

# MB 87-17

STRATIGRAPHIE ET VOLCANISME DANS LA PARTIE ORIENTALE DE LA BANDE VOLCANO-SEDIMENTAIRE  
ARCHENNE FROTET-EVANS

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 



## SÉRIE DES MANUSCRITS BRUTS

# **Stratigraphie et volcanisme dans la partie orientale de la bande volcano-sédimentaire archéenne Frotet – Evans**

Alain Simard

Ce document est une reproduction fidèle du manuscrit tel que soumis par l'auteur sauf pour une mise en page sommaire destinée à assurer une qualité convenable de reproduction.

## AVANT-PROPOS

Le présent rapport représente une copie d'une thèse de doctorat déposée au département de géologie de l'Université de Montréal, en mai 1986, et défendue avec succès au même endroit, le 17 décembre 1987.

Le format du texte original a été changé et seules quelques corrections, très mineures, ont été apportées au texte original.

## SOMMAIRE

Les bandes volcano-sédimentaires archéennes constituent la principale source d'informations sur la formation et l'évolution de la croûte terrestre primitive. Par ailleurs, à l'échelle mondiale, on y trouve les principales réserves de métaux de base et de métaux précieux. Pour ces raisons nous avons choisi d'étudier la région Frotet-Troilus qui est localisée à environ 100 kilomètres au nord de Chibougamau: elle est peu connue et forme l'extrémité orientale de la bande Frotet-Evans.

Nous avons défini trois zones métamorphiques dans la région Frotet-Troilus. Elles ont été définies à partir de la nature du plagioclase dans les roches mafiques. En effet la composition du plagioclase varie en fonction du métamorphisme. La présence du plagioclase calco-sodique (primaire) ou sodique dans les roches mafiques témoigne d'un métamorphisme régional de basse pression (faciès schiste vert): celui-ci prédomine dans la partie centrale de la région étudiée. L'apparition du plagioclase sodi-calcique résulte d'une augmentation régionale de température lors de la mise en place des granitoïdes syn- et tardi-tectoniques.

La région Frotet-Troilus est caractérisée par la présence d'une foliation régionale  $S_1$  dont l'attitude est variable. Sept plis majeurs ont été reconnus dans la région, certains sont associés à  $S_1$ , d'autres lui sont postérieurs. Quatre failles majeures ont été reconnues: elles sont orientées NE-SW ou E-O. A partir d'éléments structuraux nous avons subdivisé la région en quatre secteurs principaux. L'étude lithostratigraphique de ces secteurs structuraux nous a permis de faire des complexes de trois d'entre eux. Ces complexes ont ceci en commun qu'ils sont formés essentiellement de roches volcaniques dont la plus grande partie est de composition basaltique; entre les unités de lave reposent des dépôts pyroclastiques et exceptionnellement des dépôts épicyclastiques. Le groupe de Troilus a été défini à l'intérieur du quatrième secteur qui délimite une séquence homoclinale. Il est constitué de six formations volcaniques: les unités de lave basaltique alternent avec les unités volcanoclastiques.

Les intrusions représentent plus de 30% de l'empilement étudié. Les intrusions mafiques et ultramafiques forment généralement des filons-couches différenciés; ceux-ci sont syn-volcaniques et anté-tectoniques. Les plutons granitoïdes sont anté-tectoniques (tonalites), tardi-tectoniques (diorite quartzique) ou post-tectoniques (granodiorites porphyriques). L'orogénie kénoréenne a été marquée par la mise en place des batholites bordiers qui sont syn- ou tardi-tectoniques.

L'étude géochimique des laves nous a permis d'établir qu'elles sont constituées de basaltes subalcalins d'affinité tholéiitique ou komatiitique. Nous avons pu distinguer six unités chimico-stratigraphiques. Elles sont génétiquement associées soit par cristallisation fractionnée soit par fusion partielle. La composition des roches volcanoclastiques varie d'andésitique à rhyolitique: elles sont d'affinité calco-alcaline. Les magmas qui ont formé les filons-couches mafiques et ultramafiques sont subalcalins: ils définissent un patron tholéiitique. Pour leur part, les magmas granitiques sont calco-alcalins.

La bande Frotet-Evans peut être segmentée en quatre parties. Les segments Frotet-Troilus et Evans situés aux extrémités de la bande forment des complexes volcaniques. Les deux segments médians représentent un important bassin sédimentaire. A l'intérieur de la bande Frotet-Evans, la région Frotet-Troilus est remarquable pour l'importance des filons-couches qu'on y trouve et aussi pour la puissance de certaines unités volcanoclastiques.

Par rapport aux autres régions volcaniques du Québec et de l'Ontario, la région Frotet-Troilus présente des caractères uniques. Ceux-ci se rapportent à la composition des laves et à l'alternance des unités de laves mafiques d'affinité tholéiitique avec les unités volcanoclastiques calco-alcalines.

Nous avons reconnu des minéralisations syngénétiques et des minéralisations épigénétiques dans la région Frotet-Troilus. Les minéralisations syngénétiques se sont formées à la faveur de l'activité volcanique. Les principaux dépôts stratiformes sont formés de sulfures de cuivre et zinc; quelques indices aurifères sont syngénétiques. Les zones minéralisées épigénétiques sont polymétalliques: la minéralisation occupe des structures discordantes. Les zones les plus favorables pour l'or se situent au niveau des terrains volcaniques qui sont envahis par les stocks tonalitiques de l'épizone.

La formation et l'évolution tectonique de la région Frotet-Troilus peuvent être résumées ainsi:

- Du point de vue du volcanisme, les empilements étudiés s'apparentent à ceux qui forment les bassins marginaux. Les laves basaltiques proviennent de fissures situées le long de la zone axiale d'un bassin alors que les sédiments volcanoclastiques proviennent des arcs insulaires adjacents.
- La déformation a culminé lