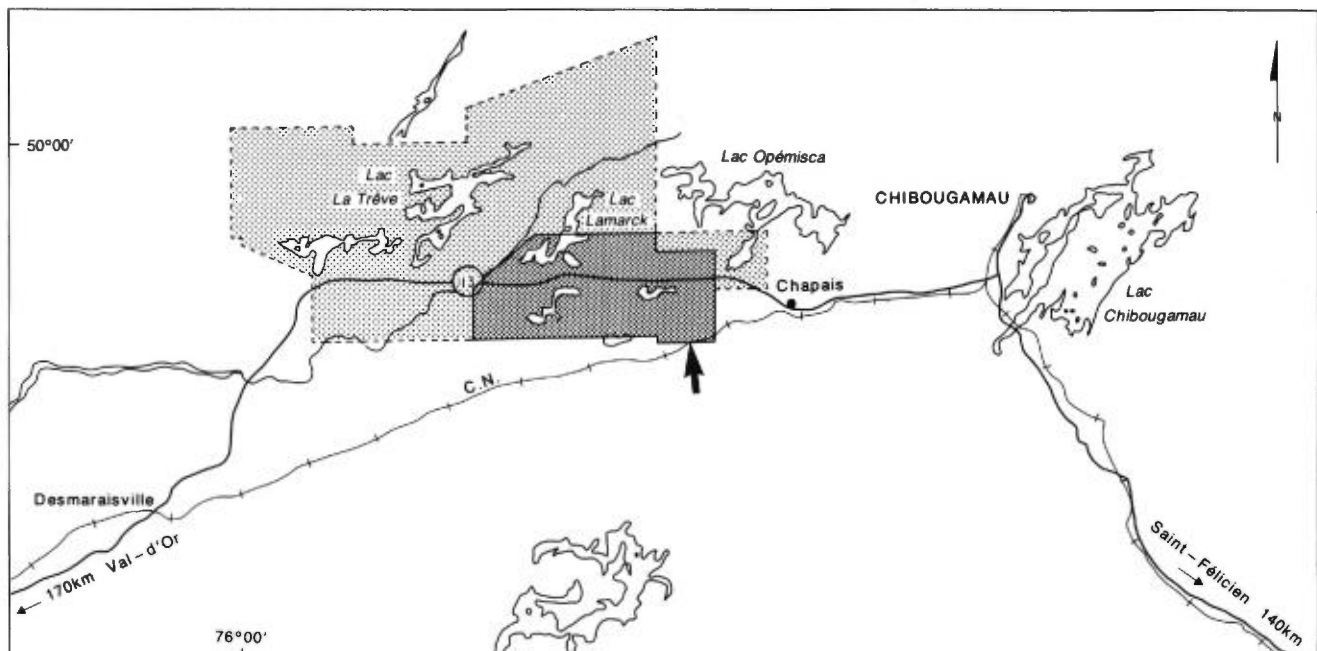


FIGURE 1 – Localisation de la région étudiée.

AUTEUR	ANNÉE	NUMÉRO DE PUBLICATION
Charbonneau, J. - M.	1981 - A	DP - 844
Charbonneau, J. - M.	1981 - B	DP - 853
Charbonneau, Picard & Dupuis - Hébert	1983	ET 82 - 01
Chartrand, F.	1983 - A & B	DP 82 - 13 & ET 83 - 09
Dubé, C.	1981 - A	DPV - 811 } & ET 82 - 01
Dubé, C.	1981 - B	
Franconi, A.	1983	ET 82 - 01
Hébert, Y.	1981 & 1983	DP - 892 & ET 82 - 01
Otis, M.	1982 & 1983	DP - 924 & ET 83 - 06
Picard, C.	1982, 1983 - A & B	DP 82 - 11, ET 83 - 16 & DV 83 - 11

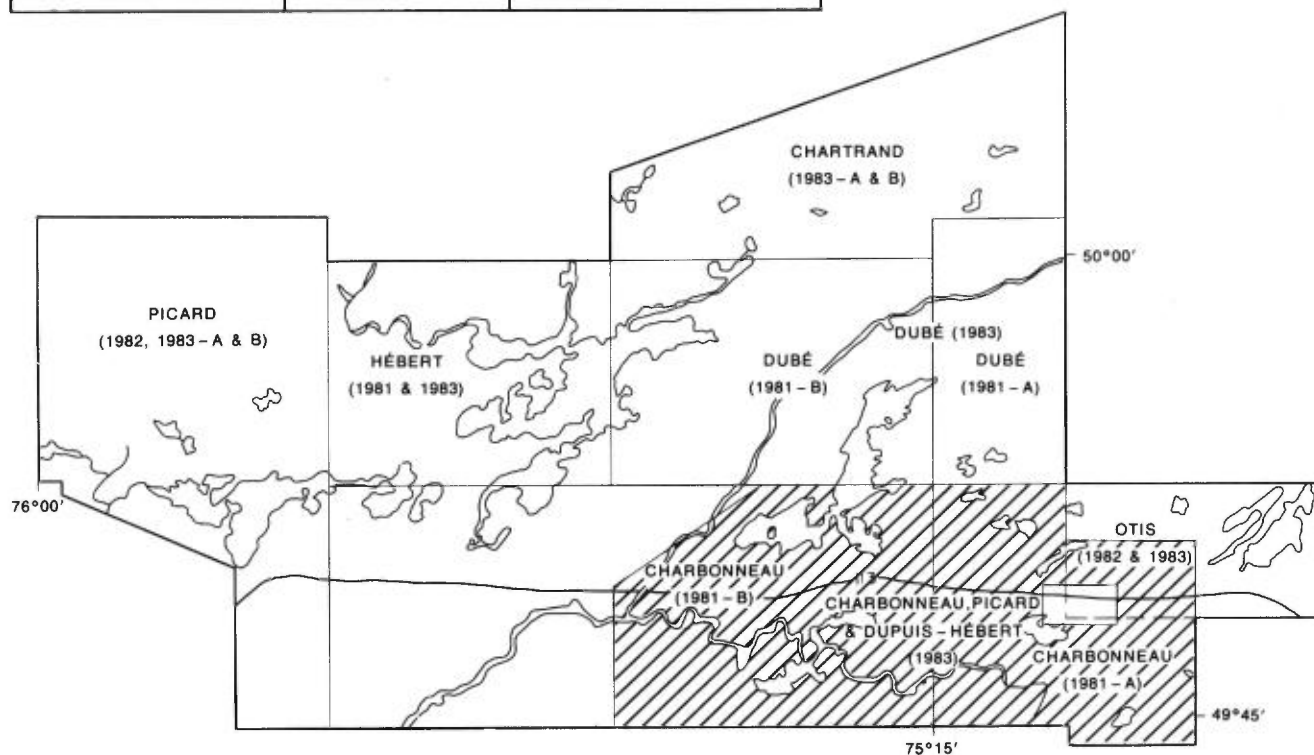


FIGURE 2 - Situation des rapports géologiques du MER édités ou en préparation. Le territoire étudié est la surface hachurée.

du C.C.I.L.⁽¹⁾ de l'Université Claude Bernard, et par Coffrant, sur microordinateur HP 85.

Remerciements

Au terme de cette étude, je tiens à exprimer toute ma reconnaissance aux Gouvernements français et québécois qui ont permis la réalisation de ce travail dans le cadre des échanges France - Québec (secteur Géologie - Mines). Je remercie en particulier Messieurs André F. Laurin (sous-ministre adjoint) et Jean-Louis Caty (directeur de la Recherche géologique), du ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, qui ont assuré le soutien logistique sur le terrain. De même, j'exprime ma gratitude au MER et à la DGRST (France), qui m'ont fourni les ressources nécessaires au cours de ces trois dernières années.

(1) C.C.I.L.: Centre de calcul interuniversitaire lyonnais.

Je tiens à remercier:

- M. Maurice Chenevoy (professeur), qui m'a proposé ce sujet et m'a ainsi permis de concrétiser mes goûts pour la géologie;
- M. Michel Piboule (professeur), qui a suivi et corrigé ce travail;
- M. Jean-Marc Charbonneau (géologue du MER), avec qui j'ai travaillé en étroite collaboration et qui m'a fait part de ses nombreux conseils. Plus qu'un compagnon de travail, il est devenu un véritable ami;
- M. Antoine Franconi (ex-directeur de la division du Précambrien), qui a supervisé les travaux de recherche de 1980 à 1982;
- et M. John Ludden (professeur à l'Université de Montréal), pour ses conseils et les analyses de terres rares effectuées.

Je remercie également tous ceux qui d'une manière ou d'une autre ont participé à ce travail.

Première partie

Localisation du territoire étudié
et géologie régionale

Localisation du territoire étudié et géologie régionale

Situation géographique

LOCALISATION ET ACCÈS

La région étudiée est située dans le district minier de Chibougamau – Chapais, en Abitibi oriental, et comprend le quart sud-ouest du canton de Daubrée ainsi que les cantons de Dolomieu et Saussure, situés à l'ouest de la ville de Chapais (figure 1). Il est compris entre les latitudes 49°40' et 49°55' et les longitudes 75°00' et 75°32'. Sa superficie est de 500 km² et couvre trois feuilles topographiques du découpage SNRC au 1/50 000 (32 G/11, 32 G/13 et 32 G/14).

On accède à la région par la route 167, qui relie Québec à Chibougamau, puis par la route 113 en direction de Chapais et Senneterre, laquelle traverse le terrain étudié d'est en ouest. Une route gravellée donne accès à la partie sud du terrain et plusieurs pistes permettent de pénétrer dans la forêt. De nombreux cours d'eau, tels les rivières Chibougamau ou Obatogamau, et de nombreux lacs (Lamarck, La Trêve, etc.) peuvent être parcourus en canot, mais plusieurs secteurs éloignés demeurent inaccessibles et nécessitent le recours à l'hydravion ou à l'hélicoptère.

GÉOGRAPHIE PHYSIQUE ET HUMAINE

La région fait partie du bassin hydrographique de la baie James et se situe à proximité de la ligne de partage des eaux avec le bassin du fleuve St-Laurent. Le relief est faible et l'altitude moyenne est de l'ordre de 400 m. Les collines forment des croupes rocheuses polies par les glaciers quaternaires ou constituent les restes des moraines. Les lacs sont nombreux et peu profonds et de nombreuses rivières drainent le territoire. La forêt s'étend à perte de vue et les espèces végétales les plus communes sont l'épinette noire, le tremble et le bouleau.

Chibougamau et Chapais, distantes de 45 km, sont les deux seules agglomérations de la région et comptent respectivement 10 000 et 5 000 habitants. Les principales activités économiques sont l'exploitation forestière et l'exploitation des mines de cuivre, de zinc et d'or.

Situation géologique

Le sillon de roches vertes archéennes de Matagami-Chibougamau fait partie de la province structurale du Supérieur dans le Bouclier canadien (Stockwell, 1964) et

constitue une partie de la « ceinture orogénique de l'Abitibi » (Goodwin et Ridler, 1970). Sa longueur est de 430 km pour une largeur moyenne de 60 km, et il est tronqué à l'est par le front de Grenville (Allard et al., 1979).

D'après Duquette (1970), ce sillon forme un vaste synclinorium dont les flancs subverticaux sont orientés est-ouest. Dans la région de Chibougamau, celui-ci se divise en deux synclinaux: le synclinal de Chibougamau au nord et celui de Chapais au sud, séparés par l'anticlinal de Chibougamau (figure 3). Un troisième synclinal, appelé le synclinal de Waconichi, se situe au nord des deux précédents (Coty, 1977, 1978, 1979).

Le projet Chapais-Brassat couvre la partie occidentale du synclinal de Chapais ainsi qu'une portion du synclinal de Chibougamau de Duquette (figures 2 et 3). Notre étude concerne la partie occidentale du synclinal de Chapais, celui-ci étant limité à l'ouest par la faille Lamarck. Les limites du terrain étudié (figure 4, hors texte) sont constituées par le pluton de Lapparent au sud, la faille Lamarck à l'ouest, la ligne séparant les cantons de Dolomieu et de Lamarck au nord, et le contact entre les Groupes de Roy et d'Opémisca à l'est.

Généralités sur le métamorphisme

Les différentes paragenèses métamorphiques rencontrées sur le terrain sont énumérées dans le tableau I. La plupart des roches montrent l'association: Qz + Ab – Olg + Zo + Pi + Ac + Ch, typique du faciès schistes verts. Cette paragenèse est localement complétée par la présence de lamelles de stilpnomélane, rencontrées dans les metabasaltes et les métagabbros riches en fer et titane. Ce minéral est stable jusqu'à une température de 430-460°C pour une pression variant de 2 à 9 kb. Au-delà de celle-ci, il fournit la biotite par la réaction (Winkler, 1979, p. 242-243): Stilpnomélane + phengite \rightleftharpoons biotite + chlorite + quartz + H₂O. La biotite est localement présente dans les roches sédimentaires et permet de situer le métamorphisme dans le faciès schistes verts le plus profond.

Dans les auréoles de métamorphisme de contact, engendrées par les intrusions plutoniques, les roches montrent le faciès des cornéennes à hornblende (tableau I).

Seuls les dykes de diabase d'âge protérozoïque ne sont pas métamorphisés et n'ont subi que les processus d'altération tardifs ou postmagmatiques.

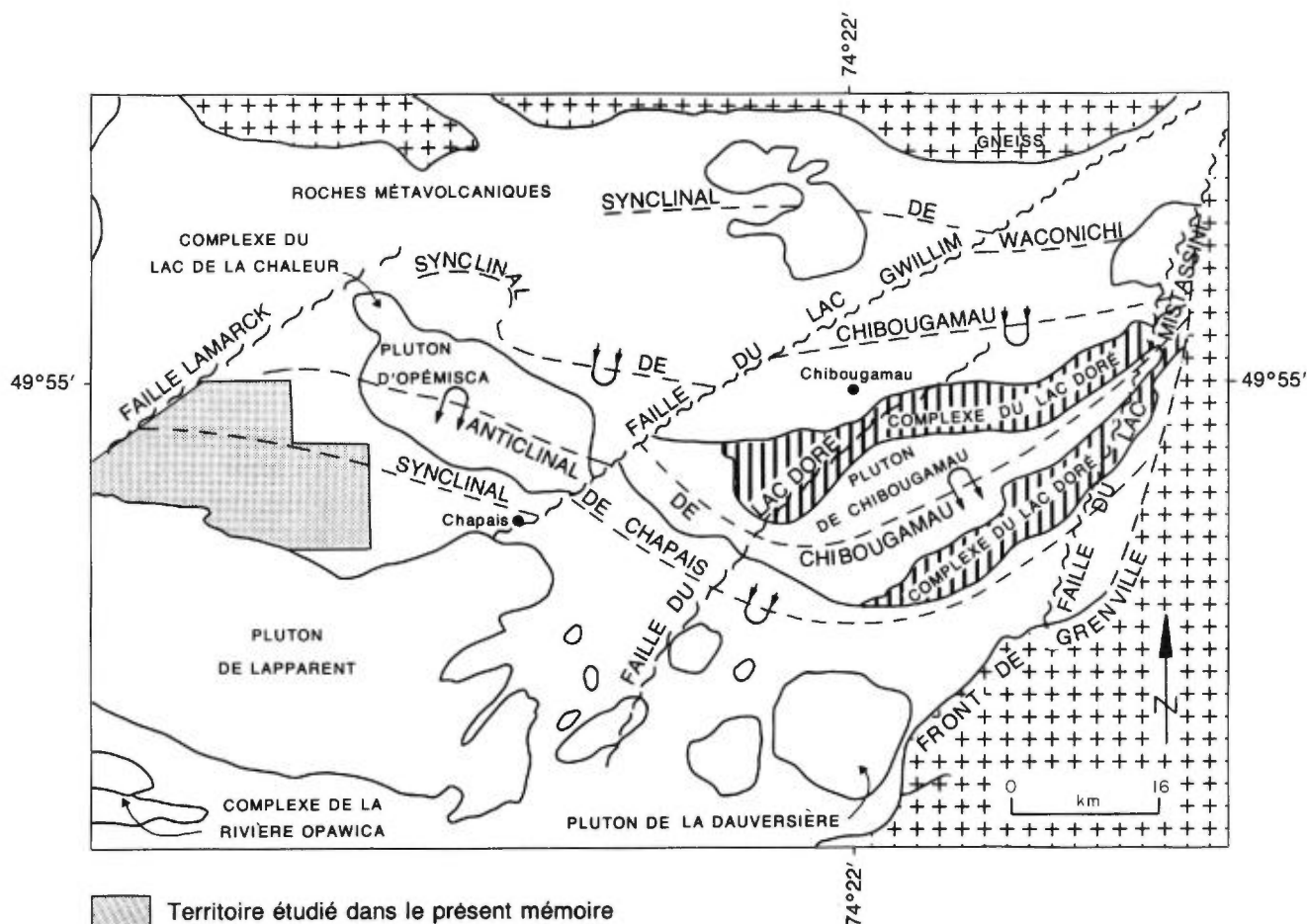


FIGURE 3 – Carte géologique schématique de la région de Chibougamau-Chapais. D'après Allard (1981) et modifiée d'après Gobeil et Racicot (1983).

TABLEAU 1 – Nature des paragenèses métamorphiques régionales ou de contact rencontrées sur le terrain.

Nature de la roche initiale	Paragenèse du faciès schiste vert	Paragenèse du faciès cornéenne (métam. contact)
• GROUPE DE ROY		
– Basaltes, gabbros et/ou dolérites	Ac – Tr + Zo + Pi + ch + Qz + Ab – Olg + Le + Ca + Se	Hbv + Ab – Olg + Pi + Mu + Sph + Qz + Ch + Ca + Gt
– Dacites, rhyolites et pyroclastites felsiques	Qz + Ab – Olg + Se + Ch + Ep + Le + Ca + Ac	_____
– Roches sédimentaires	Qz + Se + Ab + Olg + Ch + Ep + Le + Ca + Ac + Bi	_____
• GROUPE D'OPÉMISCA		
– Basaltes à « Ol-Cpx-Pl »	Tr – Ac + Ch + Ep + Ca + Le + Ab – Olg + Qz + Se	_____
– Andésites K porphyriques	Qz + Ab – Olg + Ac + Se + Ca + Ch + Le + Ep + Stp + Ap	_____
– Andésites K aphaniques	Qz + Ab – Olg + Ch + Se + Ep + Le + Ca + Ap	_____

Géologie structurale

GÉNÉRALITÉS

La partie est du sillon de roches vertes de Matagami-Chibougamau correspond à un synclinorium, orienté est-

ouest et à flancs subverticaux, structuré lors de l'orogénèse kénoréenne il y a environ 2700 Ma (Gariépy, 1983). Dans la région de Chibougamau, il se divise pour former le synclinal de Waconichi au nord, le synclinal de Chibougamau au centre et le synclinal de Chapais au sud (figure 3). Ces deux derniers sont séparés par l'anticlinal

de Chibougamau, occupé par les plutons de Chibougamau et d'Opémisca et par le Complexe lité du lac Doré. Plusieurs failles majeures affectent les roches de la région, dont la faille Kapunapotagen (figure 4, hors texte) plissée et globalement orientée N100°, et les failles du lac Doré, Gwillim et Lamarck, orientées N60°. Le sillon est tronqué à l'est par le front de Grenville (figure 3), caractérisé par le passage graduel du faciès schistes verts au faciès amphibolite (Allard, 1981; Baker et Allard, 1979; Baker, 1980) et par une zone de failles parallèles à la direction du front (p. ex. la faille de Mistassini). La région étudiée constitue la zone de jonction de deux grandes structures de part et d'autre de la faille Lamarck (figure 4).

STRUCTURES OBSERVÉES (secteur à l'ouest de Chapais)

La foliation régionale est la structure la plus évidente. Elle montre une direction générale N80° à N100° avec un pendage subvertical. Elle s'exprime par une schistosité de flux ou un clivage ardoisier dans les roches sédimentaires et par une schistosité de flux, ou plus rarement par un clivage de fracture irrégulier, dans les laves et les gabbros. Une seconde foliation est localement développée sous forme d'un clivage de crénulation subvertical et de direction variable.

Les contacts lithologiques sont le plus souvent orientés N80° à N100° et les pendages sont toujours subverticaux. Ils sont subparallèles à la foliation régionale, en raison de la transposition des structures antérieures (stratification, flancs de plis anciens, etc.) (Charbonneau et al., 1983). Les principaux critères pour déterminer la polarité sont: le granoclassement, les empreintes de charge et les lits entrecroisés, pour les roches sédimentaires: les pédoncules des coussins et la position des amygdales, pour les laves; et la présence de cristaux de quartz interstitiel dans la partie sommitale des filons-couches gabbroïques différenciés.

Des petits plis ont été observés dans les roches sédimentaires des Formations de Blondeau, Daubrée et Haüy. Ce sont des plis droits synschisteux, à plongement variant de 30 à 90° (Charbonneau et al., 1983). La direction de leurs plans axiaux, subparallèles à la foliation régionale, varie de N80° à N100°. D'autres plis,

d'amplitude centimétrique à décimétrique et de plan axial parallèle à la seconde foliation, ont été localement observés dans l'environnement des intrusions plutoniques ou des failles.

Les fractures et les failles sont nombreuses et sont en générale subverticales à verticales et de directions variées. Elles montrent des rejets horizontaux dextres ou senestres mineurs. Dans certains cas, ces failles forment un réseau parallèle très resserré, dont les rejets cumulés peuvent atteindre 200 à 300 m.

Les zones de cisaillement sont nombreuses et sont généralement concordantes au litage. Leur extension est variable et leur largeur varie du décimètre à plusieurs dizaines de mètres. De telles structures résultent de processus de déformation ductile en climat épimétamorphique (Ramsay, 1980; White et al., 1980).

Au moins trois générations de plis et trois générations de failles affectent les formations.

La première génération de plis (P_1) a précédé le développement de la foliation régionale. Elle est représentée par un mégasyndinal, à flancs subverticaux et orienté nord-est, à l'ouest de la faille Lamarck et correspond, soit au syndinal de Chibougamau, décrit par Duquette (1970), soit au syndinal de Waconichi, étudié par Caty (1978). La deuxième génération de plis (P_2) est synchrone de la foliation régionale que nous appelons S_2 bien qu'elle soit la première foliation observée. Elle montre de nombreux plis dont la longueur d'onde varie du millimètre dans les roches sédimentaires à plus d'un kilomètre dans les filons gabbroïques intrusifs. La troisième génération de plis (P_3) est développée localement dans l'environnement des plutons granitiques ou des failles et est parfois associée à un clivage de crénulation S_3 .

La première génération de failles est constituée par les failles de chevauchement Kapunapotagen et La Trêve ainsi que par les failles est-ouest observées au sein des roches du Groupe d'Opémisca. La deuxième génération est représentée par les failles Lamarck, Gwillim et du lac Doré, orientées N60°. Ces failles seraient contemporaines de l'orogénèse kénoréenne. La troisième génération est constituée par les failles mineures, orientées N20° à N40°, qui décrochent localement la faille Lamarck (figure 4). Celles-ci seraient reliées à l'orogénèse grenvillienne (Goulet, communication orale).

Deuxième partie

Lithostratigraphie et pétrographie des roches
vertes archéennes dans la partie occidentale
du synclinal de Chapais

Lithostratigraphie et pétrographie des roches vertes archéennes dans la partie occidentale du synclinal de Chapais

Groupe de Roy

LITHOSTRATIGRAPHIE

Dans la partie occidentale du synclinal de Chapais, le Groupe de Roy est constitué des formations suivantes (figure 5):

- Formation de Scorpio
- Formation de Blondeau
- Formation de Gilman
- Formation de Waconichi
- Formation d'Obatogamau
- Formation de Chrissie

Celles-ci forment une séquence de 10 000 à 11 000 m d'épaisseur dont la colonne lithologique composite est schématisée sur la figure 6.

Formation de Chrissie

Cette formation est la plus ancienne du Groupe de Roy. Elle est située sur le flanc sud du synclinal de Chapais où elle forme une séquence de 15 km d'extension avec une puissance maximale de 2450 m. Sa localité type est située au nord du lac Chrissie, dans le canton de Daubrée (¼ SW). Au sud, elle est recoupée par le pluton de Lapparent qui y développe une auréole de métamorphisme de contact de 500 m de large.

Cette formation est composée de coulées massives de métaandésites aphyriques, surmontées d'une séquence de pyroclastites felsiques. Ces dernières sont essentiellement des tufs à lapilli, des brèches pyroclastiques et plus rarement des tufs à cristaux. De nombreux filons-couches de métadolérites (80 % des roches) de 5 à 110 m de puissance recoupent les volcanites qui ne forment plus que des horizons relictuels de 5 à 15 m d'épaisseur entre les filons. Les filons-couches de métadolérite ne présentent pas de différenciation interne. Par contre ils sont différenciés d'un filon à l'autre en montant dans la formation. Certains montrent des phénocristaux de feldspath automorphes (2 à 5 %) semblables à ceux observés dans les metabasaltes de la Formation d'Obatogamau. On rencontre également, dans quelques filons, des xénolites des formations encaissantes.

Formation d'Obatogamau

Dans le synclinal de Chapais, elle surmonte la Formation de Chrissie et forme une bande d'environ 1200 à

1400 m d'épaisseur, recoupée à l'ouest par le pluton de Lapparent. Son contact avec la Formation de Chrissie n'a pas été observé en raison du manque d'affleurement, mais les données structurales montrent que ces deux formations sont concordantes. Elle présente les mêmes caractéristiques macroscopiques que dans la partie orientale du synclinal de Chapais.

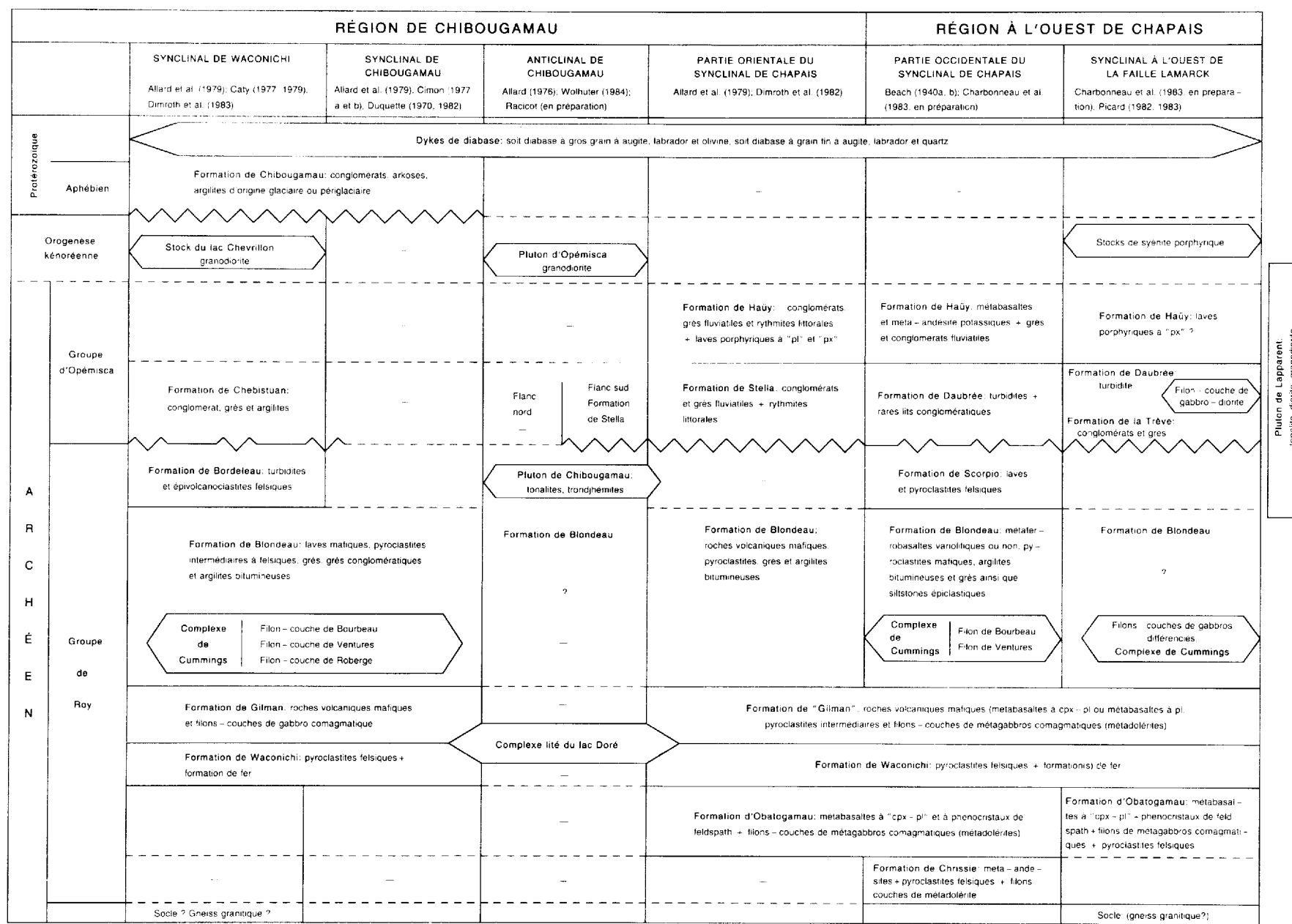
La formation est constituée d'une succession de minces coulées, de 4 à 10 m d'épaisseur, de metabasaltes massifs ou coussinés (90 % des roches) (figure 7), localement séparées par des horizons de pyroclastites intermédiaires (5 % des roches) et par quelques filons-couches de métadolérites de 10 à 60 m de puissance (10 à 15 % des roches). Les metabasaltes sont caractérisés par la présence de phénocristaux automorphes de feldspath de taille millimétrique à centimétrique, dont la quantité varie de 0 à 15 % d'une coulée à l'autre. La distribution de ces phénocristaux permet de définir une zone médiane avec plus de 10 % de phénocristaux et des zones inférieure et supérieure avec moins de 5 % de phénocristaux. Ces observations sont conformes aux descriptions de Cimon (1977a) dans le canton de Queylus, situé plus à l'est.

Formation de Waconichi

Elle forme une étroite bande de 475 m d'épaisseur, pauvre en affleurements et soulignée par un conducteur électromagnétique sur la carte du levé aéroporté INPUT de la région de la rivière Chibougamau (MER, 1981). Son contact avec la Formation d'Obatogamau sous-jacente n'est pas visible. Nous la situons au nord de la dernière coulée de metabasalte à phénocristaux de feldspath. Elle est constituée d'une séquence de pyroclastites felsiques (tufs à cristaux, tufs à lapilli et brèches pyroclastiques) entre lesquelles s'intercalent de rares coulées de metabasaltes et quelques filons-couches de métadolérites. Un horizon d'argilites bitumineuses, finement litées et minéralisées en pyrite-pyrrhotine avec des traces de chalcopyrite, est intercalé entre les pyroclastites (figure 6).

Formation de Gilman

Elle forme une bande de 1750 m d'épaisseur au-dessus de la Formation de Waconichi, bande recoupée à l'ouest par le pluton de Lapparent. Son contact avec notre Formation de Waconichi n'est pas visible; nous la situons au-dessous de la première séquence de metabasal-



Pluton de Lapparent: tonalite, diorite, granodiorite

FIGURE 5 - Lithostratigraphie de la région de Chapais - Chibougamau.

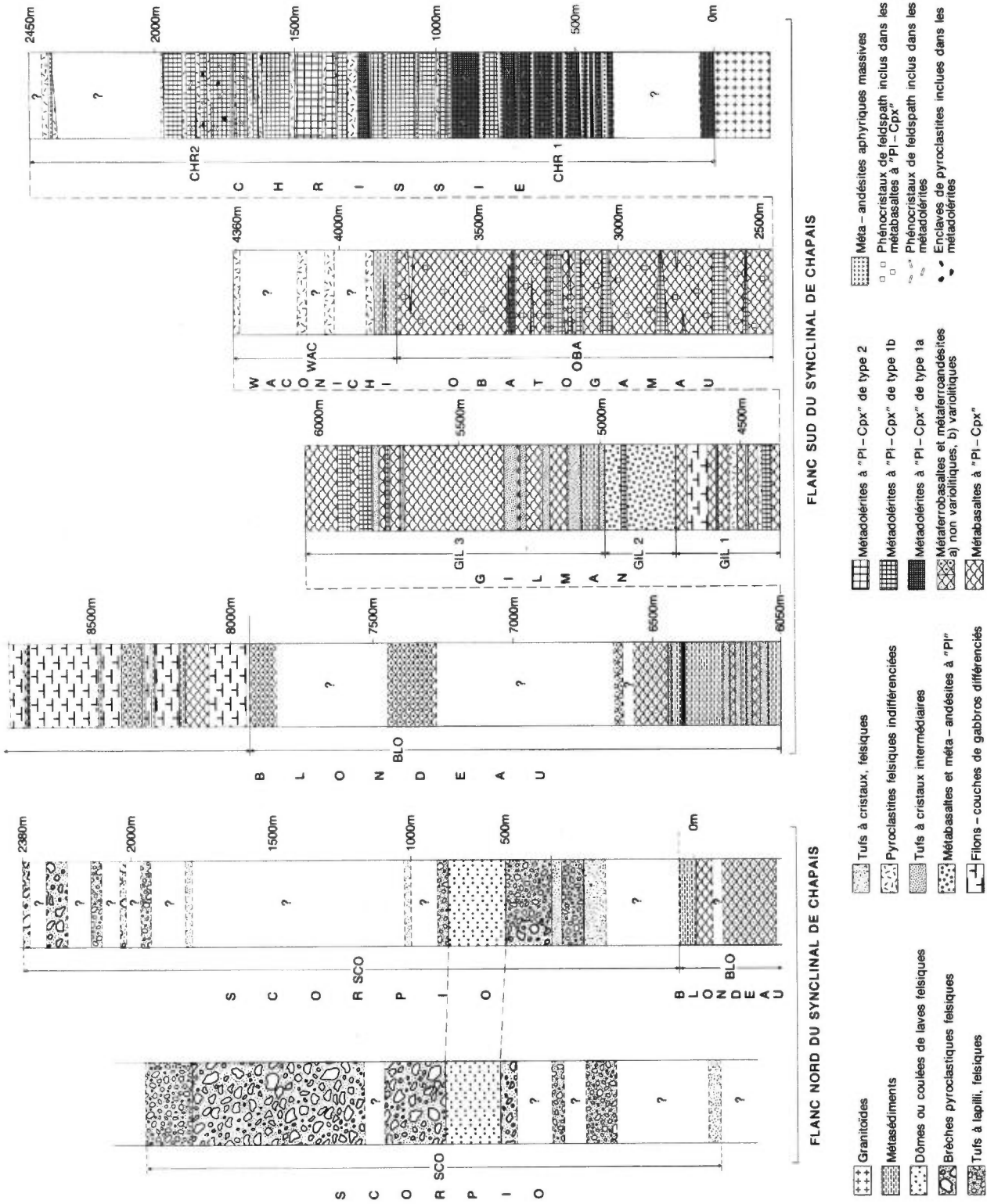


FIGURE 6 – Colonne lithologique composite du groupe de Roy. Cantons de Daubrée et Dolomieu.

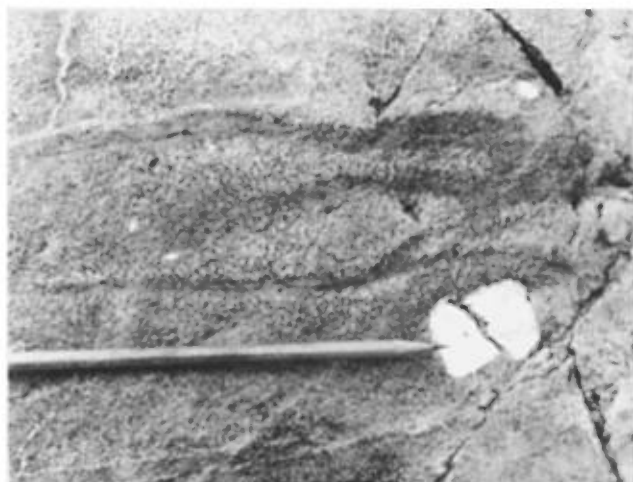


FIGURE 7 – Métabasalte à « Pl-Cpx » et à phénocristaux de feldspath de la Formation d'Obatogamau

tes à « Pl-Cpx ». Les roches de cette formation présentent des variations latérales de faciès et la meilleure localité pour les étudier se situe à l'est du lac Dolomieu (près de la ligne des cantons de Dolomieu et de Daubrée; voir figure 4). Dans ce secteur, la formation montre trois membres successifs:

- Le membre inférieur, une séquence de métabasaltes à « Pl-Cpx » massifs, coussinés ou autobréchifiés (60 % des roches), en alternance avec des horizons de pyroclastites mafiques à intermédiaires (20 à 25 % des roches) ou de roches sédimentaires finement litées (2 % des roches). Plusieurs filons-couches (20 % des roches) recoupent cette séquence et l'un d'eux, épais de 120 m, présente une nette différenciation de la base au sommet. Les métabasaltes sont analogues à ceux de la Formation d'Obatogamau mais différent de ces derniers par la rareté des phénocristaux de plagioclase (0 à 2 %) et par la présence de quelques amygdales dans l'apex des coussins.
- Le membre médian, une séquence de 200 à 250 m d'épaisseur, composée de métabasaltes et de méta-andésites à microphénocristaux de plagioclase, sous forme de coulées coussinées à la base et bréchiques dans les deux tiers supérieurs (figure 8).
- Le membre supérieur, une séquence de métabasaltes à « Pl-Cpx » (80 % des roches) semblables à ceux du membre inférieur mais totalement dépourvus de phénocristaux de feldspath. Plusieurs horizons de métadolérites massives (15 % des roches) et de pyroclastites mafiques à intermédiaires (5 % des roches) s'intercalent entre les coulées de lave. À proximité du lac Dolomieu et au sud du lac Landing (figure 4), ces laves sont fortement affectées par la schistosité et sont carbonatisées par l'ankérite et/ou la sidérose.

Notons enfin que deux dykes recoupent la Formation de Gilman. L'un, constitué de lave porphyrique avec plus de 20 % de phénocristaux de feldspath, recoupe le mem-

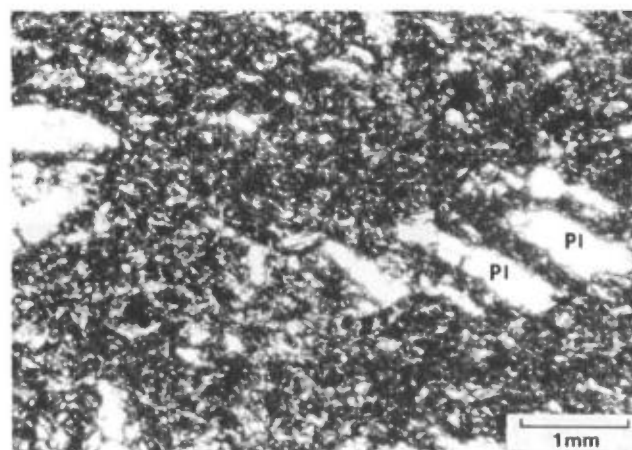


FIGURE 8 – Métabasalte à microphénocristaux de plagioclase du membre médian de la Formation de Gilman.

bre inférieur. Le second, intrusif dans le membre supérieur, est une métadolérite à texture intergranulaire montrant en son coeur de nombreux xénolites de quartzite, de chert et de granite.

Formation de Blondeau

Elle est constituée de nombreuses coulées de métaferrobasaltes et de métaferroandésites massives ou coussinées, intercalées de plusieurs horizons de pyroclastites mafiques, de grès et de siltstones volcanoclastiques et d'argilites bitumineuses finement litées (figure 9).

Sur le flanc sud du synclinal de Chapais, les laves sont amygdalaires, et de plus, elles sont variolitiques dans la partie supérieure de la formation (figure 10). Le contact avec la Formation de Gilman est situé à la base d'une séquence où prédominent les pyroclastites et les roches sédimentaires, et longe la rive sud du lac Landing (figure 4). Au nord, cette formation est tronquée par la faille Kapunapotagen (figure 4), si bien que son épaisseur exacte est indéterminée. Celle-ci serait de l'ordre de 2 500 m. Quelques minces filons-couches de métadolérites à texture intersertale recoupent les laves de la partie inférieure de la formation. Dans la partie supérieure, elle est recoupée par un complexe filonien stratiforme et différencié, apparenté au Complexe de Cummings.

Sur le flanc nord du synclinal de Chapais, nous avons observé la partie supérieure de cette formation, dont l'extension au nord de notre terrain a été étudiée par Dubé (1981a et b, 1983) et Brangier (1984). Dans ce secteur, les laves sont fortement affectées par la schistosité et sont souvent carbonatisées. Elles sont de même nature que les laves du flanc sud mais ne sont pas variolitiques. Elles sont surmontées d'une mince séquence de siltstones et d'arkoses volcanoclastiques, en contact au sud avec les pyroclastites felsiques de la Formation de Scorio.



FIGURE 9 – Horizon de grès et siltstone grossièrement lité montrant des figures de lamination parallèles et obliques et un granoclassement (nord du canton de Dolomieu). Formation de Blondeau.

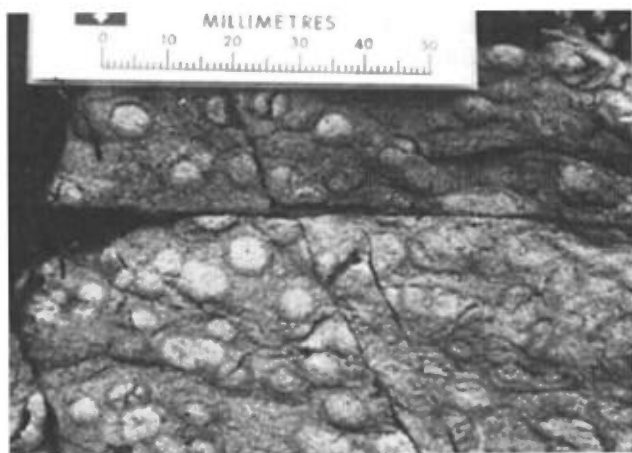


FIGURE 10 – Variolles millimétriques à centimétriques dans l'écorce d'un coussin de métaferrobasalte variolitique (au sud de la baie de la Tête de Héron, affl. 2279B). Noter la zone interne blanche et la bordure plus sombre en relief positif. Formation de Blondeau.

Formation de Scorpio

Elle constitue une nouvelle formation, située au sommet du Groupe de Roy (Charbonneau et al., en préparation). Elle affleure sur le flanc nord du synclinal de

Chapais où elle forme une bande d'une vingtaine de kilomètres de longueur, s'amincissant progressivement vers l'est jusqu'à sa disparition. Son contact inférieur avec la Formation de Blondeau est situé dans la partie nord du canton de Dolomieu et est visible sous la ligne électrique d'Hydro-Québec où des pyroclastites felsiques de la formation de Scorpio reposent sur des grès et des siltstones volcanoclastiques du Blondeau. Au sud, elle est recouverte en faible discordance par les turbidites de la Formation de Daubrée (Groupe d'Opémisca; Charbonneau et al., en préparation). La localité type pour étudier cette formation est située à l'est du lac Lamarck (figure 4), où son épaisseur est de l'ordre de 2 000 m.

La formation est constituée d'une épaisse séquence de pyroclastites felsiques (tufs à cristaux, tufs à lapilli et brèches pyroclastiques) localement surmontées d'un ou plusieurs horizons lenticulaires de brèches volcanoclastiques polyolithologiques (figure 11). Les pyroclastites sont intercalées de laves massives et amygdalaires de composition dacitique à rhyodacitique, sous forme de coulées à l'est du lac Lamarck ou de dômes au sud du lac Scorpio.



FIGURE 11 – Brèche pyroclastique de la Formation de Scorpio. Noter l'arrondi des clastes de plus grande taille (1). Noter aussi la présence de ponces (2) en relief négatif.

PÉTROGRAPHIE

Volcanites mafiques

Méta-andésites aphyriques de la formation de Chrissie

Elles forment des coulées massives sous forme d'horizons relictuels de 5 à 15 m d'épaisseur entre les filons-couches de métadolérite (figure 6). La lave est aphyrique, souvent microfracturée, et ne contient aucun phéno-cristal de feldspath. Quelques amygdales ($\varnothing \leq 2$ mm) sont dispersées dans la lave et sont composées de minéraux secondaires.

À l'échelle micrographique, leur texture est microcristalline granolépido-blastique; leur association minéralogique est indiquée dans la figure 12. En raison de l'intensité des recristallisations épimétamorphiques, aucune texture magmatique n'est reconnaissable et la paragenèse magmatique n'est plus identifiable. À proximité du pluton de Lapparent (figure 4), les laves sont cornéifiées et la biotite ($\varnothing \leq 0,6$ mm) apparaît dans l'association minéralogique.

Métabasaltes à « Pl-Cpx »

Description macroscopique

Ils forment de nombreuses coulées dans la Formation d'Obatogamau et dans les membres inférieur et supérieur de la Formation de Gilman (figure 6). À part quelques exceptions, la plupart des coulées varient de 4 à 12 m d'épaisseur et leur extension latérale n'est pas connue. La majorité est constituée de lave massive à la base, coussinée dans la partie médiane et bréchique au sommet. De plus, un mince horizon de pyroclastites mafiques à intermédiaires repose au sommet de certaines coulées. Il est également fréquent de rencontrer des coulées ne montrant qu'un seul type de débit. De tels caractères sont typiques des coulées basaltiques sous-marines décrites par Carlisle (1961).

Quant à la lave, elle est de teinte gris-vert en surface et gris-vert foncé à la cassure. Dans la Formation d'Obatogamau, elle est caractérisée par la présence de phénocristaux de feldspath millimétriques à centimétriques (figure 7), alors que ceux-ci sont rares ou absents dans la Formation de Gilman. La pâte volcanique peut être, suivant le cas, aphyrique ou microporphyrrique avec des cristaux de pyroxène ouralitisé. Dans les coulées les plus épaisses, la base à débit massif peut être microgrenue avec une texture doléritique au sens large, passant pro-

gressivement à de la lave massive aphyrique puis à de la lave coussinée.

Dans le détail, les métabasaltes à « Pl-Cpx » des Formations d'Obatogamau et de Gilman montrent plusieurs différences et celles-ci sont indiquées dans la figure 13.

Pétrographie

La texture métamorphique des métabasaltes à « Pl-Cpx » est microgranonématoblastique. Les minéraux de la paragenèse magmatique sont pseudomorphosés et montrent des fantômes permettant de déterminer la texture initiale de la lave. La texture varie en fonction de la position stratigraphique de l'échantillon ou de son emplacement dans la coulée. Les laves de l'Obatogamau sont porphyriques, à phénocristaux de feldspath et à microphénocristaux de pyroxène ouralitisé, alors que celles de la Formation de Gilman sont tantôt microporphyrriques, tantôt aphyriques. Dans une même coulée, la lave à débit massif a une texture magmatique microlitique à intersertale (nomenclature de Bard, 1980), alors que la lave coussinée est plus strictement microlitique. Dans les brèches de coussins, la texture magmatique est généralement mal préservée en raison de l'intensité des recristallisations épimétamorphiques et surtout de l'épidotisation.

Les textures et paragenèses épimétamorphiques de même que les textures et paragenèses magmatiques déduites sont résumées dans la figure 14.

Éléments de conclusion

Les métabasaltes à « Pl-Cpx » de la Formation d'Obatogamau et des membres inférieur et supérieur de la Formation de Gilman se sont épanchés en milieu sous-marin sous forme de minces coulées massives, coussinées ou bréchiques.

MINÉRAUX	DIAMÈTRE DES GRAINS	CARACTÈRES PÉTROGRAPHIQUES
- Quartz	$\varnothing < 0,5$ mm - 30%	Cristaux engrenés ou en plaques disséminées; ou en plages polycristallines dans les amygdales ou les fissures.
- Plagioclase (albite ou oligoclase)	$\varnothing < 0,5$ mm - rare	Cristaux disséminés, maclés albite.
- Chlorite verte	$\varnothing < 0,6$ mm - 40%	Courtes lamelles orientées, isolées ou en petits amas disséminés; ou dans les amygdales.
- Leucoxène	$\varnothing < 0,3$ mm - 5%	Granules disséminés.
- Séricite	- - rare	Courtes lamelles disséminées.
- Opaques: pyrite	$\varnothing < 0,5$ mm - 2 - 3%	Cristaux automorphes disséminés ou en amas; ou dans les amygdales.

FIGURE 12 - Pétrographie des méta-andésites aphyriques de la Formation de Chrissie.

OBATOGAMAU	GILMAN: membre inférieur	GILMAN: membre supérieur
<ul style="list-style-type: none"> - Lave avec 1 à 15% de phéno – cristaux de feldspath dans une pâte aphyrique ou à microphé – nocristaux de pyroxène ouralitisé. - Rares amygdales (0 à 1%; $\varnothing < 0,1$ mm) dans l'apex des cous – sins. - Coulées de 4 à 10 m d'épais – seur + quelques coulées plus épaisses avec lave massive doléritique à la base. - 1/3 de lave massive et 2/3 de lave coussinée, peu de brèches de coussins. - Coeur de coussins faiblement microfracturé et épidotisé. 	<ul style="list-style-type: none"> - Lave avec 0 à 3% de phéno – cristaux de feldspath dans une pâte aphyrique. - Amygdales (2 à 3%) de 1 à 3 mm dans l'apex des coussins. - Coulées de plus 10 m d'épais – seur, nombreuses. ? - 1/4 de lave massive, 1/4 de lave coussinée et 1/2 de brèches de coussins. - Coeur de coussins souvent lar – gement épidotisé et microfrac – turé. 	<ul style="list-style-type: none"> - Lave aphyrique ou à microphé – nocristaux de pyroxène ourali – tisé. - Amygdales (2 à 10%) de 1 à 5 mm dans l'apex des cous – sins. - Coulées épaisses avec présen – ce, dans quelques cas, de lave massive doléritique à la base. - 1/2 de lave massive, 1/2 de lave coussinée, peu de brèches de coussins. - Coeur de coussin faiblement microfracturé, mais très épido – tisé.

FIGURE 13 – Principales différences observées entre les coulées de metabasaltes à « Pl-Cpx » des Formations d'Obatogamau et de Gilman.

L'abondance relative des laves à débit massif montre qu'elles se sont écoulées sur des pentes peu inclinées et que les édifices volcaniques devaient être de type bouclier. Le caractère de plus en plus amygdalaire, quand on passe des laves de l'Obatogamau à celles du Gilman, suggère que le magma s'est enrichi en éléments volatils au cours du temps et/ou que la profondeur d'effusion était de plus en plus faible (de l'ordre de quelques centaines de mètres de profondeur).

Dans la Formation d'Obatogamau, la minceur des coulées et la faible quantité de brèches de coussins montrent que les laves devaient être très fluides. Ce fait et la rareté des pyroclastites associées indiquent que les éruptions volcaniques étaient très peu ou pas explosives.

Dans la Formation de Gilman, les laves sont davantage bréchiques et devaient être plus visqueuses. Les pyroclastiques associées sont plus abondantes et le volcanisme devait être davantage explosif, ce qui est également confirmé par la nature amygdalaire des laves.

Dans les deux formations, le volume de magma émis a été considérable. Celui-ci s'est épanché sur d'immenses surfaces avec un extension régionale de plusieurs dizaines de kilomètres. Nous ne savons pas si la lave résulte d'un volcanisme fissural ou central et quelles sont les régions sources.

Les textures, les paragenèses épimétamorphiques et magmatiques montrent plusieurs variations de détail, mais nous avons regroupé ces laves en un seul pétrotype que nous avons appelé: metabasalte à « Pl-Cpx ». Leur principale différence est constituée par la quantité de phénocristaux de feldspath observés d'une formation à l'autre.

Dans les laves de l'Obatogamau et du membre inférieur de la Formation de Gilman, les phénocristaux de feldspath ont dû cristalliser avant l'extrusion du magma et sont donc intratelluriques. Après leur épanchement, les microlites de plagioclase ont précipité, précédant de peu la cristallisation eutectique Pl-Cpx.

Les laves du membre supérieur de la Formation de Gilman, dépourvues de ces phénocristaux, devaient avoir une composition initiale plus proche de cet eutectique. Par ailleurs, ces laves, probablement plus riches en éléments volatils, montrent une plus grande proportion de microblastes de pistachite dans leur paragenèse épimétamorphique.

L'abondance de phénocristaux de feldspath dans la Formation d'Obatogamau suggère l'existence d'un réservoir dans lequel le magma a dû séjourner et commencer sa cristallisation avant son effusion finale.

TEXTURES ET PARAGENÈSES ÉPIMÉTAMORPHIQUES

	OBATOGAMAU	GILMAN INFÉRIEUR	GILMAN SUPÉRIEUR
Texture	Microcristalline granonématoblastique		
Paragenèse épimétamorphique	Ac (40%) + Ep (40 à 45%) + Ch (5 à 10%) + Qz (1 à 2%) + Ab-Olg (1 à 2%) + Le (2 à 5%) + Ca (1 à 3%) ± Py ± He ± Ap	Ac (50 à 55%) + Ep (30 à 35%) + Ch (10%) + Qz (5%) + Ab-Olg (1%) + Le (3 à 4%) + Py ± He	Ac (20%) + Ep (40%) + Ch (5 à 8%) + Qz (5%) + Ca (3%) + Py - He - Mt (1 à 8%)

TEXTURES ET PARAGENÈSES MAGMATIQUES DÉDUITES

Association minéralogique pseudomorphique	Paragenèse magmatique déduite	Taille et proportion des minéraux magmatiques		
		Obatogamau	Gilman inf.	Gilman sup.
Zo + Pi ± Qz ± Ca ± Se ± Le	Phénocristaux de feldspath intratelluriques	∅ ≤ 5 cm 1 à 15%	∅ ≤ 5 mm 0 à 3%	0
Ap	Cristaux d'apatite aciculaire	∅ ≤ 0,5 mm 1%	0	0
Zo ± Ab-Olg ± Pi	Microlites de plagioclase	∅ ≤ 0,5 mm 35 à 40%	∅ ≤ 0,5 mm 30%	∅ ≤ 0,5 mm 25 à 30%
Ac + Ch ± Pi ± Ca	Cristaux poecilites de clinopyroxène	∅ ≤ 1 mm 30 à 35%	∅ ≤ 1 mm 5 à 10%	∅ ≤ 1 mm 20 %
Le ± Il	Ilménite ou ilménomagnétite	∅ ≤ 0,5 mm 1 à 3%	∅ ≤ 0,5 mm 2 à 4%	∅ ≤ 0,5 mm 2 à 4%
Ac + Ep + Ch + Qz ± Le ± Ca	Pâte volcanique	10 à 30%	50 à 60%	50 à 60%
Ch + Ep + Ca ± Py - Le	Vésicules de dégazage	∅ ≤ 1 mm 0 à 1%	∅ ≤ 3 mm 3 à 5%	∅ ≤ 5 mm 5 à 10%
Texture magmatique microlitique à intersertale		Porphyrique	Microporphyrique	

FIGURE 14 – Textures et paragenèses épimétamorphiques et magmatiques des metabasites à « Pl-Cpx » des formations d'Obatogamau et de Gilman.

Métabasaltes et méta-andésites à « Pl »

Caractères macroscopiques

Ils forment d'épaisses coulées ($\epsilon \geq 15$ m), observées dans le membre moyen de la Formation de Gilman (figure 6). Celles-ci sont en grande partie constituées de brèches de coussins (80 % de la séquence) avec parfois une mince semelle massive ou coussinée. Quelques horizons de tufs à cristaux mafiques à intermédiaires s'intercalent localement entre les coulées.

Dans les brèches de coussins, les fragments de lave sont blanchâtres en surface et gris-vert à la cassure. Leur taille varie de quelques millimètres à 20 cm. Les plus petits sont anguleux, alors que les plus gros sont de forme ovoïde et sont orientés parallèlement à la foliation régionale. Ils sont inclus dans une matrice brun-vert, chloriteuse et schisteuse, contenant de nombreux cristaux millimétriques de plagioclase. Dans les laves coussinées, le cœur des coussins est microfracturé et épidotisé, et la matrice chloriteuse est abondante.

Les textures et paragenèses épimétamorphiques de même que les textures et paragenèses magmatiques déduites sont résumées dans la figure 15.

Éléments de conclusion

Les métabasaltes et les méta-andésites à microphénocristaux de plagioclase forment une séquence composée de plusieurs coulées en grande partie autobréchifiées. L'épaisseur des coulées, l'ampleur de leur autobréchification et la présence d'amygdales montrent que lors de son épanchement, la lave était relativement visqueuse et riche en gaz. La présence de coussins indique une émission subaquatique. Enfin, l'existence d'horizons de tufs à cristaux s'apparentant à ces laves révèle le caractère partiellement explosif de l'activité volcanique.

Les laves ont une texture magmatique microlitique et microporphyrrique bien préservée. Nous avons résumé

leurs paragenèses épimétamorphique et magmatique dans la figure 15. Elles sont caractérisées par deux générations de plagioclase. La première est constituée de microphénocristaux d'albite ou d'oligoclase. La seconde est composée de microlites de plagioclase dont la nature initiale était plus calcique.

Métaferrobasaltes et métaferroandésites de la Formation de Blondeau

Caractères macroscopiques

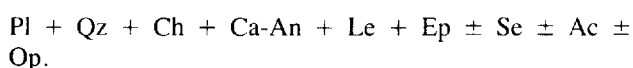
Ils constituent plusieurs séquences, séparées par des roches sédimentaires ou des pyroclastites. Dans la partie supérieure de la formation, ils sont recoupés par les filons-couches mafiques et ultramafiques du Complexe de Cummings (figures 4 et 6). Les laves représentent au moins 15 % de cette formation, mais leur abondance réelle est difficile à estimer en raison des nombreuses lacunes d'affleurement.

Les coulées sont essentiellement coussinées, mais nous avons également observé quelques laves massives ou bréchiques. Enfin, plusieurs horizons sont imprégnés par la calcite, l'ankérite ou la sidérose et montrent une minéralisation de pyrite et de pyrrhotine avec des traces de chalcopyrite et de blende.

Pétrographie

Métaferrobasaltes et métaferroandésites non variolitiques

Leur texture est microgranolépidoblastique et amygdalaire. Ils montrent suivant le cas une texture magmatique relique microlitique ou intersertale. Leur paragenèse épimétamorphique est la suivante:



Paragenèse épimétamorphique observée	Paragenèse magmatique déduite
– Microphénocristaux corrodés d'albite – oligoclase altérés par l'épidote et la chlorite	– Microphénocristaux d'albite – oligoclase ($\varnothing \leq 1,5$ mm – 15 à 40%)
– Agrégats de zoïsite + traces de pistachite sous forme de bâtonnets	– Microlites \pm orientés de plagioclase calcique ($\varnothing \leq 0,3$ mm – 20 à 35%)
– Agrégat microcristallin de Zo + Pi + Ch + Ac + Qz + Le \pm Py – He \pm Ca \pm Se	– Pâte volcanique aphyrique (30 à 70%)
– Amygdales remplies de Qz, Ch \pm Ca \pm Ep	– Vésicules de dégazage ($\varnothing \leq 3$ mm – 0 à 5%)

FIGURE 15 – Paragenèses épimétamorphiques et magmatiques des métabasaltes et des méta-andésites à microphénocristaux de plagioclase du membre moyen de la Formation de Gilman.

Les textures et paragenèses épimétamorphiques de même que les textures et paragenèses magmatiques déduites sont résumées dans la figure 16.

Métaferrobasaltes variolitiques (figure 10)

Dans les zones dépourvues de varioles (lave massive et coeur de coussins), la texture est microcristalline granonématoblastique et la lave montre une texture magmatique relictuelle microlitique à intersertale. La paragenèse épimétamorphique est la suivante:

Ac + Pl + Ch + Le + Ep + Qz + Op + Ca-An + Stp

Dans les zones variolitiques (écorce), les varioles ont une texture caractérisée soit par la présence de cristaux squelettiques non orientés et jointifs délimitant des espaces interstitiels triangulaires ou losangiques, soit par la croissance de cristaux aciculaires à partir d'un nucléus feldspathique.

Éléments de conclusion

Les métaferrobasaltes et les métaferroandésites de la Formation de Blondeau se divisent en deux groupes:

- Laves non variolitiques et pauvres en actinote;
- Laves variolitiques riches en actinote.

Dans les deux cas, ils forment des coulées coussinées, mises en place en milieu sous-marin. La rareté des laves massives montre qu'elles se sont épanchées sur des pentes relativement inclinées, au-delà de la pente critique de formation de laves coussinées (Juteau, 1975). La faible quantité de brèches volcaniques suggère une faible viscosité du magma lors de son émission. Le caractère plus ou moins amygdalaire de ces laves montre la variabilité de leur richesse en éléments volatils. D'après les travaux de McBirney (1963), ce critère et la présence de hyaloclastites entre les coussins nécessitent une profondeur de mise en place inférieure à 500 m. L'alternance des coulées de lave avec des horizons de roches sédimentaires volcanoclastiques ou à caractère exhalatif suppose une activité volcanique intermittente séparée par de longues périodes de calme.

Dans le cas des métaferrobasaltes variolitiques, les coeurs de coussins et les zones à débit massif montrent la même association minéralogique. Au contraire, l'écorce montre de nettes discontinuités minéralogiques et texturales. La matrice, riche en actinote et en chlorite, a une texture et une association minéralogique similaires à celles des parties non variolitiques. Les varioles ont, suivant le cas, une texture squelettique ou sphérolitique et sont de nature plagioclasique.

Une telle hétérogénéité met en évidence un processus de ségrégation magmatique entre deux phases, lié aux conditions de refroidissement de la lave. Une phase, à l'origine des varioles, est caractérisée par un liquide magmatique avec le plagioclase au liquidus. L'autre

phase, à l'origine de la matrice, est caractérisée par un liquide magmatique avec le pyroxène au liquidus.

Pyroclastites mafiques à intermédiaires

Caractères macroscopiques

Elles forment plusieurs horizons lenticulaires, intercalés entre les laves mafiques des Formations d'Obatogamau, de Gilman et de Blondeau (figure 6). Leur épaisseur maximale est de 30 m et leur extension latérale varie de quelques centaines de mètres à plusieurs kilomètres. Ce sont essentiellement des tufs à cristaux et plus rarement des tufs à lapilli et des brèches pyroclastiques monogéniques (classification de Fisher, 1961, 1966, reprise par Lajoie, 1979). Certains horizons sont finement lités et la plupart montrent une schistosité de flux ou un clivage ardoisier. Localement, nous avons noté un granoclassement marqué par le passage graduel des brèches pyroclastiques aux tufs à lapilli puis aux tufs à cristaux.

Pétrographie

La fraction clastique des tufs à cristaux est constituée de:

- Cristaux de plagioclase (albite: $\varnothing \leq 2$ mm; 30 à 40 %) trapus, subautomorphes et à bords arrondis avec des inclusions plus ou moins abondantes d'épidote, de séricite, de calcite et accessoirement de chlorite et de quartz;
- Cristaux de quartz arrondis à subrectangulaires ($\varnothing \leq 1$ mm; 3 à 4 %);
- Rares cristaux d'apatite;
- Localement, cristaux d'amphibole (actinote: $\varnothing \leq 2$ mm).

Les tufs à lapilli et les brèches pyroclastiques montrent des fragments lithiques aphyriques de teinte blanchâtre.

La matrice est un agrégat microcristallin granolépidoblastique composé de lamelles de chlorite orientées (15 à 20 %), de cristaux de quartz engrenés (10 à 20 %), de microblastes d'épidote (5 à 15 %) et de lamelles de séricite (5 à 10 %) avec, accessoirement, de la calcite, du leucoxène et de l'actinote.

Des cristaux de pyrite et, accessoirement, de pyrrhotine sont disséminés dans la plupart des horizons. Enfin, nous avons observé quelques amygdales (1 à 2 %; $\varnothing \leq 1$ mm), remplies de quartz polycristallin, de chlorite, d'épidote et de calcite.

Les principales variations concernent les proportions relatives des minéraux. Dans les pyroclastites de la Formation de Gilman, les cristaux de plagioclase sont moins nombreux (15 %). Par contre, l'actinote est plus abondante. Nous notons également des variations dans les teneurs de l'épidote ou de la chlorite. Dans les pyroclastites de la Formation de Blondeau, certains horizons sont carbonatisés par des plages allongées de calcite (jusqu'à 30 %), développées aux dépens des cristaux de plagiocla-

	Métaferrobasaltes et métaferroandésites non variolitiques	MÉTAFERROBASALTES VARIOLITQUES			
		Coulées massives et coeur des coussins	Écorce des coussins		
Avant et pendant l'extrusion (paragenèse magmatique)	Début de \checkmark des lattes de PI (Ab ou Olg)		\checkmark de microphénocristaux de PI (albite ou oligoclase) observés dans la lave variolitique à texture sphérolitique		
			Ségrégation du magma en deux phases liquides		
			Phase de composition plagioclasique varioles "sphérolitiques"	varioles "squelettiques"	Phase ferromagnésienne matrice
Après l'extrusion (paragenèse magmatique)	<ul style="list-style-type: none"> - \checkmark de microlites ou de lattes de PI (Ab ou Olg) - Formation de la pâte mésostatique + Formation des vacuoles de dégazage 	<ul style="list-style-type: none"> - \checkmark de lattes \pm squelettiques de PI (Ab ou Olg) + \checkmark de cristaux de Cpx - Formation de la pâte volcanique mésostatique + Formation des vacuoles de dégazage 	<ul style="list-style-type: none"> - \checkmark de PI albitique aciculaire à partir des nuclei plagioclasiques - \checkmark de Il dans la zone de bordure - Formation d'un verre interstitiel 	<ul style="list-style-type: none"> - \checkmark de cristaux squelettiques de PI calcique + \checkmark de quelques cristaux squelettiques de Cpx + \checkmark d'aiguilles de Il au coeur de la variole + granules de Il dans la bordure - Formation de verre interstitiel ou de PI albitique aciculaire dans les espaces interstitiels 	<ul style="list-style-type: none"> - \checkmark de microphénocristaux de Cpx ou de cristaux squelettiques de Cpx localement abondants - Formation de la pâte volcanique mésostatique + Formation des vacuoles de dégazage
Métamorphisme (paragenèse épimétamorphique)	(PI) \rightarrow Ab - Olg \pm Se \pm Ep \pm Ch \pm Ca \pm Qz (mésostase) \rightarrow Ch + Qz + Le + Ep \pm Se \pm Ca \pm Ac (vacuoles) \rightarrow Qz + Ca + Ch	(PI) \rightarrow Ab - Olg \pm Ep \pm Ch \pm Qz (Cpx) \rightarrow Ac + Ch (mésostase) \rightarrow Ac + Ch + Ep + Qz + Le + Ca (vacuoles) \rightarrow Ep + Ch + Qz + Ca \pm Py	(PI) \rightarrow Ab - Olg \pm Qz \pm Ep \pm Ch (verre) \rightarrow Ep + Qz + Ab + Ch + Le Zone de bordure \rightarrow Le + Ep + Ch + Ac	PI squelettiques \rightarrow Ep + Ch + Ac + Qz PI albitique interstitiel Ab \pm Ep \pm Qz \pm Ch Cpx squelettiques + Ac + Ch + Ep + Qz (Il) \rightarrow Le	PI \rightarrow Ab - Olg \pm Ep \pm Ch \pm Qz Cpx \rightarrow Ac + Ch (mésostase) \rightarrow Ac + Ch + Le + Ep (vacuoles) \rightarrow Ep + Ch + Qz + Ca \pm Py
Carbonatation	Locale \rightarrow Ca - Ak - Si				
Minéralisation	Locale: Py - He + Po \pm Mt \pm Cp	Locale: Py + Po \pm Cp			Locale: Py + Po \pm Sp \pm Cp
Divers		\checkmark de lamelles de stilpnomélane (dans environnement d'un dyke de métapéridotite)			

FIGURE 16 - Paragenèses magmatiques et épimétamorphiques et histoire de la cristallisation des métaferrobasaltes et des métaferroandésites de la Formation de Blondeau.

se ou aux dépens de la matrice. Sur le flanc nord du synclinal de Chapais, les tufs de la Formation de Blondeau montrent davantage de cristaux de quartz (10 %). Leur matrice est plus chloriteuse (35 à 40 % de lamelles de chlorite) mais ne possède ni séricite, ni actinote.

Éléments de conclusion

Les pyroclastites mafiques à intermédiaires, intercalées entre les laves mafiques du Groupe de Roy, sont essentiellement des tufs à cristaux de plagioclase et de quartz. Leur paragenèse les rapproche des metabasaltes et des métaandésites à microphénocristaux de plagioclase du membre médian de la Formation de Gilman.

Le faible volume de produits émis et la proportion restreinte de tufs à lapilli et de brèches pyroclastiques montrent que ces pyroclastites résultent de phases volcaniques intermittentes et de faible intensité.

Métadolérites⁽¹⁾

Dans le Groupe de Roy, nous avons distingué quatre familles de métadolérite :

- Des filons-couches de métadolérite à « Pl-Cpx » non différenciés ;
- Un filon-couche de métadolérite à « Pl-Cpx » différencié ;
- Des filons-couches de métadolérite à « Pl » non différenciés ;
- Des dykes de métadolérite.

Filons-couches de métadolérite à « Pl-Cpx » non différenciés

Caractères macroscopiques

Dans la Formation de Chrissie (figure 6), ils sont très nombreux (80 % des matériaux). Ils sont intrusifs dans les méta-andésites aphyriques et dans les pyroclastites felsiques. Leur épaisseur varie de quelques mètres à une centaine de mètres. Leur extension latérale est inconnue en raison du manque d'affleurements. Leur granulométrie (grain fin à moyen) diffère d'un filon à l'autre et leurs bordures figées ne sont visibles que sur de rares affleurements. La roche est massive et ne montre pas de différenciation notable dans un même horizon. Par contre, nous avons noté une évolution d'un filon à l'autre, marquée par l'apparition de cristaux de quartz dans les filons de la partie médiane de la formation (figure 6). Dans les zones inférieure ou supérieure de cette dernière, plusieurs filons possèdent des phénocristaux de feldspath ($\varnothing \leq 2$ cm ;

jusqu'à 5 %) identiques à ceux observés dans les metabasaltes à « Pl-Cpx » de la Formation d'Obatogamau. D'autres filons situés au sommet de la séquence, contiennent des enclaves ($\varnothing \leq 20$ cm) de tufs felsiques semblables aux pyroclastites encaissantes.

Dans la Formation d'Obatogamau (figure 6), les niveaux de métadolérite sont moins nombreux (10 à 15 %) et varient de 10 à 60 m d'épaisseur. Leur extension latérale, difficile à voir sur le terrain, est de l'ordre de quelques centaines de mètres. La roche est massive et de grain fin à moyen. Les niveaux les plus épais montrent un début de différenciation interne, caractérisée par la présence de quartz au sommet et une accumulation de cristaux de pyroxène à la base. Quant aux phénocristaux de feldspath intratelluriques, ils sont rares ou absents dans la plupart des niveaux. Les bordures figées et les contacts avec les metabasaltes sont rarement visibles. Cependant, sur un affleurement nous avons observé la terminaison en biseau de l'un de ces horizons dans les metabasaltes. Sur un autre affleurement, le sommet du filon présente une diminution progressive de sa granulométrie et une modification de sa texture près de son contact avec la lave. Ce dernier est marqué par une zone schisteuse de 30 à 40 cm de large.

Il est possible que certains horizons stratiformes de métadolérite constituent la partie inférieure à débit massif d'une coulée. Ces derniers se distinguent des métadolérites intrusives par une granulométrie plus fine, par la présence de phénocristaux de feldspath et par le passage graduel de ces horizons à la lave coussinée.

Dans la Formation de Waconichi, seulement un ou deux affleurements de métadolérites ont été signalés par Charbonneau (1981a).

Dans la Formation de Gilman (figure 6), les métadolérites constituent 5 à 10 % des roches. Elles forment plusieurs horizons non différenciés à l'exception de l'un d'eux, épais de 120 m. Aucune bordure figée n'a été observée et leur contact avec les metabasaltes est rarement visible. Dans le membre supérieur, des figures suggèrent l'existence de coussins alors que la texture est typiquement doléritique. Dans de nombreux cas, la distinction entre une coulée à débit massif et un filon de métadolérite à grain fin est ambiguë.

Pétrographie

Texture

Lors du métamorphisme, les recristallisations se sont effectuées de minéraux à minéraux. L'habitus des minéraux primaires et les textures magmatiques sont donc dans la plupart des cas bien préservés. Entre les fantômes de minéraux, les espaces interstitiels montrent une texture microcristalline granomatoblastique.

Suivant leur texture initiale, les métadolérites se divisent en trois types :

1. Les dolérites sont des roches filoniennes (filons-couches ou dykes), le plus souvent hypovolcaniques, de texture intergranulaire, intersertale ou ophitique au sens large et constituées de lattes de plagioclase (labrador), de pyroxène (augite) et, accessoirement, d'olivine ou de quartz, d'apatite, d'ilménite et/ou de titanomagnétite (Ohnenstetter et Ohnenstetter, 1975, pages 71-131; Bard, 1980). Dans la nomenclature américaine, le terme « diabase » est synonyme de dolérite au sens large, alors que dans la nomenclature française, il désigne des dolérites altérées.

- Type 1a à texture ophitique et dépourvues de quartz interstitiel (figure 17);
- Type 1b à texture ophitique et à quartz interstitiel;
- Type 2 à texture intersertale et à quartz interstitiel.

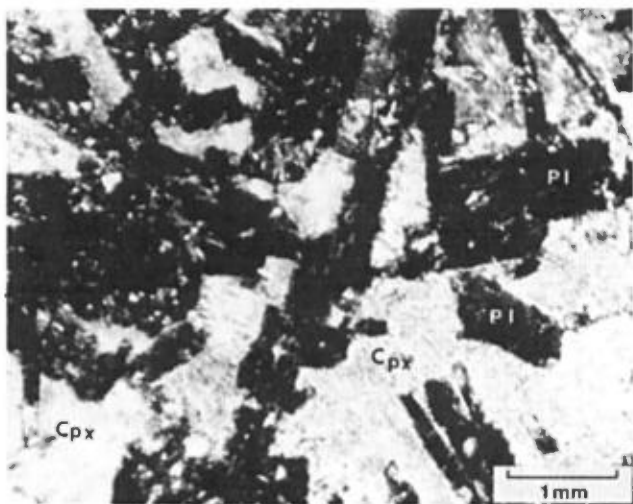


FIGURE 17 – Microphotographie de métadolérite à « Pl-Cpx » de type 1a à texture ophitique au sens strict, dépourvue de quartz interstitiel, (partie inférieure de la Formation de Chrissie, éch. 3141A2). Noter les lattes fantômes de plagioclase (noir) en inclusions dans les fantômes des cristaux de pyroxène poecilitique (blanc).

Minéralogie

La paragenèse actuelle des métadolérites est la suivante:

Ac (40 à 50 %) + Ep (Zo ± Pi, 30 à 40 %) + Ch (10 à 15 %) + Qz (2 à 10 %) + Ab-Olg (0 à 15 %) ± Ap (quelques cristaux) ± Sph + Le-II (1 à 8 %) ± Ca (0 à 3 %) + Py (0 à 2 %) ± Se (traces)

Certains de ces minéraux forment des associations types dont la nature et l'habitus permettent d'identifier les minéraux de la paragenèse magmatique. De cette manière, nous avons reconnu des fantômes de:

- plagioclase;
- clinopyroxène;
- ilménite ou d'ilménomagnétite.

D'autres minéraux, comme le quartz, l'apatite, la pyrite et la magnétite s'expriment individuellement dans la roche.

Leur localisation dans la colonne lithologique, leurs paragenèses magmatiques et épimétamorphiques ainsi que leur ordre de cristallisation sont schématisés dans la figure 18.

Les trois types de métadolérite témoignent d'au moins trois degrés de différenciation. Cette évolution s'exprime par le changement de texture, l'apparition de quartz

PARAGENÈSE MAGMATIQUE DES MÉTADOLÉRITES			Paragenèse épimétamorphique
Type 1a	Type 1b	Type 2	
Phénocristaux de feldspath intratelluriques (qq filons de F. Chrissie)			Ep ± Ca ± Qz ± Le ± Se
		Apatite	Ap
Lattes de plagioclase (labrador)		Lattes de clinopyroxène (riche en fer)	Ac ± Hbv ± Ch ± Ca ± Ep ± Qz
Cristaux de clinopyroxène poecilitique (riche en magnésium)		Lattes de plagioclase (nature entre oligoclase – labrador)	Zo + Ab – Olg ± Qz ± Se ± Ch
Ilménite ou ilménomagnétite			Sph + Le + II
		Quartz interstitiel	Qz
		Micropegmatites Qz – Pl	Qz + Ep + Ab – Olg
		Matrice interstitielle (2 à 8 %)	Ch + Ep + Qz + Ac ± Ca ± Se ± Le
?	?	?	Py + He + Mt
Localisation dans la colonne lithologique (voir figure 6)			
F. Chrissie (1/3 inf.)	F. Chrissie (2/3 sup.) F. Obatogamau F. Gilman	F. Chrissie (qq filons dans le 1/3 sup.) F. Gilman (sup. filon)	

FIGURE 18 – Paragenèses magmatiques et épimétamorphiques et ordre de cristallisation des métadolérites à « Pl-Cpx » observées dans les filons-couches non différenciés des Formations de Chrissie, d'Obatogamau et de Gilman.

interstitiel et de micropegmatites, la diminution de la basicité du plagioclase, la nature des actinotes secondaires magnésiennes à ferreuses traduisant le changement de composition des pyroxènes magmatiques originels et enfin l'augmentation de la fréquence de l'apatite, du sphène et de l'ilménite. De plus l'habitus des fantômes de clinopyroxène montre l'inversion de l'ordre de cristallisation de ces derniers entre les métadolérites de type 1 et 2 (figure 18).

Les métadolérites décrites ci-dessus et les metabasaltes à « Pl-Cpx » des Formations d'Obatogamau et de Gilman montrent la même paragenèse magmatique, ce qui suggère un lien génétique. D'autre part, la présence de phénocristaux de feldspath intratelluriques dans plusieurs filons-couches de type 1 de la Formation de Chrissie suggère une origine comagmatique et cogénétique de ces filons avec les metabasaltes de la Formation d'Obatogamau.

Le filon-couche de métadolérite à « Pl-Cpx » différencié

Gisement et caractères macroscopiques

Il est intrusif dans les metabasaltes à « Pl-Cpx » du membre inférieur de la Formation de Gilman. Son épaisseur varie de 60 à 115 m et son extension latérale est de l'ordre de 2 km.

Il est différencié (figure 19). Les contacts entre les horizons de métagabbros sont progressifs et rapides. La transition entre l'horizon de métagabbros et celui de métaferrogabbro est brutale mais le contact n'est pas visible.

Pétrographie

Faciès de bordure

La bordure inférieure est constituée de métadolérite massive de type 1a à texture subophitique et à grain fin. La bordure supérieure est une métadolérite massive, à grain fin à moyen, de type 1b et à texture subophitique.

Métagabbros mésocrates à grain moyen

Leur texture magmatique, très bien préservée, est un mésocumulat à cristaux cumulus de plagioclase et à cristaux intercumulus de pyroxène et d'ilménite.

Métagabbro mésocrate à leucocrate lité

Il est analogue à celui décrit ci-dessus, mais il se distingue de ce dernier par la présence de lits millimétriques à centimétriques blanchâtres, constitués par une forte concentration de fantômes de plagioclase à texture d'adumulat.

Métagabbro grossier à quartz

Il montre la même texture que le métagabbro mésocrate mais diffère de celui-ci par la présence de quartz

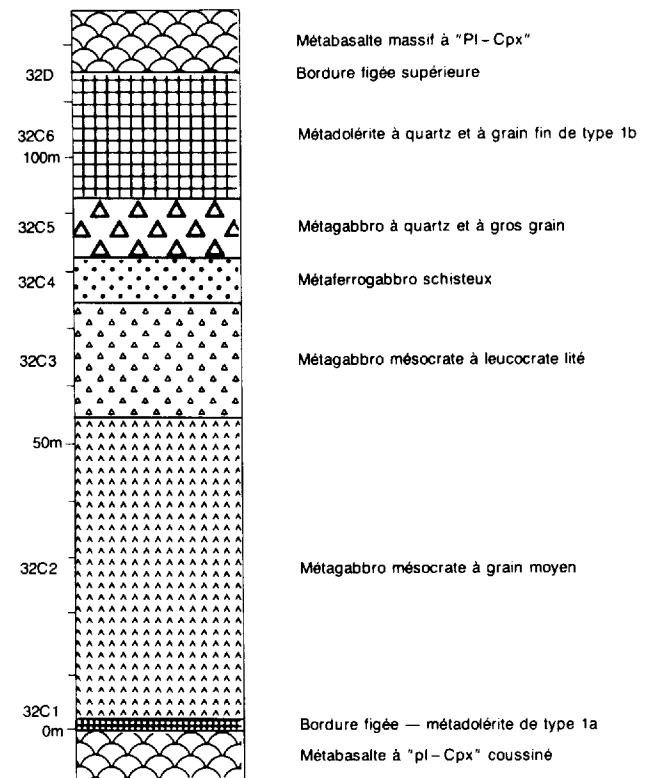


FIGURE 19 – Colonne stratigraphique du filon-couche de métadolérite différencié intrusif dans le membre inférieur de la Formation de Gilman. Affl. 32, 1/4 SW du canton de Daubrée.

interstitiel (2 à 3 %) et de micropegmatites à quartz-plagioclase (4 %).

Métaferrogabbro

Il est affecté par une schistosité de flux prononcée et sa texture est microcristalline granolépidoblastique. Les fantômes de minéraux magmatiques sont déformés et orientés parallèlement au plan de schistosité. Ils sont constitués de :

- lattes de plagioclase,
- pyroxène,
- quartz interstitiel,
- ilménite ou d'ilménomagnétite,
- cristaux aciculaires d'apatite.

Quant à la matrice (25 à 30 %), elle est constituée de lamelles aciculaires de stilpnomélanes disposées en gerbes, de flaqes allongées et orientées de chlorite, de microblastes d'épidote et accessoirement de quartz, d'actinote et de quelques cristaux d'hématite.

Discussion et éléments de conclusion

La nature des bordures inférieure et supérieure du filon-couche de métadolérite différencié, intrusif dans le membre inférieur de la Formation de Gilman, montre que ce filon dérive d'un magma dont la composition est celle d'une dolérite de type 1.

Filons-couches de métadolérite à « Pl » non différenciés

Gisement et caractères macroscopiques

Deux filons-couches de métadolérite à « Pl » sont intrusifs dans les roches sédimentaires de la moitié inférieure de la Formation de Blondeau (figure 6). Leur épaisseur est respectivement de 1,5 et 4 m et leur extension latérale est de quelques centaines de mètres. Ils sont massifs, à grain fin et à patine rouille. Ils sont minéralisés en pyrite et pyrrhotine avec des traces de chalcopryrite. Leurs épontes sont imprégnées des mêmes minéraux.

Pétrographie

Leur texture est intersertale. Ils sont constitués de lattes de plagioclase (albite-oligoclase, 60 à 65 %), élançées, jointives et non orientées, et d'un agrégat microcristallin granolépido-blastique de chlorite (10 à 15 %), de pistachite (10 à 15 %), de séricite (5 %), de leucoxène (3 à 5 %), d'actinote (3 à 5 %), de quartz (1 à 2 %) et de biotite (1 à 2 %).

Éléments de conclusion

Ces deux filons-couches constituent un nouveau type de métadolérite à texture intersertale et dépourvue de cristaux de pyroxène (type 3). Leur association minéralogique montre des similitudes avec celle des métaferrobasaltes et des métaferroandésites sus-jacents. Nous ne disposons pas actuellement des éléments nécessaires pour établir s'ils sont ou non comagmatiques.

L'abondance des minéralisations de pyrite et de pyrrhotine dans ces roches et la présence de minéralisations identiques disséminées dans leurs épontes, suggèrent que ces filons ont servi de drains à des fluides minéralisants d'origine tardimagmatique ou plus probablement hydrothermale.

Dykes de métadolérite

Dans la Formation de Chrissie, nous avons observé plusieurs dykes d'épaisseur métrique (2 à 5 m) intrusifs indistinctement dans les méta-andésites aphyriques et dans les filons-couches de métadolérites. Ils sont constitués de métadolérite massive à grain fin et à texture subophitique. Ils montrent la même association minéralogique que les métadolérites de type Ia ou les metabasaltes à « Pl-Cpx » de la Formation d'Obatogamau avec lesquels ils pourraient être cogénétiques.

Dans la Formation de Gilman, un premier dyke est intrusif dans le membre inférieur. Il est épais de quelques mètres et a été suivi sur plusieurs dizaines de mètres. Il est constitué d'anorthosite; celle-ci contient jusqu'à 45 % de phénocristaux de feldspaths subautomorphes et microfracturés ($\varnothing \leq 2$ cm), entièrement pseudomorphosés par la zoisite et accessoirement par la séricite, la pistachite, le quartz et la calcite. Ces phénocristaux sont analo-

gues à ceux observés dans les metabasaltes à « Pl-Cpx » de la Formation d'Obatogamau. Quant à leur nature initiale, il s'agit probablement de plagioclase riche en anorthite (labrador?).

Un second dyke à texture intersertale recoupe le membre supérieur de la Formation de Gilman. Son épaisseur varie de 5 à 10 m et nous l'avons suivi sur plusieurs centaines de mètres à l'est du lac Dolomieu. Il est magnétique et minéralisé en pyrite, hématite et/ou magnétite. Au coeur du filon, il montre de nombreux xénolites anguleux de quartzite lité et de chert et des xénolites à bords diffus de granite sodique clair.

Dans la Formation de Scorpio, de petits dykes ($\epsilon = 30$ à 50 cm) recoupent localement les volcanites felsiques. Ces dykes sont probablement comagmatiques des volcanites felsiques de la Formation de Scorpio, puisqu'ils montrent des paragenèses similaires.

Volcanites felsiques

Pyroclastites felsiques de la Formation de Chrissie

Description

Elles surmontent les méta-andésites aphyriques et constituent des horizons relictuels de 5 à 15 m d'épaisseur entre les filons-couches de métadolérites (figure 6). Elles sont composées de tufs à lapilli, de brèches pyroclastiques et plus rarement de tufs à cristaux.

Dans les tufs à lapilli et les brèches pyroclastiques, les pyroclastes (50 à 60 %) sont amygdalaires, de teinte blanche en surface et gris clair à la cassure. Ils varient de 0,5 + 1 cm à 25 + 80 cm. Les plus gros sont ovoïdes et disposés parallèlement au plan de foliation, alors que les plus petits sont anguleux. La matrice, de teinte gris vert foncé, est de composition dacitique. Elle est microcristalline, chloriteuse et présente une schistosité de flux prononcée.

Les tufs à cristaux montrent localement un fin litage ainsi qu'un granoclassement plus ou moins marqué.

Leur fraction clastique est constituée de:

- Cristaux de quartz corrodés (5 à 10 %; $\varnothing \leq 3$ mm), arrondis ou anguleux (figure 20);
- Cristaux trapus de plagioclase (albite ou oligoclase: 30 à 35 %; $\varnothing \leq 3$ mm) arrondis ou anguleux;
- Fantômes de pyroxène (0 à 5 %) pseudomorphosés par l'actinote (pléochroïsme incolore à vert pâle), l'épidote, la calcite, la chlorite et le quartz.

Dans les tufs à cristaux la matrice, de texture microcristalline granolépido-blastique, est un agrégat de quartz (20 à 30 %), de chlorite (10 %), de micas blancs (séricite ou muscovite, 10 à 20 %), de leucoxène (5 %) et accessoirement de calcite (jusqu'à 10 %). Enfin quelques cristaux d'apatite ainsi que des cristaux de pyrite et/ou d'hématite (jusqu'à 4 %) sont disséminés dans le tuf.

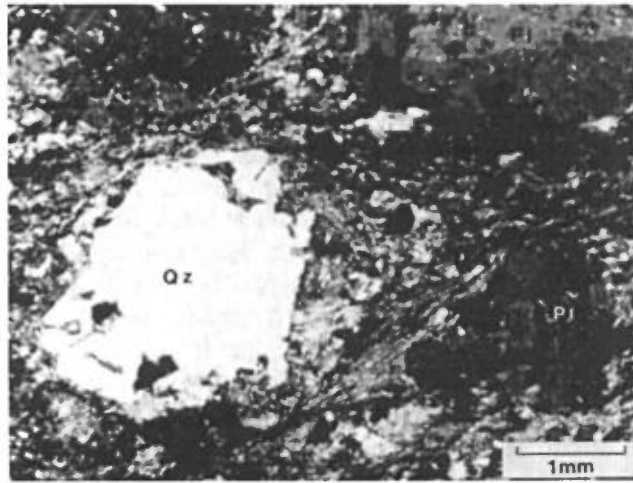


FIGURE 20 – Microphotographie de tuf à cristaux de la Formation de Chrissie (éch. 75 F). Noter les cristaux de quartz rhyolitique et de plagioclase dans la matrice microgranoblastique.

Ces pyroclastites résultent d'une phase volcanique très explosive, postérieure à la mise en place de la séquence de méta-andésites aphyriques massives. La taille des clastes, leur abondance et l'absence de tri indiquent leur caractère proximal par rapport au centre d'émission. L'intensité de la fragmentation nécessite une faible profondeur de mise en place (McBirney, 1963).

Pyroclastites felsiques de la Formation de Waconichi

Description

Malgré le nombre réduit d'affleurements observés, elles semblent essentiellement constituées de tufs à lapilli et de brèches pyroclastiques alors que les tufs à cristaux sont plus rares. Elles sont analogues aux pyroclastites de la Formation de Chrissie, mais la taille maximale des clastes volcaniques ne dépasse pas 20 × 80 cm.

Les pyroclastes sont composés de cristaux de quartz xénomorphes et corrodés (10 à 15 %; $\varnothing \leq 0,5$ mm) et de cristaux de plagioclase automorphes (albite ou oligoclase: 2 à 3 %; $\varnothing \leq 0,5$ mm), disséminés dans un agrégat microgranoblastique de quartz (60 à 70 %), de séricite (5 %), d'ankérite (5 %) et accessoirement d'épidote et de pyrite. La matrice présente la même association minéralogique mais avec une plus forte proportion de séricite (jusqu'à 20 %). Ces pyroclastites montrent localement d'abondantes flaques d'ankérite et de calcite (jusqu'à 60 %) ainsi que des cristaux disséminés de pyrite.

La présence de ces pyroclastites au-dessus de la séquence de metabasites à « Pl-Cpx » de la Formation d'Obatogamau indique un changement brutal de régime de l'activité volcanique. Celle-ci devient felsique et très explosive. L'intensité de la fragmentation et la taille des clastes indiquent une faible profondeur de mise en place et un caractère très proximal.

Volcanites felsiques de la Formation de Scorpio

Elles forment une séquence d'au moins 2500 m d'épaisseur, constituée de (figure 6):

- Laves dacitiques à rhyolitiques (10 à 15 %);
- Pyroclastites felsiques (tufs à cristaux, tufs à lapilli et brèches pyroclastiques, 80 à 85 %);
- Un horizon sommital de brèches volcanoclastiques polygéniques (5 %).

Laves dacitiques à rhyolitiques

Elles affleurent dans deux secteurs: au sud du lac Scorpio et à l'est du lac Lamarck.

Au sud du lac Scorpio (¼ NE du canton de Dolomieu; voir figure 4) les laves sont massives, faiblement amygdalaires, vert clair à brunâtre en surface et gris clair à la cassure. Elles forment un massif lenticulaire, de 230 m de puissance maximale et de 1 700 à 2 400 m d'extension latérale, déjà décrit par Beach (1940a, b) comme un assemblage de lave siliceuse de composition andésitique.

La lave est microporphyrrique (plagioclase) et sa mésostase est microcristalline granolépido-blastique et amygdalaire. Les microphénocristaux sont constitués de plagioclase avec des inclusions (3 à 5 %) de séricite, de zoïsite, de calcite et de chlorite. Ils sont subautomorphes et trapus ($\varnothing \leq 1 \times 2$ mm) et sont disséminés ou en amas dans la lave. Localement, ils sont plus nombreux (45 %; $\varnothing \leq 3$ mm) et contiennent de fines lamelles de séricite (25 %), de flaques de calcite (15 %), de quartz (1 à 2 %) et accessoirement de zoïsite, moulés par de l'albite-oligoclase (5 à 10 %). Quelques fantômes orientés de microlites de plagioclase (jusqu'à 15 %) sont localement dispersés entre les microphénocristaux.

La mésostase est un agrégat microcristallin composé de cristaux de quartz (25 à 30 %), de fines lamelles orientées de séricite (10 à 15 %) et de chlorite (5 à 10 %), de microblastes de pistachite (5 à 7 %) et de granules de leucoxène (1 à 3 %).

Les amygdales (5 à 10 %; $\varnothing \leq 8$ mm), de forme ovoïde, sont composées de quartz polycristallin à texture polygonale ou d'un assemblage de quartz, de calcite, de pistachite et de chlorite. Localement, la lave présente des flaques de calcite développées au détriment des cristaux de plagioclase ou des blastes automorphes d'ankérite (jusqu'à 5 %; $\varnothing \leq 1$ mm).

Sur la rive est du lac Lamarck (¼ NW du canton de Dolomieu, figure 4), les laves sont de composition dacitique à rhyodacitique et forment une séquence de 180 m d'épaisseur intercalée entre les pyroclastites felsiques. Leur extension latérale est d'au moins de 1 000 m. Suivant leur position dans la séquence, elles sont massives, coussinées ou bréchiées.

Les laves coussinées forment des horizons de 3 à 4 m d'épaisseur à la base de la séquence. Les coussins sont aplatés, jointifs et leur taille varie de 20 × 30 × 40 × 250 cm. Le coeur et l'écorce des coussins sont constitués

de lave amygdalaire, de teinte blanche en surface altérée, gris-vert clair à la cassure et de composition dacitique. La lave montre des microphénocristaux de plagioclase (20 à 25 %). Les amygdales sont ovoïdes ($\varnothing \leq 6$ mm) et varient de 3 % au coeur des coussins à 15 % dans l'écorce. Elles sont composées d'un assemblage de quartz, de calcite, d'épidote et de chlorite. La croûte figée des coussins forme un fin liséré clair et aphyrique de quelques millimètres d'épaisseur. Le ciment entre les coussins est constitué de siltstone riche en quartz et chlorite sous forme de lambeaux ou de bandelettes ($\epsilon = 1$ à 3 mm) interdigités avec la matrice composée de microphénocristaux de plagioclase et d'un agrégat microcristallin granolépidoblastique de quartz, de chlorite et d'épidote.

La lave à débit bréchique forme un horizon de plusieurs dizaines de mètres au-dessus de la lave coussinée. Les fragments sont anguleux ($\varnothing \leq 30$ cm), emboîtés les uns dans les autres et localement amalgamés. Ils sont de composition dacitique à rhyolitique et sont de même nature que le coeur et l'écorce des coussins.

La lave à débit massif, de teinte blanche en surface et gris-vert clair à la cassure, est microfracturée et faiblement amygdalaire. Elle est caractérisée par la présence de (figure 21):

- Microphénocristaux subautomorphes de feldspath (4 à 5 %; $\varnothing \leq 1$ mm);
- Microphénocristaux subautomorphes d'amphibole fibreuse (actinote et/ou hornblende verte: 8 à 10 %; $\varnothing \leq 2$ mm);
- Cristaux de quartz rhyolitique, globuleux et corrodés (5 %; $\varnothing \leq 1$ mm).

La mésostase des minéraux décrits ci-dessus est un agrégat microgranoblastique composé de cristaux engrenés de quartz (30 %), de lamelles orientées de chlorite (8

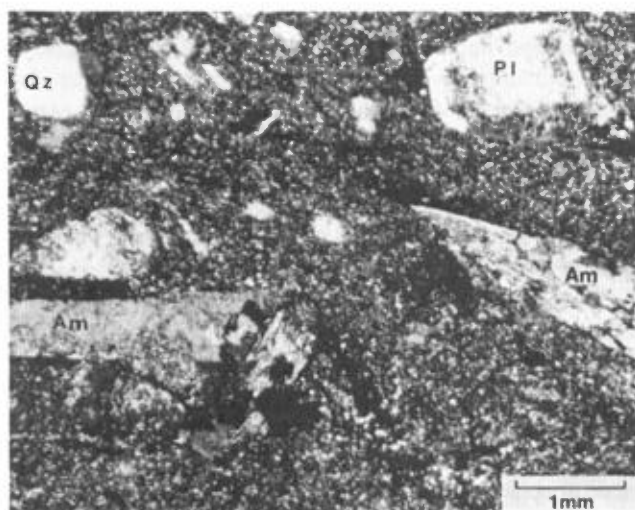


FIGURE 21 – Microphotographie de métadacite massive à microphénocristaux de plagioclase, de quartz rhyolitique et d'amphibole dans une mésostase microgranoblastique (est du lac Lamarck). Formation de Scorpio.

à 10 %) et de séricite (8 à 10 %), de microblastes d'épidote (1 à 2 %), de granules de leucoxène (2 %) et de quelques fibres disséminées d'actinote. Les amygdales sont peu nombreuses (2 à 3 %) et dispersées dans la mésostase.

À part les laves massives rencontrées à l'est du lac Lamarck, les laves sont des dacites et des rhyodacites à microphénocristaux de plagioclase dans les deux secteurs cités ci-dessus. Au sud du lac Scorpio, elles sont massives et forment un massif lenticulaire que nous interprétons comme un ancien dôme de lave felsique. À l'est du lac Lamarck, la structure des laves montre que le magma source était assez fluide pour s'épancher sur de courtes distances (au maximum 1 ou 2 km) en milieu sous-aquatique de très faible profondeur.

Pyroclastites felsiques

Description

Elles constituent l'essentiel de la formation (80 à 85 % des roches) et leur localité type se situe à l'est du lac Lamarck (figure 4). Dans ce secteur, elles sont composées de tufs à lapilli dans le tiers inférieur de la formation (au nord) et de brèches pyroclastiques dans les deux tiers supérieurs (figure 6). Les tufs à cristaux sont moins abondants et forment plusieurs horizons à la base de la formation. Dans le secteur de lac Scorpio (figure 6), les pyroclastites felsiques montrent une alternance de tufs à cristaux et de tufs à lapilli, alors que les brèches pyroclastiques sont plus rares. D'un secteur à l'autre, il existe donc une variation latérale de faciès marquée par la proportion croissante des brèches pyroclastiques vers l'ouest.

Les tufs à lapilli et les brèches pyroclastiques sont grossièrement lités et montrent localement un granoclasement inverse entre le tuf à lapilli et la brèche pyroclastique. Les contacts entre les horizons sont rarement visibles et l'épaisseur de ces derniers est indéterminée.

Les clastes (figure 11) constituent 50 à 90 % de la roche et sont localement amalgamés. Ils sont mal triés et leur taille varie de quelques millimètres à 40 cm d'un affleurement à l'autre. Les plus petits sont plus anguleux, alors que les plus gros sont ovoïdes et orientés, avec un rapport longueur/largeur compris entre 1,5 et 3.

À l'échelle microscopique, les clastes présentent la même association minéralogique mais différent par leur texture. La majorité des clastes sont des fragments de dacite ou de rhyodacite à microphénocristaux de plagioclase, semblables à la lave coussinée observée à l'est du lac Lamarck ou à la lave massive du sud du lac Scorpio. D'autres clastes sont constitués de laves aphyriques de composition dacitique ou rhyodacitique, ou de ponces de même nature que la lave mais présentant une plus forte proportion d'amygdales (jusqu'à 30 %; $\varnothing \leq 2$ mm). Ces amygdales sont en relief négatif sur l'affleurement. De rares fragments de lave mafique vert pâle en surface

altérée sont localement dispersés entre les fragments felsiques.

La matrice est verte en surface altérée et possède des cristaux subautomorphes de plagioclase (25 %; $\varnothing \leq 1 \times 3$ mm) semblables à ceux décrits dans les laves. Ces derniers sont dans un agrégat microcristallin granolépido-blastique composé de cristaux engrenés de quartz (35 %), de microblastes d'épidote (pistachite: 10 à 15 %), de lamelles orientées de séricite (10 %) et de chlorite (5 à 7 %), de granules de leucoxène (4 à 5 %) et de petites plaques de calcite (1 à 2 %).

Les tufs à cristaux montrent localement un fin litage et des figures de lamination. Ils ressemblent à la matrice décrite ci-dessus mais présentent davantage de cristaux de plagioclase (jusqu'à 40 %; $\varnothing \leq 1$ mm). Ils montrent également quelques cristaux de quartz arrondis et corrodés (2 à 3 %; $\varnothing \leq 1$ mm). Des plaques de calcite sont localement développées au détriment des microphénocristaux de plagioclase ou remplissent les amygdales.

Interprétation

Le caractère monogénique des fragments, l'existence de pyroclastes soudés, la présence de ponces et la similarité de composition minéralogique entre les blocs et la matrice sont autant d'arguments pour interpréter ces roches comme des pyroclastites au sens de Fisher (1961-1966).

La grande extension et le caractère grossièrement stratifié des tufs à lapilli et des brèches pyroclastiques ainsi que l'existence de granoclassements inverses permet de faire l'hypothèse d'une mise en place sous forme de coulées pyroclastiques de compétence élevée, analogues aux coulées à débris. Les tufs à cristaux, moins abondants et montrant des figures de traction, se seraient déposés sous forme de coulées turbulentes analogues à des courants de turbidité.

L'existence ponctuelle de fragments amalgamés suppose une température élevée. Par contre l'abondance des clastes non soudés et l'absence d'échardes de verre indiquent que la température lors du dépôt était, sauf exception, au-dessous du point de fusion du magma.

L'abondance des brèches pyroclastiques et la taille des fragments témoignent d'un milieu de dépôt très proximal par rapport au lieu d'émission, lequel devait être situé dans le secteur du lac Lamarck, où les brèches pyroclastiques sont les plus abondantes. L'importance de la fragmentation, la nature amygdalaire et la grande taille des fragments, la forte épaisseur des dépôts et leur extension montrent que les éruptions volcaniques étaient très explosives. Ces caractères indiquent que le milieu de mise en place était, soit sous-marin et de très faible profondeur, soit subaérien.

Brèches volcanoclastiques polygéniques

Description

Elles sont peu abondantes (5 %) et constituent un horizon au sommet de la Formation de Scorpio (figure 6). Ce dernier a été cartographié de proche en proche à l'ouest du lac Surprise, au nord du lac des Trois Îles et sur le chemin au sud-est du lac Opémisca dans le canton de Daubrée.

Sur la rive ouest du lac Surprise, les fragments forment 80 % de la surface et varient de 1×1 cm à 15×40 cm. Les plus petits sont anguleux, alors que les plus gros sont arrondis. Ils sont constitués de :

- Lave felsique à cristaux de plagioclase, identique aux laves felsiques décrites ci-dessus;
- Lave felsique aphyrique, identique à la mésostase de lave felsique microporphyrrique;
- Lave mafique porphyrique à plagioclase;
- Lave mafique aphyrique.

La matrice (20 % de la roche) montre des cristaux de plagioclase (albite ou oligoclase: 10 %; $\varnothing \leq 4$ mm) xénomorphes à subautomorphes, dans un agrégat microcristallin granolépido-blastique de quartz (40 %), de séricite (25 %), de chlorite (10 à 15 %), d'épidote (10 %), de leucoxène et de calcite.

Interprétation

La nature polyolithologique, l'éroussé des fragments et l'habitus des cristaux de plagioclase montrent que cet horizon est une brèche polygénique épiciastique au sens de Fisher (1961). Celle-ci résulte du démantèlement de l'édifice volcanique felsique pré-existant.

Éléments de conclusion

Les volcanites felsiques de la Formation de Scorpio résultent de l'éruption d'un grand volume de magma de composition dacitique à rhyodacitique riche en gas, à partir de centres volcaniques situés dans le secteur des lacs Lamarck et Scorpio. Les éruptions ont été extrêmement violentes et se sont traduites par de grandes coulées pyroclastiques du type des coulées à débris ou plus rarement analogues aux courants de turbidité (tufs à cristaux). Lors de périodes plus calmes, le magma s'est épanché sous forme de coulées plus ou moins visqueuses à débit massif ou coussiné ou bréchique à l'est du lac Lamarck, ou sous forme de dômes acides au sud du lac Scorpio. Des coulées boueuses (lahars), à l'origine des horizons d'épiclastites observés, se sont localement produites sur les flancs des édifices volcaniques. Enfin les pyroclastites ont été localement remobilisées après leur mise en place.

La présence locale de coussins montre qu'au moins une partie du magma s'est épanchée en milieu subaquatique. L'intensité de la fragmentation implique une activité volcanique, soit sous faible épaisseur d'eau, soit subaérienne. L'absence de hyaloclastites et l'existence de coulées boueuses de type lahar, suggèrent un milieu subaérien. Les édifices volcaniques étaient donc probablement en partie émergés, et l'hypothèse d'îles volcaniques à volcanisme acide en cours de croissance paraît tout à fait plausible. Cette hypothèse rejoint celle proposée par Dimroth et al. (1983a).

Quant à la paragenèse magmatique des laves et des pyroclastites, elle est caractérisée par la formation de microphénocristaux de plagioclase (albite ou oligoclase) dans une pâte volcanique aphyrique et amygdalaire. Seules les laves massives à l'est du lac Lamarck montrent également des microphénocristaux de quartz rhyolitique et d'amphibole.

Roches sédimentaires

Elles sont composées de siltstones et d'argilites bitumineux ou de grès et de siltstones épicastiques. Elles constituent plusieurs horizons dans les Formations de Waconichi et de Gilman et sont abondantes dans la Formation de Blondeau (figure 6). Bien que ces roches ne soient pas l'objet de notre étude, nous les décrivons succinctement en raison de leurs implications paléogéographiques et géodynamiques.

Argilites et siltstones bitumineux

Dans la Formation de Waconichi, ils forment un horizon d'environ 30 m de puissance, intercalé entre les pyroclastites felsiques (figure 6). L'extension de ce dernier, non visible sur le terrain, est indiquée par un conducteur électrique sur la carte Input de la rivière Chibougamau (MER, 1981) et serait de plusieurs kilomètres. L'horizon est finement stratifié et montre la répétition cyclique de trois sortes de lits (é: de 2 à 10 mm):

- Lits de siltstone de teinte claire, à texture microcristalline granolépido-blastique, composés de cristaux engrenés de quartz (30 à 40 %), de lamelles orientées de chlorite (30 à 40 %) et, accessoirement, de fibres d'actinote, de microflaques de plagioclase et de quelques minéraux métalliques;
- Lits de teinte verte, riches en épidote et en actinote associés à de la chlorite, du quartz, de l'albite et quelques minéraux métalliques;
- Lits minéralisés à magnétite octaédrique, pyrite et pyrrhotine avec des traînées bitumineuses opaques.

Dans la Formation de Gilman, un mince horizon de ce type (é = 1 m) est intercalé entre des coulées de métabasites à « Pl-Cpx » du membre inférieur. Il est formé de siltstone finement stratifié dont les lits sont, soit chloriteux et minéralisés en sulfures, soit composés d'un agrégat de quartz, chlorite et calcite.

Dans la Formation de Blondeau, les siltstones et les argilites bitumineux forment une séquence de 50 m d'épaisseur intercalée entre les coulées de métaferrobasaltes et de métaferroandésites non variolitiques de la partie inférieure de la formation (NW du lac Dolomieu, figures 4 et 6). Ils sont recoupés par les deux filons de métadolérites à « Pl » ainsi que par le dyke de diabase protérozoïque du lac Landing. Ils affleurent également le long de la rivière Chibougamau au point où celle-ci recoupe la route 113. Dans les zones dépourvues d'affleurements, le grand nombre de conducteurs électriques montre leur présence potentielle.

Au nord du lac Dolomieu, ils sont finement stratifiés et montrent des (figure 22):

- Lits à texture microcristalline granolépido-blastique composés de quartz, de séricite et accessoirement de chlorite, d'épidote et de fines aiguilles de rutile;
- Lamines de siltstone composées uniquement de quartz à texture polygonale;
- Lamines d'argilite composées de lamelles orientées de séricite (90 %) avec accessoirement du quartz, de la chlorite et de l'épidote.

Des minéraux opaques (7 à 10 %) automorphes à subautomorphes de pyrite, de pyrrhotine avec des traces de chalcopirite et de sphalérite sont disséminés dans des lits ou sont sous forme de petits amas lenticulaires. Des traînées bitumineuses (jusqu'à 10 %) abondent à la base de cette séquence et des cristaux rhomboédriques d'ankérite (5 à 7 %; $\varnothing \leq 1$ mm) sont localement dispersés dans la roche.

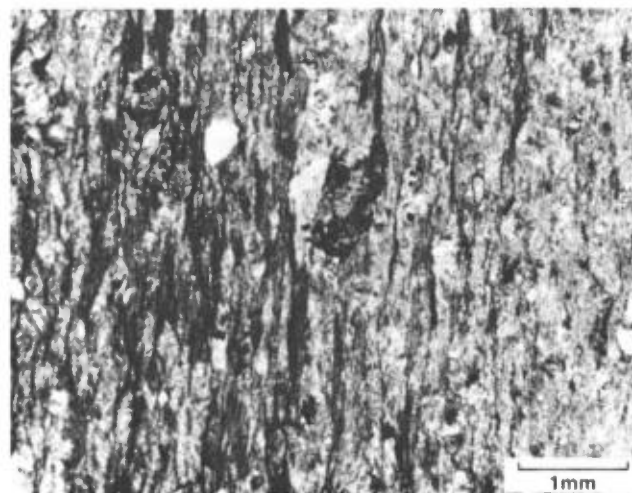


FIGURE 22 – Microphotographie d'un échantillon provenant d'un horizon d'argilite et de siltstone bitumineux (nord du lac Dolomieu, 1/4 SE du canton de Dolomieu). Noter la finesse du litage et les traînées noirâtres de nature bitumineuse. Formation de Blondeau.

Grès et siltstones épicastiques

Dans la Formation de Gilman, ils forment quelques horizons de siltstones à cristaux de quartz arrondis (10 %; $\varnothing \leq 0,5$ mm) dans une matrice microgranoblasti-

que riche en quartz (40 à 50 %) et en chlorite (15 à 20 %) avec accessoirement de l'épidote, des granules de leucoxène, de la séricite, de la calcite et localement des cristaux disséminés de pyrite.

Dans la Formation de Blondeau, ils constituent des horizons grossièrement ou au contraire très finement lités. Les grès et les siltstones grossièrement lités forment de nombreux horizons sur le flanc sud du synclinal de Chapais (nord du lac Dolomieu, figure 6). Ils sont également nombreux sur le flanc nord où ils sont sous-jacents aux pyroclastites felsiques de la Formation de Scorpio (figure 6).

Les lits varient de quelques centimètres à 1 m d'épaisseur et montrent : des laminations parallèles ou obliques, des figures de charge ou des granoclasses (figure 9). Leur fraction clastique est constituée de cristaux arrondis de quartz (5 % ; $\phi \leq 1$ mm) et de fantômes de plagioclase (20 % ; $\phi \leq 1$ mm) composés de séricite, de calcite, de chlorite et de zoisite moulés par quelques reliques d'albite et d'oligoclase. Quelques horizons montrent des fragments lithiques arrondis (ϕ de 2 à 6 mm), constitués de cristaux de plagioclase et de quartz partiellement envahis par des flaques de calcite. La matrice est un agrégat microcristallin granolépido-blastique composé de quartz (30 %), de séricite (15 %), de chlorite (15 %), de flaques de carbonate (3 à 5 %), de granules de leucoxène (3 à 4 %) et d'épidote. Des cristaux cubiques de pyrite (5 % ; $\phi \leq 2$ mm) sont disséminés et quelques traînées bitumineuses (jusqu'à 5 %) s'étirent parallèlement au litage (figure 22).

Les grès et les siltstones finement lités forment plusieurs horizons intercalés entre les filons-couches différenciés intrusifs dans la Formation de Blondeau et entre les coulées de métaferrobasaltes variolitiques. Leur épaisseur varie de un à quelques dizaines de mètres et leur extension latérale est de plusieurs centaines de mètres. Les lits, épais de 2 à 5 cm, sont blancs ou rouille en surface altérée et sont de trois sortes différentes :

- Lits de siltstone siliceux (a), composés d'un agrégat microgranoblastique de cristaux de quartz (90 %) entre lesquels sont disséminés des lamelles de chlorite (7 %), des granules d'épidote (1 à 2 %) et de leucoxène (1 %) et quelques cristaux de pyrite (1 %) sous forme de petits amas lenticulaires ;
- Lits de grès fin feldspathique (b), composés de cristaux arrondis ou anguleux de quartz (10 à 15 % ; $\phi \leq 1$ mm) et de plagioclase (albite : 70 à 75 %) dans une matrice identique aux lits (a) ;
- Lits granoclassés (c), composés de grès feldspathique (b) passant en quelques millimètres au siltstone siliceux (a).

Les lits a, b, c se succèdent dans un ordre quelconque et sont minéralisés par de la pyrite ou de la pyrrotine (jusqu'à 8 %) sous forme de cristaux disséminés xénomorphes et poecilites.

Éléments de conclusion

Les siltstones et les grès épicycliques résultent à la fois de processus de précipitation chimique et de sédimentation détritique. Les clastes sont d'origine épivolcanique et leur nature montre qu'ils proviennent en grande partie de l'érosion d'édifices volcaniques felsiques similaires à ceux des Formations de Chrissie, de Waconichi et de Scorpio. Les minéralisations indiquent également l'influence de solutions hydrothermales et exhalatives.

Les structures sédimentaires montrent un milieu de dépôt subaquatique peu profond, relativement agité et à caractère proximal. D'après Dimroth et al. (1983), ces roches sédimentaires se sont déposées dans un bassin marin profond de 200 à 500 m lors d'une période de croissance d'îles volcaniques felsiques et constituent ce qu'ils appellent « le faciès de bassin ». L'alternance des horizons sédimentaires avec les coulées de métaferrobasaltes met en évidence le caractère intermittent du volcanisme.

CONCLUSION

Dans la partie occidentale du synclinal de Chapais, le Groupe de Roy est constitué des Formations de Chrissie, d'Obatogamau, de Waconichi, de Gilman, de Blondeau et de Scorpio. À l'exception de la première et de la dernière, décrites pour la première fois, ces formations se corrélatent avec celles observées dans la région de Chibougamau.

Nous distinguons neuf phases volcaniques successives à l'intérieur du Groupe de Roy (tableau 2) :

- La phase 1 (CHR 1), constituée d'une séquence d'andésites aphyriques massives ($\epsilon = 1\ 000$ à $1\ 200$ m) dépourvues de structures en coussins ;
- La phase 2 (CHR 2), formée d'une séquence de pyroclastites felsiques ($\epsilon = 1\ 200$ à $1\ 400$ m) dont les caractères traduisent une activité volcanique très explosive, soit sous une faible épaisseur d'eau, soit en milieu subaérien. D'autre part, la taille des fragments évoque l'existence d'un centre volcanique peu éloigné ;
- La phase 3 (OBA), à l'origine d'une épaisse séquence de basaltes à « Pl-Cpx » et à phénocristaux de feldspath ($\epsilon = 1\ 200$ à $1\ 400$ m). Les laves se sont épanchées sur les flancs d'un édifice volcanique sous-marin de type bouclier, lors d'éruptions peu ou pas explosives. L'abondance des phénocristaux de feldspath intratelluriques révèle l'existence d'une chambre magmatique où le magma s'est différencié ;
- La phase 4 (WAC), constituée d'une nouvelle séquence de pyroclastites felsiques ($\epsilon = 475$ m) résultant d'une activité volcanique très explosive. Un horizon d'argilites bitumineuses à caractère exhalatif révèle l'existence de sources hydrothermales contemporaines du volcanisme et suggère un milieu de formation subaquatique ;
- La phase 5 (GIL 1), constituée d'une séquence de basaltes à « Pl-Cpx » ($\epsilon = 375$ m) analogues à ceux de

TABLEAU 2 – Phases volcaniques successives du Groupe de Roy.

Phase	Nature pétrographique des laves	Nom de la formation	Code d'identification
Phase 1	Méta-andésites aphyriques massives	Chrissie	CHR 1
Phase 2	Pyroclastites felsiques	Chrissie	CHR 2
Phase 3	Métabasaltes à « Pl-Cpx » et à phénocristaux de feldspath	Obatogamau	OBA
Phase 4	Pyroclastites felsiques	Waconichi	WAC
Phase 5	Métabasaltes à « Pl-Cpx »	Membre inférieur du Gilman	GIL 1
Phase 6	Métabasaltes et métaandésites à « Pl »	Membre moyen du Gilman	GIL 2
Phase 7	Métabasaltes à « Pl-Cpx »	Membre supérieur du Gilman	GIL 3
Phase 8	Métaferrobasaltes et métaferroandésites localement variolitiques	Blondeau	BLO
Phase 9	Laves et pyroclastites felsiques	Scorpio	SCO

la phase 3. Les basaltes de la phase 5 sont plus riches en éléments volatils (amygdales) et contiennent une très faible proportion de phénocristaux de feldspath. Les laves se sont épanchées sur les flancs d'un édifice volcanique sous-marin de type bouclier, au cours d'une période peu explosive. Toutefois, la présence de plusieurs horizons de pyroclastites intermédiaires évoque un volcanisme plus explosif que celui de la phase 3. Des filons-couches de dolérite à « Pl-Cpx », probablement comagmatiques de ces laves, se sont mis en place dans les formations sous-jacentes;

- La phase 6 (GIL 2), qui forme une séquence de basaltes et d'andésites à « Pl » en grande partie auto-bréchifiés (é = 250 à 300 m). Ces laves évoquent un magma relativement visqueux et riche en élément volatils, mis en place lors d'éruptions volcaniques sous-marines plus ou moins explosives;
- La phase 7 (GIL 3), identique à la phase 5. Elle se traduit par l'épanchement sous-marin d'une nouvelle séquence de basaltes à « Pl-Cpx » (é = 1 000 m) et par l'intrusion de plusieurs filons-couches de dolérites à « Pl-Cpx ». Les laves sont dépourvues de phénocristaux de feldspath et montrent une forte proportion d'amygdales;
- La phase 8 (BLO), qui s'exprime par l'épanchement de plusieurs séquences de ferrobasaltes et de ferroandésites sur les flancs d'un édifice volcanique sous-marin. Au cours de cette période, le volcanisme devient plus intermittent et les coulées alternent avec des roches sédimentaires (é = 2 000 à 2 500 m). Celles-ci sont d'origine chimique et exhalative (argilites bitumineuses) ou d'origine terrigène (grès et siltstones). Les métaferrobasaltes variolitiques de la partie supérieure de la séquence évoquent des processus de ségrégation entre deux phases magmatiques (immiscibilité?);
- La phase volcanique 9 (SCO), qui s'exprime par la mise en place d'une séquence de pyroclastites et de laves (coulées et dômes dacitiques à rhyodacitiques – é = 200 m) à partir de plusieurs centres d'émission situés dans le secteur des lacs Lamarck et Scorpio. Les

éruptions ont été extrêmement violentes et sont à l'origine d'importantes coulées pyroclastiques. Les matériaux ont été localement remaniés et des coulées boueuses (lahars) ont dû se produire sur les flancs des volcans. Les caractères des volcanites évoquent des îles volcaniques en cours de croissance. Les matériaux issus du démantèlement de ces édifices constituent les séries sédimentaires des Formations de Bordeleau (Carty, 1979; Dimroth et al., 1983a) et de Daubrée.

Groupe d'Opémisca

GÉNÉRALITÉS

Dans la région de Chapais-Chibougamau, le Groupe d'Opémisca désigne « un ensemble sédimentaire associé à un volcanisme andésitique qui surmonte en discordance locale le Groupe de Roy » (Duquette, 1970).

Dans la partie orientale du synclinal de Chapais, l'ensemble sédimentaire est constitué d'une série de conglomérats d'origine fluviatile et de rythmites littorales (Formation de Stella – Cimon, 1976a, b, 1977a, b; Allard et al., 1979; Dimroth et al., 1982-1983a). À l'ouest de Chapais, l'ensemble sédimentaire est composé d'une séquence de turbidites (Formation de Daubrée – Wolhuter, 1960, 1962, 1970; Charbonneau et al., en préparation; Dimroth et al., 1983a).

La Formation de Haüy (Cimon, 1976a, b, 1977a, b; Allard et al., 1979; Charbonneau et al., en préparation; Franconi, 1983) surmonte ces séries sédimentaires. Elle est caractérisée par l'association de plusieurs membres volcaniques et sédimentaires (conglomérats, grès et argilites). La nature de ces derniers se rapproche de celle des roches sédimentaires du Stella. La formation présente d'importantes variations latérales marquées par l'abondance relative des deux familles de roches. Ainsi les volcanites prédominent à l'ouest alors que les roches sédimentaires sont abondantes à l'est.

FORMATION DE STELLA

Sa localité type est située dans la partie orientale du synclinal de Chapais (est de Chapais) où elle a été décrite en détail par Dimroth et al. (1982, 1983a). Nous résumons ci-dessous les principales observations de ces auteurs.

Dans la partie orientale du synclinal de Chapais, la Formation de Stella repose avec une forte discordance angulaire sur le Groupe de Roy, le pluton tonalitique et trondjhémite de Chibougamau et le Complexe lité du lac Doré. Elle est constituée de plusieurs séquences peu épaisses (50 à 150 m) de conglomérats à éléments polygéniques et de grès déposés dans des cônes alluvionnaires fluviaux. Des unités ($\epsilon = 10$ à 30 m) de grès et d'argilites finement lités et déposés en milieu littoral sont intercalées entre les séquences. Les fragments des conglomérats sont en grande partie composés de galets de tonalite-trondjhémite provenant du pluton de Chibougamau, ainsi que de galets de laves felsiques du Groupe de Roy avec, en moindre quantité, des galets de lave mafique et de chert.

Dans la partie occidentale du synclinal de Chapais, les seules roches de ce type sont intercalées entre les séquences volcaniques de Haüy. La Formation de Stella au sens strict n'existe pas dans ce secteur.

FORMATION DE DAUBRÉE

Description

Cette formation, décrite par Wolhuter (1960, 1962, 1970) puis par Charbonneau et al. (en préparation) et Dimroth et al. (1983 a) affleure sur le flanc nord de la partie occidentale du synclinal de Chapais où elle repose sur les Formations de Scorpio et de Blondeau (figure 4). Son contact avec ces dernières présente une faible discordance angulaire (au plus 10°) reconnue par Charbonneau et al. (1983). En raison du rejet de la faille Kapunapotagen, elle n'affleure pas sur le flanc sud de la partie occidentale du synclinal de Chapais (figure 4). Son épaisseur apparente maximale atteint 2 100 m dans le canton de Daubrée, mais elle est difficile à évaluer avec précision en raison de la présence de nombreux plis d'entraînement isoclinaux. Sa coupe type se situe le long de la route 113, dans le canton de Daubrée.

Dans la partie est de notre région (coupes de la carte hors texte) la base de cette formation montre un horizon de siltstones noirs et de microbrèches ($\epsilon = 5$ à 10 m). Cet Horizon repose sur le Complexe de Cummings, mais son contact avec ce dernier n'est pas observé. Les microbrèches sont composées de 60 % de fragments anguleux ($\varnothing \leq 10$ cm) constitués de siltstones noirs et de grès grossiers. La matrice de ces derniers est formée de grès grossier à cristaux de feldspath et accessoirement de quartz avec une minéralisation disséminée de pyrite et de chalcopryrite (traces). D'autre part, Wolhuter (1960, 1962, 1970) et Charbonneau et al. (1983) notent l'exis-

tence d'horizons lenticulaires de conglomérats volcaniques et polygéniques à la base de la Formation de Daubrée.

Vers l'ouest, cet horizon est recouvert d'une épaisse séquence (figure 23) de turbidites (coupes de la carte hors texte) qui constitue environ 95 % de la Formation. Dans les 3/4 inférieurs, les turbidites montrent des lits de 0,20 à 2 m d'épaisseur, composés de 65 à 80 % de grès et de 20 à 35 % de siltstones. Plusieurs lits uniquement constitués de grès atteignent 5 m d'épaisseur. Les lits présentent les divisions a, b, c, d du cycle de Bouma ainsi que différentes figures sédimentaires (figures de charges, de glissement synsédimentaire, etc). Les grès sont fins à moyens (taille des grains, inférieure à 3 mm). Ils sont composés de 60 à 70 % de cristaux de plagioclase et de 5 à 10 % de cristaux de quartz, parfois bleutés, ainsi que de rares pseudomorphes de pyroxène ou de hornblende dans une matrice microcristalline silteuse. Des fragments lithiques de grès et de siltstones sont localement dispersés dans les turbidites (figure 23). Dans le quart supérieur de la formation, la proportion de siltstones augmente peu à peu jusqu'à la disparition de la fraction gréseuse. Les figures sédimentaires typiques des turbidites disparaissent et le litage devient peu visible. A ce niveau les turbidites font place à une séquence de siltstones noirs plus homogènes.

Plusieurs filons de porphyres à « Ol-Cpx-Pl » recourent les turbidites (coupes de la carte hors-texte). Ils varient de 1,5 à 15 m d'épaisseur et montrent des bordures figées au contact du sédiment. La plupart apparaissent subconcordants au litage, mais l'un d'eux recoupe nettement les turbidites. Ils sont de même nature que les metabasaltes de la Formation de Haüy dont ils constituent les dykes nourriciers. Pour cette raison, nous les décrivons avec les metabasaltes.

Éléments de conclusion

La Formation de Daubrée, située au-dessus du Groupe de Roy, est de nature exclusivement sédimentaire. Elle



FIGURE 23 – Turbidites de la Formation de Daubrée. Noter l'épaisseur et la nature des différents horizons ainsi que la forte proportion d'arénite. Noter également les figures de charge et le granoclassement.

marque un profond changement dans l'évolution géodynamique du sillon archéen, lequel avait été amorcé lors du dépôt des sédiments de la Formation de Blondeau.

Elle résulte de l'accumulation rapide de sédiments terrigènes lors de grands courants de turbidité dans un bassin sédimentaire soumis à une forte subsidence. La présence d'une faible discordance angulaire à la base de cette formation suppose l'existence de mouvements tectoniques antérieurs à la sédimentation⁽²⁾. L'épaisseur des lits et la forte proportion de grès indiquent le caractère proximal de ces turbidites par rapport à leur(s) source(s). La nature des grès montre qu'ils dérivent en grande partie de l'érosion de volcanites felsiques riches en plagioclase, du type des volcanites de la Formation de Scorpio. Cependant, l'abondance relative de quartz détritique ($\leq 10\%$) suppose une autre source, laquelle pourrait être constituée par les tonalites-trondhjémities du pluton de Chibougamau en cours de surrection et situé à quelques kilomètres à l'est.

Dans le quart supérieur de la formation, l'apport des matériaux terrigènes a diminué de volume et les conditions de dépôt sont devenues moins turbulentes. Il est possible qu'à ce stade le bassin sédimentaire ait été en cours de comblement.

La nature des sédiments de cette Formation diffère profondément de celle des sédiments de la Formation de Stella. Malheureusement la transition entre les Formations de Daubrée et de Stella n'est pas connue, si bien qu'au stade actuel de nos connaissances, nous ne pouvons faire que des suppositions. Je propose cependant l'hypothèse suivante.

La Formation de Stella constituerait un faciès « marginal » déposé en zone littorale sur les flancs d'un massif plutonique partiellement émergé, lui-même surmonté par des édifices volcaniques felsiques. La Formation de Daubrée serait un « faciès de bassin » déposé dans un bassin sédimentaire à caractère très subsident entre le massif plutonique, cité ci-dessus, à l'est et des édifices volcaniques felsiques (Formation de Scorpio) à l'ouest (voir **MODÈLE GÉOTECTONIQUE**).

Par ailleurs, la Formation de Daubrée montre de nombreuses similitudes avec la Formation de Bordeleau décrite par Caty (1977, 1979) et Dimroth et al. (1983a) dans le synclinal de Waconichi.

FORMATION DE HAÛY

Généralités

Elle affleure dans la zone axiale du synclinal de Chapais (figure 4), au-dessus des Formations de Daubrée et de Stella. Dans la région étudiée (figure 4 et coupes de la carte hors texte), elle forme une série volcanosédimentaire, plissée en un synclinal majeur (synclinal de Cha-

pais) de plan axial vertical, orienté est-ouest. L'axe du pli est oblitéré par une faille est-ouest (Kapunapotagen) qui met en contact les deux flancs, lesquels sont parallèles au plan axial avec un pendage partout subvertical.

Sur le flanc nord, la Formation de Haüy repose sur la Formation de Daubrée par un contact de faille et, suivant la localité, une section importante du Haüy peut manquer.

Les roches sont affectées par la foliation régionale et plusieurs plis synschisteux ont été observés dans les roches sédimentaires. Cependant, la déformation demeure relativement faible et la séquence apparaît continue de la base au sommet. Ainsi, si nous considérons les coupes A1-A2, B1-B2, C1-C2 et D1-D2-D3 de la carte hors texte, nous observons les cinq membres suivants de la base au sommet (figure 24):

- Métabasaltes porphyriques à « olivine, clinopyroxène et plagioclase » (1);
- Métatrachytes et métatrachyandésites porphyriques à « anorthose et/ou plagioclase » (2);
- Siltstones, grès, grès conglomératiques, avec lentilles kilométriques de conglomérats (3);
- Métabasaltes porphyriques à « olivine, clinopyroxène et plagioclase » (4a et 4c), intercalés d'un horizon de pyroclastites et de roches sédimentaires (4b);
- Méta-andésites potassiques aphanitiques (5).

Sur le flanc nord du synclinal, les roches du membre 5 affleurent uniquement dans le canton de Dolomieu (coupe A1-A2). Plus à l'est, elles n'affleurent que sur le flanc sud en raison du rejet de la faille axiale. Les autres membres montrent d'importantes variations latérales de faciès. Par exemple, les membres 2 et 3 s'épaississent vers l'est en s'interdigitant puis le membre 2 disparaît (Franconi, 1983). De plus, le membre 3 présente de nombreuses variations internes. Quant au membre 1, il disparaît à l'est.

Sur le flanc sud, la Formation de Haüy est recoupée par la faille Kapunapotagen qui la met directement en contact avec les Formations de Gilman ou de Blondeau. Les roches sont fortement déformées par la foliation régionale et sont affectées par un réseau de failles est-ouest à l'origine d'un écaillage de ce flanc (coupes B1-B2 et C1-C2).

De la base au sommet, nous observons:

- Un bloc de méta-andésites potassiques aphanitiques, semblables au membre 5 ci-dessus (a);
- Un bloc composé d'un horizon de conglomérats à fragments volcaniques, d'un horizon de métatrachyandésites potassiques porphyriques à « anorthose et/ou plagioclase » et d'un horizon de grès conglomératiques, correspondant à une portion des membres 2 et 3 (b);
- Un bloc comprenant un horizon de pyroclastites et une épaisse séquence de méta-andésites potassiques aphanitiques semblables au membre 5 (c).

2. Daigneault et Allard (1983, 1984) ont montré l'existence d'une phase de plissement N 15° antérieure au dépôt du Groupe d'Opémisca.

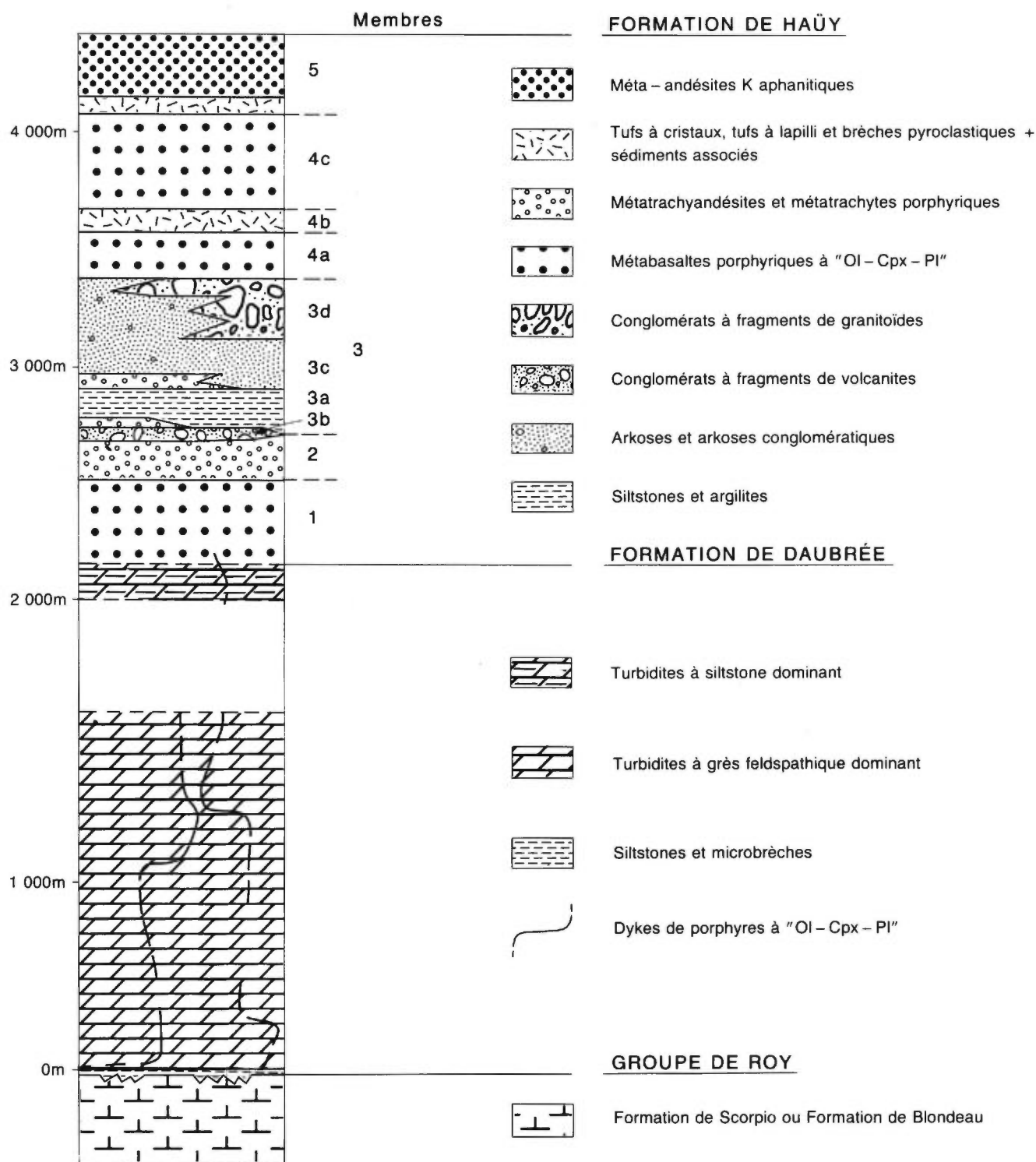


FIGURE 24 – Colonne lithologique composite du Groupe d'Opémisca.

Les métabasaltes porphyriques des membres 1 et 4, ainsi que les conglomérats à fragments de granitoïdes (membre 3), observés sur le flanc nord, n'affleurent nulle part sur le flanc sud. Enfin, les roches du bloc (a) sont

recoupées par le dyke de diabase protérozoïque du lac Landing, orienté est-ouest (figure 4 et coupes de la carte hors texte).

Les observations ci-dessus montrent que, sur notre terrain, le meilleur secteur pour étudier la Formation de Haüy se situe dans le canton de Daubrée, sur le flanc nord du synclinal de Chapais. Le membre supérieur (5) de méta-andésites potassiques aphanitiques est cependant mieux exprimé dans le canton de Dolomieu, sur le flanc sud du synclinal, où il forme de très beaux affleurements. Je décrirai donc les différents faciès rencontrés dans ces deux localités en citant, le cas échéant, quelques particularités observées sur le flanc sud.

Par ailleurs, les faciès du flanc sud ont été décrits par Franconi (1983). Cet auteur indique qu'à l'est de la région étudiée, les roches de la Formation de Haüy n'affleurent plus que sur le flanc nord, celles du flanc sud étant totalement oblitérées par la faille Kapunapotagen. Ainsi, les méta-andésites potassiques aphanitiques du membre 5 disparaissent complètement à l'est.

En fonction des observations ci-dessus, j'ai réalisé une colonne stratigraphique composite de la stratigraphie de la Formation de Haüy dans le secteur étudié, lequel est reproduit sur la figure 24.

Métabasaltes porphyriques à « Ol-Cpx-Pl » et leurs dykes nourriciers

Métabasaltes porphyriques à « Ol-Cpx-Pl » (membres 1 et 4)

Caractères macroscopiques

Ils forment une succession de coulées à débit massif, de faible épaisseur (quelques mètres) et d'extension in-

connue. Quelques lobes mal formés (tubes ou coussins, 15 × 30 cm) ont été localement observés dans la partie basale de plusieurs coulées du membre 4. Celles-ci sont parfois séparées par un mince horizon blanchâtre de siltstone et/ou d'argilite. L'épaisseur maximale observée des deux membres cités est respectivement de 350 m (1) et 800 m (4) (figure 24).

La lave est massive et de teinte brun-vert pâle en surface. Elle présente 10 à 20 %, et plus exceptionnellement 45 %, de phénocristaux d'olivine et/ou de clinopyroxène pseudomorphosés. La taille de ces phénocristaux varie de 1 à 10 mm. Leur teinte est vert moyen et ils sont en relief négatif sur l'affleurement. De nombreux phénocristaux de plagioclase (1 à 3 mm; jusqu'à 35 %) sont également bien visibles. Ces minéraux sont faiblement orientés et sont répartis dans une matrice microcristalline de teinte vert gris. Enfin, la lave contient 2 à 15 % d'amygdales (≤ 3 mm).

Les metabasaltes du membre 4 sont les mieux préservés et constituent le faciès type. Ceux du membre 1 sont fortement affectés par la schistosité et les recristallisations épimétamorphiques.

Pétrographie

Les caractères pétrographiques de ces laves sont résumés à la figure 25.

Dans la partie inférieure du membre 4 (4a), les principales variations pétrographiques sont marquées par l'abondance relative des cristaux de plagioclase et des phénocristaux de « Ol-Cpx » entre deux extrêmes (10-15 % Pl + 40-45 % Ol-Cpx; 35 % Pl + 15 % Ol-Cpx).

PARAGENÈSE MAGMATIQUE		PARAGENÈSE EPIMÉTAMORPHIQUE
Dykes nourriciers des metabasaltes porphyriques à "Ol - Cpx - Pl"	Métabasaltes porphyriques à "Ol - Cpx - Pl"	
	Phénocristaux d'olivine et/ou de clinopyroxène	→ Tr + Ch + Ca + Ep ± Qz + Ol ou Cpx (reliques)
	Cristaux de plagioclase	→ Ab - Olg + Ep (Zo - Pi) ± Se ± Ch ± Qz ± Ca
Clinopyroxène poecilitique		→ Ac + Ch
	Pâte volcanique (mésostase)	→ Ac (Tr) + Ch + Ep (Pi - Zo) + Le ± Se ± Ca ± Qz
	Vacuoles de dégazage	→ Ch + Pi + Ca + Qz + Ac

FIGURE 25 - Paragenèses magmatiques et épimétamorphiques - ordre de cristallisation - des metabasaltes porphyriques à « Ol-Cpx-Pl » de la Formation de Haüy et de leurs dykes nourriciers.

Dans la partie supérieure de ce membre (4c), les metabasites montrent les mêmes pourcentages relatifs de phénocristaux de « Ol-Cpx » et de cristaux de plagioclase. Cependant la quantité moyenne de plagioclase est plus élevée (25 à 30 %). Celle des phénocristaux de « Ol-Cpx » est plus faible (10 à 15 %) et ces derniers sont plus chloritisés. Enfin les amygdales sont plus nombreuses (5 à 10 %).

Dans le membre 1, les laves sont plus fortement déformées par la schistosité et les recrystallisations épi-métamorphiques sont plus intenses.

Dykes nourriciers des metabasites porphyriques à « Ol-Cpx-Pl »

Ils sont intrusifs dans les turbidites de la Formation de Daubrée. Ils sont constitués de :

- Phénocristaux de « Ol-Cpx » (1 à 9 mm; 30 à 35 %);
- Phénocristaux de plagioclase (albite ou oligoclase; 25 à 35 %);
- Fantômes de clinopyroxène poecilitique (25 %; ≤ 2 mm) composés d'un amalgame de fibres d'actinote associées à des microflaques de chlorite.

Quant aux espaces interstitiels, ils sont composés d'un agrégat d'actinote (5 %), de chlorite (5 %), de leucoxène, d'épidote et de séricite avec des traces de calcite et de quartz.

Éléments de conclusion

Les laves se sont épanchées sous forme de minces coulées à débit essentiellement massif. Lors de leur effusion, le magma était relativement fluide. Il s'est écoulé calmement malgré sa teneur non négligeable en éléments volatils, dont témoignent les nombreuses amygdales.

Les membres 1 et 4 témoignent de deux épisodes volcaniques mafiques, séparés dans le temps par plusieurs épisodes volcaniques ou sédimentaires différents.

Métatrachyandésites et métatrachytes porphyriques (membre 2)

Sur le flanc nord du synclinal de Chapais, les métatrachyandésites porphyriques surmontent les metabasites porphyriques du membre 1. Elles constituent une séquence dont l'épaisseur varie de 160 à 540 m d'est en ouest (coupes de la carte hors texte). À l'est, celle-ci est interrompue par une faille N 105°. À l'ouest, une partie des laves s'interdigitent avec les argilites du membre 3. D'autre part, un horizon lenticulaire de conglomérats à fragments de volcanites s'intercale entre les coulées. Ces métatrachyandésites sont recouvertes en concordance par les sédiments du membre 3.

Les métatrachytes sont associées dans le membre 2 avec les métatrachyandésites. Cependant, en raison des

lacunes d'affleurement, leur relation précise avec ces dernières est indéterminée.

Métatrachyandésites porphyriques

Caractères macroscopiques

Les métatrachyandésites porphyriques sont essentiellement massives et contiennent en moyenne 40 à 50 % de phénocristaux de feldspath (figure 26) dont la taille varie de 2 à 20 mm. Ces derniers sont plus ou moins orientés parallèlement à la stratification et présentent une texture fluidale. Des phénocristaux de ferromagnésiens, vert pâle (1 à 6 mm; 5 à 15 %) sont dispersés entre les phénocristaux précédents. Quant à la mésostase (30 à 40 %), elle est microcristalline, gris clair en surface, gris foncé à la cassure et très peu vésiculaire.

Sur le flanc sud, les phénocristaux de feldspath sont moins abondants (30 %) et sont localement fortement déformés par la schistosité. Par contre, les phénocristaux de ferromagnésiens sont plus nombreux (15 à 20 %).

L'épaisseur moyenne des coulées est d'une dizaine de mètres. Celles-ci sont massives, excepté dans leur partie supérieure, où elles sont bréchiques. D'après Piché et Dimroth (1983), il s'agirait principalement de coulées de type aa. Ils signalent également des coulées à structure lobée de type pahoehoe sur le flanc sud du synclinal de Chapais (é des coulées = 2 m). Sur le flanc nord, nous avons observé une coulée à structure lobée (figure 27) dont les caractères suggèrent l'existence de tubes d'écoulement ou de coussins. Les lobes varient de 30 × 60 cm à 80 × 150 cm. Leur coeur est porphyrique avec environ 60 % de phénocristaux de feldspath non orientés de 3 à 12 mm. L'écorce (é = 10 cm) est porphyrique et vésiculaire. La croûte (é = 2 cm) contient 80 % de phénocristaux de feldspath (≤ 1 cm) et la matrice, peu abondante, est chloriteuse. Le ciment entre les lobes est composé, suivant les cas, de grès à cristaux de feldspath et de

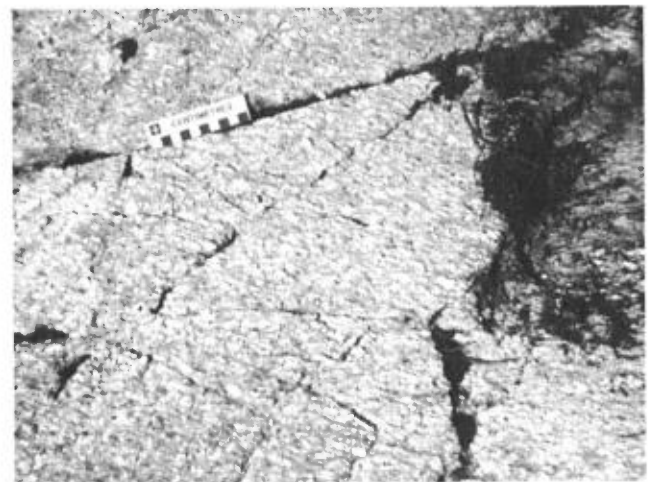


FIGURE 26 – Métatrachyandésite porphyrique (membre 2). Noter l'abondance et la taille des phénocristaux de feldspath. Formation de Haïy.

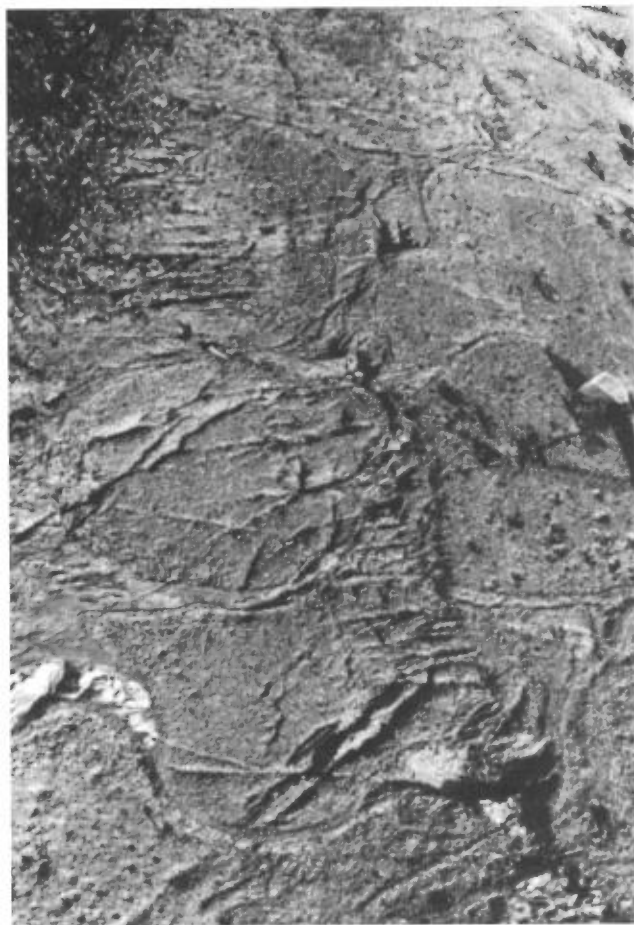


FIGURE 27 – Coulée de métatrachyandésite porphyrique à structure lobée (membre 2, flanc nord). Noter la taille et la forme des lobes ainsi que leurs relations. Formation de Haüy.

quartz ou de siltstone et d'argilite blanchâtre. De tels sédiments sont localement incorporés à la lave.

Pétrographie

Le faciès type des métatrachyandésites a une texture porphyrique (figures 28 et 29) avec une mésostase microgranoblastique présentant localement une texture relictuelle microlitique fluidale. Les paragenèses magmatiques et épimétamorphiques sont présentées à la figure 30.

Métatrachytes porphyriques

Caractères macroscopiques

Ils sont massifs, sans aucune structure lobée, et montrent localement une structure fluidale. Ils ressemblent aux métatrachyandésites porphyriques, mais les phénocristaux de feldspath sont moins nombreux et plus petits (1 à 7 mm; 25 à 35%). Le nombre de ces derniers augmente vers le sommet de la séquence (jusqu'à 45%). Les phénocristaux de ferromagnésiens (1 à 6 mm; 15 à 25%) sont de teinte vert-jaune et en relief négatif. La

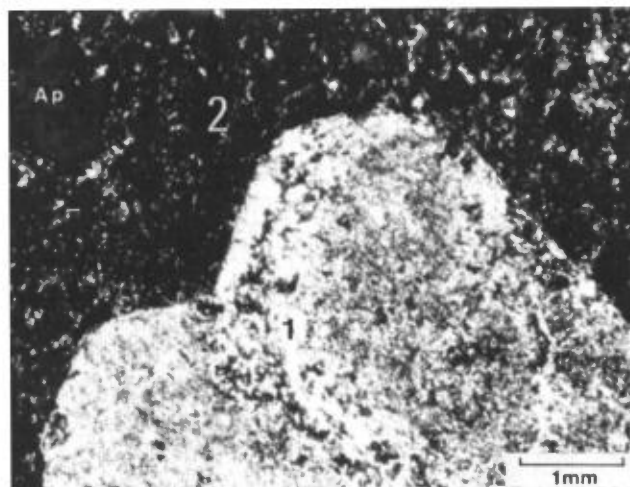


FIGURE 28 – Microtexture d'une métatrachyandésite porphyrique (flanc sud). Noter la taille et la forme des phénocristaux de feldspath (1) ainsi que la mésostase (2). Formation de Haüy.

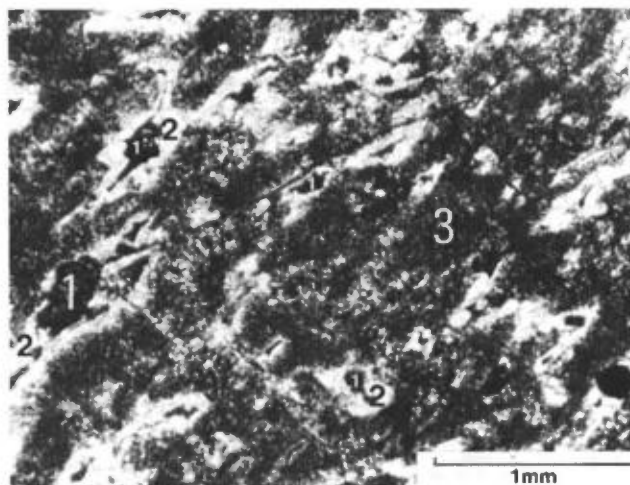


FIGURE 29 – Détail d'un phénocristal de feldspath dans une métatrachyandésite porphyrique (membre 2). Noter les vésicules (1) remplies de chlorite, entourées d'un liséré albitique blanc (2) et régulièrement réparties à l'intérieur du feldspath pseudomorphosé en zoisite (3). Texture en « damier ». Formation de Haüy.

mésostase (50%) est blanche en surface avec des reflets verdâtres. À la cassure, elle est gris sombre et très esquilleuse.

Pétrographie

Les métatrachytes sont porphyriques avec une mésostase microgranoblastique présentant une texture microlitique relictuelle. Les paragenèses magmatiques et épimétamorphiques sont résumées à la figure 30.

Éléments de conclusion

Les métatrachyandésites et les métatrachytes associés se sont épanchés sous forme de coulées (é = 10 m) à débit massif ou bréchiq de type aa. Quelques coulées

PARAGENÈSE MAGMATIQUE		PARAGENÈSE ÉPIMÉTAMORPHIQUE
Trachyandésites porphyriques	Trachytes porphyriques	Métatrachyandésites et métatrachytes porphyriques
Cristaux d'apatite		Ap
(2%)	(2%) Lamelles de biotite	Bi + Ch + Op (oxydes de fer)
Cristaux d'ilménite		Sph + Le ± Il
(3 à 4%) Phénocristaux d'anorthose et/ou de plagioclase vésiculaires	(3 à 4%)	Ab - Olg/Ano + Zo + Ch + Ca ± Pi ± Ac ± Se ± Stp
(40 à 45%) Microphénocristaux de plagioclase	(25 à 30%) Phénocristaux de plagioclase	Ab - Olg ± Se ± Zo ± Ch
(10 à 15%) Phénocristaux de clinopyroxène et/ou d'amphibole poecilitique	(5 à 10%)	Ch + Ac + Ca ± Qz ± le ± Stp
(10%) Microlites de plagioclase	(10 à 15%)	Ab - Olg
(20 à 25%) Pâte volcanique	(20%)	Qz - Ab + Ch + Ac + le + Ep ± Se ± Ca
(10 à 15%) Amygdales (3%)	(30 à 35%)	Ch + Ca + Ep ± Qz ± Py
	Fragments de diorite ou de trondjémite = Pl (60%) + Fk (25%) + Qz (3 à 5%) + Bi (10 à 15%)	

FIGURE 30 – Paragenèses magmatiques et épimétamorphiques – ordre de cristallisation – des métatrachyandésites et des métatrachytes porphyriques de la Formation de Haüy (membre 2).

isolées à structure lobée ($\epsilon = 2$ à 3 m) seraient de type pahoehoe. Malgré l'abondance des phénocristaux de feldspath, le magma était donc relativement fluide lors de son épanchement.

Suivant les endroits, les laves constituent une séquence continue, ou s'interdigent avec des sédiments à caractères fluviaux ou deltaïques. On peut conclure qu'elles se sont mises en place en milieu aérien sur les flancs d'un volcan-bouclier à proximité d'un bassin de sédimentation deltaïque. Ce dernier point explique les quelques occurrences subaquatiques observées. L'absence de pyroclastites associées à ces laves montre que les éruptions volcaniques étaient peu ou pas explosives.

L'abondance, l'habitus et la taille des phénocristaux de feldspath suggèrent qu'ils ont cristallisé dans un réservoir avant l'expulsion du magma. Leur faciès « vésiculaire » indique qu'après leur cristallisation, ils ont été déstabilisés et corrodés lors de la rupture des équilibres physico-chimiques entre le liquide magmatique et les cristaux. Cependant, l'ampleur limitée de la corrosion magmatique lors de ce déséquilibre montre que le magma a été rapidement expulsé après le début de ce processus. Ce déséquilibre peut être consécutif à un mélange par contamination ou télescopage magmatique.

La présence de petits fragments énallogènes de diorite ou de trondjémite (figure 31) dans les métatrachytes

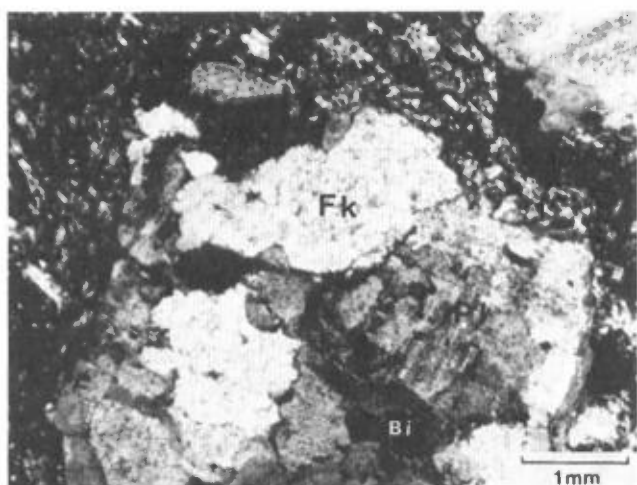


FIGURE 31 – Nodule dioritique ou trondhémite en enclave dans les métatrachytes porphyriques (membre 2). Noter la texture et la composition minéralogique des nodules ainsi que la pâte microlitique qui s'insinue entre les cristaux. Formation de Haüy.

porphyriques permet d'invoquer un processus de contamination du magma par du matériel crustal. La nature pétrographique de ces enclaves ressemble à celle des granitoïdes du pluton de Chibougamau (déjà en place à cette époque). De ce fait, on peut envisager un processus de contamination crustale par les roches de ce pluton. Ce processus permettrait aussi d'expliquer la « dissolution » des feldspaths. Cette hypothèse est étudiée ultérieurement.

Méta-andésites potassiques aphanitiques (membre 5)

Généralités (voir carte hors texte)

Les méta-andésites potassiques aphanitiques affleurent dans la zone axiale du synclinal de Chapais et constituent la séquence sommitale de la Formation de Haüy. Plusieurs failles N 105° recoupent ces roches, si bien que leur puissance réelle est indéterminée. Celle-ci serait comprise entre 250 et 650 m. À l'est du lac Landing, elles diminuent d'épaisseur et sont interrompues par la faille Kapunapotagen. De même, elles disparaissent dans la partie ouest du canton de Dolomieu.

Caractères macroscopiques

Les méta-andésites se présentent en une succession de coulées dont l'épaisseur varie de 2 à 10 m. La plupart des coulées montrent de la base au sommet: une partie bréchique, une partie massive et de nouveau une partie bréchique. D'après Piché et Dimroth (1983), ces coulées seraient de type aa. Dans la partie inférieure de ce membre, plusieurs coulées présentent une lave à structure lobée alternant avec de la lave massive ou bréchique. De telles coulées seraient de type pahoehoe (Piché et Dimroth, 1983). Une autre variété de coulée ($\epsilon = 1$ à 3 m) est constituée de lave vésiculaire. Un quatrième type de

coulée est uniquement formé de matériel bréchique semblable à celui observé à la base ou au sommet des coulées de type aa (Piché et Dimroth, 1983). L'épaisseur de ces coulées serait au moins d'une dizaine de mètres. Enfin quelques minces horizons de tufs ou de sédiments s'intercalent localement entre les coulées.

Les méta-andésites potassiques aphanitiques présentent donc quatre faciès différents:

- Laves aphanitiques massives;
- Laves aphanitiques à structure lobée;
- Laves à structure bréchique;
- Laves aphanitiques vésiculaires.

Les laves aphanitiques massives sont homogènes, microfracturées et montrent une patine brun clair ou gris verdâtre. Leur cassure est esquilleuse et de teinte gris sombre à noire. Leur granulométrie est d'une grande finesse, au point que Beach (1941) les avait considérées comme des grauwackes. Quelques microphénocristaux de feldspath sont disséminés dans la lave. Enfin elles présentent une forte schistosité de flux et localement elles se débitent en plaquettes.

Les laves aphanitiques à structure lobée montrent des lobes jointifs souvent mal formés et ouverts à une extrémité. La taille des lobes varie de 5 × 10 cm à 30 × 60 cm. Leur coeur et leur écorce sont constitués de méta-andésite aphanitique semblable à celle décrite ci-dessus avec en plus des vésicules de 5 à 30 mm. La matrice est de teinte verte et très chloriteuse. Ces structures constituent, soit des coussins, soit des tubes d'écoulement. Cependant leur forme irrégulière les rapproche de tubes d'écoulement.

Les laves à structure bréchique sont constituées de fragments de lave aphanitique vésiculaire de teinte gris clair en patine et vert sombre à la cassure. Ces derniers sont fortement étirés par la schistosité et sont de forme ovoïde. Leur taille est variée et les plus gros atteignent 10 × 30 cm. Leur matrice est de même nature que les fragments et possède en plus une schistosité de flux prononcée. Lorsque la roche est moins déformée, les fragments tendent à s'emboîter les uns dans les autres. Le passage entre ce faciès et la lave aphanitique est toujours progressif et caractérisé par la diminution du nombre de fragments.

Les laves aphanitiques vésiculaires sont semblables aux laves massives, mais se distinguent de ces dernières par leur plus grand nombre d'amygdales (jusqu'à 30 %). Ces dernières sont remplies de quartz et de carbonates. Elles sont en forme d'amande et atteignent jusqu'à 1,5 × 5 cm.

Pétrographie

La partie massive des coulées représente le faciès type des méta-andésites potassiques aphanitiques. Leur texture est microgranoblastique ou microgranolépidoblastique parfois microporphyrique et amygdalaire. Les recrystalli-

sations épimétamorphiques sont intenses et rendent délicate l'identification de la paragenèse magmatique. D'autre part, la plupart des laves sont affectées par une schistosité de flux très pénétrative et sont mylonitisées à proximité des failles N 105°. Les paragenèses magmatiques et épimétamorphiques sont présentées à la figure 32.

Éléments de conclusion

Les caractères macroscopiques des méta-andésites aphanitiques potassiques montrent qu'elles se sont épanchées en milieu (sub) aérien sous forme de minces coulées de type aa et/ou pahoehoe. L'abondance relative des brèches et des amygdales indique que le magma était assez riche en éléments volatils et de viscosité faible à moyenne. Les éruptions volcaniques devaient être rapprochées dans le temps et de faible intensité. Enfin les laves se sont épanchées sur les flancs d'un édifice apparemment peu pentu (volcan-bouclier?).

Volcanoclastites

Généralités

Elles sont constituées de minces horizons de tufs, rencontrés entre les coulées de méta-andésites potassiques aphanitiques, et par deux séquences de pyroclastites et/ou de brèches volcaniques sur les flancs nord et sud du synclinal de Chapais.

Horizons de tufs entre les coulées de méta-andésites K aphanitiques

Ils sont localement intercalés entre les coulées de lave aphanitique dont ils se différencient par leur schistosité qui est plus développée. Ils sont homogènes, gris-vert en surface altérée ou à la cassure et contiennent de fins

cristaux de plagioclases (≤ 2 mm; 5 %) identique à ceux de la lave aphanitique. Leur matrice est semblable à celle de la lave avec une plus forte proportion de chlorite et de séricite. Franconi (1983) note que ces tufs montrent une ébauche de microrubanement, due à des variations dans la teneur des minéraux phylliteux.

Séquences de pyroclastites et/ou de brèches volcaniques

Sur le flanc sud, un horizon de ce type ($\epsilon = 75$ à 200 m) est flanqué à la base des méta-andésites K aphanitiques du bloc (coupes de la carte hors texte). Franconi (1983) le décrit comme une séquence de tufs à lapilli associés à des tufs à blocs et à des tufs aphanitiques rubanés. Il montre que les fragments sont composés de phénocristaux de plagioclase partiellement saussuritisés dans une mésostase microcristalline quartzofeldspathique. Selon Franconi, ces tufs sont de composition andésitique potassique.

Sur le flanc nord, un horizon continu ($\epsilon = 60$ à 200 m) est intercalé entre les metabasalts porphyriques du membre 4. Il est constitué de tufs à cristaux, de tufs à lapilli et de brèches pyroclastiques associés à des siltstones et/ou des argilites.

Les tufs à cristaux sont constitués de cristaux de plagioclase (45 à 50 %; ≤ 3 mm) et d'apatite (1 à 2 %; $\leq 0,5$ mm) régulièrement répartis dans une matrice microcristalline granolépidoblastique, faiblement amygdalaire et microfracturée.

Les fragments des tufs à lapilli (≤ 3 cm) et des brèches (≤ 15 cm) sont gris clair en surface altérée, anguleux et vésiculaires. Ils sont semblables à ceux décrits par Franconi (1983) sur le flanc sud.

PARAGENÈSE MAGMATIQUE	PARAGENÈSE ÉPIMÉTAMORPHIQUE
Cristaux d'apatite aciculaire (1%)	Ap
Microphénocristaux de feldspath:	
Plagioclase (1 à 3%)	Ab - Olg ± Ep (Zo ± Pi) ± Ch ± Le ± Ca
Feldspath alcalin? (1%)	Se
Microlites de plagioclase	Ab - Olg
Pâte volcanique	Qz - Ab + Ch + Ep (Zo ± Pi) + Le + Se ± Ca ± Ac ± Bi ± Stp ± Il
Vésicules de dégazage	Qz + Ca + Ch + Ep ± Py
?	Py ± He ± Sp

FIGURE 32 - Paragenèses magmatiques et épimétamorphiques des méta-andésites potassiques aphanitiques de la Formation de Haüy.

Les caractères pétrographiques des tufs à cristaux se rapprochent de ceux des métatrachyandésites porphyriques. Cependant, nous verrons dans le chapitre suivant que les caractères géochimiques de ces tufs sont semblables à ceux des méta-andésites potassiques aphanitiques. Quant aux tufs à lapilli et aux brèches, ils montrent beaucoup d'analogies avec les parties bréchiques des coulées de méta-andésites potassiques aphanitiques.

Sur le plan géodynamique, ces horizons pyroclastiques montrent l'existence de phases volcaniques explosives intermittentes et d'un chimisme intermédiaire entre des périodes volcaniques plus calmes.

Roches sédimentaires (membre 3)

Généralités

Sur le flanc nord du synclinal de Chapais, les roches sédimentaires constituent une épaisse séquence, située entre les roches volcaniques ou interdigitée avec ces dernières. La localité type pour les étudier se situe dans la partie ouest du canton de Daubrée et au nord de la route 113 (voir carte hors texte). À cet endroit, leur épaisseur atteint 650 m. Elles sont constituées de :

- Siltstones et d'argilites (3a);
- Conglomérats à fragments de volcanites (3b);
- Arkoses et arkoses conglomératiques (3c);
- Conglomérats à fragments de granitoïdes et de volcanites (3d).

D'après Franconi (1983) et Dimroth et al. (1983a), cette séquence s'épaissit vers l'est et serait latéralement équivalente de la Formation de Stella.

Dans les écailles tectoniques du flanc sud du synclinal de Chapais (secteur du lac Landing), nous retrouvons un horizon de conglomérats à fragments de volcanites et une séquence d'arkoses conglomératiques (bloc B, coupes de la carte hors texte) déjà décrits par Franconi (1983).

Enfin, plusieurs horizons lenticulaires de siltstones ou d'arkoses sont intercalés entre certaines coulées de laves de la Formation de Haiüy.

Ci-dessous, nous énumérons brièvement les principaux caractères des faciès sédimentaires rencontrés. L'étude détaillée de ces derniers fait l'objet de la thèse de maîtrise de Mathieu Piché (UQAC, en préparation).

Siltstones et argilites

Ils constituent la base de la série sédimentaire. À l'ouest, il s'interdigitent avec les métatrachyandésites porphyriques et s'épaississent progressivement à l'est ($\epsilon_{\max} = 160$ m). Ils sont surmontés au sud par la séquence de grès et de grès conglomératiques et montrent avec ces derniers un contact progressif.

Ce sont des sédiments finement lités, en général très affectés par la schistosité. Ils présentent localement des figures de rides de courant. La plupart des lits sont constitués de siltstone et/ou d'argilite avec quelques

cristaux de plagioclase disséminés (1 à 2 mm). Cependant, quelques lits d'arkose à grain fin sont associés aux lits de siltstones et/ou d'argilite.

Plusieurs horizons de tufs à cristaux et de tufs à lapilli sont intercalés entre ces sédiments. Ils sont identiques à ceux décrits dans la section précédente.

Conglomérats à fragments de volcanites (figure 33)

Sur le flanc nord, ils constituent plusieurs horizons lenticulaires, interdigités avec les siltstones-argilites décrits ci-dessus, ou ils sont intercalés entre les coulées de métatrachyandésites porphyriques du membre 2 (coupes de la carte hors texte). Leur contact avec ces dernières est franc et concordant⁽³⁾. L'épaisseur des horizons atteint 80 m et leur extension latérale peut dépasser 2 km.

Les fragments (70 à 80 % de la roche) sont polygéniques. Ils sont arrondis ou ovoïdes et leur plus grande dimension varie de 3 cm à 1 m. Ils sont constitués de :

- Laves felsiques aphanitiques (20 à 30 %), blanches en patine et gris-vert à la cassure, avec 2 à 5 % de cristaux de plagioclase (1);
- Métatrachyandésites porphyriques (15 à 40 %) (2);
- Laves felsiques à cristaux de plagioclase et quartz (10 à 15 %) (3);
- Tonalites-trondjémmites (1 à 15 %) (4);
- Laves mafiques aphyriques (5 %) (5);
- Cherts noirs lités (2 %) (6);
- Métagabbros (1 %) (7);

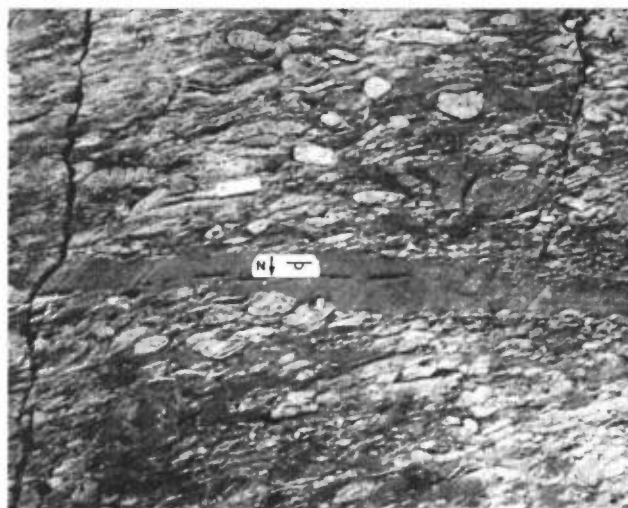


FIGURE 33 – Conglomérat polygénique à fragments de volcanites de la Formation de Haiüy (bloc b, flanc sud). Noter la taille et l'abondance des galets déformés par la schistosité, ainsi qu'un horizon arkosique chenalisé (le symbole indique la direction du sommet de la séquence).

3. Des lambeaux de conglomérat sont localement en enclaves dans les métatrachyandésites porphyriques sus-jacentes.

Les fragments 1, 3, 5, 6 et 7 sont originaires du Groupe de Roy et pourraient provenir de l'érosion des Formations suivantes:

1 et 3: Scorpio;

5 et 7: Gilman et Blondeau;

6: Waconichi ou Blondeau.

Les fragments de tonalites-trondjémities (4) proviendraient de l'érosion du pluton de Chibougamau. Enfin, les fragments (2) de métatrachyandésites porphyriques seraient directement issus du membre 2 (figure 24) de la Formation de Haüy.

La matrice (20 %) est de nature arkosique. Elle est principalement composée de cristaux de plagioclase (≤ 2 mm; 50 à 60 %) et de quartz (10 %) dans une pâte microcristalline.

Plusieurs horizons d'arkoses et d'arkoses conglomératiques ($\epsilon = 20$ à 50 cm) sont intercalés dans les conglomérats. Au sein de ces derniers, des galets forment des lits conglomératiques (« pebble stringer ») ou sont amasés dans des chenaux.

Sur le flanc sud, l'horizon de conglomérats est du même type que celui décrit ci-dessus. Les fragments sont moins nombreux (60 à 65 %) et montrent une plus grande proportion de galets de laves felsiques. Par contre, les fragments de métatrachyandésites porphyriques sont absents de cet horizon (FRANCONI, 1983). La matrice arkosique est plus abondante (35 %). Des horizons d'arkoses et d'arkoses conglomératiques s'intercalent dans les conglomérats. Comme sur le flanc nord, ils contiennent des lits conglomératiques et des chenaux (figure 33).

Arkoses et arkoses conglomératiques (coupes de la carte hors texte)

Sur le flanc nord du synclinal, ils recouvrent en concordance les argilites-siltstones (sous-membre 3a), les conglomérats à fragments de volcanites (sous-membre 3b) et les métatrachyandésites du membre 2 (figure 24). Ils constituent une séquence dont l'épaisseur augmente progressivement vers l'est ($\epsilon_{\max} = 420$ m) et ils s'interdigitent avec des horizons lenticulaires de conglomérats à fragments de granitoïdes et de volcanites (sous-membre 3d). Enfin, ils sont recouverts en concordance par les metabasites porphyriques du membre 4.

Au sud du lac Gribouille, ils surmontent un horizon de conglomérats à fragments de granitoïdes. Du nord au sud (de la base au sommet), nous avons rencontré:

- Des horizons d'arkose massif à grain moyen (1 à 3 mm) avec quelques fragments lithiques de lave mafique;
- Des horizons d'arkose à grain moyen lités dont les lits ($\epsilon = 50$ cm) présentent des laminations obliques ou entrecroisées, en alternance avec des horizons d'arkose conglomératique (galets: ≤ 5 cm);
- Une alternance d'horizons d'arkose massif ou laminé à grain moyen ($\epsilon = 1$ à 3 m) et d'horizons d'arkose

conglomératique (ϵ : jusqu'à 15 m). Les fragments de ces derniers (40 %) varient de 1 à 10 cm et sont composés par ordre d'abondance: de lave felsique, de siltstone, de granitoïde, de métatrachyandésite porphyrique, de chert et de lave mafique.

Outre des laminations obliques ou entrecroisées, ces sédiments présentent aussi des figures de charge et des granoclassesments.

Au microscope, la fraction détritique de l'arkose est constituée de:

- Cristaux de plagioclase (50 à 60 %; ≤ 3 mm) anguleux et composés d'albite-oligoclase avec quelques inclusions de zoïsite;
- Cristaux de quartz anguleux à subarrondis (5 à 10 %; ≤ 1 mm);
- Phénocristaux de feldspath anguleux, identiques à ceux des métatrachyandésites porphyriques (2 à 3 %; ≤ 1 cm);
- Cristaux d'apatite aciculaires tronçonnés ($\leq 0,5$ mm);
- Rares fantômes de « pyroxène et/ou d'amphibole » composés d'un amalgame d'actinote et/ou de hornblende verte (1 à 5 mm). Ces fantômes sont localement plus nombreux (jusqu'à 15 %).

La matrice est microcristalline granoblastique. Elle est essentiellement composée de quartz avec accessoirement de la calcite, de l'épidote, du leucoxène, de l'actinote, de la séricite, de la chlorite et des cristaux de pyrite disséminés.

Conglomérats à fragments de granitoïdes et de volcanites (figure 34)

Ils constituent plusieurs horizons lenticulaires d'extension plurikilométrique et sont situés à l'intérieur de la séquence d'arkoses et d'arkoses conglomératiques. Leur contact avec ces derniers est, suivant la localité, net ou

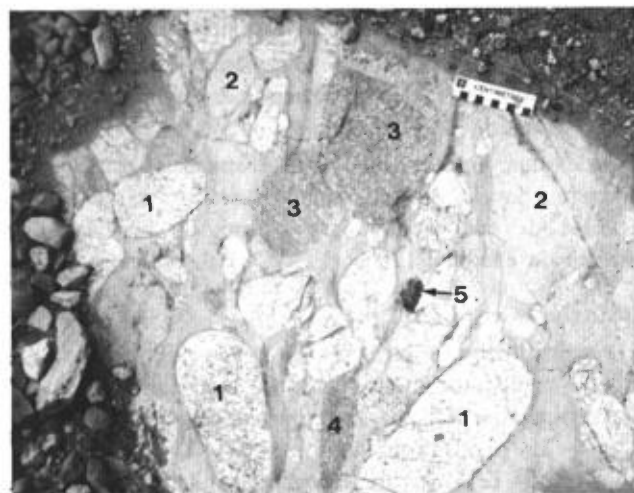


FIGURE 34 – Conglomérat polygénique à galets de granitoïdes et de volcanites de la Formation de Haüy (sous-membre 3d). Noter la taille, la forme et l'abondance des galets ainsi que leur diversité. Galets de tonalites-trondjémities (1), de volcanites felsiques (2), de trachyandésites porphyriques (3), de laves mafiques (4) et de cherts (5).

progressif. Ils n'affleurent que sur le flanc nord du synclinal de Chapais. Dans le canton de Daubrée, leur puissance maximale apparente atteint 270 m. Latéralement, elle diminue rapidement.

Les fragments (60 à 80 % de la roche) sont arrondis ou faiblement ovoïdes. Ils sont mal triés et leur taille varie de quelques centimètres à 60 cm. Ils sont constitués de :

- Tonalites-trondjémmites (60 à 70 %) dont la provenance est probablement le pluton de Chibougamau ;
- Laves felsiques, gris clair en patine (25 %) provenant de l'érosion des îles felsiques de la fin du Groupe de Roy (Formation de Scorpio) ;
- Métatrachyandésites porphyriques (5 à 10 %) issues du membre 2 de la Formation de Haüy ;
- Laves mafiques aphyriques du Groupe de Roy (3 à 5 %) ;
- Cherts lités noirs (2 à 3 % – Groupe de Roy ?) ;
- Jaspilites roses (1 à 2 % – provenance inconnue).
- Métagabbros (1 à 2 % – Groupe de Roy).

La matrice est composée d'arkose à grain fin de même nature que les arkoses décrites ci-dessus.

Les caractères de ces conglomérats sont analogues à ceux des conglomérats décrits par Muller (en préparation) à l'est de Chapais dans les Formations de Stella et de Haüy.

Horizons sédimentaires intercalés entre les coulées volcaniques

La plupart sont composés de siltstones et/ou d'argilites sans structure apparente ou sont finement lités. Leur épaisseur est toujours faible (au plus quelques décimètres) et leur extension est limitée. Localement, ils sont intercalés dans les coulées sous forme de lambeaux ou ils constituent le ciment des laves à structure lobée. Ils témoignent de l'existence de petits bassins de sédimentation (au moins à l'échelle locale) dans lesquels se sont épanchées quelques-unes des coulées.

Dans le membre 5, un horizon d'arénites est intercalé entre des coulées de méta-andésites potassiques aphanitiques. Ces crénites sont massives et montrent de fines laminations obliques ou entrecroisées. Leur fraction détritique est constituée de :

- Cristaux de plagioclase anguleux (30 à 35 % ; 0,5 à 1 mm), composés d'albite ou d'oligoclase avec quelques inclusions de séricite et de zoïsite ;
- Fantômes xénomorphes d'amphibole et/ou de pyroxène (25 % ; \leq 1 mm) composés de hornblende verte et de fibres d'actinote ;
- Quelques cristaux d'apatite tronçonnés.

La matrice (45 %) est microgranoblastique et composée de quartz (35 à 40 %) avec accessoirement de l'actinote, du leucoxène, de l'épidote, de la pyrite et/ou de l'hématite.

Éléments de conclusion

Les argilites et les siltstones (sous-membre 3a) se sont déposés en milieu subaquatique peu profond (littoral ou lacustre). Leur dépôt est contemporain des dernières coulées trachyandésitiques avec lesquelles ils sont interdigités. Pendant cette période, l'apport terrigène est demeuré faible (seulement quelques lits d'arkoses et quelques cristaux de plagioclase disséminés). Ces matériaux sont identiques aux sédiments rencontrés dans le ciment des coulées à structure lobée ou entre certaines coulées.

Les conglomérats à galets de volcanites (sous-membre 3b) se sont déposés en milieu fluvial ou deltaïque (fragments très arrondis, mal triés, présence de chenaux et de lits conglomératiques (« pebble stringer »). Ils sont contemporains du volcanisme trachyandésitique et la plupart des horizons sont antérieurs au dépôt des siltstones et des argilites. Ces conglomérats résultent de la destruction des édifices volcaniques felsiques formés à la fin du Groupe de Roy (p. ex. Formation de Scorpio) et de l'érosion des édifices trachyandésitiques en cours de formation. De même, une faible proportion de galets proviendraient de l'érosion du pluton de Chibougamau (situé au nord-est). A cette époque, ces trois types d'édifices constituaient les principaux reliefs émergés. Le dépôt des conglomérats serait consécutif à une phase de soulèvement de ces derniers.

La séquence de conglomérats à fragments de granitoïdes et de volcanites (sous-membre 3d) et d'arkoses et arkoses conglomératiques (sous-membre 3c) se serait déposée dans une plaine alluviale de piedmont. En effet, dans la Formation de Haüy localisée à l'est de Chapais, Muller (en préparation) décrit une suite de plusieurs séquences sédimentaires de ce type, qu'il appelle : « piedmont fan cycle ». Chaque séquence correspond à un cycle composé d'un horizon de conglomérats polygéniques à la base et surmonté d'une alternance d'horizons d'arkoses massives ou laminées et d'arkoses conglomératiques avec des lits conglomératiques (« pebble stringer »). D'après Muller, chaque cycle serait consécutif à une phase tectonique de soulèvement des régions sources.

Sur notre terrain, la séquence observée correspondrait à l'un de ces cycles. Les matériaux des conglomérats proviendraient principalement du pluton de Chibougamau, suggérant que ce dernier aurait été fortement soulevé et érodé pour engendrer de tels dépôts aussi loin de leurs sources. D'autres galets proviennent des édifices volcaniques felsiques du Groupe de Roy et des édifices trachyandésitiques de la Formation de Haüy, lesquels auraient également subi une phase de surrection et d'érosion. Les matériaux des arkoses et des arkoses conglomératiques ont la même origine. Ils montrent localement une proportion non négligeable de minéraux mafiques qui pourraient parvenir de l'érosion des metabasaltes porphyriques du membre 1 de la Formation de Haüy.

Conclusion

Dans la partie occidentale du synclinal de Chapais, le Groupe d'Opémisca surmonte en faible discordance le Groupe de Roy. Il est constitué d'une épaisse séquence de turbidites (Formation de Daubrée) et d'une séquence volcanosédimentaire terminale (Formation de Haüy) constituée de cinq membres.

Il résulte de quatre grands événements géologiques :

- Une période sédimentaire où se sont déposées les turbidites de la Formation de Daubrée;
- Une première période volcanique et sédimentaire constituée par l'épanchement des laves des membres 1 et 2 de la Formation de Haüy et par le dépôt des siltstones – argilites et des conglomérats à galets de volcanites (sous-membres 3a et 3b);

- Une période de sédimentation dans les plaines alluviales de piedmont (sous-membres 3c et 3d);
- Une période volcanique terminale constituée par l'épanchement des laves des membres 4 et 5.

Cette série semble témoigner d'une période orogénique caractérisée par le soulèvement des édifices volcaniques felsiques du Groupe de Roy et des massifs plutoniques (pluton de Chibougamau). Ces édifices et ces massifs délimitent des bassins où s'accumulent les roches sédimentaires (bassin subsident de la Formation de Daubrée; plaine alluviale de piedmont du membre 3 de la Formation de Haüy), et en bordure desquels s'exprime le volcanisme du Haüy.

Troisième partie

Géochimie des volcanites archéennes
des Groupes de Roy et d'Opémisca

Géochimie des volcanites archéennes des Groupes de Roy et d'Opémisca

Introduction

PROBLÉMATIQUE

Aucune étude géochimique approfondie n'a été réalisée jusqu'à aujourd'hui dans la région occidentale de Chapais. Seules quelques données dispersées dans les divers rapports géologiques (Hébert, 1983; Dubé, 1983; Otis, 1983) sont actuellement disponibles. Par contre, dans la région de Chibougamau, les travaux sont plus nombreux. Descarreaux (1972), Allard (1976), Boudreault (1977), Duquette (1976, 1982) et Ludden et al. (1984) ont montré que les volcanites de cette région présentent une bimodalité magmatique caractérisée par des termes mafiques d'affinité tholéitique hypopotassique et des termes felsiques d'affinité calco-alcaline. Ils indiquent aussi l'existence de profondes discontinuités chimiques entre ces deux séries.

Le but de notre étude géochimique est de répondre ou d'apporter des éléments de réponse aux questions suivantes:

- Quelle est la nature géochimique des différents types de volcanites rencontrées et décrites précédemment?
- Ces volcanites appartiennent-elles à une même ou plusieurs séries magmatiques et de quelles séries s'agit-il?
- Quelle est la nature de la/ou des sources dont elles sont dérivées?
- Les liquides magmatiques primaires dérivent-ils de fusion(s) partielle(s) uniques ou multiples?
- Quels sont les processus de différenciation des liquides magmatiques?
- Que peut-on déduire des résultats obtenus en ce qui concerne les sites géotectoniques de mise en place?

ÉCHANTILLONNAGE GÉOCHIMIQUE

L'échantillonnage a été réalisé au cours des travaux de cartographie en 1980, 1981 et 1982. En raison des mauvaises conditions d'affleurement, la densité de l'échantillonnage est inégale d'une formation à l'autre. Par exemple, seulement deux analyses chimiques ont été réalisées dans la Formation de Waconichi.

Dans les coulées, les prélèvements proviennent indistinctement des parties massives ou des coussins⁽¹⁾. Ce-

pendant, dans le cas des coussins, seule l'écorce a été prélevée⁽²⁾.

Les échantillons sélectionnés satisfont aux conditions suivantes:

- Leur volume a été systématiquement supérieur à 100 fois celui de plus gros cristal;
- Ils doivent être le moins déformés possible (absence de schistosité et/ou de fracturation);
- L'altération météorique doit être nulle ou très faible;
- L'échantillon doit être le plus aphyrique possible afin d'être représentatif d'un liquide. Cette condition ne peut pas toujours être respectée (cas des métatrachyandésites porphyriques de la Formation de Haüy avec au moins 35 % de phénocristaux de feldspath);
- L'échantillon doit être dépourvu de minéralisation secondaire. Plusieurs échantillons montrent cependant des traces de pyrite et/ou de pyrrhotine disséminées;
- Enfin les processus d'altération métamorphiques ou hydrothermaux doivent être de faible intensité. Compte tenu du degré de métamorphisme régional, les meilleurs échantillons de metabasaltes sont ceux qui possèdent l'association minéralogique: Ac + Ch + Ep + Ab + Qz.

PROBLÈME DE LA MOBILITÉ DES ÉLÉMENTS CHIMIQUES AU COURS DES PROCESSUS D'ALTÉRATION

L'un des problèmes fondamentaux de toute étude géochimique est de distinguer les caractères issus des processus magmatiques et ceux résultant de l'altération secondaire. De nombreux auteurs se sont intéressés à cette question (Winchester et Floyd, 1977; Floyd et Winchester, 1975, 1978; Pearce et Cann, 1973; Pearce et Norry, 1979, etc). Tous s'accordent pour reconnaître que les éléments traces (Zr, Nb, Y, Ti) et les terres rares (REE)⁽³⁾ sont les plus inertes au cours des processus d'altération et du métamorphisme de bas degré. De tels éléments sont d'excellents marqueurs des processus magmatiques. Au contraire, les éléments alcalins (K, Na) et alcalino-terreux (Ca) peuvent varier dans de grandes

1. Afin de s'affranchir des effets de la différenciation au sein d'une même coulée, il aurait été préférable de toujours échantillonner la même partie des coulées. La quantité et la qualité des affleurements ne permet pas de respecter aisément une telle règle.

2. Les variations de composition chimique du coeur à la périphérie d'un coussin ont été étudiées en Abitibi par Baragar et al. (1979). Ces auteurs montrent qu'il existe une zonation géochimique du coeur à la périphérie, due à la mobilisation de certains éléments lors des processus diagénétiques et postdiagénétiques. Ludden et Francis (communication personnelle) recommandent d'échantillonner l'écorce des coussins à quelques centimètres au-dessous de la croûte.

3. REE: rare earth elements (terres rares).

proportions lors du métamorphisme et de l'altération. Ils constituent des marqueurs de ce processus.

Ces résultats sont confirmés par Gélinas et al. (1982) et Ludden et al. (1982) qui ont étudié la mobilité des éléments majeurs et des éléments traces dans des metabasites coussinées, métamorphisées, du faciès prehnite-pumpellyite et du faciès des schistes verts. De plus, ils démontrent que pour retracer l'évolution magmatique des laves il faut préférentiellement sélectionner les échantillons de metabasites montrant l'association: $Ac + Ep + Ch + Ab + Qz$. Un autre moyen d'éliminer les échantillons trop altérés est de considérer les teneurs en eau et en CO_2 , ou à défaut la perte au feu (PAF) en déterminant un seuil au-delà duquel l'analyse doit être rejetée.

Compte tenu des observations ci-dessus, le raisonnement géochimique utilisé sera préférentiellement basé sur le comportement des éléments les plus inertes au cours des processus d'altération (REE, Ta, Th, Hf, Zr, Nb, Y, Ti). En raison de leur faible mobilité, nous utiliserons également les oxydes FeO , MgO , Al_2O_3 , SiO_2 tout en gardant une vision critique des résultats obtenus. Enfin, c'est seulement à titre exceptionnel que nous utiliserons les éléments alcalins (Na, K) ou alcalino-terreux (Ca).

RÉSULTATS ANALYTIQUES ET CRITÈRES DE SÉLECTION DES ANALYSES

En tout, 172 analyses chimiques (roches totales) ont été effectuées sur les volcanites et les métadolérites des Groupes de Roy (114) et d'Opémisca (58). Elles se répartissent comme suit: 106 par voie humide au Laboratoire de pétrographie de Lyon (analystes: Capiez, Rimet), 39 par fluorescence X à l'Institut Dolomieu de Grenoble (analystes: Vivier, Keller) et 27 par fluorescence X au Centre de recherches minérales de Québec (analyste: Vachette). Pour chaque analyse nous avons dosé par fluorescence X les éléments traces suivants: Rb, Sr, Zr, Nb, Y (Laboratoire de pétrographie de Lyon). Enfin 17 analyses (terres rares, Th, Ta, Hf, Cr, Co) ont été effectuées par activation neutronique à l'Université de Montréal (responsable, J. Ludden). Les résultats d'analyses sont reportés dans les annexes 1 et 2.

En tenant compte des observations précédentes, 157 analyses ont été retenues pour conduire l'étude des processus magmatiques et 15 analyses ont été rejetées pour les motifs suivants:

- Comportement systématiquement anormal dans les diagrammes utilisés, comportement non expliqué par un processus magmatique;
- Échantillons affectés par une intense carbonatation, épidotisation et/ou silicification;
- Perte au feu (PAF) anormalement élevée. Nous avons retenu les échantillons tels que $PAF \leq \overline{PAF} + 2\alpha$ ⁴. Les plus faibles PAF sont rencontrées dans les métadolé-

tes du Groupe de Roy ($\overline{PAF} + 2\alpha = 4,6\%$). Les PAF les plus élevées proviennent des metabasites porphyriques à « Ol-Cpx-Pl » du Groupe d'Opémisca ($\overline{PAF} + 2\alpha = 9,99\%$).

Afin de nous affranchir des variations induites par la PAF, nous utilisons ci-dessous des analyses recalculées en base anhydre et en fer ferreux total.

Géochimie des volcanites du groupe de Roy

CLASSIFICATION GÉOCHIMIQUE DES VOLCANITES

La nature et le caractère subalcalin de l'ensemble des volcanites du Groupe de Roy sont montrés par la figure 35 et le tableau 3. La figure 36 montre les symboles utilisés dans les diagrammes géochimiques. Il existe de profondes discontinuités chimiques entre les ensembles suivants:

- Metabasites à « Pl-Cpx » — métaferrobasites et métadolérites à « Pl-Cpx » (OBA, GIL 1, GIL 3, BLO);

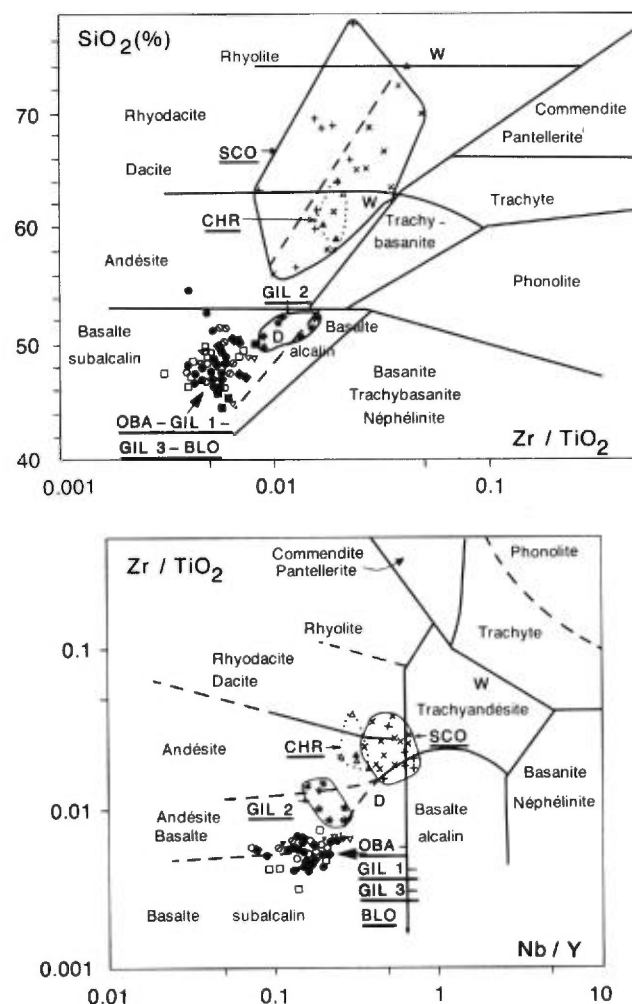


FIGURE 35 – Groupe de Roy. Diagrammes SiO_2 -Zr/TiO₂ et Zr/TiO₂-Nb/Y de Winchester et Floyd (1977). Pour symboles, voir figure 36.

4. \overline{PAF} = valeur moyenne de PAF. α = écart type de PAF.

TABLEAU 3 – Composition chimique moyenne des différents faciès rencontrés dans le Groupe de Roy.

	Métabasites à « PI-Cpx »						Métaferrobasaltes et métaferroandésites BLO			
	OBA n = 14		GIL 1 n = 6		GIL 3 n = 8		non var* n = 6		var* n = 4	
	\bar{x}	α	\bar{x}	α	\bar{x}	α	\bar{x}	α	\bar{x}	α
	%									
SiO ₂	50,89	2,39	49,87	2,11	51,50	1,27	51,59	0,62	50,38	1,86
Al ₂ O ₃	16,38	1,33	15,65	0,72	14,60	0,75	14,26	0,99	11,88	0,90
Fe ₂ O ₃	11,17	1,47	13,39	1,37	12,82	2,04	16,37	1,34	17,43	2,47
MgO	6,37	1,90	6,32	1,44	6,76	1,31	4,79	1,31	6,08	1,00
CaO	11,87	1,87	10,84	2,86	10,30	1,44	7,18	2,02	8,24	1,24
Na ₂ O	2,05	0,93	2,09	0,70	2,51	0,50	3,37	1,60	3,01	0,51
K ₂ O	0,08	0,05	0,10	0,03	0,12	0,13	0,31	0,33	1,01	0,80
TiO ₂	0,92	0,16	1,30	0,22	1,11	0,18	1,84	0,26	1,56	0,08
P ₂ O ₅	0,06	0,02	0,15	0,03	0,09	0,03	0,13	0,04	0,14	0,02
MnO	0,21	0,03	0,20	0,02	0,20	0,03	0,21	0,04	0,27	0,06
Total	100,00		100,00		100,00		100,00		100,00	
PAF	3,81	0,89	4,47	1,11	3,81	1,04	4,67	1,19	3,13	0,61
	ppm									
Rb	2,60	1,00	3,00	0,50	2,60	2,90	15	17	10,50	5,40
Sr	151	73	219	83	80	54	147	101	148	57
Zr	45	10	76	5	59	13	98	16	98	4
Nb	3,10	0,60	4,50	0,60	3,80	1,00	5,60	1,00	5,90	0,60
Y	19	3	29	2	24	4	35	6	24	1,50

	Métadolérites à « PI-Cpx »		Métabasites et méta-andésites à « PI »		Méta-andésites et et pyroclastites		Pyroclastites felsiques		Laves et pyroclastites felsiques	
	CHR-OBA-GIL 2 n = 24		GIL 2 n = 8		CHR n = 5		WAC 3247CB 1155 A		SCO n = 20	
	\bar{x}	α	\bar{x}	α	\bar{x}	α	\bar{x}	α	\bar{x}	α
	%									
SiO ₂	50,27	1,32	54,83	2,47	66,42	4,95	65,44	75,98	67,47	4,26
Al ₂ O ₃	15,17	1,05	17,58	1,32	15,02	1,25	17,41	13,05	15,49	1,03
Fe ₂ O ₃	13,04	2,58	8,99	1,42	6,87	2,41	3,63	0,82	4,32	1,82
MgO	7,40	1,56	3,90	1,24	2,91	1,58	2,07	0,14	2,34	1,40
CaO	10,52	1,51	10,40	4,47	3,66	1,11	3,93	0,50	4,49	1,60
Na ₂ O	1,87	0,55	2,83	1,31	3,55	1,33	4,81	5,06	4,11	0,83
K ₂ O	0,30	0,38	0,32	0,26	0,44	0,68	2,01	4,20	1,00	0,44
TiO ₂	1,11	0,43	0,77	0,11	0,87	0,16	0,38	0,20	0,53	0,15
P ₂ O ₅	0,11	0,05	0,22	0,06	0,16	0,02	0,25	0,01	0,15	0,04
MnO	0,21	0,04	0,15	0,02	0,09	0,04	0,07	0,04	0,09	0,06
Total	100,00		99,99		99,99		100,00	100,00	99,99	
PAF	2,98	0,80	3,92	1,25	3,04	1,89	1,75	1,80	3,72	1,22
	ppm									
Rb	13	18	7,90	4,70	13,60	14,10	36	82	28	14
Sr	125	26	170	43	100	27	661	73	302	105
Zr	54	22	93	33	194	26	120	114	111	9
Nb	3,50	1,20	4,80	1,00	10,20	1,60	5	54	5,60	1,10
Y	23	7	24	5,8	32	7	10	25	10	2

n = nombre d'analyses

 \bar{x} = moyenne α = écart-type

* non var = non variolitique

var = variolitique

FORMATION	PHASE	SYMBOLE	FACIÈS
CHRISSIE	CHR 1	▲	Méta - andésites aphyriques Pyroclastites dacitiques
	CHR 2	△	
OBATOGAMAU	OBA	●	Métabasaltés à "PI - Cpx"
WACONICHI	WAC	W	Pyroclastites felsiques
GILMAN	GIL 1	■	Métabasaltés à "PI - Cpx" Métabasaltés et méta - andésites à "PI" Métabasaltés à "PI - Cpx"
	GIL 2	*	
	GIL 3	◆	
BLONDEAU	BLO	▼	Métaferrobasaltés non variolitiques Métaferrobasaltés variolitiques
		▽	
SCORPIO	SCO	×	Laves (méta - andésites - métadacites) Pyroclastites felsiques Dykes
		+	
		D	

FORMATION	SYMBOLE	FACIÈS DES MÉTADOLÉRITES À "PI - Cpx"
CHRISSIE	⊕	Dyke Métadolérite de type 1a Métadolérite de type 1b Métadolérite de type 2
	⊖	
	⊙	
	○	
OBATOGAMAU	⊗	Métadolérite de type 1 ophitique à subophitique Métadolérite de type 1 nésophitique
	⊘	
GILMAN	⊠	Dyke d'anorthosite Métadolérite de type 1a Métadolérite de type 1b Cumulat à plagioclase cumulus. Cpx intercumulus Métaferrogabbro
	⊡	
	⊢	
	⊣	
	⊤	

FIGURE 36 Symboles utilisés dans les diagrammes géochimiques pour le Groupe de Roy.

- Métabasaltés et méta-andésites à « PI » (GIL 2);
- Méta-andésites et pyroclastites de la Formation de Chrissie (CHR);
- Pyroclastites et andésites-dacites de la Formation de Scorpio (SCO).

GÉOCHIMIE DES ÉLÉMENTS MAJEURS: RECONNAISSANCE ET NATURE DES DIFFÉRENTS ENSEMBLES MAGMATIQUES

Diagrammes SiO₂, FeO₁ et TiO₂ = f (MGV)

Ces diagrammes sont inspirés de ceux de Miyashiro (1974, 1975). Ils en diffèrent par l'utilisation en abscisse de l'indice de différenciation « Mg-Value » ($MGV = Mg^{2+} / (Fe^{2+} + Mg^{2+})$) à la place du rapport FeO₁/MgO. Cet indice varie de 0 à 1 et il est d'autant plus faible que la roche est plus différenciée. Il offre l'avantage de pouvoir identifier les liquides basaltiques primaires dont le MGV est normalement compris entre 0.75 et 0.68. L'étude de ces diagrammes (figure 37) montre les éléments suivants:

- Les métabasaltés à « PI-Cpx » (OBA, GIL 1, GIL 3) et les métaferrobasaltés (BLO) évoluent selon des tendances de différenciation caractérisées par la croissance des teneurs en FeO₁ et TiO₂ alors que celles de SiO₂ demeurent constantes. Ils présentent tous les caractères d'une lignée tholéiitique. Les valeurs de MGV montrent que les métabasaltés les plus primitifs sont situés dans les Formations d'Obatogamau (OBA) et dans le membre supérieur de la Formation de Gilman (GIL 3). Les plus hautes valeurs de MGV observées (MGV = 0.60) suggèrent que les liquides initiaux se seraient différenciés dans une ou des chambres magmatiques relais avant leur épanchement en surface. Les variations de MGV à l'intérieur d'une même phase ou d'une phase à l'autre montrent l'existence de récurrences magmatiques. Cette observation évoque une réalimentation périodique des réservoirs par du magma non différencié. Les variations d'une phase à l'autre des teneurs en FeO₁ et surtout en TiO₂ pour une même valeur de MGV permettent d'envisager, soit des propriétés différentes des liquides primaires, soit des processus de différenciation différents.

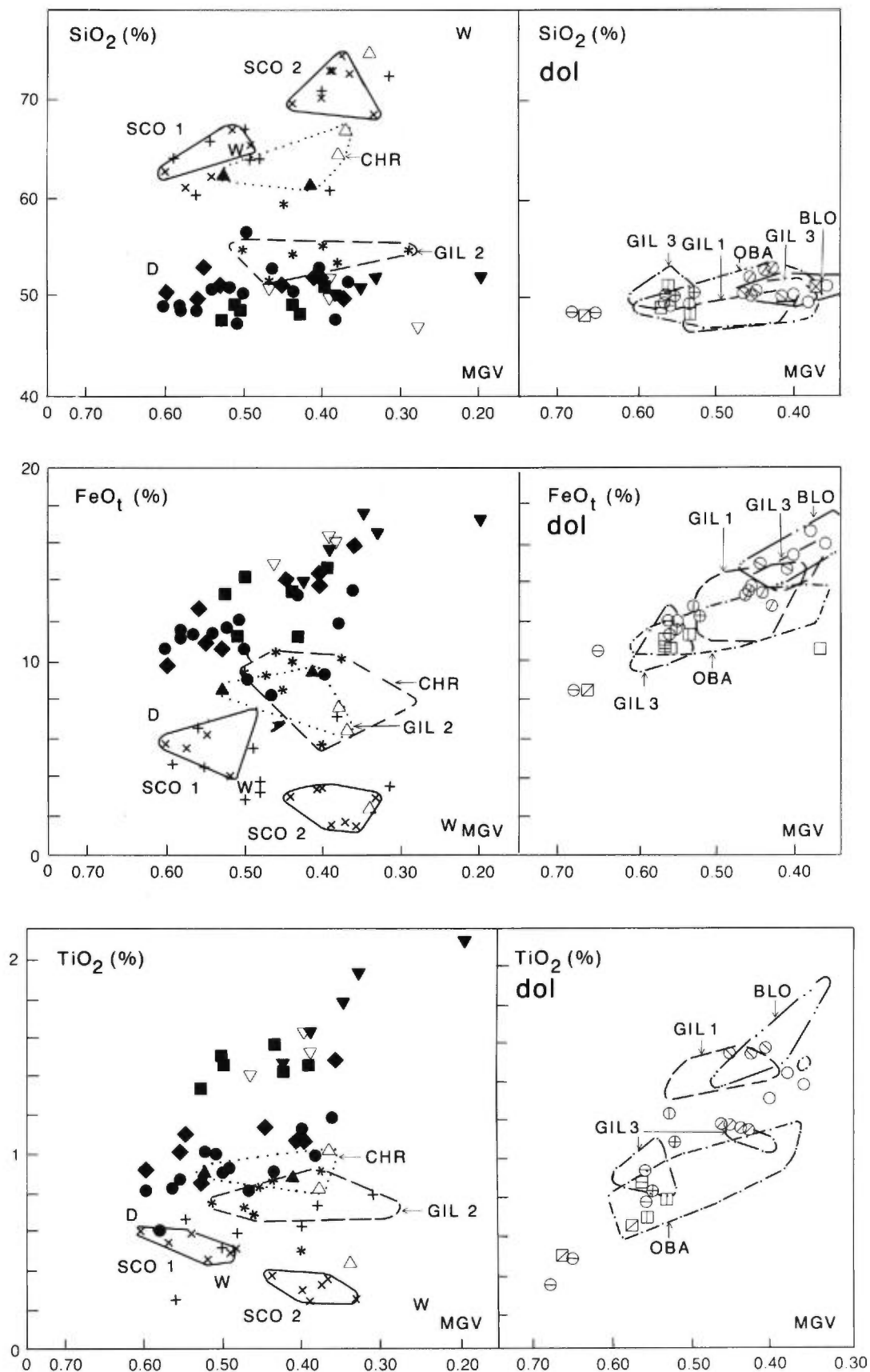


FIGURE 37 – Groupe de Roy. Diagrammes SiO₂-MGV, FeO_t-MGV et TiO₂-MGV.

MGV = $Mg^{2+} / (Fe^{2+} + Mg^{2+})$; dol = métadolérites à « Pl-Cpx »; SCO 1 = coulées du lac Lamarck; SCO 2 = dôme du lac Scorpio. Pour symboles, voir figure 36.

- Les métadolérites à « PI-Cpx » montrent une évolution comparable à celle des metabasalts à « PI-Cpx » et seraient donc également de nature tholéiitique.
- Les volcanites felsiques de la Formation de Scorpio sont caractérisées par l'augmentation des teneurs de SiO_2 et la diminution de celles de FeO_t et TiO_2 lorsque MGV varie de 0,60 à 0,33. Ces propriétés suggèrent une affinité calco-alcaline. La teneur en SiO_2 des volcanites possédant les plus hautes valeurs de MGV (0,60) indique une composition dacitique. Toutefois, les rapports Nb/Y et Zr/ TiO_2 leur confèrent une nature andésitique (plus conforme avec la valeur de MGV). Une profonde discontinuité chimique sépare cette lignée des metabasalts tholéiitiques (OBA, GIL 1, GIL 3).
- Les pyroclastites de la Formation de Waconichi présentent les mêmes propriétés chimiques que les volcanites de la Formation de Scorpio. Elles paraissent de même nature que ces dernières.
- Les méta-andésites aphyriques et les pyroclastites de la Formation de Chrissie (CHR) présentent une faible augmentation des teneurs de SiO_2 , une teneur constante de TiO_2 (0,8 %) et une teneur décroissante de FeO_t lorsque MGV varie de 0,53 à 0,37. Elles apparaissent transitionnelles entre les séries précédentes.
- Les metabasalts et les méta-andésites à « PI » (GIL 2) montrent peu de variations de SiO_2 , une faible croissance de TiO_2 et une faible diminution de FeO_t lorsque MGV varie de 0,52 à 0,28. Ils présentent un caractère transitionnel entre les séries précédentes.

Diagramme Al - Fe + Ti - Mg de Jensen (1976)

Le diagramme discriminant de Jensen (1976) confirme l'affinité tholéiitique des metabasalts à « PI-Cpx » (OBA, GIL 1, GIL 3), des métaferrobasalts (BLO) et des métadolérites, lesquels présentent un net enrichissement en fer et en titane (figure 38).

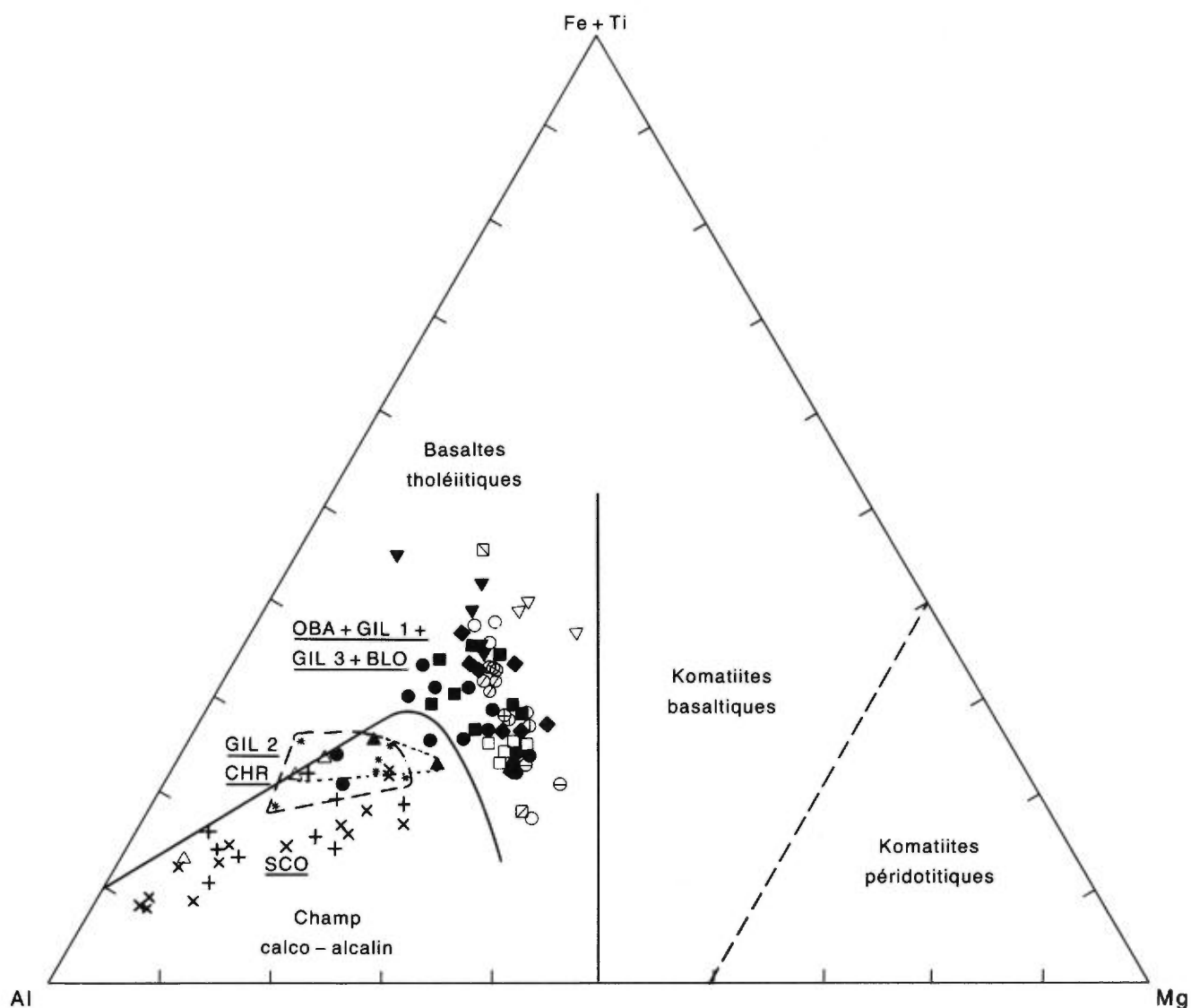


FIGURE 38 – Groupe de Roy. Diagramme de Jensen (1976). Variables en pourcentage cationique. Pour symboles, voir figure 36.

Les volcanites felsiques des Formations de Waconichi et de Scorpio, caractérisées par la baisse régulière du fer et du titane, sont localisées dans le champ calco-alcalin.

Les volcanites de la Formation de Chrissie, les méta-basaltes et les méta-andésites à « PI » du membre médian de la Formation de Gilman (GIL 2) sont situés dans le champ calcoalcalin. Toutefois, ces roches ne montrent pas de variations significatives du fer et du titane et leur caractère calco-alcalin est incertain.

Ce diagramme montre l'absence de cumulat pyroxénique dans la population considérée. Il souligne l'absence de komatiite dans le territoire étudié.

Éléments de conclusion

Les roches volcaniques du Groupe de Roy constituent quatre ensembles magmatiques différents:

- Métabasaltes à « PI-Cpx » (OBA, GIL 1, GIL 3), métaferrobasaltes (BLO) et filons-couches de métadolérite, de nature tholéiitique, hypopotassique saturée à sursaturée. Les métadolérites intrusives dans les Formations de Chrissie, d'Obatogamau et de Gilman sont comagmatiques des métabasaltes à « PI-Cpx »;
- Métabasaltes et méta-andésites à « PI » (GIL 2), à caractère transitionnel entre la série tholéiitique et la série calco-alcaline;

- Méta-andésites aphyriques et pyroclastites andésitiques à dacitiques (CHR) de la Formation de Chrissie, montrant une affinité calco-alcaline incertaine;
- Laves et pyroclastites de composition andésitique à rhyodacitique (SCO et WAC), d'affinité calco-alcaline.

GÉOCHIMIE DES ÉLÉMENTS TRACES: GENÈSE DES VOLCANITES DU GROUPE DE ROY

Introduction

Dans cette section, nous utilisons, d'une part les propriétés des éléments incompatibles ou hygromagmaphiles (terres rares, Th, Ta, Hf, Zr, Y, Nb, Ti) et d'autre part celles d'éléments compatibles (Cr) (tableau 4).

Les éléments hygromagmaphiles sont caractérisés par leur faible coefficient de partage solide-liquide ($D \leq 1$)⁽⁵⁾ et présentent d'étroites affinités avec les phases liquides dans lesquelles ils se concentrent. On peut définir le degré d'incompatibilité de ces éléments (figure 39) en fonction de la valeur du coefficient de partage. Un élément est d'autant plus incompatible que son coefficient de partage est faible.

5. Le coefficient de partage d'un élément trace est défini par le rapport $D = C_i/C_l$ où C_i est la concentration de l'élément dans le solide i et C_l la concentration de l'élément dans le liquide. Un élément incompatible ou hygromagmaphile est tel que D est très inférieur à 1.

TABLEAU 4 – Groupe de Roy. Analyses des terres rares et des éléments traces dosés par activation neutronique (Université de Montréal) ou par fluorescence X (Zr, Y, Nb, Université Claude Bernard, Lyon). Valeurs en ppm.

	CHR and 3137B ⁽¹⁾	CHR dol 3141C	OBA bas 3177A	OBA bas 3180B	GIL 1 bas 3197A	GIL 1 bas 45A2	GIL 3 bas 3219B	GIL 3 bas 3243B	BLO Febas 3238A	BLO Febva 3237B	SCO dac 3089A	SCO dac 3303A
La	14,03	4,89	1,43	1,75	5,73	5,09	5,63	3,43	5,56	8,43	11,85	14,39
Ce	28,10	11,14	3,91	4,10	16,70	14,30	14,62	8,68	14,70	20,68	21,60	27,60
Nd	15,18	9,26	3,20	5,00	13,10	12,31	10,26	7,18	10,47	17,60	10,63	11,35
Sm	3,31	2,64	1,33	1,56	3,42	3,45	2,83	2,28	3,70	4,42	2,06	2,10
Eu	0,71	1,09	0,50	0,59	1,21	1,77	0,93	0,82	1,35	1,57	0,75	0,75
Gd	2,46*	4,18*	1,21*	6,79*	1,40*	4,90*	3,52*	6,09*	8,25*	4,18*	—	4,77*
Tb	0,56	0,64	0,31	0,38	0,71	0,78	0,60	0,53	0,87	0,65	0,20*	0,12*
Ho	0,76	0,80	0,49	0,56	0,94	1,05	0,83	0,72	1,20	0,83	0,30	0,30
Tm	0,33	0,33	0,16	0,37	0,43	0,56	0,35	0,31	0,61	0,32	0,11	0,12
Yb	3,00	2,80	1,53	1,70	3,22	3,36	2,36	2,11	3,85	2,60	0,69	0,71
Lu	0,46	0,39	0,21	0,24	0,47	0,56	0,35	0,30	0,60	0,36	0,12	0,13
Cr	72	256	261	276	56	143	22	120	121	51	151	58
Co	20	47	53	54	52	39	48	43	44	62	14	16
Th	1,80	0,30	0,19	—	0,48	0,40	0,50	0,34	0,40	0,70	1,62	2,30
Hf	4,05	1,44	0,90	0,96	2,22	2,22	1,63	1,58	2,49	2,56	2,60	2,86
Ta	0,46	0,18	0,11	0,12	0,24	0,19	0,29	0,15	0,26	0,31	0,22	0,30
Zr	173	58	31	35	79	78	64	61	99	104	112	123
Y	24	26	15	18	28	30	27	22	41	26	9	8
Nb	7,5	3,5	2,8	3	4,9	27	5,1	3,2	4,8	6,1	5,3	5,5

* : dosage incertain; valeur donnée à titre indicatif

CHR = Chrissie, OBA = Obatogamau, GIL 1 = membre inférieur du Gilman, GIL = membre supérieur du Gilman, BLO = Blondeau, SCO = Scorpio
bas : métabasalte à « PI-Cpx », and = méta-andésite aphyrique, dol = métadolérite à « PI-Cpx »

Febas = métaferrobasalte, Febva = métaferrobasalte variolitique, dac = métadacite.

(1) : numéros des échantillons de l'annexe 1.

L'utilisation d'éléments de degrés d'incompatibilité plus ou moins différents permet de retrouver la nature du manteau primordial, de mettre en évidence les hétérogénéités du manteau, d'étudier les processus de fusion partielle et de la différenciation magmatique et de déterminer les sites géotectoniques (Steinberg et al., 1979; Wood et al., 1979).

Nature du manteau primordial

L'utilisation de couples d'éléments fortement hygromagmaphiles et de même degré d'incompatibilité (Hf/Zr, Nb/Ta, Y/Tb; figure 40) permet de retracer la nature du manteau primordial (Steinberg et al., 1979). Lors des processus de différenciation du manteau et des processus magmatiques ultérieurs, les éléments de tels couples ne subissent pas de fractionnement différentiel.

Sur la figure 40, les volcanites du Groupe de Roy présentent des rapports Hf/Zr, Nb/Ta et Y/Tb voisins des rapports chondritiques. De tels rapports signent la nature chondritique du manteau primordial.

Nature des volcanites du Groupe de Roy et de leurs sources mantelliques

Les figures 41, 42 et 43 représentent plusieurs spectres de terres rares (Coryell et al., 1963) élargis aux valeurs normalisées de Nb et de Th (Thompson et al., 1982; Dupuyet Dostal, 1984). Les valeurs de normalisation des terres rares sont celles proposées par Schmidt et al. (1966) et Schilling (1971). Les valeurs normalisées de Nb et de Th sont celles de Wood et al. (1979). D'autre part, l'utilisation de couples d'éléments fortement hygromagmaphiles, de propriétés sensiblement différentes (La/Ta, Ta/Th; voir figure 44), permet d'étudier la nature des sources mantelliques et de mettre en évidence l'hétérogénéité du manteau (Steinberg et al., 1979; Wood et al., 1979).

Les metabasaltes à « Pl-Cpx » de la Formation d'Obatogamau (OBA) sont déprimées en terres rares légères (figure 41) et montrent un spectre de terres rares lourdes plat et faiblement appauvri. Leur rapport $La_n/Sm_n^{(6)} = 0,66-0,68$ est légèrement plus élevé que celui observé dans les tholéiites modernes de type N MORB⁽⁷⁾ où La_n/Sm_n varie de 0,5 à 0,65 (Sun et Nesbitt, 1977, 1978).

D'après Dupuy et Dostal (1984), les valeurs déprimées de Nb et de Th montrent l'absence de contamination crustale (figure 41). Enfin, le spectre de terres rares de ces metabasaltes est comparable à celui des metabasaltes de la Formation d'Obatogamau, obtenu par Ludden et al. (1983 et 1984) dans la région de Chibougamau.

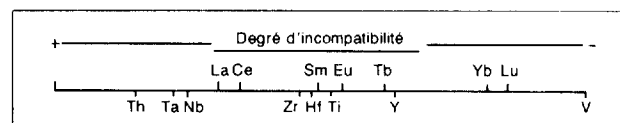


FIGURE 39 – Degré d'incompatibilité des éléments hygromagmaphiles (Treuil et Varet, 1973).

Les metabasaltes à « Pl-Cpx » de la Formation de Gilman (GIL 1, GIL 3) sont plus enrichis en terres rares que les metabasaltes de la Formation d'Obatogamau (figure 41). Le parallélisme de leurs spectres suggère un lien génétique entre ces metabasaltes. Cependant ceux du membre inférieur (GIL 1) apparaissent plus évolués que ceux du membre supérieur (GIL 3). Les profils montrent des anomalies irrégulières de l'euprium, liées aux variations de la quantité de plagioclase d'un échantillon à l'autre ou reflétant déjà son fractionnement.

Les métaferrobasaltes non variolitiques (BLO) ont un spectre de terres rares analogue à celui des metabasaltes à « Pl-Cpx » de la Formation de Gilman (GIL 3) dont ils semblent dériver par simple différenciation magmatique (figure 42).

Les métaferrobasaltes variolitiques (BLO-var) sont enrichis en terres rares légères ($La_n/Sm_n = 1,16$) avec un profil de terres rares lourdes plat et non fractionné. Les processus à l'origine des varioles expliquent peut-être ces comportements mais nous n'avons pas approfondi cette question.

Ces laves montrent la même anomalie négative de Nb que les metabasaltes à « Pl-Cpx » de la Formation de Gilman, appuyant ainsi l'hypothèse d'un lien génétique avec ces derniers.

L'échantillon de métadolérite à « Pl-Cpx » intrusive dans la Formation de Chrissie (CHR_{-dol}) possède un spectre de terres rares (figure 42) et des rapports La_n/Sm_n , La/Ta et Th/Ta semblables à ceux des metabasaltes à « Pl-Cpx » de la Formation de Gilman. Ceci montre qu'au moins une partie de ces métadolérites sont comagmatiques des metabasaltes GIL 1 et GIL 3.

Les andésites aphyriques de la Formation de Chrissie (CHR-and) apparaissent fortement enrichies en terres rares légères ($La_n/Sm_n = 2,58$) alors que les terres rares lourdes ne sont pas fractionnées (figure 43). Ces caractères suggèrent une affinité calco-alcaline et montrent l'absence de liens génétiques directs avec les autres volcanites du Groupe de Roy. Elles sont caractérisées par une forte anomalie négative du niobium et une valeur élevée du thorium, évoquant ainsi l'influence possible de la contamination crustale (Dupuy et Dostal, 1984). Enfin,

6. n = valeur normalisée.

7. MORB = Mid oceanic ridge basalt.

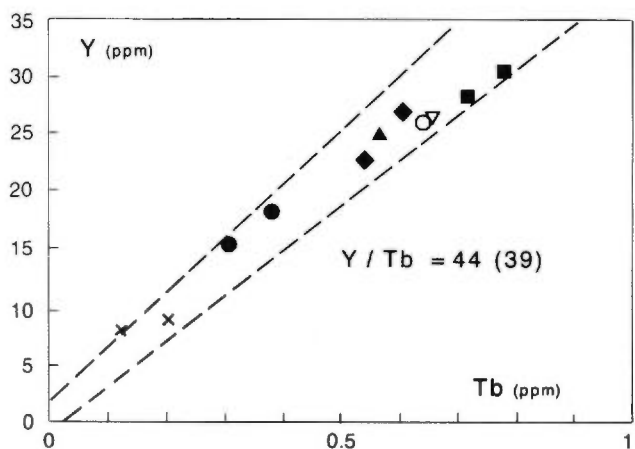
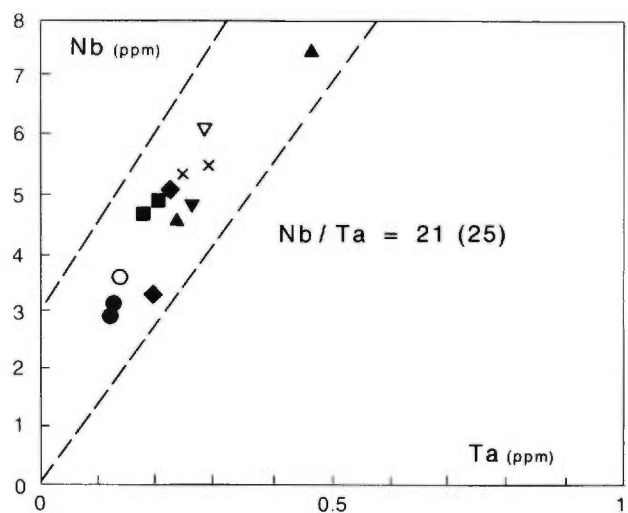
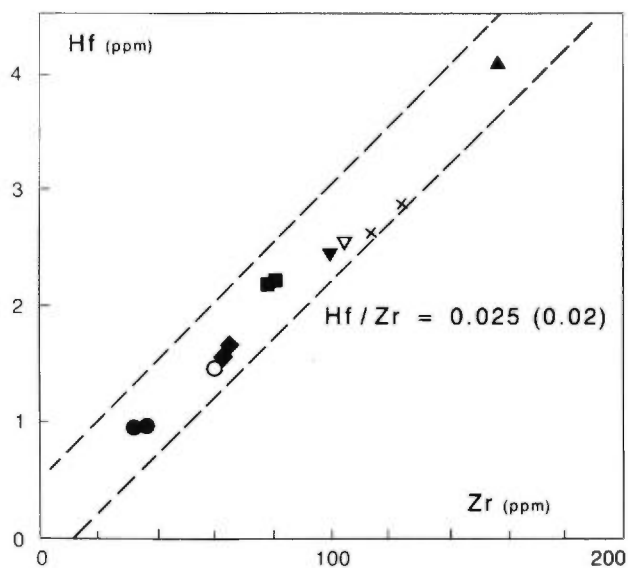


FIGURE 40 – Groupe de Roy. Nature du manteau primordial. Diagrammes Hf-Zr, Nb-Ta et Y-Tb. Pour symboles, voir figure 36.

l'anomalie négative de l'euprium traduit la texture aphyrique de ces laves et montre que le liquide magmatique a subi un fractionnement plagioclasiqve avant son effusion.

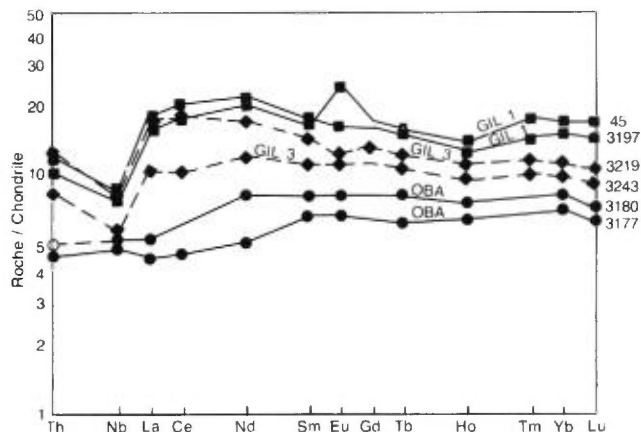


FIGURE 41 – Spectres des lanthanides élargis et normalisés aux chondrites: metabasaltes à « Pl-Cpx » de la Formation d'Obatogama (OBA) et des membres inférieur (GIL 1) et supérieur (GIL 3) de la Formation de Gilman. 45, 3197, etc: numéros d'échantillons de l'annexe 1 et du tableau 4. Pour symboles, voir figure 36.

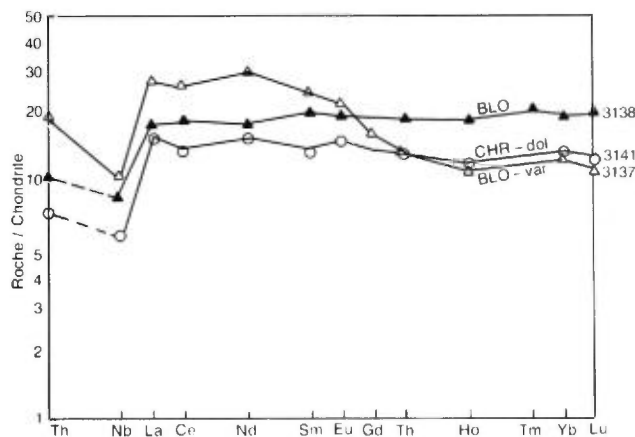


FIGURE 42 – Spectres des terres rares normalisés aux chondrites: métaferrobasaltes de la Formation de Blondeau (BLO) et métadolérites [intrusives dans la Formation de Chrissie (CHR-dol)]. 3138, etc: numéros d'échantillons de l'annexe 1. Pour symboles, voir figure 36.

Les laves felsiques de la Formation de Scorpio (SCO) sont fortement enrichies en terres rares légères ($La_n / Sm_n = 3,5$ à $4,2$) et sont déprimées en terres rares lourdes, confirmant ainsi leur affinité calco-alcaline (figure 43). De plus, elles montrent une profonde anomalie négative du niobium et une valeur élevée du thorium, suggérant l'influence de la contamination crustale. Ces volcanites ne peuvent donc pas résulter de la différenciation des autres laves. Elles résultent nécessairement d'une autre source enrichie en terres rares légères. Les deux échantillons sélectionnés proviennent respectivement du lac Lamarck et du dôme du lac Scorpio. Ils montrent des liens génétiques étroits bien que ces laves soient issues de deux centres volcaniques différents. Enfin l'anomalie positive de l'euprium (figure 43) est liée à l'abondance de cristaux de plagioclase dans ces laves. La comparaison de ces volcanites avec quelques échantillons du

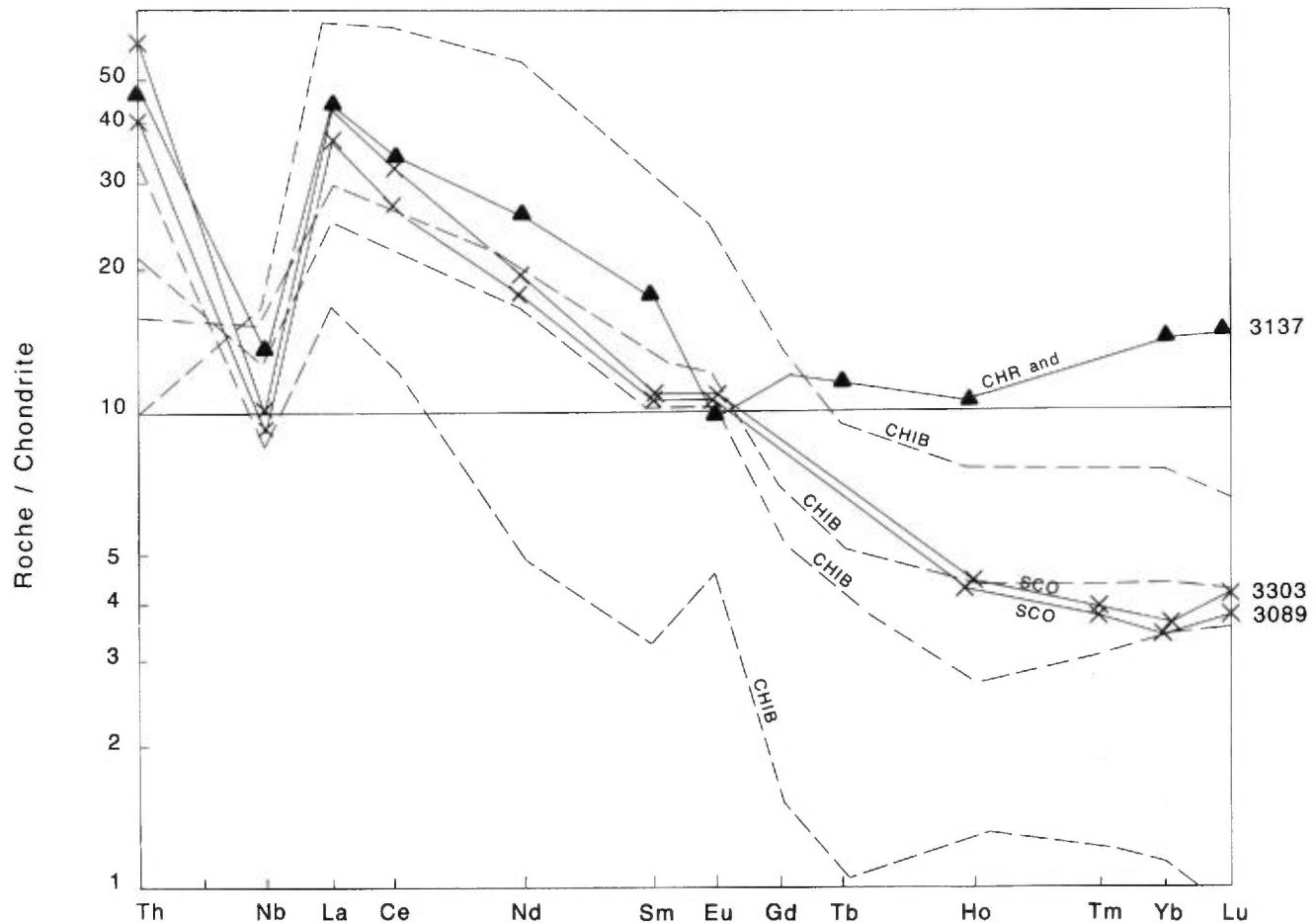


FIGURE 43 – Spectres des lanthanides, de Th et de Nb normalisés aux chondrites : méta-andésites aphyriques de la Formation de Chrissie (CHR-and), laves de la Formation de Scorpio (SCO) et échantillons du pluton de Chibougamau (CHIB). Analyses de Racicot (en préparation). 3137, etc : numéros d'échantillons de l'annexe 1 et du tableau 4. Pour symboles, voir figure 36.

pluton de Chibougamau (analyses de Racicot; thèse en préparation) évoque la possibilité d'un lien génétique entre ces roches (figure 43).

Pour préciser le mode de différenciation des différentes suites magmatiques et déterminer quelles sont les phases minérales qui ont contrôlé la différenciation, nous avons utilisé les diagrammes Ti-Zr, Y-Zr et Nb-Zr exprimés en coordonnées logarithmiques (figure 45). Sur ces diagrammes nous avons reporté les vecteurs de fractionnement de différents liquides et de différentes phases minérales définis par Pearce et Norry (1979). D'autre part, les tendances de différenciation de chaque phase volcanique ont été représentées en respectant leur pente et leur longueur (figure 45).

Les metabasalts à « Pl-Cpx » (OBA, GIL 1, GIL 3), les métaferrobasalts non variolitiques (BLO) et les métadolérites participent à plusieurs tendances peu différentes les unes des autres et constituent des droites dont la translation passe par l'origine ou très près de celle-ci. Ces observations suggèrent un processus de différenciation par cristallisation fractionnée. D'une manière générale, les tendances sont subparallèles au vecteur de fractionnement 1 de Pearce et Norry (1979). Celui-ci

correspond pour un magma basique au fractionnement d'un mélange à Pl (0,5) – Cpx (0,3) – Ol (0,2).

Les métaferrobasalts variolitiques (BLO) présentent une évolution parallèle à celle des métaferrobasalts non variolitiques. Ils sont déprimés en Y, alors que Zr, Nb et Ti sont aussi abondants que dans les laves non variolitiques. La cristallisation de l'apatite dans les réservoirs magmatiques avant l'épanchement de ces laves pourrait expliquer cette basse valeur de Y.

Les metabasalts et les méta-andésites à « Pl » (GIL 2) se distribuent de part et d'autre d'une droite, suggérant un processus de différenciation par cristallisation fractionnée. Dans le diagramme Y-Zr, cette droite s'apparente aux vecteurs de fractionnement 1 et 2, ce qui permet de rejeter la participation du zircon, de la biotite, de l'amphibole et de l'apatite lors du fractionnement. Dans le diagramme Nb-Zr, la pente de la droite est comprise entre celles des vecteurs 1, 2, 3, 4 et 6, ce qui montre l'influence possible de la magnétite. Dans le diagramme Ti-Zr, elle est localisée entre les vecteurs 1 et 4. Dans ce cas, le début du fractionnement du titane confirme le rôle de la magnétite et/ou de l'ilménite. Le fractionnement des liquides à l'origine de ces laves apparaît donc contrô-

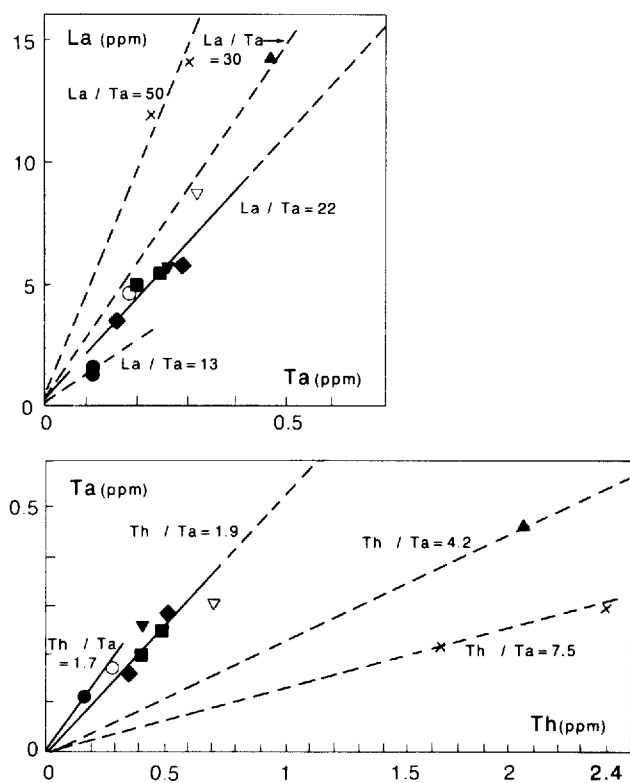


FIGURE 44 – Groupe de Roy. Diagrammes La-Ta et Ta-Th. Mise en évidence de l'hétérogénéité du manteau archéen. Pour symboles, voir figure 36.

lé par le plagioclase, le clinopyroxène, l'olivine et la magnétite et/ou l'ilménite, mais la proportion de chaque phase est indéterminée.

Les volcanites de la Formation de Chrissie (CHR) constituent un nuage de points indépendant de toutes les autres volcanites du Groupe de Roy. Le nombre réduit d'analyses limite l'interprétation. Malgré cela, elles offrent une tendance de différenciation caractérisée par l'augmentation des teneurs en Zr, Y et Nb. Dans les diagrammes utilisant ces éléments (figure 45), cette tendance se rapproche du vecteur 1, ce qui suggère un contrôle du fractionnement par le plagioclase, le clinopyroxène et l'olivine. Dans le diagramme Ti-Zr (figure 45), un point présente une faible valeur du titane, suggérant la perte du caractère hygromagmaphile de cet élément, liée à la cristallisation de la magnétite et/ou de l'ilménite. En raison du manque d'analyses, cette hypothèse n'est pas vérifiable pour l'instant.

Les volcanites felsiques de la Formation de Scorpio (SCO) forment une tendance caractérisée par la chute des teneurs en Ti, Y et Nb, alors que les teneurs en Zr décroissent très faiblement. Dans les diagrammes Y-Zr et Ti-Zr cette tendance est intermédiaire entre les vecteurs de fractionnement 5 et 6. Dans le diagramme Nb-Zr, elle apparaît liée au vecteur 5. Ce dernier contrôle donc étroitement la différenciation de ces volcanites. Les phases minérales qui cristallisent sont les suivantes: Pl (0,6) – Bi (0,15) – Am (0,2) – Mt (0,05).

Caractérisation géochimique du/ou des sites géotectoniques

Plusieurs méthodes géochimiques permettent d'identifier les différents types de sites géotectoniques (Pearce et Cann, 1973; Pearce et Norry, 1979; Wood et al., 1979; Wood, 1980; Pearce, en préparation). Ces méthodes reposent sur les concepts récents de la tectonique globale et sur les propriétés de certains couples d'éléments chimiques incompatibles (Zr/Y, Zr/Ti, Nb/Y, Th/Ta, Ta/La). Les rapports de ces éléments apparaissent caractéristiques de certains sites géotectoniques ou plus précisément des sources à l'aplomb de ces sites.

Plusieurs diagrammes discriminants utilisant ces éléments ont été conçus par les auteurs cités ci-dessus. Leur utilisation pour des séries volcaniques anciennes a pour but de reconstituer le cadre géotectonique de celles-ci. La validité de ces diagrammes est sans équivoque de la période actuelle au Paléozoïque. Par contre, leur utilisation est plus délicate dans le cas des roches précambriennes et surtout celles d'âge archéen.

Pour ces dernières, on ne sait pas dans quelle mesure les concepts de la tectonique globale sont transposables. D'autre part, la nature du manteau archéen est encore mal connue. Il n'est pas certain que les rapports des éléments chimiques aient toujours la même signification. Cependant Sun et Nesbitt (1977-78) ont montré l'existence de nombreuses analogies entre les manteaux archéens et actuels, lesquels présentent le même type d'hétérogénéités. Certains éléments chimiques (Al, Ca, Ti, Zr, Y, Yb, Sc, V) présentent les mêmes proportions dans le manteau archéen et dans le manteau actuel à l'aplomb des rides océaniques. D'autres éléments plus incompatibles (La, Rb, Ba, K) apparaissent plus abondants dans le manteau archéen. Par exemple, le rapport La_n/Sm_n des volcanites archéennes a une valeur de 0,7 à 1,2 alors que dans les tholéiites modernes de type N MORB, ce rapport est voisin de 0,55 (Sun et Nesbitt, 1977).

Ci-dessous, nous utilisons les diagrammes discriminants de Pearce et Cann (1973) (figure 46), de Pearce et Norry (1979) (figure 47), de Wood et al. (1979), de Thompson et al. (1980) et de Wood (1980) (figure 48) afin de déterminer les analogies géochimiques de nos roches avec les sites géotectoniques modernes.

Les metabasites à « Pl-Cpx » (OBA, GIL 1 et GIL 3), les métaferrobasites (BLO) et les métadolérites à « Pl-Cpx » montrent d'étroites affinités géochimiques avec les tholéiites hypopotassiques (LKT) d'une part, et les tholéiites de type N MORB, d'autre part. Leurs caractères géochimiques suggèrent un site de mise en place distensif.

Les metabasites et les méta-andésites à « Pl » (GIL 2) seraient de nature transitionnelle.

Les volcanites des Formations de Chrissie (CHR) et de Scorpio (SCO) et, probablement, celles de Waconichi (WAC) sont d'affinité calco-alcaline. Leurs caractères

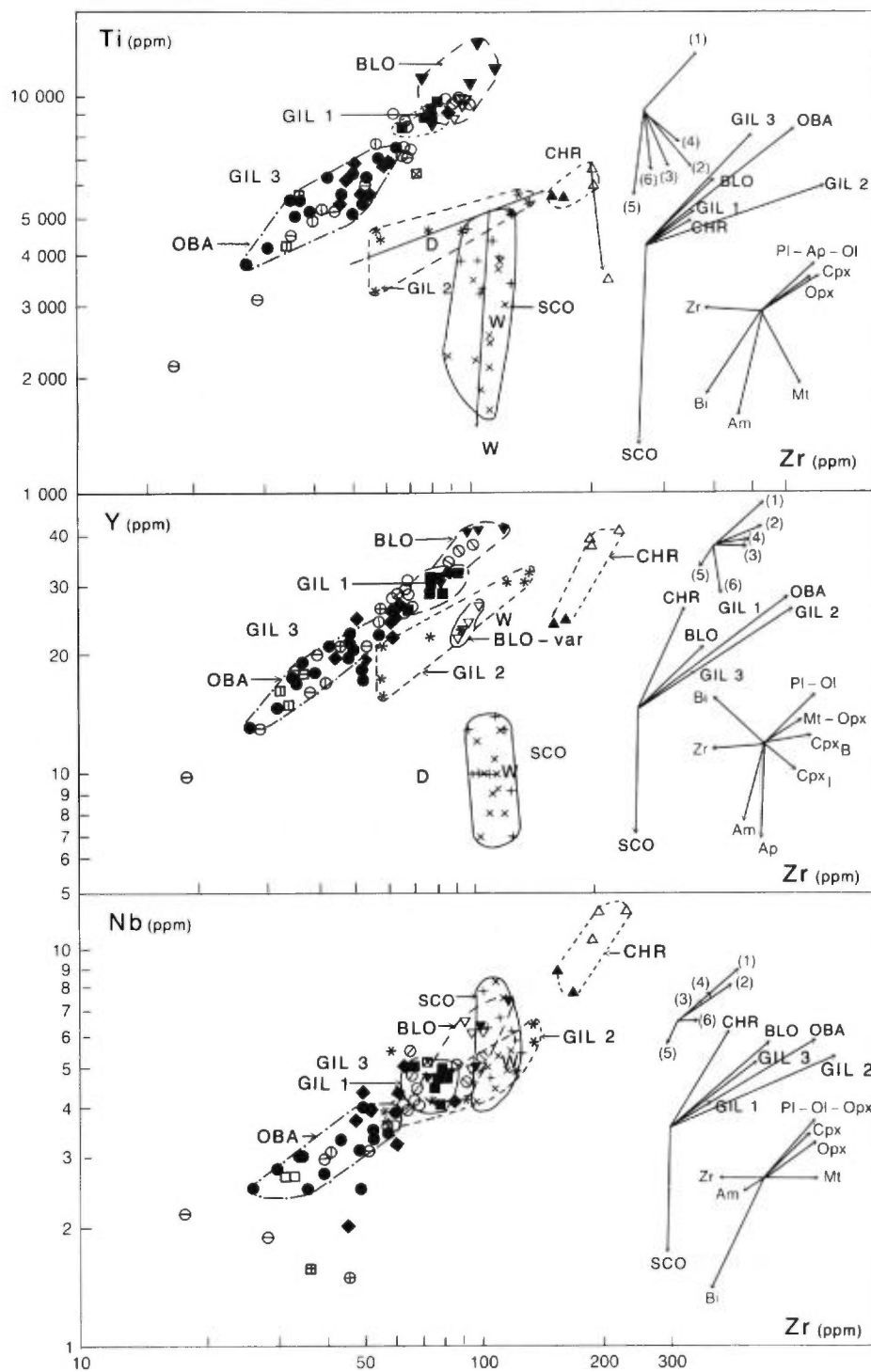


FIGURE 45 – Groupe de Roy. Étude du fractionnement. Diagrammes log Ti-log Zr, log Y-log Zr et log Nb-log Zr. Pour symboles, voir figure 36.

Vecteurs de fractionnement (Pearce et Norry, 1979):

- 1 = Pl (0,5) – Cpx (0,3) – Ol (0,2) (B)
- 2 = Pl (0,5) – Cpx (0,3) – Ol (0,1) – Mt (0,05) (I)
- 3 = Pl (0,6) – Cpx (0,35) – Mt (0,05) (I)
- 4 = Pl (0,55) – Am (0,2) – Cpx (0,2) – Mt (0,05) (I)
- 5 = Pl (0,6) – Bi (0,15) – Am (0,2) – Mt (0,05) (A)
- 6 = Pl (0,6) – Cpx (0,20) – Am (0,15) – Mt (0,05) (A)

(B), (I), (A) = Liquides virtuels basiques, intermédiaires, acides.

Pour symboles, voir figure 36.

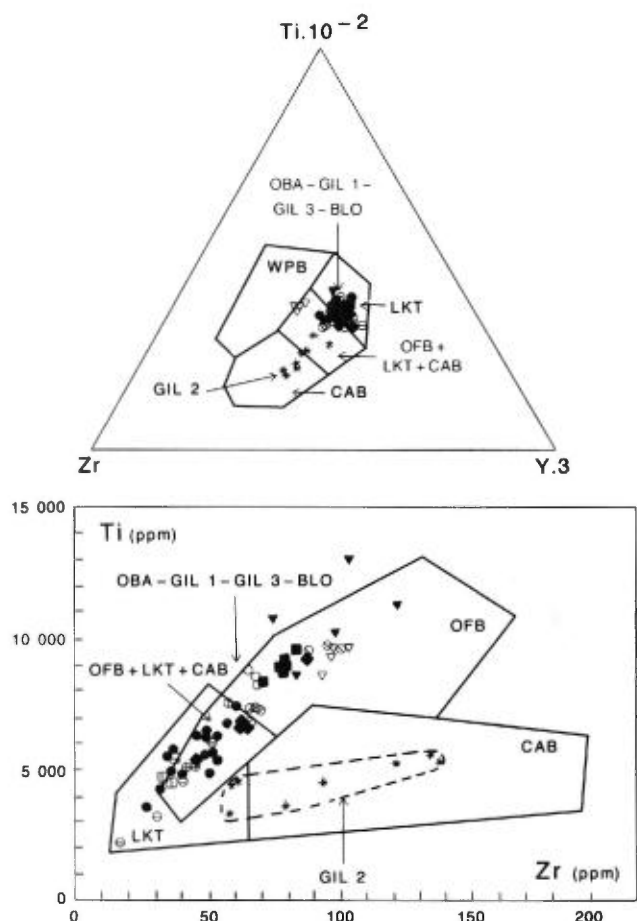


FIGURE 46 – Groupe de Roy. Caractérisation géochimique des sites géotectoniques.

Diagrammes $Ti \cdot 10^{-2}$ - Zr - Y.3 et Ti - Zr de Pearce et Cann (1973). WPB = Within plate basalt; LKT = Low K tholeiites; CAB = Calc-alkali basalt; OFB = ocean floor basalt.

Analyses telles que $12\% \leq MgO + CaO \leq 20\%$.

Pour symboles, voir figure 36.

géochimiques suggèrent une mise en place dans un site compressif sur fond sialique.

L'association de tholéiites de type NMORB, mises en place en site distensif, et de laves calco-alcalines mises en place en site compressif, suggère un site géotectonique comparable aux bassins marginaux modernes sur fond sialique décrits dans la littérature (Karig, 1971, 74). Les indices de contamination crustale, évoquée par l'anomalie négative de Nb au sein de certaines laves (GIL 1, GIL 3, BLO, CHR, SCO; figures 41-42-43), appuieraient une telle hypothèse.

Conclusion

En résumé, les volcanites du Groupe de Roy constituent une séquence volcanique stratifiée et polyphasée constituée par neuf phases successives. Les caractéristiques géochimiques de chaque phase sont résumées dans la figure 49.

L'examen des différentes phases volcaniques montre l'existence de plusieurs sources mantelliques déprimées

ou enrichies ($La_n/Sm_n = 0,66$ à $4,2$). Celles-ci révèlent l'hétérogénéité du manteau archéen.

Le passage d'une phase mafique tholéiitique à une phase felsique calco-alcaline est caractérisé par une profonde discontinuité chimique. On ne peut pas expliquer ce passage simplement par un processus de différenciation magmatique. Celui-ci semble avoir été contrôlé par la nature des sources mantelliques où s'effectue la fusion partielle. La contamination crustale qui semble affecter les laves felsiques peut également fournir une explication de cette discontinuité chimique.

Les variations au sein d'une même phase résultent des variations du taux de fusion partielle et du fractionnement des liquides produits dans une chambre magmatique. Les récurrences magmatiques observées suggèrent une alimentation périodique des chambres par les liquides primaires. Les taux de fusion partielle de chaque phase apparaissent d'autant plus élevés que la source est plus déprimée. Cette observation peut être reliée avec la profondeur où s'effectue la fusion partielle.

Il est remarquable de noter que les phases calco-alcalines felsiques résultent toute d'une source enrichie et, apparemment, d'un faible taux de fusion partielle. Elles présentent toutes une forte anomalie négative de Nb, ce qui, d'après Dupuy et Dostal (1984), est un indice de la contamination crustale. Si cette hypothèse est exacte, le « contaminant » crustal peut contribuer à l'acquisition du caractère calcoalcalin. Par ailleurs, les teneurs relativement élevées du chrome (151 ppm) dans certaines laves confirment l'origine mantellique de ces dernières (Capdevilla et al., 1982).

La caractérisation géochimique des sites géotectoniques montre la coexistence de caractères distensifs, présentés par les metabasaltes tholéiitiques, et de caractères compressifs, présentés par les phases calco-alcalines. Les metabasaltes à « Pl-Cpx » et les métaferrobasaltes présentent, d'une part des affinités géochimiques avec les tholéiites hypopotassiques d'arcs insulaires, et d'autre part des affinités (REE) avec les tholéiites de type NMORB. Enfin, les indices de contamination crustale observés dans les laves felsiques et dans une moindre mesure dans les laves mafiques des Formations de Gilman et Blondeau, suggèrent l'existence probable d'une croûte à la base de cette séquence volcanique.

Cette association de caractères évoque un site géotectonique du type des bassins marginaux modernes. Les laves mafiques tholéiitiques se seraient mises en place à partir d'une zone d'accrétion dans le bassin d'arrière d'arc. Les laves calco-alcalines proviendraient de centres volcaniques situés à l'aplomb de zones de subduction éventuelles.

Pour l'instant, cette hypothèse n'est justifiée que par des arguments géochimiques. En raison des nombreuses réserves formulées auparavant, elle doit être considérée avec précaution. En particulier, on peut se demander si

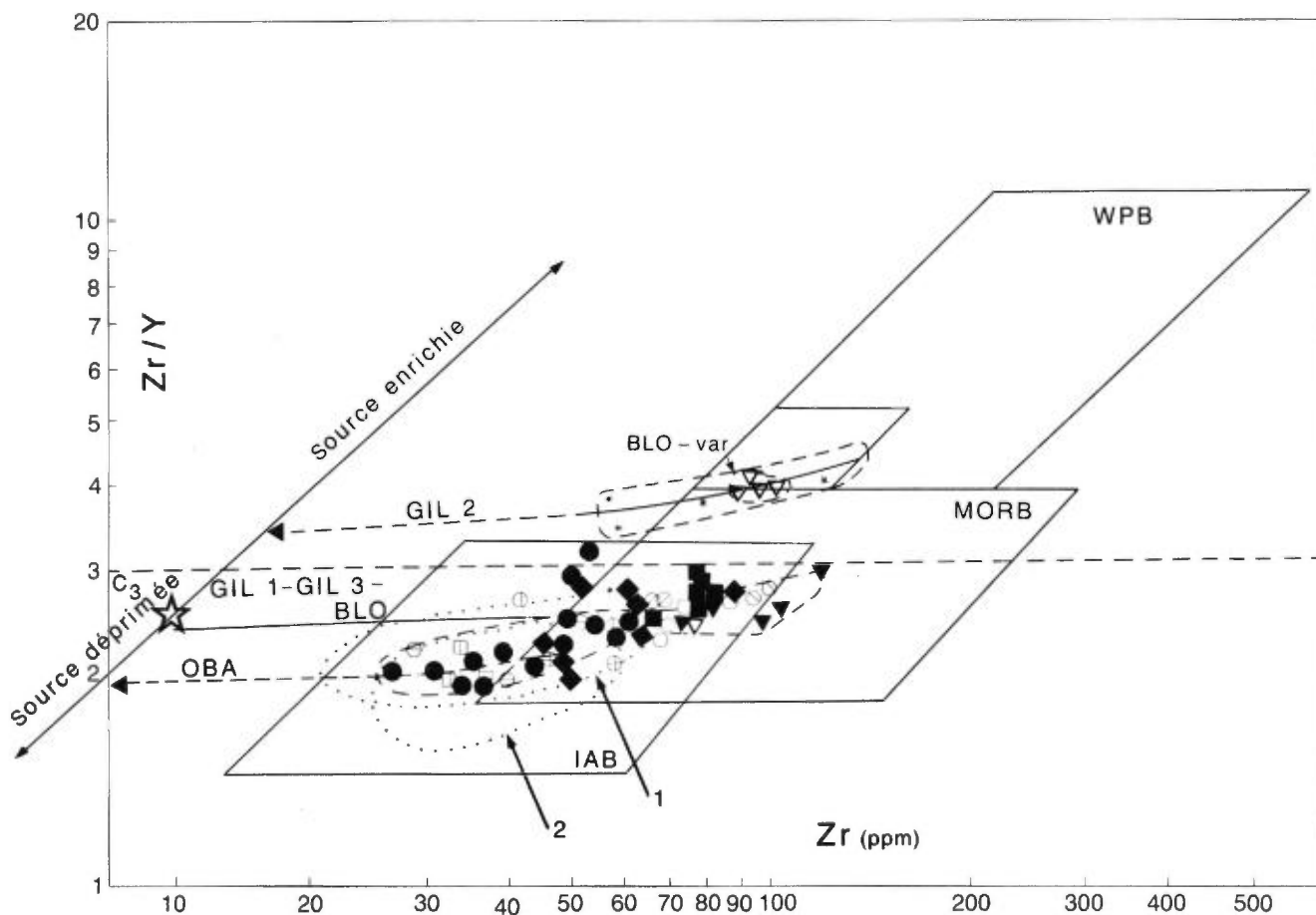


FIGURE 47 – Métabasalts du Groupe de Roy. Diagramme Zr/Y-Zr de Pearce et Norry (1979). C₃ = chondrite; WPB = Within plate basalt; MORB = Mid ocean ridge basalt; IAB = Insular arc basalt. 1 = Série de Tonga (Ewart et al, 1977); 2 = Série d'Oshima. Pour symboles, voir figure 36.

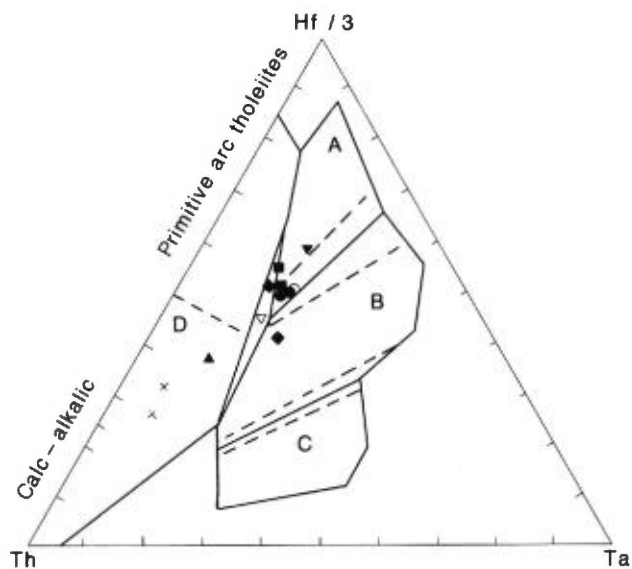


FIGURE 48 – Groupe de Roy. Diagramme Hf/3-Th-Ta de (Wood et al. (1979), Thompson et al. (1980) et Wood, (1980)

A = N type MORB
 B = E type MORB + tholeiite within plate basalts and differentiates
 C = Alkaline within plate basalts and differentiates
 D = Destructive plate-margin basalts and differentiates
 Pour symboles, voir figure 36.

les valeurs élevées des rapports Th/Ta ne résultent pas de la contamination crustale.

Géochimie des volcanites du groupe d'Opémisca

INTRODUCTION

L'étude pétrographique du Groupe d'Opémisca a révélé l'existence de deux séquences volcaniques situées au-dessus d'une épaisse série de turbidites et interdigitées avec des roches sédimentaires de plaine alluviale de piedmont.

Les deux séquences volcaniques (Formation de Haüy) sont respectivement constituées de :

- Métabasalts porphyriques à « Ol-Cpx-Pl » (membre 1), de métatrachyandésites et de métatrachytes porphyriques (membre 2);
- Métabasalts porphyriques à « Ol-Cpx-Pl » (membre 4), de méta-andésites potassiques aphanitiques (membre 5) et de plusieurs horizons de pyroclastites.

Phase	Formation	Source	Taux de fusion partielle	Différenciation Fractionnement	Faciès	Série magmatique	Site géotectonique
1 CHR1 2 CHR2	CHRISSIE	Enrichie: $La_n/Sm_n = 2,58$ $Zr/Y = 5,5 \text{ à } 7,5$ $La/Ta = 30$	Faible ? $La_n/Yb_n = 3,18$	Pl - Cpx - Ol - (Mt) Contamination crustale (\sqrt{Nb})	- Méta - andésites aphyriques - Pyroclastites dacitiques	Calco - alcaline	Compressif ? $Th/Ta = 4,2$ Type arc continental - tal $Zr/Y > 3$
3 OBA	OBATOGAMAU	Déprimée: $La_n/Sm_n = 0,66 - 0,68$ $Zr/Y = 2$ $La/Ta = 13$	30 à 35% $La_n/Yb_n = 0,65$ $Zr_i = 22 \text{ ppm}$	Fractionnée dans chambre magmatique Pl (0,5) - Cpx (0,3) - Ol (0,2) $Cr_i = 276 \text{ ppm}$	- Métabasaites à "Pl - Cpx" + - Métadolérites à "Pl - Cpx" type 1	Tholéitique Hypopotassique Type N MORB $La/Ta = 13$ $Hf/Ta = 8$	Distensif $Th/Ta = 1,7$
4 WAC	WACONICHI	Enrichie ? $Zr/Y > 10$?	?	Pyroclastites dacitiques	Calco - alcaline	Compressif ? Type arc continental $Zr/Y > 3$?
5 GIL 1	GILMAN membre inférieur	Non fractionnée $La_n/Sm_n = 0,92 \text{ à } 1,2$ $Zr/Y = 2,2 \text{ à } 2,8$ $La/Ta = 22$	10 à 15% $La_n/Yb_n = 1,15$ $Zr_i = 63 \text{ ppm}$	Fractionnée dans chambre magmatique Pl (0,5) - Cpx (0,3) - Ol (0,2) $Cr_i = 143 \text{ ppm}$	- Métabasaites à "Pl - Cpx" - Métadolérites à "Pl - Cpx" types 1 et 2	Tholéitique Hypopotassique Type N MORB $La/Ta = 22$ $Hf/Ta = 9,2 \text{ à } 11$	Distensif $Th/Ta = 1,9$
6 GIL 2	GILMAN membre moyen	Enrichie $Zr/Y = 3,5$	15% $Zr_i = 55 \text{ ppm}$	Fractionnée ? Pl - Cpx - Ol - Mt	- Métabasaites et - Méta - andésites à "Pl"	Transitionnelle	? Type arc continental $Zr/Y = 3,5 \text{ à } 4,5$
7 GIL 3	GILMAN membre supérieur	Non fractionnée $La_n/Sm_n = 0,9 \text{ à } 1$ $Zr/Y = 2,2 \text{ à } 2,8$	15 à 20% $La_n/Yb_n = 1,15 \text{ ou } 1,57$ $Zr_i = 44 \text{ ppm}$	Fractionnée dans chambre magmatique Pl (0,5) - Cpx (0,3) - Ol (0,2) $Cr_i = 121 \text{ ppm}$	- Métabasaites à "Pl - Cpx" et - Métadolérites à "Pl - Cpx" type 1	Tholéitique Hypopotassique type N ou (E) MORB $La/Ta = 22$ $Hf/Ta = 5,6 \text{ à } 10,5$	Distensif $Th/Ta = 1,9$
8 BLO	BLONDEAU	Non fractionnée $La_n/Sm_n = 1,16$ $Zr/Y = 2,2 \text{ à } 2,8$	10 à 20% $La_n/Yb_n = 1,15 \text{ ou } 2,10$ $Zr_i = 70 \text{ ppm}$	Fractionnée dans chambre magmatique Pl (0,5) - Cpx (0,3) - Ol (0,2) $Cr_i = 121 \text{ ppm}$	- Métaferrobasaites et - Métaferroandésites	Tholéitique Hypopotassique type N MORB riche en Fe - Ti $La/Ta = 22 \text{ à } 27$ $Hf/Ta = 8 \text{ à } 10$	Distensif $Th/Ta = 1,9$
9 SCO	SCORPIO	Très enrichie $La_n/Sm_n = 3,5 \text{ à } 4,2$ $Zr/Y > 10$	Faible ? $La_n/Yb_n > 10$ $Zr_i = 100 \text{ ppm}$	Pl (0,6) - Bi (0,15) - Am (0,2) - Mt (0,05) + Contamination crustale (\sqrt{Nb})	- Laves et pyroclastites andésitiques à dacitiques	Calco - alcaline	Compressif ? $Th/Ta = 7,5$ Type arc continental $Zr/Y > 3$

FIGURE 49 - Caractère géochimique des volcanites du Groupe de Roy.

Les laves de ce groupe n'ont jamais fait l'objet d'études géochimiques approfondies. Seuls Cimon (1977) et Allard et al. (1979) ont déjà noté leur nature andésitique et leur caractère potassique.

Le chimisme de ces laves est complexe et leurs propriétés sont parfois délicates à établir. Malgré un nombre limité d'analyses, plusieurs hypothèses sont posées sur la base de la géochimie des lanthanides. Cependant elles reposent également sur des considérations de terrain et de laboratoire (pétrographie). Par la suite, ces hypothèses sont discutées à l'aide de la géochimie des éléments traces Zr, Y, Nb et Ti et des éléments majeurs dont nous possédons un plus grand nombre d'analyses (voir annexe 2).

Par sa nature, ce volcanisme semble se rapporter à certains épisodes tardifs de l'Abitibi occidental où des associations andésitiques hautement potassiques d'affinité calco-alcaline ou shoshonitique (Cooke et Moorhouse, 1968; Brooks et al., 1982) sont associées à d'épaisses séquences sédimentaires de turbidites, de grès et de grès conglomératiques (Hyde, 1980; Shagelski, 1980).

CARACTÈRES GÉOCHIMIQUES DES VOLCANITES

Caractères chimiques et classification (figure 50)

Le premier critère qui a permis de distinguer les volcanites des Groupes de Roy et d'Opémisca est la teneur très élevée du potassium dans les laves de la Formation de Haüy (Cimon, 1977a et b; Allard et al., 1979; Charbonneau et Dupuis-Hébert, 1983; Picard, 1983; Picard et al., 1983). Le diagramme K_2O-SiO_2 (MacKenzie et Chapell, 1972; Pecerrillo et Taylor, 1976) (figure 51) illustre cette propriété. D'une manière générale, les teneurs en K_2O augmentent avec les teneurs en SiO_2 . Elles sont comprises entre 0,15 et 5,7 %. Elles sont radicalement différentes de celles observées dans les volcanites du Groupe de Roy où elles n'excèdent généralement pas 1 %.

Formation de Haüy	Séquence supérieure	● +	Méta-andésites potassiques aphanitiques (membre 5) Brèche volcanoclastique (membre 4)
	Séquence inférieure	▲ ◇ □ △	Métabasaltés porphyriques (membre 4) Métatrachytes porphyriques (membre 2) Métatrachyandésites porphyriques (membre 2) Métabasaltés porphyriques (membre 1)
Flanc sud du synclinal		■	Métatrachyandésites porphyriques
Formation de Daubrée		*	Dykes de "porphyres" à "Ol-Cpx-Pl"

FIGURE 50 – Symboles d'identification des volcanites du Groupe d'Opémisca.

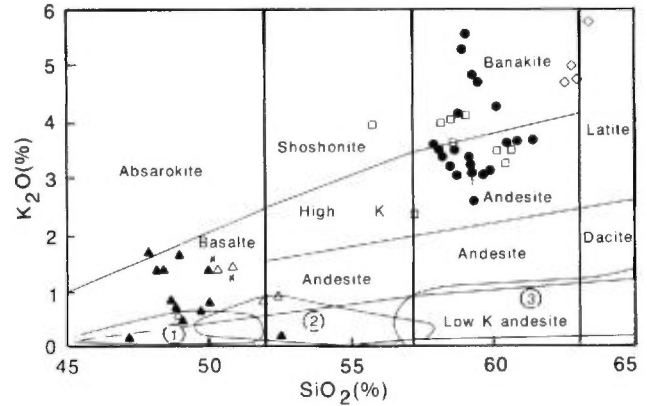


FIGURE 51 – Groupe d'Opémisca. Diagramme K_2O-SiO_2 de McKenzie et Chapell (1972) et de Pecerrillo et Taylor, (1976).

- 1: métabasaltés à « Pl-Cpx » (Groupe de Roy)
 - 2: métabasaltés et méta-andésites à « Pl » (Groupe de Roy)
 - 3: volcanites felsiques (Groupe de Roy)
- Pour symboles, voir figure 50.

Il est certain que l'altération a induit une mobilisation du potassium. Celle-ci est attestée par les variations verticales de K_2O pour une même valeur de SiO_2 . Cependant, l'ampleur de cette mobilisation apparaît limitée et les teneurs moyennes de K_2O (tableau 5) sont probablement représentatives des teneurs magmatiques.

Les métabasaltés porphyriques (membres 1 et 4, tableau 5) sont caractérisés par leur teneur élevée en Al_2O_3 (17,5 à 18 %), K_2O (1 %), Sr (800 ppm) et Zr (75 ppm), ainsi qu'en MgO, FeO_1 et CaO. Au contraire, ils sont pauvres en TiO_2 (0,6 à 0,8 %). Leur rapport K_2O/Na_2O est compris entre 0,4 et 0,5. Il faut aussi noter la valeur élevée de la PAF (5,4 à 6,7 %). Celle-ci témoigne des processus d'altération et d'une composante non négligeable des éléments volatils dans les liquides magmatiques.

Dans le diagramme SiO_2-Zr/TiO_2 (Floyd et Winchester, 1977) (figure 52), les métabasaltés chevauchent les champs des basaltés subalcalins et alcalins. Par contre, dans le diagramme $Zr/TiO_2-Nb/Y$ (figure 52), les points représentatifs se placent dans le champ des basaltés subalcalins. Ces premières observations évoquent donc une affinité subalcaline. Les dykes de porphyres à « Ol-Pl-Cpx » intrusifs dans la Formation de Daubrée ont été reportés. Ils ont les mêmes caractères que les métabasaltés dont ils constituent vraisemblablement les dykes nourriciers (tableau 5).

Les méta-andésites K aphanitiques (membre 5) et les pyroclastites sont caractérisées par des teneurs élevées en Al_2O_3 (16,5 %), Na_2O (4,77 %), K_2O (3,78 %), Sr (360 ppm), Zr (315 ppm) et Nb (20 ppm). Leur teneur en TiO_2 est la plus élevée des volcanites de ce groupe (1,4 %), mais demeure modeste. Enfin le rapport K_2O/Na_2O est de l'ordre de 0,8.

Dans le diagramme K_2O-SiO_2 (figure 51), elles sont en majorité dans le champ des andésites hautement potassiques. Seules quelques analyses se localisent dans le

TABLEAU 5 – Composition chimique moyenne des volcanites de la Formation de Haüy du Groupe d'Opémisca.

	HAÛY 1 Bas. por n = 5		HAÛY 4 Bas. por n = 12		DAU- BRÉE dyke n = 1	HAÛY 2 T. And. por. n = 8		HAÛY 2 Tra. por n = 4		HAÛY 5 And. K n = 22	
	\bar{x}	α	\bar{x}	α	\bar{x}	\bar{x}	α	\bar{x}	α	\bar{x}	α
	%										
SiO ₂	50,83	1,24	48,97	1,35	50,81	59,02	1,13	62,81	0,31	58,88	2,01
Al ₂ O ₃	18,03	1,39	17,46	1,79	17,44	18,09	1,16	18,03	0,25	16,53	0,78
FeO	10,03	1,43	9,32	0,54	7,98	5,84	0,53	3,95	0,29	8,23	1,24
MgO	7,09	1,50	8,82	1,23	9,34	2,24	0,60	1,38	0,26	1,97	0,40
CaO	9,26	1,49	11,25	1,53	9,68	4,67	0,75	1,87	0,51	3,66	0,72
Na ₂ O	2,65	0,61	2,18	0,43	2,59	5,26	1,26	6,06	0,31	4,77	0,99
K ₂ O	0,97	0,36	1,01	0,57	1,18	3,53	0,55	5,02	0,43	3,78	0,78
TiO ₂	0,77	0,08	0,58	0,11	0,61	0,86	0,10	0,61	0,02	1,41	0,17
P ₂ O ₅	0,22	0,05	0,25	0,12	0,20	0,39	0,07	0,21	0,01	0,64	0,13
MnO	0,15	0,03	0,17	0,03	0,16	0,10	0,01	0,07	0,01	0,13	0,02
Total	100,00		100,01		99,99	100,00		100,00		100,00	
PAF	6,77	1,61	5,38	1,57	3,31	3,12	0,93	1,87	0,61	3,38	1,08
	ppm										
Rb	18	8	24	13	28	101	17	184	28	103	27
Sr	835	261	791	292	717	1 023	383	579	128	358	105
Zr	74	14	77	33	62	290	44	481	9	316	35
Nb	4,70	1,40	5	1,60	4,30	19	3,70	27	1,50	19	3
Y	12	1,50	12	1,40	8	20	3	20	1	33	4

n = nombre d'analyses, \bar{x} moyenne, α = écart type Bas. por = metabasalte porphyrique à « Ol-Cpx-Pl » T. And. por = métatrachyandésite porphyrique Tra. por = métatrachyte porphyrique And. K = méta-andésite potassique aphanitique.

champ des banakites, mais celles-ci ont probablement été potassifiées. Dans les diagrammes SiO₂-Zr/TiO₂ et Zr/TiO₂-Nb/Y (figure 52), elles sont toutes situées dans le champ des andésites subalcalines.

Les métatrachyandésites porphyriques (membre 2) sont caractérisés par des teneurs élevées en SiO₂ (59 %), Al₂O₃ (18,1 %), Na₂O (5,26 %), K₂O (3,53 %), P₂O₅ (0,4 %), Sr (1000 ppm), Zr (300 ppm) et Nb (20 ppm). Leur rapport K₂O/Na₂O est de l'ordre de 0,7. Enfin, elles sont pauvres en TiO₂ (0,86 %).

Dans le diagramme K₂O-SiO₂ (figure 51), la majorité de ces laves se situent dans le champ des banakites en raison de leur teneur élevée en K₂O. Dans les diagrammes SiO₂-Zr/TiO₂ et Zr/TiO₂-Nb/Y (figure 52), elles se situent dans le champ des trachyandésites. Ces caractères suggèrent une affinité alcaline. Cependant leur teneur élevée en Sr et leur faible teneur en TiO₂ suggèrent une affinité avec la série shoshonitique (Joplin, 1968; Joplin et al., 1972). Enfin, notons que plusieurs de ces roches sont à néphéline normative.

Les métatrachytes porphyriques (membre 2) sont les plus enrichis en SiO₂ (63 %), Al₂O₃ (18 %), Na₂O (6,06 %) et K₂O (5,02 %). Ils présentent également des teneurs élevées en Sr (580 ppm), Zr (480 ppm) et Nb (27 ppm). Leur rapport K₂O/Na₂O = 0,8.

Dans le diagramme K₂O-SiO₂ (figure 51), ils se situent dans le champ des banakites et des latites. Dans les diagrammes SiO₂-Zr/TiO₂ et Zr/TiO₂-Nb/Y (figure 52),

ils sont tous dans le champ des trachytes. Ces laves présentent une nette affinité alcaline pour ces éléments. Comme dans le cas précédent, leur teneur élevée en Sr et leur faible teneur en TiO₂ suggèrent une affinité shoshonitique.

Le tableau 5 ainsi que les figures 51 et 52 permettent de distinguer quatre faciès géochimiques à l'intérieur du Groupe d'Opémisca:

- Métabasaltés porphyriques à tendance subalcaline (membres 1 et 4);
- Méta-andésites aphanitiques hautement potassiques à tendance subalcaline (membre 5);
- Métatrachyandésites porphyriques à tendance alcaline (ou shoshonitique) (membre 2);
- Métatrachytes porphyriques à tendance alcaline (ou shoshonitique) (membre 2).

Les deux derniers faciès sont intimement liés sur le terrain. Enfin, les dykes intrusifs dans la Formation de Daubrée sont de même nature que les métabasaltés porphyriques.

Diagramme Al-Fe+Ti-Mg de Jensen (1976) (figure 53)

Les métabasaltés porphyriques et leurs dykes nourriciers évoluent d'un pôle magnésien vers un pôle plus alumineux, alors que la somme Fe + Ti demeure constante. Cette évolution peut traduire un effet cumulatif

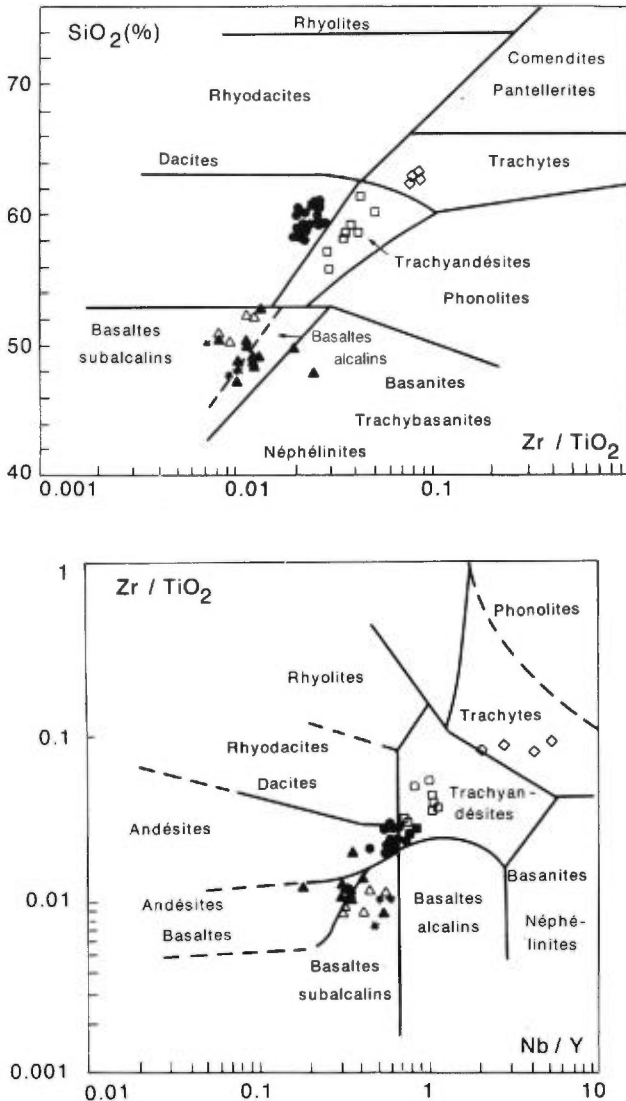


FIGURE 52 – Groupe d'Opémisca. Diagrammes $\text{SiO}_2\text{-Zr/TiO}_2$ et $\text{Zr/TiO}_2\text{-Nb/Y}$ de Floyd et Winchester (1977). Pour symboles, voir figure 50.

induit par les phénocristaux d'olivine et/ou de clinopyroxène. Cependant aucun point ne pénètre dans le champ des komatiites. Malgré leur caractère porphyrique, ces laves ont dans l'ensemble des compositions de liquides. Leur évolution suggère une affinité calco-alcaline.

Les méta-andésites K aphanitiques forment un nuage de points homogène situé dans le champ tholéiitique. Elles sont caractérisées par des teneurs plus élevées en FeO_t et TiO_2 .

Les métatrachyandésites et les métatrachytes porphyriques sont dans le champ calco-alcalin. Elles s'enrichissent en Al_2O_3 , ce qui peut s'expliquer en partie par l'abondance des phénocristaux de plagioclase et/ou d'anorthose. Elles présentent des caractères de cumulat feldspathique dont il faut tenir compte dans les interprétations pétrogénétiques (jusqu'à 45 % de phénocristaux de feldspath).

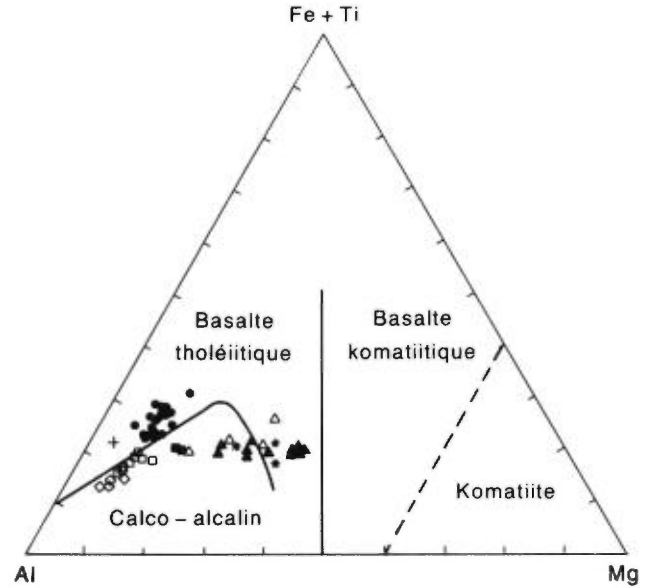


FIGURE 53 – Groupe d'Opémisca. Diagramme Al-Fe+Ti-Mg de Jensen (1976). Variables en pourcentage cationique. Pour symboles, voir figure 50.

L'évolution des deux séquences volcaniques de la Formation de Haüy montre :

- Une évolution à Fe + Ti constante (membre 1) puis décroissante (membre 2), suggérant une affinité calco-alcaline (séquence basale);
- Une évolution à Fe + Ti constante (membre 4) puis croissante (membre 5), suggérant une affinité tholéiitique incertaine (séquence supérieure).

Éléments de conclusion

- Les laves du Groupe d'Opémisca forment deux séquences séparées par des roches sédimentaires.
- La séquence basale est constituée de :
 - Métabasaltes porphyriques à « Ol-Cpx-Pl » évoquant une affinité calco-alcaline (membre 1);
 - Métatrachyandésites et de métatrachytes porphyrique (membre 2) présentant une affinité alcaline (ou shoshonitique).
- La séquence supérieure est constituée de :
 - Métabasaltes porphyriques à « Ol-Cpx-Pl » (membre 4 d'affinité calco-alcaline). Leurs teneurs en CaO et MgO sont plus élevées et les distinguent des métabasaltes du membre 1;
 - Méta-andésites aphanitiques hautement potassiques et de volcanoclastites associées d'affinité subalcaline.

La séquence basale suggère une évolution calco-alcaline, alors que la séquence supérieure évoque une évolution intermédiaire entre les séries calco-alcaline et tholéiitique. D'autre part, un important hiatus chimique sépare les métabasaltes porphyriques et les termes différenciés.

Les metabasaltes et les méta-andésites K aphanitiques peuvent être assimilés à des liquides malgré le caractère porphyrique des metabasaltes. Les métatrachyandésites et les métatrachytes présentent des caractères de cumulats feldspathiques (Al_2O_3 très élevé; 40 à 45 % de phénocristaux de feldspath).

CONTRIBUTION DES LANTHANIDES ET DES ÉLÉMENTS TRACES Th, Hf, Ta ET Cr À L'ÉTUDE PÉTROGÉNÉTIQUE DES LAVES DU GROUPE D'OPÉMISCA

Introduction

Dans cette section nous présentons plusieurs hypothèses, basées sur les résultats de cinq analyses de terres rares (tableau 6). Le nombre réduit d'analyses limite nos hypothèses et celles-ci doivent être considérées comme une contribution à l'étude pétrogénétique des laves. Les hypothèses proposées sont testées dans la prochaine section à l'aide des éléments Zr, Y et Nb (**Contribution des éléments traces Zr, Y et Nb à l'étude pétrogénétique**).

TABLEAU 6 – Analyses des lanthanides et des éléments traces obtenues par activation neutronique (Université de Montréal) ou par fluorescence X (Université Claude Bernard, Lyon). Valeurs en ppm.

	Séquence inférieure		Séquence supérieure		
	HAÛY 1 (BAS por) 6048A(1)	HAÛY 2 (T. And) 6048A2	HAÛY 4 (Bas por) 6048B	HAÛY 5 (And K.) 6040C	HAÛY 5 (And. K) 6040G2
La	31,80	70,26	12,81	66,39	70,30
Ce	65,00	149,89	27,87	137,94	145,00
Nd	33,70	68,32	14,81	64,27	74,20
Sm	5,49	11,00	3,35	11,28	11,36
Eu	1,30	2,42	1,01	1,98	2,50
Gd	0,90*	26,79*	8,46*	20,52*	—
Tb	0,30*	0,88	0,36	1,03	1,10
Ho	0,50	0,78	0,30	1,00	1,25
Tm	0,20	0,06	0,01	0,28	0,48
Yb	0,80	1,29	0,79	2,86	2,97
Lu	0,14	0,23	0,13	0,46	0,50
Cr	404	19	164	6,30	10
Co	48	14	44	15	16
Th	4,30	15,40	1,43	11,20	11
Hf	2,00	6,11	1,29	7,14	7,11
Ta	0,11	0,97	0,14	0,91	0,92
Zr	66	292	61	326	310
Y	11	21	10	34	32
Nb	3,6	23	34	19	24

* Éléments dont le dosage est incertain: valeurs à titre indicatif. Bas por = metabasalte porphyrique; T. And = métatrachyandésite porphyrique And. K. = métaandésite K aphanitique (1) = Numéros des échantillons de l'annexe 2.

Étude des spectres de lanthanides élargis: nature et liens génétiques des volcanites

Les laves de la Formation de Haüy sont toutes enrichies en terres rares légères (figure 54). Leur rapport La_n/Sm_n est compris entre 2,3 et 3,9. Les spectres des différents faciès sont subparallèles et se succèdent vers le haut du diagramme en fonction du degré de différenciation. Cette distribution suggère un lien génétique étroit entre les différents faciès. Ceux-ci semblent ainsi dériver les uns des autres selon un processus de cristallisation fractionnée. Dans le détail, on constate une différence importante entre les deux séquences de laves au niveau du fractionnement des terres rares lourdes:

- Les laves de la séquence basale (membres 1 et 2) présentent un fractionnement des terres rares lourdes et leurs spectres sont rigoureusement parallèles;
- Les laves de la séquence supérieure ont un spectre en terres rares lourdes plat et non fractionné.

Les spectres des membres différenciés (membres 2 et 5) se recoupent, ce qui rejette la possibilité d'un lien génétique direct entre ces derniers. On peut donc admettre l'existence d'un lien génétique étroit entre les membres d'une même séquence. Les laves différenciées résultent de la différenciation des metabasaltes porphyriques. Les différences entre les deux séquences traduisent, soit une variation du taux de fusion partielle, soit une évolution différente des liquides primaires.

D'autre part, les spectres présentent une profonde anomalie négative du niobium. Cette propriété évoque le rôle de la contamination crustale dans l'évolution magmatique (Dupuy et Dostal, 1984). On peut dès à présent

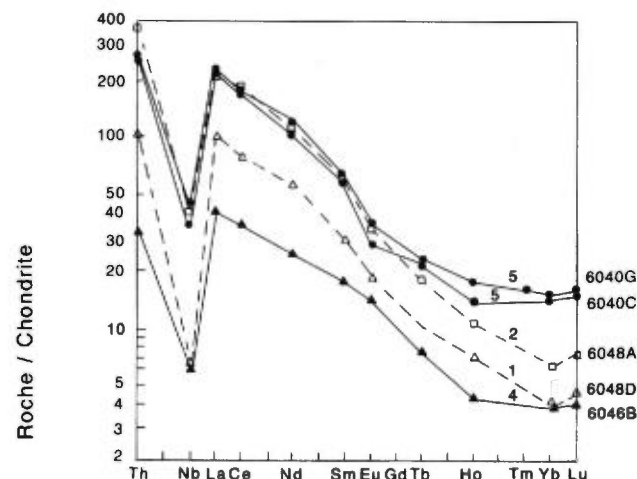


FIGURE 54 – Groupe d'Opémisca. Spectres des terres rares élargies au Th et au Nb. D'après Dupuy et Dostal (1984).

Terres rares: valeurs chondritiques de référence de Schilling (1971). Th-Nb: valeurs chondritiques de Wood et al. (1979). Séquence basale: Δ : metabasalte porphyrique (1); \square : métatrachyandésite porphyrique (2). Séquence supérieure: \blacktriangle : metabasalte porphyrique (4); \bullet : métaandésite K aphanitique (5).

6040G, etc: numéros d'échantillons de l'annexe 2 et du tableau 6. Pour symboles, voir figure 50.

appuyer cette hypothèse en rappelant la présence de phénocristaux de feldspath corrodés (« faciès vésiculaire ») et de petites enclaves énallogènes (≤ 6 mm) de diorite ou de trondhjemite dans les métatrachyandésites et les métatrachytes porphyriques du membre 2.

Les spectres de lanthanides obtenus (par exemple, La compris entre 40 et 220 fois la valeur chondritique) sont comparables à ceux des volcanites hautement potassiques du Groupe d'Oxford Lake au Manitoba (Brooks, et al., 1982). D'après ces auteurs, les volcanites de ce secteur évoluent depuis des « shoshonites vers des andésites hautement potassiques puis des dacites et des rhyolites ». Ainsi, les spectres de terres rares confirment la nature hautement potassique des volcanites du Haüy.

Étude des couples Hf-Zr et Nb-Ta : nature du manteau primordial

Les rapports Hf/Zr (0,021) et Nb/Ta (25,4) sont semblables aux rapports chondritiques (figure 55). Ils confirment les résultats obtenus auparavant avec le Groupe de Roy et témoignent de la nature chondritique du manteau primordial. Ils sont comparables à ceux trouvés aujourd'hui dans les tholéiites de la croûte océanique

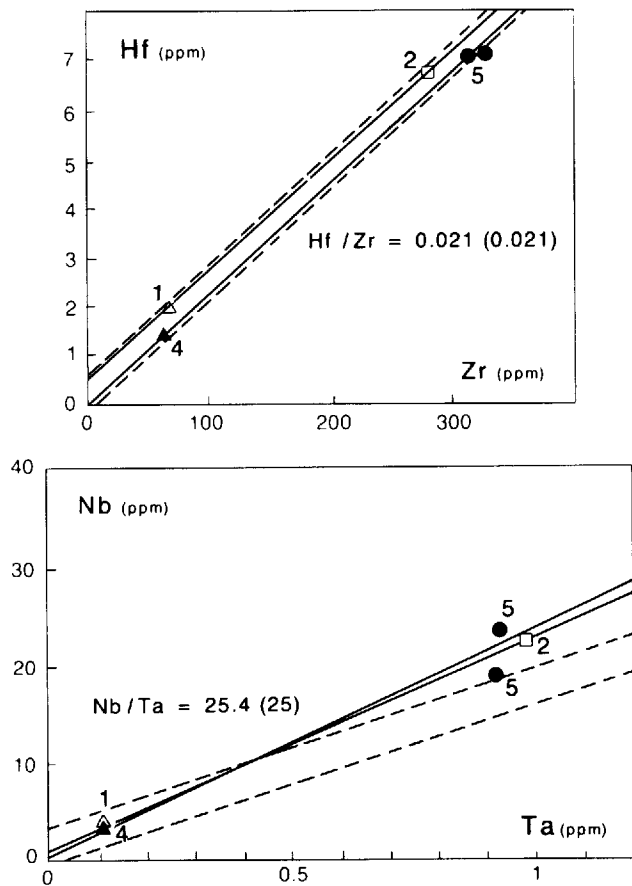


FIGURE 55 – Groupe d'Opémisca: nature du manteau primordial. Diagrammes Hf-Zr et Nb-Ta. X = rapports chondritiques: champ des tholéiites océaniques, de l'Atlantique nord (Bougault et al., 1978; Joron et al., 1978). Pour symboles, voir figure 50.

(Bougault et al., 1978; Joron et al., 1978; figure 55). Ils appuient ainsi l'hypothèse de la nature chondritique du manteau primitif.

Nature des sources et mode de différenciation magmatique

La distribution subparallèle des spectres de terres rares (figure 54) suggère l'existence d'une source enrichie en terres rares légères ($La_n/Sm_n = 2.3$ à 3.9). Cependant les deux séquences de laves se distinguent par leur profil de terres rares lourdes. La première présente un spectre plat (séquence supérieure), la seconde est nettement fractionnée (séquence inférieure).

L'étude des couples d'éléments hygromagmaphiles La-Ta et Ta-Th permet de formuler plusieurs hypothèses (figure 56). Dans les diagrammes La-Ta et Ta-Th, les laves de la séquence supérieure (membres 4 et 5) définissent une droite qui passe par l'origine du repère. Les modèles pétrogénétiques (Steinberg et al., 1979) montrent qu'une telle droite évoque une différenciation par cristallisation fractionnée de liquide(s) issu(s) d'un ou de plusieurs taux de fusion partielle, à partir d'une même source initiale. Le rapport La/Ta (75) est extrêmement

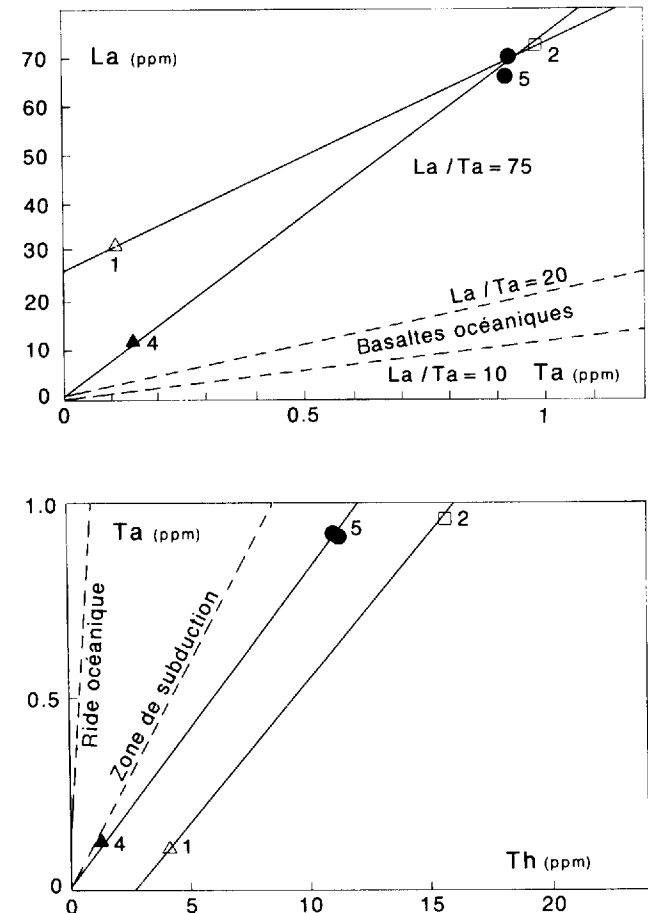


FIGURE 56 – Groupe d'Opémisca. Diagrammes La-Ta et Ta-Th. Pour symboles, voir figure 50.

élevé. Il est supérieur à celui observé dans les laves de la Formation de Scorpio. Le rapport Th/Ta (12) est également plus élevé que dans ces laves. Il est supérieur aux valeurs connues dans les zones de compression actuelles où il varie de 5 à 8. Compte tenu du contexte orogénique mis en évidence par les séries sédimentaires associées, il est probable que ce rapport témoigne d'un site en compression. Ces deux rapports et les profils de terres rares suggèrent une source fortement enrichie en terres rares légères. Capdevilla et al. (1982) décrivent des sources analogues dans les laves d'affinités shoshonitiques ou alcalines du Groupe de Timiskaming en Abitibi occidental.

Les laves de la séquence inférieure (membres 1 et 2) définissent une droite qui ne passe pas par l'origine (figure 56). D'après les modèles pétrogénétiques, une telle droite suggère l'existence de mélanges ou de contamination magmatique (Steinberg et al., 1979). Cette hypothèse est étayée par la présence de phénocristaux de feldspath corrodés (« vésiculaires ») et de petits fragments énallogènes de diorite et/ou de trondhémite dans les métatrachytes et les métatrachyandésites porphyriques (membre 2). Dans le diagramme Ta/Th, la pente de la droite est parallèle à celle définie par la séquence supérieure. On peut interpréter sa position par un enrichissement en thorium lié à la contamination crustale. Quant à la source, elle est probablement analogue à celle de la séquence supérieure.

Cette étude suggère que :

- Les laves de la séquence basale résultent d'une source très enrichie et auraient évolué en fonction de mélanges, liés à un processus de contamination crustale ;
- Les laves de la séquence supérieure résultent d'une source très enrichie, analogue à la précédente, mais qui aurait plutôt évolué par de simples processus de fusion partielle et de cristallisation fractionnée.

Étude de la fusion partielle

Dans les diagrammes Yb-La, La_n/Yb_n -La et $\log Cr - \log La$ (figure 57), les droites définies par les deux séquences sont séparées et suggèrent des taux de fusion partielle différents de la source mantellique.

Les laves de la séquence basale semblent résulter du taux de fusion partielle le plus faible ($La_n/Yb_n = 26$ à 36; terres rares légères très enrichies dans les metabasaltes; $La_i^{(8)} = 31,8$ ppm). La forte teneur en chrome ($Cr_i = 404$ ppm, $MGV = 0,61$) montre la nature très immature des metabasaltes porphyriques et évoque une faible différenciation des liquides basaltiques avant leur épanchement en surface. Elle appuie l'hypothèse d'une source de nature mantellique. La teneur en chrome chute dans les métatrachyandésites porphyriques (19 ppm), ce qui suggère une longue évolution du magma dans un réservoir avant la mise en place de ce dernier faciès.

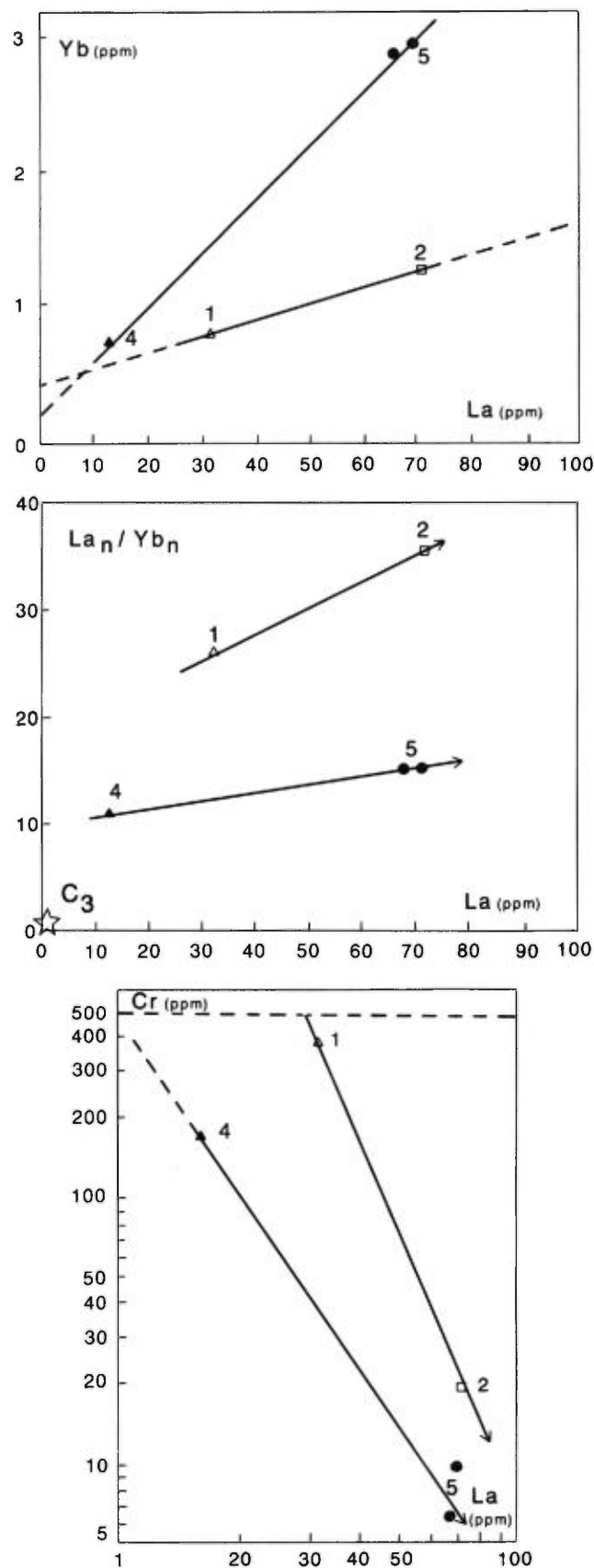


FIGURE 57 – Groupe d'Opémisca. Etude de la fusion partielle. Diagrammes Yb-La, La_n/Yb_n -La et $\log Cr - \log La$. C_3 = chondrite. Pour symboles, voir figure 50.

8. i - teneur initiale.

Les diagrammes Yb-La et La_n/Yb_n -La appuient l'hypothèse de mélanges ou d'une contamination crustale. La droite définie par cette séquence recoupe l'axe des ordonnées du diagramme Yb-La (figure 57). Dans le diagramme La_n/Yb_n -La (figure 57), celle-ci est oblique par rapport à l'axe des abscisses.

Les laves de la séquence supérieure présentent un rapport La_n/Yb_n plus faible (10,7 à 15,7) que celui des laves de la séquence basale. Dans les metabasaltes, le spectre des terres rares légères est moins enrichi et la teneur initiale du lanthane est plus faible ($La_i = 12,8$ ppm). Ces données et les diagrammes log Cr – log La (figure 57) évoquent un taux de fusion partielle élevé.

La teneur en chrome dans les metabasaltes ($Cr_i = 161$ ppm, $MGV = 0,64$) évoque un long processus de différenciation dans un réservoir avant l'épanchement du magma. Ceci peut expliquer le temps écoulé entre les mises en place des deux séquences volcaniques (pendant lequel les roches sédimentaires du membre 3 se sont déposées). La teneur en chrome dans les méta-andésites K aphanitiques (membre 5) est très basse (6 à 16 ppm), ce qui suggère également l'existence d'une chambre dans laquelle s'est effectuée la différenciation magmatique.

Dans le diagramme Yb-La (figure 57), la droite définie par cette séquence recoupe l'axe des ordonnées à proximité de l'origine. Cette observation ne rejette pas totalement l'hypothèse d'une évolution par cristallisation fractionnée, mais évoque aussi l'influence discrète mais probable de mélanges ou de contamination.

Éléments de conclusion

L'étude précédente suggère que :

- Les metabasaltes porphyriques (membre 1), les métatrachyandésites et les métatrachytes porphyriques (membre 2) de la séquence volcanique basale sont génétiquement liés. Ils dérivent de la fusion partielle d'une source mantellique très enrichie en terres rares légères ($La_n/Sm_n = 3,53$ à 3,89). Leur différenciation est contrôlée par des mélanges liés à un processus de contamination crustale.
- Les metabasaltes porphyriques (membre 4) et les méta-andésites K aphanitiques (membre 5) de la séquence volcanique supérieure sont génétiquement liés. Ils résultent de la production d'un nouveau liquide magmatique à partir d'une source mantellique enrichie analogue à la précédente. Le taux de fusion partielle serait supérieur à celui de la séquence volcanique inférieure. Leur différenciation semble contrôlée par un processus de cristallisation fractionnée. Celle-ci serait faiblement influencée par des mélanges liés à la contamination crustale.
- Les spectres de terres rares obtenus sont comparables à ceux observés dans les roches volcaniques d'affinités shoshonitiques et andésitiques hautement potassiques du Groupe d'Oxford lake au Manitoba (Brooks et al., 1982).

- Les rapports La/Ta et Th/Ta sont extrêmement élevés et suggèrent un site géotectonique compressif en contexte orogénique.

CONTRIBUTION DES ÉLÉMENTS TRACES Zr, Y et Nb À L'ÉTUDE PÉTROGÉNÉTIQUE: LOIS DE MÉLANGE ET CRISTALLISATION FRACTIONNÉE

Dans la section précédente, nous avons fait l'hypothèse d'une évolution magmatique contrôlée par :

- Des mélanges pour les laves de la séquence inférieure ;
- L'effet conjugué de mélanges et de la cristallisation fractionnée pour les laves de la séquence supérieure.

Ci-dessous, nous étudions ces hypothèses en utilisant d'une part les diagrammes Zr-Nb, Y-Zr et Y-Nb et d'autre part les diagrammes Nb/Y-Nb et Zr/Y-Zr (figures 58, 59 et 60). Les trois premiers diagrammes sont utilisés en coordonnées décimales afin de mieux visualiser la position des droites obtenues vis-à-vis de leur origine. Leur étude est complétée par le report des tendances observées et des vecteurs de fractionnement de Pearce et Norry (1979) dans un repère logarithmique (figure 58).

Laves de la séquence volcanique inférieure

Dans le diagramme Zr-Nb (figure 58), les laves forment un faisceau de points qui converge vers l'origine. Cette distribution suggère un faible fractionnement du couple Zr-Nb au cours de l'évolution magmatique. Cependant, la dispersion observée évoque l'intervention de mécanismes plus complexes qu'une simple différenciation par cristallisation fractionnée. Dans le détail, les metabasaltes porphyriques (membre 1) déterminent une tendance dont l'origine se situe sur l'axe des ordonnées ($Zr = 16$ ppm). Celle-ci suggère une évolution contrôlée par des mélanges ou une contamination.

Dans les diagrammes Y-Zr et Y-Nb (figures 58 et 59), les metabasaltes porphyriques, les métatrachyandésites et les métatrachytes porphyriques (symboles \square , \diamond) forment une tendance évolutive définie par une droite qui recoupe l'axe des ordonnées ($Y = 7$ à 8 ppm). Celle-ci est caractéristique d'une évolution magmatique contrôlée par des mélanges ou une contamination. Plusieurs points s'écartent de cette tendance :

- Des métatrachyandésites porphyriques, dont la répartition sur des droites passant par l'origine du repère évoquent une différenciation par cristallisation fractionnée ;
- Des métatrachytes porphyriques caractérisées par la chute brutale des teneurs en Y, due probablement au fractionnement de l'apatite et/ou de l'amphibole ;
- Un échantillon de metabasalte porphyrique, dont l'étude pétrographique révèle une forte proportion de phénocristaux de feldspath.

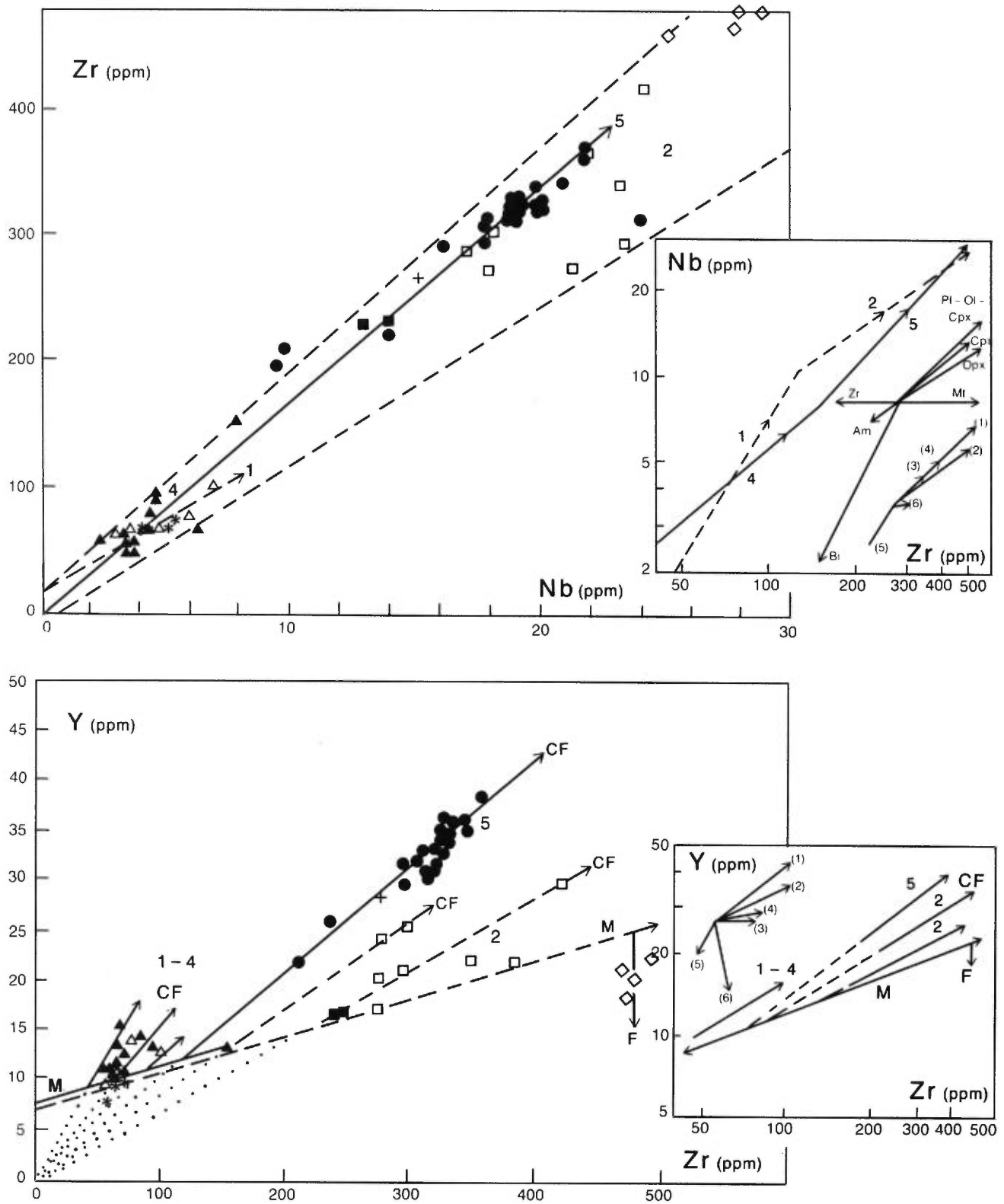


FIGURE 58 – Groupe d'Opémisca. Diagrammes Zr-Nb et Y-Zr.

CF = cristallisation fractionnée; M = mélange; F = fractionnement.

Les vecteurs de fractionnement de Pearce et Norry (1979) sont reportés sur les diagrammes log Nb – log Zr et log Y – log Zr.

Pour symboles, voir figure 50.

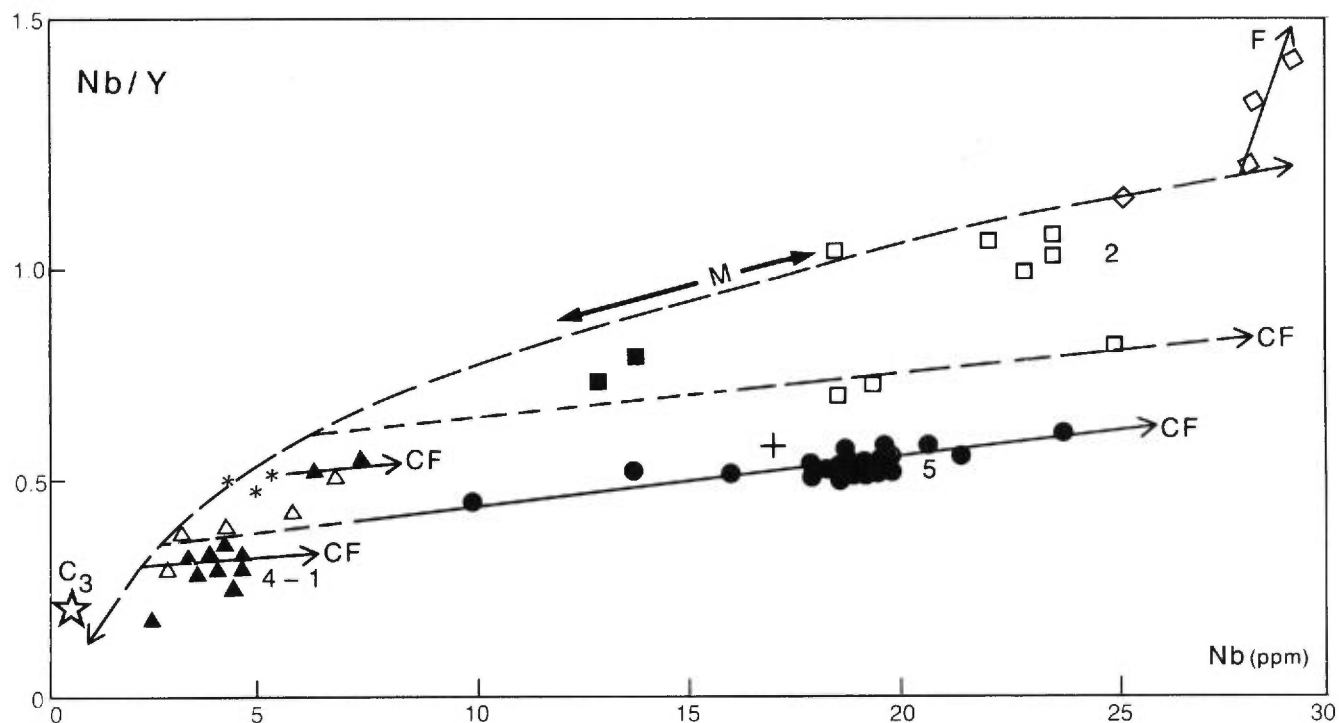
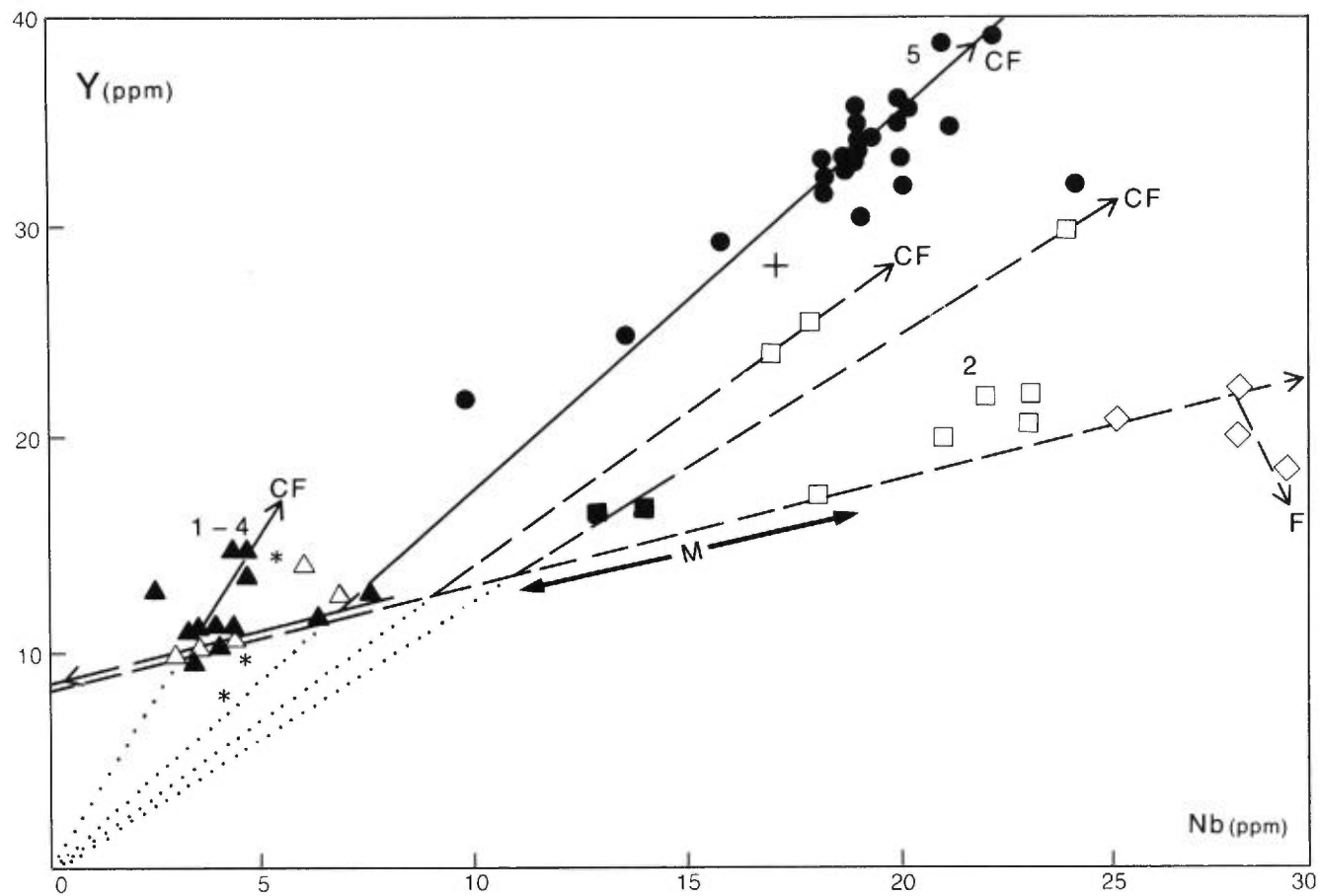


FIGURE 59 – Groupe d'Opémisca. Diagrammes Y-Nb et Nb/Y-Nb.

C_3 = rapport chondritique; M = mélange; CF = cristallisation fractionnée; F = fractionnement.

Pour symboles, voir figure 50.

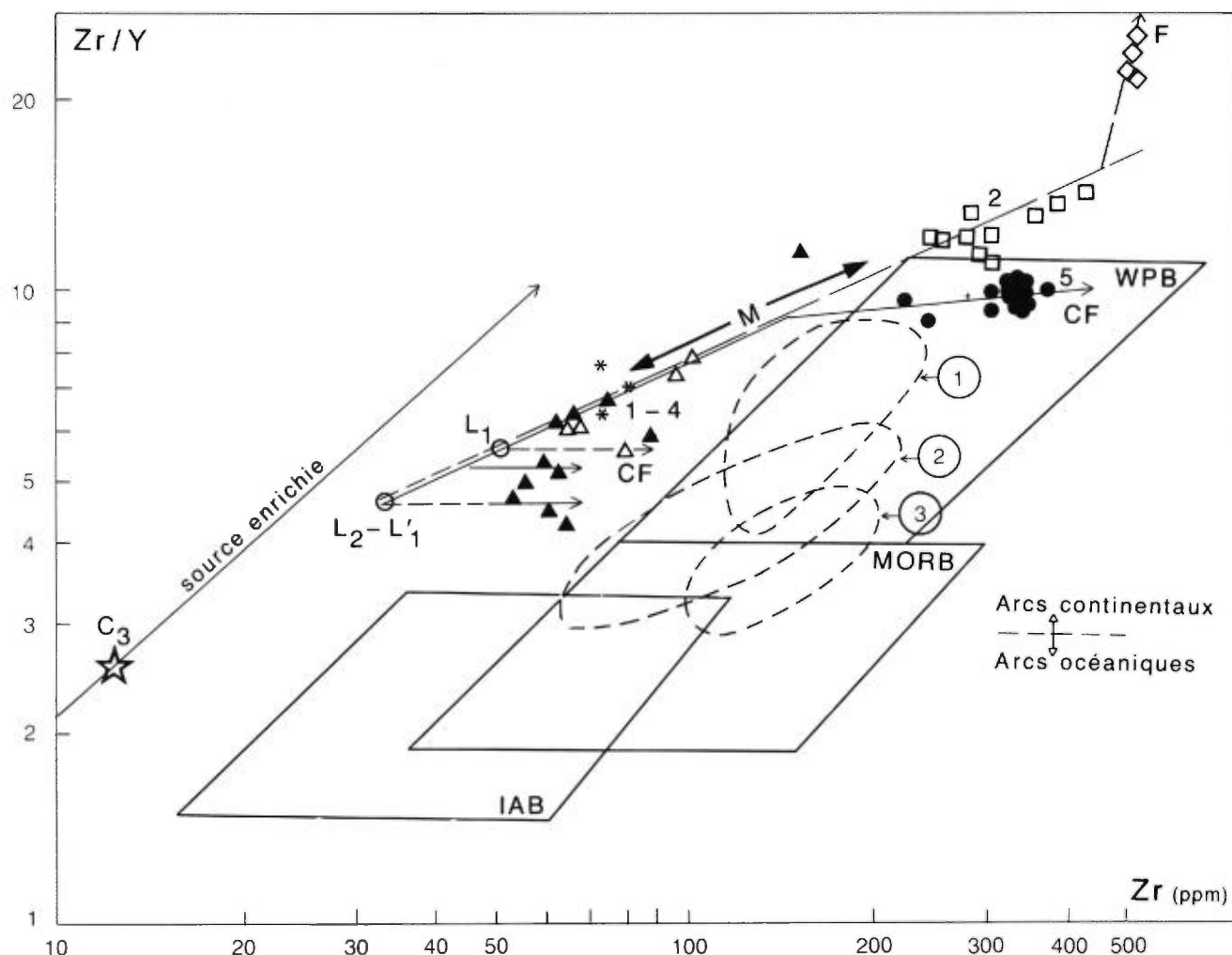


FIGURE 60 – Groupe d'Opémisca. Diagramme Zr/Y-Zr de Pearce et Norry, (1979).

C₃ = chondrite; M = mélange; CF = cristallisation fractionnée;
 F = fractionnement L₁, L₂, L'₁ = liquides primitifs théoriques des séquences inférieures ou supérieures.
 Séries de références calco-alkalines: ① Nouvelle Guinée; ② Indonésie; ③ Hokkaido (Pearce, 1983).
 IAB : insular arc basalt; MORB : mid ocean ridge basalt; WPB = within plate basalt.
 Pour symboles, voir figure 50.

Le diagramme Nb/Y-Nb (figure 59) confirme les observations précédentes. La distribution des metabasaltes porphyriques, des métatrachyandésites et de certains métatrachytes forme une parabole caractéristique de mélanges (Steinberg et al., 1979). D'autre part, plusieurs points forment une tendance subparallèle à l'axe des abscisses. Celle-ci suggère une évolution par cristallisation fractionnée. Le rapport Nb/Y (0,2) des metabasaltes les plus immatures est comparable au rapport chondritique.

Laves de la séquence supérieure

Dans le diagramme Zr-Nb (figure 58), les metabasaltes porphyriques (membre 4) et les méta-andésites K aphanitiques (membre 5) se distribuent le long d'une droite passant par l'origine du repère. Les points ne montrent pas la dispersion observée dans le cas des laves de la

séquence inférieure. Ces propriétés suggèrent simplement une évolution par cristallisation fractionnée.

Dans les diagrammes Y-Nb et Y-Zr (figures 59 et 58), les metabasaltes porphyriques d'une part et les méta-andésites potassiques aphanitiques d'autre part forment deux tendances caractérisées par des droites de cristallisation fractionnée dont le prolongement passe par l'origine du repère. Les metabasaltes montrent également une distribution le long de la droite de mélange définie par la séquence inférieure. Cette observation suggère un double contrôle de l'évolution des metabasaltes par des mélanges et par la cristallisation fractionnée. Le processus de mélange semble avoir rapidement avorté et les liquides produits ont fractionné pour former des méta-andésites K aphanitiques.

Le diagramme Nb/Y-Nb (figure 59) confirme ces hypothèses. Les méta-andésites K aphanitiques évoluent

selon une droite subparallèle à l'axe des abscisses, ce qui confirme leur mode d'évolution par cristallisation fractionnée.

Le diagramme Zr/Y-Zr (figure 60) permet de faire une hypothèse sur la nature des liquides initiaux. Les caractéristiques de ces derniers peuvent être déterminées par la position de l'intersection de la droite de mélange avec la droite de fractionnement correspondant aux plus faibles rapports de Zr/Y.

Deux hypothèses sont possibles :

- Les deux séquences résultent du mélange à partir d'un même liquide initial défini par les metabasaltes les plus immatures observés. Dans ce cas, le liquide est caractérisé par les paramètres $Zr/Y = 4,5$ et $Zr = 34$ ppm. Ces valeurs évoquent un taux de fusion partielle élevé (Pearce et Norry, 1979) à partir d'une même source enrichie.
- Les deux séquences résultent de deux liquides initiaux différents. Dans ce cas, le liquide de la séquence inférieure serait défini par ses metabasaltes les plus immatures. Les paramètres du liquide initial seraient : $Zr/Y = 5,5$, $Zr = 52$ ppm, ce qui suggère un plus faible taux de fusion partielle à partir d'une source plus enrichie que celle de la séquence supérieure. Le liquide initial de cette dernière serait identique à celui défini dans la première hypothèse ($Zr/Y = 4,5$, $Zr = 34$ ppm). Ces résultats sont conformes aux observations précédentes (**Étude de la fusion partielle**; figure 57) où nous avons montré que le taux de fusion était plus élevé dans la séquence supérieure. La figure 61 confirme également cette hypothèse.

La nature du/ou des « contaminants » est encore indéterminée et d'autres travaux sont nécessaires. Cependant,

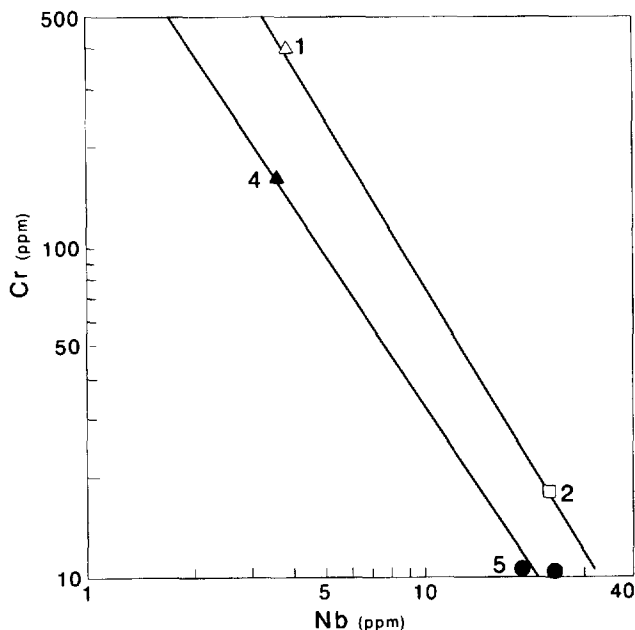


FIGURE 61 - Groupe d'Opémisca. Diagramme log Cr - Log Nb. Fusion partielle et nature des liquides primitifs.

nous pouvons dès à présent supposer que celui-ci ou ceux-ci étaient riches en K_2O , Y et Zr afin d'expliquer les teneurs anormalement élevées de ces éléments dans les laves ($Y = 7$ à 8 ppm; $Zr = 16$ ppm; figures 58 et 59). D'autre part, nous disposons de quelques données pétrographiques sur sa/ou leur nature :

- Présence de petites enclaves énallogènes caractérisées par l'association minéralogique: Pl (55 à 60 %) + FK (25 %) + Bi (10 à 15 %) + Qz (3 à 5 %);
- Présence de lamelles de biotite corrodées dans les métatrachytes porphyriques.

Ces observations évoquent un « matériel contaminant » de nature dioritique ou tonalitique riche en biotite. De tels matériaux existent dans le pluton de Chibougamau (tonalite à biotite: Racicot, en préparation) ou dans le filon-couche gabbro-dioritique intrusif dans les sédiments de la Formation de Daubrée⁽⁹⁾. Une autre éventualité sur la nature du matériel contaminant serait d'envisager l'existence d'un socle gneissique en profondeur.

La comparaison des différentes droites de différenciation obtenues avec les vecteurs de fractionnement de Pearce et Norry (1979; figure 58) permet de préciser la différenciation des liquides issus des mécanismes de mélange :

- Le fractionnement des metabasaltes porphyriques et des méta-andésites K aphanitiques est contrôlé par les minéraux: Pl (0,5) - Cpx (0,3) - Ol (0,2) (vecteur 1);
- Le fractionnement des métatrachyandésites est contrôlé par les minéraux: Pl (0,5) - Cpx (0,3) - Ol (0,15) - Mt (0,05) (vecteur 2);
- Le fractionnement des métatrachytes porphyriques est contrôlé par les minéraux: Pl (0,6) - Bi (0,15) - Am (0,2) - Mt (0,05) (vecteur 5).

En résumé :

- Les metabasaltes (membre 1), les métatrachyandésites et les métatrachytes (membre 2) porphyriques de la séquence inférieure montrent une évolution étroitement contrôlée par le mélange entre :
 - Un liquide magmatique issu de la fusion partielle d'une source enrichie ($La_n/Sm_n = 3,53$);
 - Et un « contaminant » riche en K_2O , Y et Zr (diorite à biotite... ?).
- Les laves résultent de deux stades différents de l'évolution du mélange (membres 1 et 2). Les magmas produits se sont parfois faiblement différenciés avant leur épanchement en surface. Le fractionnement de ces derniers est contrôlé par les phases minérales :
 - Pl (0,5) - Cpx (0,3) - Ol (0,2) pour les metabasaltes porphyriques ;
 - Pl (0,5) - Cpx (0,3) - Ol (0,15) - Mt (0,05) pour les métatrachyandésites porphyriques.
 - Pl (0,6) - Bi (0,15) - Am (0,2) - Mt (0,05) pour les métatrachytes porphyriques.

9. Ce dernier se situe à l'ouest de la faille Lamarck dans le canton de La Ribourde (figure 4, Charbonneau et al., en préparation).

- Les laves de la séquence supérieure ont évolué :
 - Sous les effets conjugués de mélanges et de la cristallisation fractionnée (métabasalts porphyriques, membre 4);
 - Puis uniquement par un processus de cristallisation fractionnée (méta-andésites K aphanitiques, membre 5).

Les liquides primaires résultent de la fusion partielle d'une source moins enrichie que dans le cas précédent ($La_n/Sm_n = 2,33$). Le fractionnement des laves est contrôlé par les phases minérales: Pl (0,5) – Cpx (0,3) – Ol (0,2).

CARACTÉRISATION GÉOCHIMIQUE DES SITES GÉOTECTONIQUES

Les résultats des sections précédentes montrent que l'évolution des laves du Groupe d'Opémisca est en grande partie contrôlée par le mélange entre un liquide magmatique issu de la fusion partielle d'une source mantellique enrichie et des matériaux crustaux préexistants (anomalie négative de Nb, teneurs élevées en Th, indices pétrographiques, etc). Ces caractères suggèrent l'existence d'une croûte continentale à l'aplomb de laquelle s'est exprimée le volcanisme.

Les rapports Th/Ta sont très élevés (10 à 39). Ils confirment l'influence de la contamination crustale et évoquent un site géotectonique de type compressif.

Les rapports Th/Yb, Ta/Yb sont également très significatifs. Dans les métabasalts de la séquence inférieure, leurs valeurs (Th/Yb = 5,38; Ta/Yb = 0,19) suggèrent une forte contamination crustale et un site géotectonique du type des marges continentales actives ou des arcs océaniques. Dans les métabasalts de la séquence supérieure, le rapport Th/Yb est plus faible (1,81). Il évoque une contamination crustale de plus faible ampleur. Par analogie avec les sites modernes, cette valeur et le rapport Ta/Yb (0,18) suggèrent un site géotectonique du type des « Andes centrales » (Pearce, 1983).

Dans le diagramme Zr/Y-Zr (figure 60), les métabasalts sont en dehors des champs proposés par Pearce et Norry (1979). Leur position semble résulter de l'importance de la fusion partielle. Cependant les droites de cristallisation fractionnée issues des divers stades du mélange tendent vers le champ des basaltes intraplaques (WPB) et des séries calco-alcalines de la Nouvelle Guinée, d'Indonésie et de Hokkaido (Pearce, 1983). Ces observations et la valeur élevée du rapport Zr/Y (4,5-9) suggèrent une affinité géochimique avec les basaltes intraplaques et surtout avec les basaltes des arcs continentaux.

Dans le diagramme $Ti \cdot 10^{-2} - Zr - Y \cdot 3$ de Pearce et Cann (1973) (figure 62), les métabasalts les plus contaminés (membre 1, séquence inférieure) se situent dans le champ des basaltes intraplaques. Les moins contaminés (membre 4, séquence supérieure) sont dans le champ des basaltes calco-alcalins.

Dans le diagramme Ti-Zr (figure 62), ces derniers chevauchent les domaines des basaltes calco-alcalins et des tholéiites hypopotassiques. Cette observation suggère que les liquides primaires issus de la fusion partielle étaient peut-être de nature tholéiitique et hypopotassique (LKT). Dans cette hypothèse, le caractère calco-alcalin serait alors un conséquence de mélanges.

Le diagramme de Wood et al., (1979), Thompson (1980) et Wood (1980) (figure 63) confirme la nature calco-alcaline des métabasalts et suggère une nature similaire pour les métatrachyandésites porphyriques (membre 2) et les méta-andésites K aphanitiques (membre 5). Il met en évidence l'augmentation de la teneur en thorium en fonction de l'intensité de la contamination crustale (teneurs de Th très fortes dans les laves de la séquence inférieure). Il suggère que les métabasalts de nature calco-alcaline pourraient résulter de la contamination d'un liquide initialement tholéiitique.

En résumé, les laves du Groupe d'Opémisca forment une série volcanique hybride dont les caractères géochimiques évoquent un site géotectonique dans un domaine d'arc ensialique. Plusieurs caractères suggèrent que les liquides basaltiques primitifs seraient de nature subalcaline et tholéiitique. La contamination crustale serait responsable de l'acquisition du caractère calco-alcalin.

NATURE DES SÉRIES MAGMATIQUES DU GROUPE D'OPÉMISCA

Les sections précédentes révèlent une ambiguïté sur la nature des séries magmatiques constituées par les faciès volcaniques du Groupe d'Opémisca. Cette confusion résulte de l'interaction des mécanismes de la contamination et de la cristallisation fractionnée.

La séquence volcanique inférieure est constituée de métabasalts porphyriques (membre 1) d'affinité calco-alcaline, de métatrachyandésites et de métatrachytes porphyriques (membre 2) d'affinité alcaline et shoshonitique (voir: **Caractères géochimiques des volcanites: éléments de conclusion**).

Les études pétrogénétiques montrent que le passage entre les métabasalts calco-alcalins et les métatrachyandésites calco-alcalines ou shoshonitiques est une conséquence directe des mécanismes de mélange (voir: les sections précédentes concernant les études des lanthanides et des éléments traces). L'évolution de cette séquence (figure 64) est caractérisée par une forte augmentation des teneurs en SiO_2 , une teneur relativement constante de TiO_2 et une importante diminution des teneurs de FeO_t ($MGV = 0,60$ à $0,34$). Cette évolution est mimétique d'une série calco-alcaline.

La séquence volcanique supérieure est constituée de métabasalts (membre 4) d'affinité calco-alcaline et de méta-andésites K aphanitiques d'affinité subalcaline. Les études pétrogénétiques montrent que l'évolution des métabasalts est contrôlée par des mélanges et une cristallisation fractionnée, alors que les méta-andésites K aphanitiques

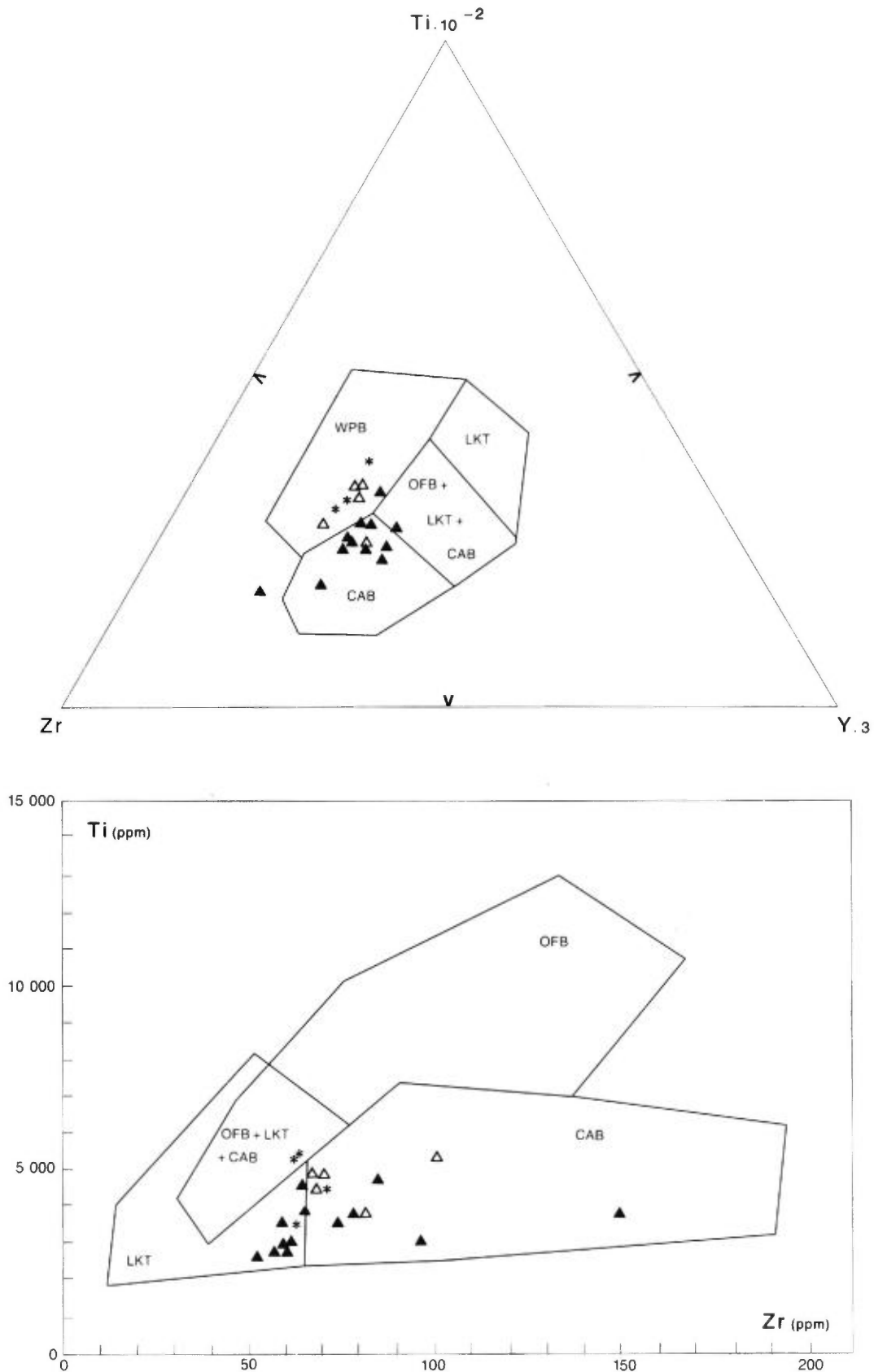


FIGURE 62 – Groupe d'Opémisca. Caractérisation géochimique des sites géotectoniques. Diagrammes $Ti \cdot 10^{-2} - Zr - Y.3$ et $Ti - Zr$ de Pearce et Cann. (1973).

Métabasalts porphyriques (Δ) de la séquence inférieure et (\blacktriangle) de la séquence supérieure; * dykes intrusifs dans la Formation de Daubrée. WPB: within plate basalt; LKT: low K tholeiites; OFB: oceanic floor basalt; CAB: calc-alkali basalt.

Pour symboles, voir figure 50.

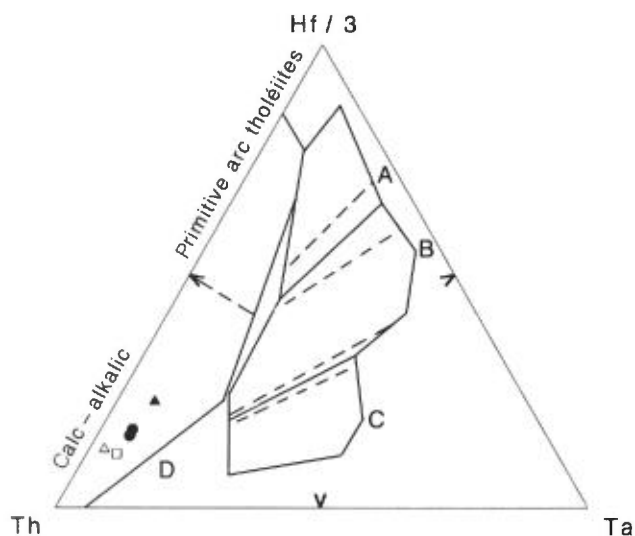


FIGURE 63 – Groupe d'Opémisca. Diagramme discriminant Hf/3-Th-Ta de Wood et al. (1979), Thompson et al. (1980) et Wood (1980). A = N MORB; B = E MORB + tholéiitic within plate basalts and différenciates; C = alkaline within plate basalts and différenciates; D = destructive plate-margin basalts and différenciates. Pour symboles, voir figure 50.

tiques ont uniquement évolué par cristallisation fractionnée à partir d'un magma hydride. Nous avons évoqué une affinité possible des metabasalts les plus immatures avec des tholéiites hypopotassiques en supposant que le caractère calco-alkalin des metabasalts les plus évolués était acquis lors de la contamination crustale. Le report des points dans les diagrammes SiO_2 -MGV, FeO_t -MGV et TiO_2 -MGV (figure 64) montre que les metabasalts et les méta-andésites K aphanitiques constituent deux tendances évolutives distinctes.

L'évolution des metabasalts porphyriques est caractérisée par les paramètres suivants:

- Une variation de MGV entre 0,65 et 0,53;
- Une faible décroissance de SiO_2 (50,5 à 47 %);
- Une augmentation des teneurs de FeO_t (8 à 10,5 %);
- Une augmentation des teneurs de TiO_2 (0,4 à 0,8 %).

L'évolution des méta-andésites K aphanitiques est caractérisée par les paramètres suivants:

- Une variation de MGV entre 0,39 et 0,22;
- Une teneur relativement constante de SiO_2 (58,88 + 2 %);
- Une augmentation des teneurs de FeO_t (6,5 à 9 %);
- Une augmentation des teneurs de TiO_2 (1,0 à 1,6 %).

Ces paramètres évoquent une évolution de type tholéiitique.

Le passage d'un faciès à l'autre est marqué par une profonde discontinuité chimique, caractérisée par une forte augmentation des teneurs de SiO_2 , la baisse des teneurs de FeO_t et l'augmentation des teneurs de TiO_2 . Ces derniers caractères suggèrent un mode évolutif calco-alkalin. En fait, ils sont l'expression des mécanismes de

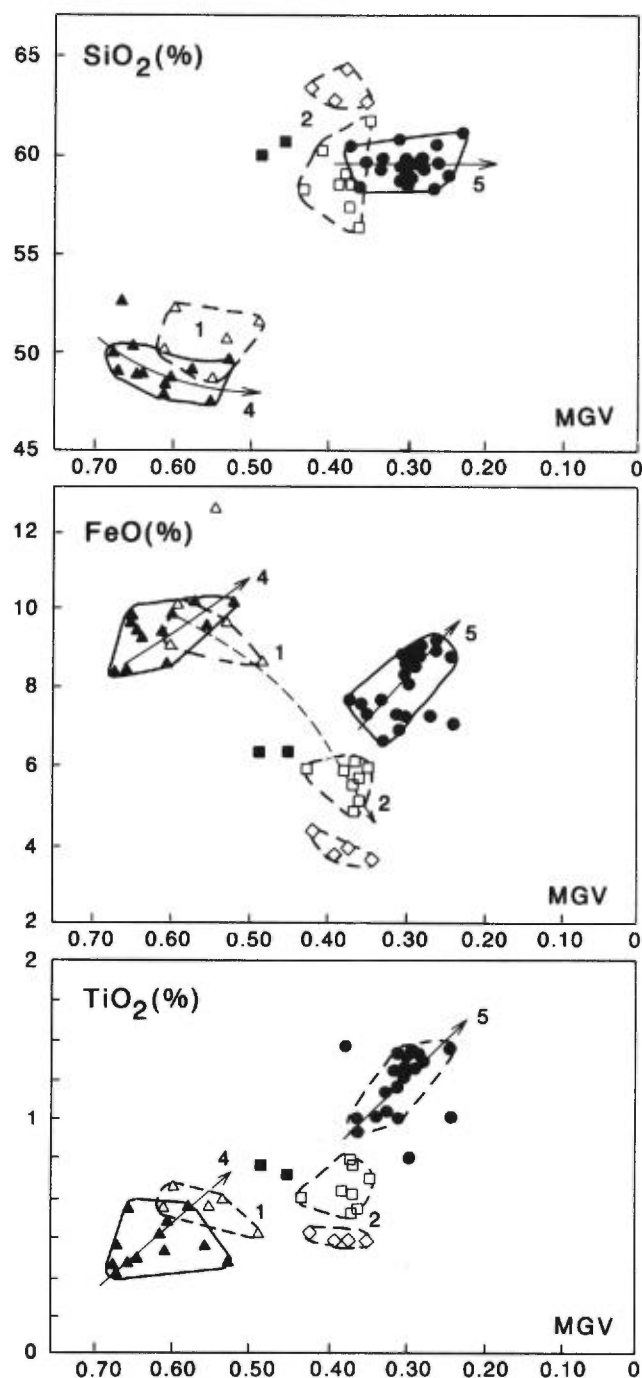


FIGURE 64 – Groupe d'Opémisca. Étude des séries magmatiques. Diagrammes SiO_2 -MGV, FeO_t -MGV et TiO_2 -MGV. $\text{MGV} = \text{Mg}^{2+} / (\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$. Pour symboles, voir figure 50.

mélange. Le titane conserve son caractère incompatible et évoque un comportement tholéiitique.

En conclusion, on peut interpréter ces données de la manière suivante:

- Le comportement des éléments chimiques au cours des mécanismes de mélange ou de contamination est mimétique d'une série calco-alkaline.
- Lors de la cristallisation fractionnée, le comportement des éléments chimiques évoque davantage un fraction-

nement tholéiitique. En poussant plus loin le raisonnement et en rappelant les observations précédentes (voir: **Caractéristique géochimique des sites géotectoniques** et figure 62), on peut supposer que les tendances évolutives mises en évidence par la cristallisation fractionnée résultent de la nature primaire des liquides magmatiques avant leur contamination. Les spectres de terres rares, les données pétrogénétiques et les considérations sur les sites géotectoniques permettent d'invoquer un liquide primitif tholéiitique, hypopotassique, enrichi en terres rares légères et typique d'un arc insulaire.

Ainsi, les laves du Groupe d'Opémisca résulteraient de l'évolution d'un liquide tholéiitique enrichi qui aurait été contaminé par la croûte (continentale?) pour produire des:

- Métabasaltes porphyriques calco-alcalins (membre 1) puis des métatrachyandésites et des métatrachytes por-

phyriques alcalins ou shoshonitiques (membre 2), fortement contaminés;

- Métabasaltes porphyriques calco-alcalins (membre 4), possédant encore quelques caractères tholéiitiques, et méta-andésites aphanitiques subalcalines hautement potassiques (membre 5) dont l'évolution par cristallisation fractionnée met en évidence le caractère tholéiitique initial.

CONCLUSION

Dans la partie occidentale du synclinal de Chapais, la Formation de Haüy du Groupe d'Opémisca est formée de deux séquences volcaniques séparées par une séquence sédimentaire. Les caractères géochimiques des laves sont schématisés dans la figure 65.

Séquence membre	Faciès	Source	Pétrogenèse	Série magmatique	Site géotectonique	
I N F É R I E U R E ①		Mantellique très enrichie	Liquide primitif (1) Zr = 52 ppm Zr / Y = 5,5	Tholéitique enrichi et hypopotassique		
	Métabasalte porphyrique	La _n /Sm _n = 3,53	Mélange: Stade 1 La _i = 31,8 ppm, Cr _i = 404 ppm Th/Ta = 39 Zr/Y = 5,4 à 8 K ₂ O = 0,97%, α = 0,36	Cristallisation fractionnée Pl(0,5) – Cpx(0,3) – OI(0,2)	Calco – alcalin	Type arc ensialique (marge continentale active)
	Méatrachy – andésite porphyrique	La _n /Sm _n = 3,89	Mélange: Stade 2 La = 70,26 ppm, Cr = 19 ppm Th/Ta = 16 Zr/Y = 12,5 à 15 K ₂ O = 3,53%, α = 0,55	Cristallisation fractionnée Pl(0,5) – Cpx(0,3) – OI(0,15) – Mt(0,05)	Alcalin ou shoshonitique	Zone orogénique
	Méatrachyte porphyrique	?	Fractionnement – Pl(0,6) – Bi(0,15) – Am(0,2) – Mt(0,05) Contaminant Croûte "continentale" ? riche en K ₂ O, Y, Zr, Th...	Alcalin ou shoshonitique	Stade terminal	
S U P É R I E U R E ④		Mantellique enrichie	Liquide primitif (2) Zr = 34 ppm Zr / Y = 4,5	Tholéitique enrichi et hypopotassique		
	Métabasalte porphyrique	La _n /Sm _n = 2,33	Mélange: Stade 1 La _i = 12,8 ppm, Cr _i = 164 ppm Th/Ta = 10,2, K ₂ O = 1,01% Zr/Y = 4,5 à 8	Cristallisation fractionnée Pl(0,5) – Cpx(0,3) – OI(0,2)	Calco – alcalin avec caractères tholéitiques résiduels	Type arc ensialique (contamination crustale moins intense)
	Méta – andésite K aphanitique	La _n /Sm _n = 3,6	Mélange avorté La = 66 – 70 ppm Cr = 6 – 10 ppm	Cristallisation fractionnée Pl(0,5) – Cpx(0,3) – OI(0,2) Zr/Y constant = 9,5 K ₂ O = 3,78 ± 0,78	Subalcalin Andésite hautement potassique caractères tholéitiques résiduels	
			Contaminant crustal			

FIGURE 65 – Caractères géochimiques des laves du Groupe d'Opémisca.

Quatrième partie

Conclusion générale – évolution génétique
et géodynamique



Conclusion générale – évolution génétique et géodynamique

Généralités

Dans la partie occidentale du synclinal de Chapais, les roches vertes archéennes (2 700 Ma) du sillon de Matagami-Chibougamau forment deux groupes pétrographiquement et géochimiquement différents :

- Le Groupe de Roy, une série volcanique stratifiée ($\epsilon = 11\,000$ m) et polyphasée, caractérisée par l'alternance de séquences de laves mafiques tholéitiques et hypopotassiques et de séquences de laves et de pyroclastites intermédiaires et acides, d'affinité calco-alcaline. La plupart présentent une extension régionale et peuvent se corréliser (Charbonneau et al. en préparation) avec les formations de la région de Chibougamau.
- Le Groupe d'Opémisca sus-jacent, qui repose en légère discordance sur le Groupe de Roy. Il est représenté par une épaisse séquence sédimentaire de turbidites ($\epsilon = 2\,000$ m) surmontées d'une formation ($\epsilon = 2\,000$ à $2\,500$ m) où alternent des laves hautement potassiques et des sédiments de cône alluvionnaire.

Rappel des principaux résultats pétrographiques et géochimiques : évolution génétique et géodynamique des groupes de Roy et d'Opémisca

Dans le Groupe de Roy nous distinguons neuf phases volcaniques successives.

- Les deux premières phases (CHR 1 et CHR 2, Formation de Chrissie) sont d'affinité calco-alcaline et résultent d'une source apparemment très enrichie ($La_n/Sm_n = 2,58$). Les liquides issus de la fusion partielle ($F =$ faible) présentent les traces d'une profonde contamination crustale suggérant l'existence d'une croûte sous-jacente. Ils ont produit de nombreuses coulées d'andésites massives. Par la suite, ils se sont différenciés [fractionnement du mélange $Pl(0,5) - Cpx(0,3) - Ol(0,2)$] et ont formé une épaisse séquence de pyroclastites felsiques lors d'éruptions volcaniques très explosives. Leurs caractères évoquent un milieu subaérien ou très peu profond.
- La troisième phase volcanique (OBA, Formation d'Obatogamau) est caractérisée par de nombreux épanchements de basaltes tholéitiques et hypopotassiques à « Pl-Cpx » et à phénocristaux de feldspath intratelluriques. Ces laves s'apparentent aux tholéïtes modernes

de type N MORB rencontrées dans les zones d'accrétion. Elles se sont écoulées sur des pentes sous-marines très faiblement inclinées lors d'éruptions volcaniques peu ou pas explosives. De nombreux filons-couches de dolérite de type 1, comagmatiques et cogénétiques des basaltes, se sont injectés dans les volcanites de la Formation de Chrissie. Les liquides primitifs résultent de la fusion partielle ($F = 30$ à 35%) d'une source mantellique déprimée ($La_n/Sm_n = 0,65$). Ils se sont différenciés par cristallisation fractionnée [fractionnement de mélange $Pl(0,5) - Cpx(0,3) - Ol(0,2)$] dans un/ou des réservoirs magmatiques.

- La quatrième phase volcanique (WAC, Formation de Waconichi) est de nature calco-alcaline. Elle est caractérisée par le dépôt d'une séquence de pyroclastites felsiques ($\epsilon = 475$ m) résultant d'une période volcanique très explosive. Des sources hydrothermales sont à l'origine d'un horizon sédimentaire ferrifère situé dans la partie inférieure de la séquence.
- Les cinquième et septième phases volcaniques (GIL 1, GIL 3, Formation de Gilman) sont comparables à la phase 3 (OBA). Elles se sont exprimées par l'effusion d'un grand volume de basaltes tholéitiques et hypopotassiques à « Pl-Cpx », de type N MORB, sur les flancs peu pentus d'un ou plusieurs volcans sous-marins de type bouclier (zone d'accrétion). Plusieurs filons-couches de dolérite de type 1 et 2, comagmatiques de ces laves, se sont injectés dans les formations sous-jacentes. L'un d'eux, contemporain de la phase 7, recoupe le membre inférieur de la Formation de Gilman où il s'est différencié (cumulats à plagioclase). Plusieurs horizons de pyroclastites intermédiaires semblent résulter d'éruptions volcaniques plus explosives. Les metabasaltes à « Pl-Cpx » diffèrent de ceux de la Formation d'Obatogamau par la rareté ou l'absence de phénocristaux de feldspath. Leur source mantellique n'est pas fractionnée ($La_n/Sm_n = 0,9$ à $1,2$) et leur liquide initial résulte d'un faible taux de fusion partielle ($F = 10$ à 20%). Leur différenciation s'est effectuée dans un/ou des réservoirs magmatiques périodiquement alimentés par du magma primitif. Leur évolution est contrôlée à la fois par la fusion partielle et par la cristallisation fractionnée [fractionnement du mélange $Pl(0,5) - Cpx(0,3) - Ol(0,2)$], expliquant ainsi les récurrences magmatiques observées.
- La sixième phase volcanique (GIL 2) forme un horizon de 250 à 300 m d'épaisseur et d'extension inconnue, intercalé entre les basaltes des phases 5 et 7. Elle s'est

exprimée par des éruptions volcaniques sous-marines plus ou moins explosives, au cours desquelles se sont épanchées plusieurs coulées de basaltes et d'andésites à « Pl » en grande partie autobréchifiées. Ces coulées sont de nature « transitionnelle » entre les lignées calco-alkalines et tholéitiques. Elles semblent résulter de la fusion ($F = 15\%$) d'une source mantellique enrichie ($Zr/Y = 3,5$).

- La huitième phase volcanique (BLO, Formation de Blondeau) s'exprime par l'épanchement sous-marin de plusieurs séquences de ferrobasaltes et de ferroandésites tholéitiques résultant en grande partie de la différenciation par cristallisation fractionnée de liquides issus de la phase 7 (FeO_t et TiO_2 très élevés). Toutefois, les métaferrobasaltes variolitiques suggèrent des processus magmatiques particuliers encore imprécisés (immiscibilité, contamination...?). Au cours de cette période, les éruptions volcaniques deviennent plus sporadiques et les coulées alternent avec des horizons de roches sédimentaires. Celles-ci résultent, soit de la précipitation chimique de saumures hydrothermales (argilites et siltstones bitumineux), soit du dépôt de sédiments terrigènes (grès ou siltstones volcanoclastiques). Les caractères pétrographiques évoquent un milieu marin peu profond devenant de plus en plus instable.
- La neuvième phase volcanique (SCO, Formation de Scorpio) marque un profond changement dans l'évolution magmatique du sillon. Elle se traduit par un volcanisme très explosif à l'origine d'un volume considérable de pyroclastites et de laves felsiques calco-alkalines. Celles-ci résultent d'un liquide produit par la fusion partielle d'une source mantellique très enrichie ($La_n/Sm_n = 3,5$ à $4,2$), et probablement contaminée par la croûte. Son évolution apparaît contrôlée par le mélange $Pl(0,6) - Bi(0,15) - Am(0,2) - Mt(0,05)$. Les éruptions volcaniques sont subcontemporaines de l'intrusion du pluton tonalitique et trondhjémite de Chibougamau et possède probablement un lien génétique avec ce dernier. Les édifices sont d'extension limitée et constituent des îles volcaniques felsiques en cours de formation. Des coulées boueuses (lahars) ont déferlé sur leurs flancs et sont à l'origine des brèches volcanoclastiques polygéniques observées au sommet de la formation.

Le Groupe d'Opémisca peut être divisé en quatre périodes géologiques.

- La première période se manifeste par l'accumulation rapide de sédiments terrigènes (grès à Pl + Qz, siltstones) provenant de l'érosion des îles volcaniques felsiques du Groupe de Roy. Ces sédiments constituent une épaisse séquence de turbidites (Formation de Daubrée) déposées dans un bassin sédimentaire très subsident entre les îles volcaniques citées ci-dessus et le massif plutonique de Chibougamau, à l'est. Dans la région de Chapais-Chibougamau, des grès, des conglomérats fluviaux et des rythmites littorales se déposent (Forma-

tion de Stella) sur les flancs du pluton de Chibougamau.

- La deuxième période débute par l'épanchement de nombreuses coulées massives de basaltes porphyriques à « Ol-Cpx-Pl » d'affinité calco-alkaline (membre 1 de la Formation de Haüy). Par la suite, celles-ci sont recouvertes par les coulées de trachyandésites et de trachytes porphyriques à anorthose et/ou plagioclase d'affinité alcaline ou shoshonitique (membre 2 de la Formation de Haüy). Les deux membres correspondent à deux stades successifs du mélange entre:

- Un liquide magmatique probablement tholéitique et hypopotassique, produit par la fusion partielle d'une source mantellique enrichie ($La_n/Sm_n = 3,53$);

- Et un « contaminant » crustal (continental?) riche en K_2O , Y, Zr et Th, probablement riche en biotite et de composition dioritique ou tonalitique (présence de petites enclaves énallogènes de diorite et/ou de tonalite-trondhjémite et de lamelles corrodées de biotite).

Les magmas résultant de ce mélange se sont faiblement différenciés par cristallisation fractionnée avant leur épanchement. La plupart des coulées sont massives, de type aa, et plusieurs s'interdigent avec des roches sédimentaires. Les volcans étaient probablement situés sur la bordure d'un bassin sédimentaire peu profond (argilites-siltstones du membre 3a) et plusieurs coulées ont été recouvertes par des conglomérats fluviaux à galets de volcanites.

- Au cours de la troisième période, l'activité volcanique s'interrompt provisoirement et une épaisse séquence sédimentaire recouvre les coulées. Celle-ci est constituée d'arkoses, d'arkoses conglomératiques et de conglomérats polygéniques à galets de tonalites-trondhjémites provenant essentiellement de l'érosion du massif plutonique de Chibougamau (membres 3b, 3c et 3d). Les caractères de ces sédiments évoquent une plaine alluviale de piedmont, où chaque cycle sédimentaire correspond à une phase de soulèvement des reliefs.

- La quatrième période achève l'évolution du sillon de Matagami-Chibougamau. Elle débute par l'épanchement de nombreuses coulées de basaltes porphyriques à « Ol-Cpx-Pl » de nature calco-alkaline (membre 4 de la Formation de Haüy). Par la suite, ces dernières sont recouvertes par les coulées d'andésites aphanitiques hautement potassiques du membre 5. La plupart des coulées sont massives, de type aa, suggérant un site de mise en place subaérien. Les basaltes ont une évolution comparable à ceux du membre 1. Celle-ci est contrôlée par les effets conjugués de la cristallisation fractionnée et du mélange entre:

- Un liquide magmatique primaire probablement tholéitique produit par la fusion d'une source mantellique enrichie ($La_n/Sm_n = 2,33$);

- Et un « contaminant » crustal identique à celui de la séquence inférieure. Toutefois, la contamination est

de plus faible intensité et la cristallisation fractionnée révèle l'héritage tholéiitique des basaltes.

L'évolution du mélange semble avoir rapidement avorté et les andésites K aphanitiques résultent de la cristallisation fractionnée de ce dernier [fractionnement d'un mélange Pl(0,5) – Cpx(0,3) – Ol(0,2)]. Leur évolution géochimique révèle également leur héritage tholéiitique.

Proposition d'un modèle géotectonique

L'ensemble des données obtenues (terrain, pétrographie et géochimie) permet d'esquisser un modèle géotectonique du sillon de roches vertes archéennes de Matagami-Chibougamau. Celui-ci peut être subdivisé en quatre stades successifs.

- Au cours du premier stade (figure 66,A), les laves calco-alcalines de la Formation de Chrissie (CHR 1-2) se seraient peut-être mises en place à l'aplomb d'une croûte continentale (contamination crustale, anomalie négative de Nb) dans un site géotectonique du type des marges continentales actives ($Th/Ta = 4,2$; $Zr/Y = 5,5$ à $7,5$). Le socle serait peut-être constitué par les gneiss granitiques observés au nord du sillon de Matagami-Chibougamau. Toutefois, nous n'avons aucune donnée directe pour étayer cette hypothèse. Quant à l'existence d'une zone de subduction éventuelle, nous ne disposons que des arguments géochimiques.
 - Au cours du deuxième stade (figure 66,B), les basaltes à « Pl-Cpx » (OBA, GIL 1-3), les ferrobasaltes (BLO) et les filons-couches de dolérite à « Pl-Cpx » se seraient mis en place à partir d'une zone d'accrétion (laves de type NMORB, modernes) sur croûte continentale (Tarney et al., 1977; Pearce, 1983).
- Les pyroclastites felsiques calco-alcalines (WAC) proviendraient d'un centre volcanique situé sur les bordures de ce bassin marginal ensialique, près de l'arc continental ($Zr/Y = 4,5$ à 12). Enfin, les basaltes et les andésites à « Pl » de nature « transitionnelle » (GIL 2) seraient originaires d'un centre volcanique localisé entre la zone d'accrétion et l'arc ($Zr/Y = 3,4$ à $4,5$).
- Au cours du troisième stade (figure 66,C), l'évolution du bassin marginal semble avorter et fait place à une suite de soulèvements tectoniques liés, d'une part à l'intrusion du pluton du Chibougamau, d'autre part à la croissance des îles volcaniques felsiques. Le volcanisme devient extrêmement explosif et se traduit par l'émission d'une très grande quantité de pyroclastites et de laves calco-alcalines (Formation de Scorpio). Les édifices volcaniques sont fortement érodés et d'épaisses séquences sédimentaires terrigènes se déposent dans des bassins à caractère très subsident (turbidites de la Formation de Daubrée). À ce stade, le pluton de Chibougamau atteint la surface et commence à être érodé. Les matériaux produits forment de nombreux horizons de grès et de conglomérats fluviaux sur les flancs de ce massif.
 - Au cours du quatrième stade (figure 66,D), les laves hautement potassiques de la Formation de Haüy s'épanchent sur la bordure d'un vaste bassin sédimentaire. Ces laves correspondent au stade tardif de l'évolution d'un arc continental et marquent la fin de l'évolution magmatique de ce sillon. Au cours de cette période, le pluton de Chibougamau et les édifices volcaniques de la Formation de Scorpio sont périodiquement soulevés et érodés. Les matériaux produits se déposent dans une vaste plaine alluviale de piedmont.

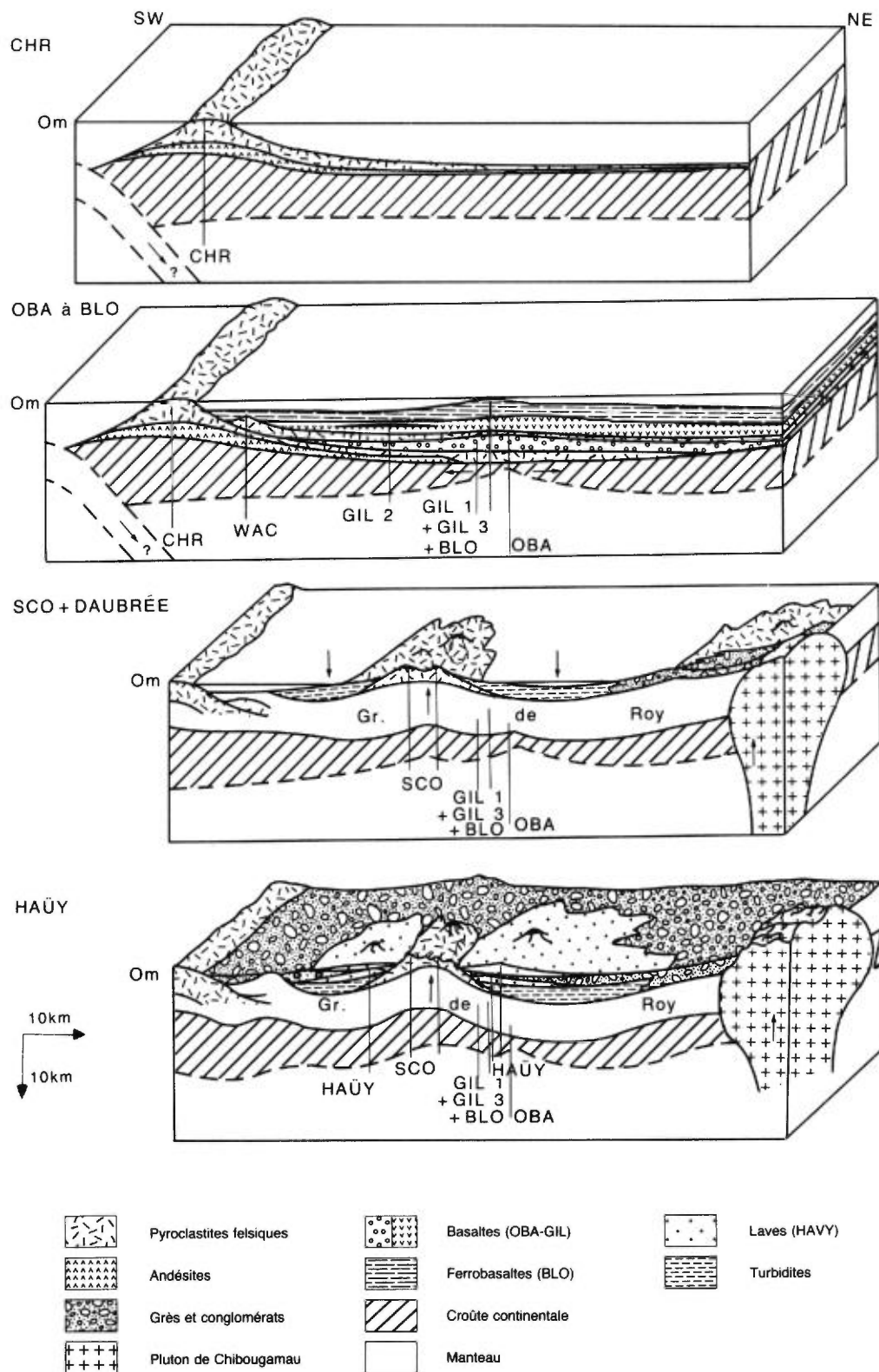


FIGURE 66 – Proposition d'un modèle de l'évolution génétique, géodynamique et géotectonique des roches vertes archéennes du sillon de Matagami-Chibougamau dans la région de Chapais-Chibougamau.

(A) Stade initial: volcanisme « calco-alcalin » sur une marge continentale active?

(B) Deuxième stade: formation d'un bassin marginal ensialique

(C) Troisième stade: avortement du bassin marginal

(D) Stade final: évolution postbassin marginal en contexte orogénique: volcanisme potassique du Haüy et sédimentation dans une plaine alluviale de piedmont.

Bibliographie

- ALLARD, G.O., 1976 – Doré Lake Complex and its importance to Chibougamau geology and metallogeny. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP-368, 466 pages.
- _____ 1981 – Quart sud-ouest du canton de Rinfret et partie du quart sud-est du canton de Lemoine. Relation avec le Front de Grenville. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; 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; Congrès de Québec (Université Laval); livret-guide pour l'excursion B-1, 94 pages.
- BAKER, D. – ALLARD, G.O. – DALLMEYER, R.D., 1979 – The Grenville Front zone, south of Chibougamau. Grenville systematics, Archean complexities. Association géologique du Canada – Association minéralogique du Canada; réunion annuelle, programme et résumés; volume 4, page 38.
- BAKER, D., 1980 – The metamorphic and structural history of the Grenville Front near Chibougamau, Québec. University of Georgia; thèse de doctorat (inédite), 335 pages, 3 cartes.
- BARAGAR, W.R.A. – PLANT, A.G. – PRINGLE, G.J. – SCHAU, M., 1979 – Diagenetic and postdiagenetic changes in the composition of an Archean pillow. Journal canadien des sciences de la terre; volume 16, n° 11, pages 2102-2122.
- BARD, J.P., 1980 – Microtextures des roches magmatiques et métamorphiques. Masson, Paris; 192 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.
- BOUDREAULT, A.P., 1977 – Pétrographie et géochimie des laves et des filons-couches mafiques et ultramafiques du canton de Richardson, Chibougamau, Québec. Université du Québec à Chicoutimi; maîtrise ès Sciences en Géologie, 117 pages.
- BOUGAULT, H. – TREUIL, M. – JORON, J.L., 1978 – Trace elements from 22°N and 36°N in the Atlantic ocean: fractional crystallization, partial melting and heterogeneity of the upper mantle. Leg 45 DSDP; initial reports, Washington.
- BRANGIER, M., 1984 – Contribution à l'étude géologique des roches vertes des cantons de Lamarck et de Guettard (région de Chibougamau, Québec). Approche géochimique. Université de Grenoble; thèse de doctorat de troisième cycle, Grenoble, 180 pages.
- BROOKS, C. – LUDDEN, J. – PIGEON, Y., 1982 – Volcanism of shoshonite to high-K andesite affinity in an Archean arc environment, Oxford lake, Manitoba. Journal canadien des sciences de la terre; volume 19, n° 1, pages 55-67.
- CAPDEVILLA, R. – GOODWIN, A.M. – UJIKE, O. – GORTON, M.P., 1982 – Trace element geochemistry of Archean volcanic rocks and crustal growth in southwestern Abitibi belt, Canada. Geology; volume 10, pages 418-422.
- CARLISLE, D., 1981 – Pillow breccias and their aquagene tuffs, Quadra Island, British Columbia. Journal of Geology; volume 70, pages 48-71.
- CATY, J.L., 1977 – Géologie de la demie est du canton de Richardson, comté d'Abitibi-Est. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV-447.
- _____ 1978 – Géologie du canton de Richardson. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP-606.
- _____ 1979 – Géologie de la demie ouest du canton de Bignell, comté d'Abitibi-Est. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV-678.
- CHARBONNEAU, J.M., 1981a – Cantons de Dolomieu (1/2 E) et de Daubrée (1/2 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. – DUPUIS-HÉBERT, L., 1983 – Lithostratigraphie de la région des lacs Lamarck et La Trêve, Québec. In Stratigraphie des ensembles volcanosédimentaires archéens de l'Abitibi: état des connaissances. Séminaire d'information 1983. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 83-11, pages 35-46.

- 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. *In* Rapports d'étape des travaux en cours à la division du Précambrien. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 82-01, pages 1-68.
- _____ (en préparation) – Synthèse géologique, projet Chapais-Branssat. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; rapport final.
- CHARTRAND, F., 1983a – Géologie de la région du lac Thomelet. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; carte annotée, DP 82-13.
- _____ 1983b – Géologie de la région du lac Thomelet. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; rapport final, ET 83-09.
- CIMON, J., 1967a – Cantons de Queylus (NW) et de Haïy (NE). Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP-613.
- _____ 1967b – 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.
- COOKE, D.L. – MOORHOUSE, W.W., 1969 – Temiskaming volcanism in the Kirkland lake area, Ontario, Canada. *Journal canadien des sciences de la terre*; volume 6, n°1, pages 117-133.
- CORYELL, C.D. – CHASE, J.W. – WINCHESTER, J.W., 1963 – Lanthanum, europium and dysprosium distributions in igneous rocks and minerals. *Journal of Geophysical Research*; volume 68, pages 559-566.
- DAIGNEAULT, R. – ALLARD, G.O., 1983 – Stratigraphie et structure de la région de Chibougamau. *In* Stratigraphie des ensembles volcano-sédimentaires archéens de l'Abitibi: état des connaissances. Séminaire d'information 1983. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 83-11, pages 1-18.
- DESCARREAUX, J., 1972 – Géochimie des roches volcaniques de l'Abitibi. Université Laval, Québec; thèse de doctorat.
- DIMROTH, E. – MULLER, W. – ARCHER, P. – GOBEIL, A. – ALLARD, G.O., 1982 – Evidence for extensive Archean shallow marine sedimentation in the Chibougamau area, Québec. Commission géologique du Canada; paper 82-1A, pages 29-36.
- DIMROTH, E., et al., 1983a – Stratigraphie et évolution du bassin de transition entre les Groupes de Roy et d'Opemisca, région de Chibougamau-Chapais. *In* Stratigraphie des ensembles volcano-sédimentaires archéens de l'Abitibi: état des connaissances. Séminaire d'information 1983. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 83-11, pages 21-35.
- DOUGLAS, R.J.W. – TREMBLAY, L.P., 1972 – Géologie du Canada et ressources minérales. Commission géologique du Canada; série de la géologie économique n°1; tomes A et B, avec cartes et tableaux.
- DUBÉ, C.Y., 1981a – Géologie de la demie est du canton de Lamarck, Abitibi-Est. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; rapport préliminaire, DPV-811, 6 pages.
- _____ 1981b – Région de Lac Lamarck – Baie Dussault. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; rapport préliminaire (carte annotée), DP-848.
- _____ 1983 – Géologie des cantons de Lamarck et de Guettard, district de Chibougamau. *In* Rapports d'étape des travaux en cours à la division du Précambrien. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 82-01, pages 133-161.
- DUPUY, C. – DOSTAL, J., 1984 – Trace element geochemistry of some continental tholeiites. *Earth and Planetary Science Letters*; volume 67; pages 61-69.
- DUQUETTE, G., 1970 – Stratigraphie de l'Archéen et relations métallogéniques dans la région de Chibougamau. Ministère des Richesses naturelles, Québec; ES-8, 18 pages.
- _____ 1976 – North half of McKenzie and Roys Township and Northwest quarter of McCorkill Township. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV-357, 125 pages.
- _____ 1982 – Demie nord des cantons de McKenzie et de Roy et quart nord-ouest du canton de McCorkill. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV-837, 72 pages et cartes.
- EWART A. – BROTHERS, R.N. – MATEEN, A., 1977 – An outline of the geology and geochemistry and the possible petrogenetic evolution of the volcanic rocks of the Tonka-Kermadec New Zealand Island arc. *Journal of Volcanology-Geothermal Research*; 2, pages 205-250.
- FISHER, R.V., 1961 – Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. *Geological Society of America Bulletin*; volume 72, pages 1409-1414.
- _____ 1966 – Rocks composed of volcanic fragments and their classification. *Earth Science Reviews*; volume 1, pages 287-298.
- FLOYD, P.A. – WINCHESTER, J.A., 1975 – Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth and Planetary Science Letters*; 27, pages 211-218.
- _____ 1978 – Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements. *Chemical Geology*; 21, pages 291-306.

- FRANCONI, A., 1983 – Le Groupe d'Opémisca dans le secteur du lac Landing, cantons de Daubrée et de Dolomieu. *In* Rapports d'étape des travaux en cours à la division du Précambrien, Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 82-01; pages 69-92.
- GARIÉPY, C., 1983 – Géochimie et géochronologie des granitoïdes intrusifs de l'Abitibi: évidence de la présence d'une croûte continentale ancienne. *In* Stratigraphie des ensembles volcano-sédimentaires archéens de l'Abitibi: état des connaissances. Séminaire d'information 1983, Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 83-11, pages 67-70.
- GÉLINAS, L. – MELLINGER, M. – TRUDEL, P., 1982 – Archean mafic metavolcanics from the Rouyn-Noranda district, Abitibi greenstone belt, Québec. Mobility of the major elements. *Journal Canadien des sciences de la terre*; volume 19, pages 2258-2275.
- GOBEIL, A. – RACICOT, D., 1983 – Carte lithostratigraphique de la région de Chibougamau, Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MM 83-02.
- GOODWIN, A.M., RIDLER, R.H., 1970 – The Abitibi orogenic belt. *In* Symposium on basins and geosynclines of the Canadian shield (A.J. Baer, éditeur). Commission géologique du Canada; étude préliminaire 70-40, pages 1-30.
- HÉBERT, Y., 1981 – Géologie du quart nord-est de la région du Lac Inconnu. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; carte préliminaire annotée, DP-892.
- _____ 1983 – Géologie de la région du lac La Trêve. *In* Rapports d'étape des travaux en cours à la division du Précambrien. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 82-01, pages 93-132.
- HYDE, R.S., 1980 – Sedimentary facies in the Archean Timiskaming group and their tectonic implications, Abitibi greenstone belt, NE Ontario, Canada. *Precambrian Research*; 12, pages 161-195.
- JENSEN, L.S., 1976 – A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ministry of Natural Resources, Ontario; miscellaneous paper 66, 22 pages.
- JOPLIN, G.A., 1968 – The shoshonite association: a review. *Geological society of Australia*; 15 (2), pages 275-294.
- JOPLIN, G.A. – KISS, A. – WARREN, G. – WIDDOWSON, J.R., 1972 – Some chemical data on members of the shoshonite association. *Mineralogical Magazine*; 38, pages 936-945.
- JORON, J.L. – BOUGAULT, H. – WOOD, A. – TREUIL, M., 1978 – Application de la géochimie des éléments en traces à l'étude des propriétés et des processus de genèse de la croûte océanique et du manteau supérieur. *Bulletin de la Société géologique de France*; n°6.
- JUTEAU, T., 1975 – Les ophiolites des nappes d'Antalya (Taurides occidentales, Turquie); pétrologie d'un fragment de l'ancienne croûte océanique téthysienne. *Sciences de la Terre*; mémoire n°32, 692 pages.
- KARIG, D.E., 1971 – Origin and development of marginal basins in the Western Pacific. *Journal of Geophysical Research*; 76, pages 2542-2561.
- _____ 1974 – Evolution of arc systems in the Western Pacific. *Annual Review of Earth and Planetary Science Letters*; 2, pages 51-75.
- LAJOIE, J., 1979 – Facies models 15: volcanoclastic rocks. *Geoscience Canada*; volume 6, n°3, pages 129-139.
- LUDDEN, J. – GÉLINAS, L. – TRUDEL, P., 1982 – Archean metavolcanics from the Rouyn-Noranda district, Abitibi greenstone belt, Québec. 2. Mobility of trace elements and petrogenetic constraints. *Journal canadien des sciences de la terre*; volume 19, pages 2276-2287.
- McBIRNEY, A.R., 1963 – Factors governing the nature of submarine volcanism. *Bulletin of Volcanology*; 26, pages 455-469.
- MACKENZIE, D.E. – CHAPPELL, B.W., 1972 – Shoshonite and calc-alkaline lavas from the highlands of Papua, New Guinea. *Contributions to Mineralogy and Petrology*; 35, pages 50-62.
- MER, 1981 – Levé aéroporté INPUT dans la région de la rivière Chibougamau; DP-829.
- MIYASHIRO, A., 1974 – Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*; 274, pages 321-355.
- _____ 1975 – Volcanic rock series and tectonic setting. *Annual Review of Earth and Planetary Science Letters*; 3, pages 251-270.
- MULLER, W., – Sédimentologie et paléogéographie du Groupe d'Opémisca et de la partie supérieure du Groupe de Roy dans les synclinaux de Chapais et de Waconichi, région de Chibougamau. Université du Québec à Chicoutimi, Québec; thèse de doctorat en préparation.
- OHNENSTETTER, D., OHNENSTETTER, M., 1975 – Le puzzle ophiolitique corse: un bel exemple de paléodorsale océanique. Université de Nancy I; thèse de doctorat de 3^e cycle, 417 pages.
- OTIS, M., 1982 – Demie nord du canton du Daubrée. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; carte préliminaire annotée, DP-924.
- _____ 1983 – Géologie de la demie nord du canton de Daubrée. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; rapport final, ET 83-06.
- PEARCE, J.A., 1983 – Role of subcontinental lithosphere in magma genesis at active continental margins. *In* Continental basalts and mantle xenoliths. (C.J. Hawkesworth and J. Norry, éditeurs). *Shiva Geology series*; pages 230-272.
- PEARCE, J.A., CANN, J.R., 1973 – Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements

- analyses. *Earth and Planetary Science Letters*; 19, pages 290-300.
- PEARCE, J.A., NORRY, M.J., 1979 – Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contribution to Mineralogy and Petrology*; 69, pages 33-47.
- PECERILLO, A., TAYLOR, S.R., 1976 – Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contribution to Mineralogy and Petrology*; 58, pages 63-81.
- PICARD, C., 1982 – Région du lac Inconnu. Ministère de l'Énergie et des Ressources; carte annotée (1:20 000), DP 82-11.
- _____ 1983a – Le sillon de roches vertes Matagami-Chibougamau dans les cantons de Daubrée et Dolomieu: un bel exemple d'évolution magmatique archéenne. *In* Stratigraphie des ensembles volcano-sédimentaires archéens de l'Abitibi: état des connaissances. Séminaire d'information 1983. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 83-11, pages 47-56.
- _____ 1983b – Géologie de la région du lac Inconnu. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 83-16.
- PICARD, C. – CHARBONNEAU, J.M. – PIBOULE, M. – OLIVER, R., 1983 – Le greenstone belt de Matagami-Chibougamau: un bel exemple d'évolution magmatique archéenne. *In* Second E.U.G. meeting, Strasbourg, 1983; *Terra Cognita*, v. 3, n° 2-3, page 153.
- PICHÉ, M. – Stratigraphie, volcanologie et environnement de la Formation de Haüy, cantons de Daubrée et de Dolomieu, région de Chibougamau-Chapais. Université du Québec à Chicoutimi, Québec; thèse de maîtrise en préparation.
- PICHÉ, M., DIMROTH, E., 1983 – Stratigraphie de la Formation de Haüy dans une partie des cantons de Daubrée et Dolomieu, à l'ouest de Chapais. *In* Stratigraphie des ensembles volcano-sédimentaires archéens de l'Abitibi: état des connaissances. Séminaire d'information 1983, Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 83-11, pages 57-64.
- RACICOT, D. – Définition des caractéristiques du pluton de Chibougamau et situation de celui-ci dans le contexte stratigraphique, structural et métallogénique de la région. Université de Montréal, Québec; thèse de doctorat en préparation.
- RAMSAY, J.G., 1930 – Shear zone geometry, a review. *Journal of Structural Geology*; volume 2, n° 1-2, pages 83-99.
- SCHILLING, J.G., 1971 – Sea floor evolution: rare earth evidence. *Philosophical Transactions, Royal Society of London*; series A-268, pages 663-706.
- SHEGELSKI, R.J., 1980 – Archean cratonization, emergence and red bed development, Lake Shebandowan area, Canada. *Precambrian Research*; 12, pages 331-347.
- STEINBERG, M. – TREUIL, M. – TOURAY, J.C., 1979 – Géochimie: principe et méthodes. Tome II: Cristallogénie et éléments en traces. Éditions Doin, Paris, 595 pages.
- STOCKWELL, C.H., 1964 – Fourth report on structural provinces, orogenies and time – Classifications of rocks of the Precambrian shield. *Commission géologique du Canada*; paper 64-17 (Part II).
- SUN, S.S. – NESBITT, R.W., 1977 – Chemical heterogeneity of the archaean mantle, composition of the earth, and mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letters*; volume 35, pages 429-448.
- _____ 1978 – Petrogenesis of Archean ultrabasic and basic volcanics: evidence from rare earth element. *Contribution to Mineral Petrology*; 65, pages 301-325.
- TARNEY, J. – SAUNDERS, A.D. – WEAVER, S.D., 1977 – Geochemistry of volcanic rocks from the island arcs and marginal basins of the Scotia arc region. *In* Island arcs, deep sea trenches and back arc basins (M. Ewing series); *American Geophysical Union*; volume 1, pages 367-377.
- THOMPSON, R.N. – MORRISON, M.A. – MATTE, D.P. – DICKIN, A.P. – MOORBATH, S., 1982 – An assessment of the Th-Hf-Ta diagram as a discriminant for tectonomagmatic classifications and in the detection of crustal contamination of magmas. *Earth and Planetary Science Letters*; 50, pages 1-10.
- WHITE, S.H. – BURROWS, S.E. – CARRERAS, J. – SHAW, N.D. – HUMPHREYS, F.T., 1980 – On mylonites in ductile shear zone. *Journal of Structural Geology*; volume 2, n° 1-2, pages 175-187.
- WINCHESTER, J.A. – FLOYD, P.A., 1977 – Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*; 20, pages 325-343.
- WINKLER, H.G.F., 1979 – Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer Verlag, New-York, Heidelberg, Berlin, 5e édition; 348 pages.
- WOLHUTER, L.E., 1960 – Géologie du quart sud-est du canton de Lévy, comté d'Abitibi-est. Ministère des Mines, Québec; RP-434.
- _____ 1962 – Géologie du quart sud-est du canton de Daubrée, comté d'Abitibi-est. Ministère des Mines, Québec; RP-474.
- _____ 1984 – Géologie des quarts NW, SW et SE du canton de Lévy et du quart SE du canton de Daubrée, Abitibi. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; rapport final bilingue, MB 84-05, 218 pages.
- WOOD, D.A., 1980 – The applications of Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contami-

- nation of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters*; 50, pages 11-30.
- WOOD, D.A. – JORON, J.L. – TREUIL, M., 1979 – A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth and Planetary Science Letters*; 45, pages 326-336.
- WOOD, D.A. – TARNEY, J. – VARET, J., – SAUNDERS, A.D., – BOUGAULT, H. – JORON, J.L. – TREUIL, M., – CANN, J.R., 1979 – Geochemistry of basalt drilled in the North Atlantic by IPOD Leg 49: Implications for mantle heterogeneity. *Earth and Planetary Science Letters*; 42, pages 77-97.



Annexe 1

Analyses chimiques (roches totales et éléments traces) du Groupe de Roy*

	G	G	Q	G	G	Q	Q	Q	Q	L	L	L	L
	CHRVol	CHRVol	CHRVol	CHRVol	CHRVol	OBABas	OBABas	OBABas	OBABas	OBABas	OBABas	OBABas	OBABas
	3137B	3170A	39B	3129A	3129A	71A	92E	2093A	2174A	3145A	3154A	3177A	3180B
SiO ₂	61,59	62,87	67,15	75,58	64,92	53,02	49,22	49,41	47,54	51,86	50,39	49,16	50,62
TiO ₂	0,89	0,91	1,05	0,56	0,94	0,82	0,83	0,63	1,02	1,23	0,83	0,68	0,92
Al ₂ O ₃	16,26	15,18	15,48	12,62	15,56	18,91	16,65	16,51	17,58	15,50	15,80	15,83	17,34
Fe ₂ O ₃	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Cr ₂ O ₃	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,00	0,0	0,0
MgO	3,76	5,40	2,08	0,71	2,61	4,02	8,97	8,67	6,96	4,32	8,27	9,04	5,88
FeO	9,38	8,51	6,38	2,49	7,60	8,25	10,67	11,04	12,05	13,64	11,40	11,61	10,45
MnO	0,09	0,14	0,06	0,04	0,13	0,16	0,20	0,23	0,19	0,29	0,16	0,26	0,20
NiO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
CaO	5,54	4,12	2,98	2,28	3,37	11,41	11,45	12,09	14,31	10,90	11,21	10,95	12,80
Na ₂ O	2,05	2,63	2,85	5,53	4,72	3,33	1,95	1,36	0,27	2,07	1,82	2,33	1,66
K ₂ O	0,27	0,11	1,79	0,05	0,0	0,04	0,04	0,02	0,01	0,11	0,05	0,07	0,04
P ₂ O ₅	0,18	0,14	0,18	0,13	0,15	0,04	0,03	0,04	0,06	0,09	0,07	0,05	0,08
PAF	2,72	2,81	6,52	0,79	2,37	2,76	4,32	4,98	3,28	5,37	3,26	3,82	3,07
MGV	0,42	0,53	0,37	0,34	0,38	0,47	0,60	0,58	0,51	0,36	0,56	0,58	0,50
Rb	12	9	41	4	2	1	2	2	2	3	3	3	3
Sr	140	120	69	75	94	83	89	185	245	328	157	94	103
Zr	173	160	201	237	199	40	36	27	44	62	51	31	35
Nb	8	9	12	12	10	2,7	3,4	2,6	3,3	3,8	4,2	2,8	3
Y	24	23	37	40	38	18	17	13	21	25	18	15	18

	L	L	L	L	L	Q	G	G	G	L	Q	Q	L
	OBABas	OBABas	OBABas	OBABas	OBABas	OBABas	GI1Bas	GI1Bas	GI1Bas	GI1Bas	GI1Bas	GI1dyk	GI1Bas
	3182C	3195A	3250A	3258A	5008A	45A1	45A2	45A	3204A	3204A	4037A	4025A	3197A
SiO ₂	51,04	53,68	47,72	50,83	51,03	56,96	48,12	49,14	49,52	47,49	48,88	51,60	51,27
TiO ₂	1,04	1,15	1,01	0,94	0,89	0,93	1,45	1,52	1,59	1,35	1,47	1,04	1,48
Al ₂ O ₃	15,98	19,01	15,62	14,99	14,79	14,86	15,26	16,02	16,65	15,98	16,22	19,04	14,43
Fe ₂ O ₃	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Cr ₂ O ₃	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,00	0,0	0,0
MgO	7,11	3,47	4,14	5,87	7,45	4,99	4,78	6,71	5,98	8,50	8,21	3,65	5,46
FeO	11,75	9,42	11,95	13,57	11,41	9,13	11,30	11,36	13,68	13,53	14,32	10,99	14,82
MnO	0,22	0,21	0,20	0,21	0,18	0,19	0,18	0,18	0,23	0,19	0,19	0,16	0,23
NiO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
CaO	10,38	10,17	16,70	12,73	12,33	8,72	17,43	11,52	9,36	9,94	8,58	11,13	10,47
Na ₂ O	2,27	2,71	2,40	0,73	1,76	4,09	1,24	3,27	2,74	2,47	1,96	2,16	1,55
K ₂ O	0,15	0,13	0,18	0,03	0,10	0,08	0,04	0,13	0,08	0,13	0,06	0,12	0,13
P ₂ O ₅	0,06	0,06	0,08	0,10	0,06	0,05	0,19	0,16	0,17	0,12	0,11	0,10	0,16
PAF	5,26	3,37	3,29	4,68	3,11	2,80	5,80	4,35	2,65	3,92	4,40	3,12	3,98
MGV	0,52	0,40	0,38	0,43	0,54	0,49	0,43	0,51	0,44	0,53	0,51	0,37	0,57
Rb	3	3	5	1	2	3	3	3	3	3	2	4	4
Sr	117	100	126	211	214	60	374	193	161	125	152	232	298
Zr	50	58	54	49	54	37	77	78	82	67	78	73	79
Nb	1,8	3,4	3,3	3,1	3,7	2,5	4,4	4,7	4,7	5,6	3,8	5,1	4,9
Y	20	24	22	22	17	19	26	30	31	28	31	28	28

Analyses chimiques (roches totales et éléments traces) du Groupe de Roy (suite)

	L GI3Bas 3219B	L GI3Bas 3243B	L GI3Bas 3208B	L GI3Bas 3213A	L GI3Bas 3214C	L GI3Bas 3217B	L GI3Bas 3226A	L GI3Bas 3245B	L BLOFba 2054A	L BLOFba 2274F	L BLOFba 2283D	L BLOFba 3238A	L BLOFba 3240A
SiO ₂	52,38	53,61	51,69	52,68	49,96	49,74	51,34	50,61	51,29	52,26	51,46	50,51	52,09
TiO ₂	1,11	1,13	1,15	1,10	1,52	1,02	0,87	0,94	1,81	1,99	1,49	1,69	2,24
Al ₂ O ₃	14,18	14,52	13,45	14,25	14,82	14,94	14,39	16,21	14,93	12,46	15,05	14,93	13,93
Fe ₂ O ₃	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Cr ₂ O ₃	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,00	0,0	0,0
MgO	5,56	7,49	6,58	5,37	5,12	8,91	6,75	8,31	5,41	4,59	5,83	5,80	2,33
FeO	14,49	10,98	14,25	13,86	15,98	12,58	10,54	9,85	17,96	16,64	14,06	15,90	17,31
MnO	0,21	0,16	0,24	0,22	0,25	0,17	0,20	0,19	0,19	0,22	0,19	0,23	0,20
NiO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
CaO	9,10	8,77	10,21	9,38	10,58	10,02	13,72	10,59	4,86	8,31	9,66	8,37	4,70
Na ₂ O	2,81	3,17	2,25	2,94	1,55	2,50	2,05	2,80	3,44	2,57	2,06	2,35	6,44
K ₂ O	0,04	0,06	0,09	0,10	0,07	0,03	0,09	0,47	0,02	0,80	0,08	0,05	0,60
P ₂ O ₅	0,13	0,11	0,08	0,08	0,14	0,08	0,05	0,04	0,07	0,16	0,11	0,16	0,16
PAF	2,83	5,52	3,33	3,04	3,78	3,72	5,49	2,73	6,59	4,72	3,93	3,87	4,25
MGV	0,41	0,55	0,45	0,41	0,36	0,56	0,53	0,60	0,35	0,33	0,42	0,39	0,39
Rb	1	2	2	2	2	1	1	10	1	26	2	2	11
Sr	279	109	233	129	188	150	145	209	136	113	112	363	114
Zr	64	61	62	50	87	48	45	52	74	121	82	99	104
Nb	5,1	3,2	4,3	4,4	3,9	3,7	1,6	4,2	4,7	7,3	4,8	4,8	6,4
Y	27	22	24	25	32	22	20	19	30	41	31	41	41

	L BLOBas 3227B	L BLOBva 3237B	L BLOBva 3285C1	L BLOBva 3317B	L BLOBva 3385K	G CHRDol 3141C	L CHRDol 3141B	L CHRDol 3141A1	L CHRDol 3141A2	L CHRDol 3170B	L CHRDol 3189A	Q CHRDol 391A	G CHRDol 3132Z
SiO ₂	62,46	50,18	52,27	51,65	47,44	51,77	50,46	48,73	48,64	50,12	49,78	49,57	50,41
TiO ₂	1,78	1,67	1,55	1,44	1,60	1,17	0,84	0,36	0,50	0,97	0,80	1,25	0,84
Al ₂ O ₃	14,51	12,13	11,42	10,77	13,20	15,22	15,33	17,45	16,52	15,66	14,95	14,92	15,44
Fe ₂ O ₃	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Cr ₂ O ₃	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,00	0,0	0,0
MgO	3,02	6,07	5,91	7,58	4,76	7,58	8,25	10,13	10,83	8,23	8,54	8,23	8,19
FeO	11,44	16,61	16,32	15,19	21,62	12,38	12,13	8,51	10,60	11,47	12,08	12,96	12,82
MnO	0,12	0,25	0,37	0,23	0,23	0,19	0,21	0,15	0,18	0,19	0,20	0,21	0,20
NiO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
CaO	2,24	8,98	7,92	9,67	6,37	10,72	10,01	11,96	10,64	11,14	10,46	10,65	11,75
Na ₂ O	2,37	3,01	3,74	3,00	2,30	0,65	1,92	1,27	1,39	1,81	1,81	1,81	1,24
K ₂ O	1,90	0,95	0,37	0,37	2,34	0,19	0,81	1,38	0,67	0,33	1,31	0,32	0,03
P ₂ O ₅	0,17	0,16	0,13	0,10	0,15	0,14	0,05	0,05	0,03	0,07	0,07	0,07	0,09
PAF	4,73	3,03	3,03	2,38	4,08	2,88	2,57	3,10	3,66	3,10	2,45	4,62	2,58
MGV	0,32	0,39	0,39	0,47	0,28	0,52	0,55	0,68	0,64	0,56	0,56	0,53	0,55
Rb	47	11	5	7	19	8	43	70	30	12	52	2	3
Sr	44	155	90	238	107	169	105	84	119	142	160	91	96
Zr	107	104	97	93	97	58	46	18	29	52	40	58	42
Nb	5,9	6,1	6	6,5	4,9	3,5	1,5	2,2	1,9	3,1	3	3,6	3,1
Y	27	26	23	22	24	26	21	10	13	21	20	24	17

Analyses chimiques (roches totales et éléments traces) du Groupe de Roy (suite)

	G CHRDol 3129C	G CHRDol 3132B	G CHRDol 3134B	G OBADol 3178AO	G OBADol 3178A1	G OBADol 3178A4	L OBADol 3182B	L OBADol 3182E	L OBADol 3233A	L OBADol 3233C	G GI1Dol 32C1	G GI1Dol 32C2	G GI1Dol 32C3
SiO ₂	51,35	49,94	50,59	53,79	53,29	50,76	52,81	50,17	50,75	50,18	50,16	48,36	49,37
TiO ₂	1,41	1,47	1,34	1,18	1,20	1,60	1,20	1,59	1,21	1,61	0,91	0,53	0,69
Al ₂ O ₃	14,06	13,83	14,38	14,39	14,48	15,02	14,40	15,24	15,41	14,73	14,85	17,11	16,39
Fe ₂ O ₃	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Cr ₂ O ₃	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,00	0,0	0,0
MgO	5,11	5,84	5,76	5,53	5,91	6,33	6,48	6,49	6,71	5,89	8,29	9,63	8,04
FeO	16,07	16,84	15,57	12,95	13,50	14,09	13,63	13,92	13,65	14,91	11,37	8,61	10,82
MnO	0,26	0,25	0,26	0,24	0,24	0,25	0,22	0,22	0,19	0,22	0,21	0,15	0,20
NiO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
CaO	9,80	9,96	9,89	9,03	9,47	0,09	9,26	9,58	8,62	10,30	11,63	14,20	12,64
Na ₂ O	1,72	1,68	1,52	2,68	1,74	2,67	1,85	2,51	3,23	1,79	2,28	1,30	1,69
K ₂ O	0,06	0,06	0,51	0,04	0,03	0,03	0,03	0,13	0,14	0,11	0,17	0,0	0,05
P ₂ O ₅	0,16	0,13	0,18	0,17	0,13	0,15	0,12	0,15	0,12	0,24	0,14	0,10	0,11
PAF	2,06	2,59	1,70	2,12	2,13	3,45	3,52	3,65	3,59	4,81	2,13	2,63	2,17
MGV	0,36	0,38	0,40	0,43	0,44	0,44	0,46	0,45	0,47	0,41	1,37	0,89	1,34
Rb	3	2	23	1	3	1	2	4	3	3	4	2	4
Sr	114	118	116	119	138	124	109	119	115	108	140	114	149
Zr	69	64	70	70	66	102	67	88	67	95	37	22	32
Nb	4,1	4	4	4,4	3,9	5,3	5,5	5	4,8	4,6	1,6	1,2	3,5
Y	30	27	29	26	28	37	28	33	25	36	28	11	15

	G GI1Dol 32C6	G GI1Dol 32C4	G GI1Dol 32D	G GI1Bp1 45E1	G GI2Bp1 45E2	G GI2Bp1 48A1	G GI2Bp1 48A2	G GI2Bp1 48E	L GI2Bp1 3205A	G GI2Bp1 48B	L GI2Bp1 3200A	L WACPyr 3247CB	L WACPyr 1155A
SiO ₂	48,59	49,95	51,73	55,73	52,06	54,81	53,92	54,36	52,12	55,22	60,43	65,44	75,98
TiO ₂	0,82	2,23	0,72	0,54	0,72	0,74	0,92	0,89	0,75	0,76	0,86	0,38	0,20
Al ₂ O ₃	16,29	12,63	15,46	17,05	20,05	15,35	17,41	17,51	18,21	18,56	16,51	17,41	13,05
Fe ₂ O ₃	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Cr ₂ O ₃	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,00	0,0	0,0
MgO	7,35	4,41	7,73	2,18	4,97	1,83	3,45	4,46	4,65	5,59	4,06	2,07	0,14
FeO	11,45	15,47	10,78	5,83	10,46	8,08	10,21	10,10	9,24	9,38	8,61	3,63	0,82
MnO	0,21	0,31	0,20	0,11	0,15	0,15	0,19	0,17	0,17	0,16	0,14	0,07	0,04
NiO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
CaO	13,54	8,47	10,95	16,04	7,72	18,59	9,39	8,70	11,34	7,22	4,17	3,93	0,50
Na ₂ O	1,56	1,87	2,26	2,12	3,32	0,0	3,85	2,61	3,09	2,93	4,76	4,81	5,06
K ₂ O	0,06	0,52	0,09	0,19	0,41	0,13	0,40	0,92	0,27	0,02	0,24	2,01	4,20
P ₂ O ₅	0,12	0,14	0,08	0,20	0,15	0,32	0,27	0,28	0,17	0,15	0,23	0,25	0,01
PAF	2,53	3,19	2,29	4,97	3,48	6,19	2,59	2,20	3,50	4,89	3,51	1,75	1,80
MGV	0,53	0,29	0,56	0,40	0,56	0,29	0,38	0,44	0,47	0,51	0,46	0,50	0,21
Rb	2	19	4	6	12	4	9	18	6	3	5	36	82
Sr	114	174	115	154	192	166	121	260	192	162	114	661	73
Zr	32	66	34	57	58	94	136	139	58	78	122	120	114
Nb	2,7	3,7	2,7	3,9	3,6	4,1	5,7	6,3	5,6	4,1	4,8	5	5,4
Y	16	26	15	17	23	30	31	21	21	30	10	25	15

Analyses chimiques (roches totales et éléments traces) du Groupe de Roy (fin)

	G SCODyk 2304D	G SCOLAV 2304D	G SCOLAV 2304C	L SCOLAV 3077D	L SCOLAV 3079A	L SCOLAV 3081A	L SCOLAV 3083A	L SCOLAV 3089A	L SCOLAV 3099A	L SCOLAV 3114A	G SCOLAV 3303A	G SCOLAV 3111B	Q SCOPyr 492A
SiO ₂	53,32	65,93	62,71	73,40	75,31	68,14	73,10	70,26	69,80	61,00	67,35	64,02	70,69
TiO ₂	0,70	0,51	0,62	0,28	0,35	0,29	0,39	0,34	0,41	0,56	0,49	0,53	0,65
Al ₂ O ₃	15,64	14,44	15,75	15,35	14,29	14,67	14,28	14,75	14,95	17,86	15,51	14,48	15,78
Fe ₂ O ₃	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Cr ₂ O ₃	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,00	0,0	0,0
MgO	7,14	3,90	5,00	0,64	0,61	0,81	0,50	1,39	1,39	4,24	2,44	3,82	1,33
FeO	8,16	7,23	5,84	1,78	1,81	2,88	1,55	3,67	3,11	5,62	4,06	7,34	3,51
MnO	0,16	0,17	0,08	0,04	0,02	0,12	0,05	0,05	0,06	0,10	0,08	0,26	0,04
NiO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
CaO	10,15	4,82	4,96	2,24	2,13	6,47	4,89	4,29	5,67	6,19	3,79	5,49	2,02
Na ₂ O	2,69	2,57	4,11	4,65	3,95	5,69	3,88	3,81	3,10	3,86	4,84	3,55	4,55
K ₂ O	1,77	0,28	0,75	1,51	1,37	0,79	1,25	1,31	1,28	0,42	1,27	0,35	1,29
P ₂ O ₅	0,26	0,16	0,18	0,10	0,17	0,15	0,11	0,14	0,22	0,14	0,18	0,16	0,15
PAF	3,01	2,55	1,93	3,37	2,58	5,35	4,82	4,03	5,33	3,17	2,44	5,02	2,90
MGV	0,54	0,49	0,60	0,39	0,38	0,33	0,36	0,40	0,44	0,57	0,52	0,48	0,40
Rb	36	9	21	38	47	15	32	46	39	12	28	10	51
Sr	548	453	224	326	238	219	315	247	390	533	177	165	222
Zr	76	105	119	110	103	105	111	112	111	101	123	109	121
Nb	5,2	5	4,9	4,4	4,9	5	4	5,3	8,1	5,3	5,5	4,6	6,1
Y	12	10	11	8	7	12	9	9	13	12	8	10	9

	Q SCOPyr 493A	Q SCOPyr 1008A	Q SCOPyr 1020A	L SCOPyr 3073A	L SCOPyr 3082A	L SCOPyr 3093A	L SCOPyr 3103A	G SCOPyr 3309C
SiO ₂	72,23	64,19	70,74	60,05	65,96	64,09	60,63	67,74
TiO ₂	0,83	0,62	0,62	0,27	0,53	0,69	0,75	0,54
Al ₂ O ₃	14,80	16,69	14,91	16,34	16,08	14,66	16,68	17,07
Fe ₂ O ₃	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Cr ₂ O ₃	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
MgO	0,94	3,68	1,66	5,03	3,09	3,01	2,53	1,57
FeO	3,66	4,48	3,14	7,07	4,59	5,60	7,35	2,79
MnO	0,10	0,10	0,05	0,08	0,05	0,17	0,16	0,06
NiO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
CaO	1,49	5,19	4,32	5,83	4,00	7,20	6,91	3,45
Na ₂ O	4,52	3,93	2,74	4,84	5,45	3,86	3,51	5,57
K ₂ O	1,29	1,02	1,69	0,29	0,15	0,53	1,32	1,04
P ₂ O ₅	0,12	0,09	0,14	0,20	0,09	0,18	0,16	0,16
PAF	2,93	4,38	2,47	6,86	2,90	5,16	5,48	2,35
MGV	0,31	0,59	0,48	0,56	0,55	0,49	0,38	0,50
Rb	38	19	48	8	2	17	34	32
Sr	188	495	334	485	369	404	287	309
Zr	129	97	105	121	106	114	96	125
Nb	5,4	4,6	7,6	6,9	6,2	6,6	4	5,8
Y	7	10	10	13	10	14	13	9

* Les analyses sont en base anhydre et recalculées à 100.

PAF = perte au feu; MGV = $Mg^{2+}/Mg^{2+} + Fe^{2+}$.

Analyses effectuées à l'Université Claude Bernard, Lyon I (L); à l'Institut Dolomieu-Grenoble (G) et au CRM, Québec (Q).

CHR = F. de Chrissie; OBA = F. d'Obatogamau; WAC = F. de Waconichi; G11, 2, 3 = F. de Gilman, membres inférieur, moyen et supérieur;

BLO = F. de Blondeau; SCO = F. de Scorpio; Vol = volcanites (andésites — dacites); Bas = metabasalte à « Pl-Cpx »; Fba = métaferrobasalte;

Bva = métaferrobasalte variolitique; Dol = métadolérite à « Pl-Cpx »; Dyk = dyke; Bp1 = metabasalte et métaandésite à « Pl »; Pyr = pyroclastites intermédiaires à acides; LAV = laves andésitiques à rhyodacitiques de la Formation de Scorpio.

Annexe 2

Analyses chimiques (roches totales et éléments traces) du Groupe d'Opémisca*

	L 1BasOI 6048D	L 1BasOI 6090J	L 1BasOI 6090K	L 1BasOI 6090Q	L 1BasOI 6090R	G 4BasOI 6046A	L 4BasOI 6046B	L 4BasOI 6046C	L 4BasOI 6046E	L 4BasOI 6050B	L 4BasOI 6093A	L 4BasOI 6093B
SiO ₂	50,29	48,83	51,89	50,81	52,34	52,51	48,46	49,69	48,96	48,25	47,85	49,03
TiO ₂	0,75	0,77	0,63	0,82	0,87	0,41	0,49	0,49	0,57	0,51	0,62	0,77
Al ₂ O ₃	16,57	16,70	20,41	18,41	18,06	15,75	18,29	19,60	15,64	18,24	17,22	18,39
Fe ₂ O ₃	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Cr ₂ O ₃	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,00	0,0
MgO	7,83	8,48	4,60	6,15	8,38	9,46	9,07	6,20	10,75	7,45	8,22	7,72
FeO	9,07	12,69	8,60	9,67	10,13	8,48	9,10	10,05	9,46	8,59	9,46	10,16
MnO	0,13	0,20	0,11	0,15	0,15	0,26	0,15	0,16	0,16	0,15	0,16	0,17
NiO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
CaO	10,78	10,08	9,48	9,55	6,44	9,44	10,85	11,56	11,02	13,23	12,66	10,42
Na ₂ O	2,99	1,55	3,34	2,86	2,50	2,95	2,00	1,33	1,62	1,98	1,81	2,61
K ₂ O	1,38	0,50	0,72	1,41	0,83	0,15	1,37	0,59	1,66	1,33	1,73	0,45
P ₂ O ₅	0,21	0,20	0,22	0,16	0,30	0,60	0,23	0,34	0,17	0,25	0,27	0,27
PAF	5,90	9,28	4,82	7,94	5,91	3,13	3,46	7,04	4,19	7,21	7,20	6,07
MGV	0,61	0,54	0,49	0,53	0,60	0,67	0,64	0,52	0,67	0,61	0,61	0,58
Rb	29	9	13	26	13	6	32	17	39	35	39	9
Sr	859	725	1 326	584	683	327	650	977	626	748	736	1 484
Zr	66	62	77	67	100	51	61	94	73	59	149	83
Nb	3,6	3	6	4,3	6,8	3,7	3,4	4,6	4,3	2,3	7,5	4,5
Y	11	10	14	11	13	11	10	13	11	13	13	14

	L 4BasOI 6093D	L 4BasOI 6094A	L 4BasOI 6077A	L 4BasOI 6077B	L 4BasOI 6077C	L Dyke 6061A	L Dyke 6062D	L Dyke 6063B	L AndAn 6040E	L AndAn 6044B	L 2AndAn 6048A1	L 2AndAn 6048A2
SiO ₂	50,22	49,98	48,58	47,14	48,80	50,81	49,79	50,21	60,35	60,60	60,01	58,54
TiO ₂	0,77	0,47	0,66	0,57	0,48	0,61	0,73	0,89	0,97	0,93	0,74	0,84
Al ₂ O ₃	16,13	14,88	20,11	21,16	16,52	17,44	16,61	18,25	16,25	16,15	18,85	18,70
Fe ₂ O ₃	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Cr ₂ O ₃	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,00
MgO	10,34	9,79	8,18	6,61	10,08	9,35	9,85	6,63	3,33	2,98	1,64	1,83
FeO	9,88	8,41	9,82	9,47	9,54	7,98	8,78	8,98	6,35	6,47	5,15	5,72
MnO	0,17	0,15	0,14	0,15	0,17	0,16	0,16	0,15	0,08	0,10	0,08	0,09
NiO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
CaO	8,90	13,35	8,95	12,13	11,33	9,68	11,01	10,70	5,10	6,18	3,44	4,28
Na ₂ O	2,60	1,55	2,54	2,40	2,27	2,59	2,20	2,39	4,04	2,73	6,30	5,89
K ₂ O	0,79	1,32	0,80	0,15	0,62	1,18	0,60	1,50	3,23	3,52	3,44	3,67
P ₂ O ₅	0,22	0,11	0,21	0,23	0,18	0,20	0,26	0,30	0,29	0,34	0,34	0,44
PAF	3,68	6,21	4,23	7,29	4,63	3,31	3,44	2,94	3,96	4,78	2,48	2,11
MGV	0,65	0,68	0,60	0,55	0,65	0,68	0,67	0,57	0,48	0,45	0,36	0,36
Rb	17	32	18	4	16	28	11	21	86	92	114	118
Sr	584	638	1 077	1 142	749	717	1 195	824	655	746	1 156	1 362
Zr	62	54	64	59	59	62	70	62	237	239	371	292
Nb	6,3	3,7	4,4	3,8	3,3	4,3	5,3	4,9	13	14	22	23
Y	12	11	15	11	11	8	10	10	17	17	22	21

Analyses chimiques (roches totales et éléments traces) du Groupe d'Opémisca* (suite)

	L 2AndAn 6048C	L 2AndAn 6069D	L 2AndAn 6070A	L 2AndAn 6071C	L 2AndAn 6075C	L 2AndAn 6075E	L 2Tra 6076A	L 2Tra 6076B	L 2Tra 6076C	L 2Tra 6076D	Q 5And 6A	Q 5And 516A
SiO ₂	58,11	61,33	55,67	57,11	58,94	58,51	63,27	62,39	62,84	62,73	58,95	59,44
TiO ₂	0,82	0,91	0,99	1,03	0,73	0,85	0,60	0,64	0,61	0,59	1,59	1,25
Al ₂ O ₃	18,06	17,64	21,18	19,42	19,05	18,20	17,68	18,06	17,97	18,40	15,98	17,15
Fe ₂ O ₃	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Cr ₂ O ₃	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
MgO	2,52	1,81	1,85	2,03	1,59	2,03	1,32	1,79	1,32	1,08	1,57	1,89
FeO	5,93	6,12	5,75	6,26	4,87	5,94	3,96	4,42	3,73	3,68	8,75	7,30
MnO	0,09	0,07	0,08	0,10	0,10	0,10	0,07	0,07	0,05	0,07	0,16	0,12
NiO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
CaO	4,61	3,43	6,25	4,40	4,27	5,08	1,54	1,23	2,48	2,23	4,08	2,77
Na ₂ O	5,48	4,61	3,77	6,84	6,01	4,81	5,62	6,50	6,08	6,03	2,86	4,71
K ₂ O	3,95	3,61	3,96	2,29	4,10	4,03	5,72	4,65	4,72	4,97	5,29	4,74
P ₂ O ₅	0,42	0,46	0,49	0,51	0,33	0,43	0,20	0,23	0,20	0,22	0,77	0,63
PAF	1,86	4,58	5,37	3,77	3,15	2,83	1,08	1,49	2,50	2,42	6,34	3,30
MGV	0,43	0,35	0,36	0,37	0,37	0,38	0,37	0,42	0,39	0,34	0,24	0,32
Rb	111	100	153	67	104	119	212	211	150	164	154	119
Sr	1 343	239	503	346	1 031	1 543	797	530	470	520	299	409
Zr	277	420	287	293	270	343	491	479	467	487	316	321
Nb	21	24	17	18	18	23	28	28	25	29	18	19
Y	20	30	24	25	17	22	22	20	21	19	31	30

	Q 5And 523A	Q 5And 542B	Q 5And 563A	Q 5And 2014A	L 5And 3005A	L 5And 3007A	L 5And 3009A	G 5And 3010A	L 5And 3015A	L 5And 3015C	L 5And 3016D	L 5And 3022A
SiO ₂	58,20	59,34	59,00	59,31	59,72	50,53	58,06	50,90	58,70	59,25	60,05	60,47
TiO ₂	1,24	1,45	1,23	1,55	1,05	1,79	1,46	1,31	1,55	1,47	1,55	1,46
Al ₂ O ₃	17,51	17,16	17,34	16,81	16,41	18,52	16,20	16,55	15,87	15,92	16,24	15,12
Fe ₂ O ₃	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Cr ₂ O ₃	0,00	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
MgO	2,39	1,73	2,11	1,89	1,88	3,18	2,04	1,76	1,92	1,89	2,54	1,48
FeO	7,53	6,89	7,74	8,12	8,75	12,75	8,62	6,52	8,61	8,50	7,74	7,28
MnO	0,11	0,12	0,13	0,12	0,08	0,14	0,12	0,05	0,15	0,13	0,10	0,14
NiO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
CaO	4,29	2,94	2,45	2,77	3,57	4,30	3,43	2,69	4,57	4,28	3,59	5,40
Na ₂ O	4,86	4,82	3,86	5,98	4,89	3,41	5,92	7,66	4,47	4,82	3,12	4,12
K ₂ O	3,30	4,76	5,58	2,68	3,04	4,58	3,47	3,11	3,48	3,03	4,30	3,86
P ₂ O ₅	0,58	0,80	0,55	0,75	0,61	0,80	0,67	0,44	0,68	0,70	0,76	0,68
PAF	2,82	2,37	2,75	3,64	4,30	3,36	2,86	4,00	3,75	3,77	2,96	4,23
MGV	0,36	0,31	0,33	0,29	0,28	0,31	0,30	0,33	0,29	0,28	0,37	0,27
Rb	71	104	139	98	60	123	138	58	83	77	127	118
Sr	489	409	257	289	341	710	304	157	420	366	370	322
Zr	232	352	333	345	211	378	311	329	328	322	335	297
Nb	14	21	19	20	10	22	18	20	20	19	19	18
Y	26	35	34	36	22	39	33	33	35	35	36	32

Analyses chimiques (roches totales et éléments traces) du Groupe d'Opémisca (fin)

	L 5And 3026A	L 5And 3026C	L 5And 3035D	L 5And 3050C	L 5And 6040C	L 5And 6040G2	G 5And 6045A	L 5And 6045B	L 4Pry 6074F3	L Dyke 142A
SiO ₂	61,36	59,22	58,50	60,83	58,70	58,73	59,27	57,83	59,26	55,75
TiO ₂	1,22	1,16	1,54	1,21	1,54	1,44	1,49	1,49	1,13	0,69
Al ₂ O ₃	16,20	17,95	16,64	16,02	16,25	15,78	16,01	15,92	17,92	14,63
Fe ₂ O ₃	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Cr ₂ O ₃	0,0	0,00	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
MgO	1,16	2,30	2,17	1,74	2,10	1,93	1,79	1,85	0,81	7,59
FeO	7,11	7,48	8,76	7,24	8,88	8,34	9,09	9,05	6,41	8,69
MnO	0,14	0,14	0,16	0,14	0,10	0,11	0,16	0,16	0,08	0,17
NiO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
CaO	3,38	3,18	4,09	3,42	3,57	3,86	3,36	4,58	4,21	8,89
Na ₂ O	5,19	5,04	4,24	5,27	5,11	4,94	4,87	4,87	6,67	2,17
K ₂ O	3,86	3,19	3,18	3,65	3,03	4,17	3,32	3,54	3,00	1,33
P ₂ O ₅	0,38	0,35	0,73	0,48	0,72	0,70	0,65	0,70	0,52	0,19
PAF	2,68	2,98	4,15	3,02	4,06	3,62	2,53	4,46	1,99	3,03
MGV	0,23	0,35	0,31	0,30	0,30	0,29	0,26	0,27	0,18	0,61
Rb	90	92	89	121	69	139	90	100	61	28
Sr	390	393	250	325	434	359	311	274	171	815
Zr	323	322	327	297	326	310	324	323	270	93
Nb	19	19	20	16	19	24	19	20	17	5,2
Y	32	33	36	30	34	32	35	31	28	15

* Les analyses sont en base anhydre et recalculées à 100.

PAF = perte au feu; MGV = $Mg^{2+}/Mg^{2+} + Fe^{2+}$.

Analyses effectuées à l'Université Claude Bernard, Lyon I (L); à l'Institut Dolomieu-Grenoble (G) et au CRM, Québec (Q).

Formation de Haüy: 1 = membre 1; 2 = membre 2; 4 = membre 4; 5 = membre 5

Bas Ol = metabasalte porphyrique à « Ol-Cpx-Pl »; Dyk = dyke de « porphyre à Ol-Cpx-Pl »; AndAn = métatrachyandésite

porphyrique à « anorthose et/ou plagioclase »; Tra = métatrachyte porphyrique; And = méta-andésite K aphanitique;

Pyr = brèche pyroclastique ou volcanique.





Page couverture:

Basalte coussiné à phénocristaux de plagioclase
de la formation d'Obatogama.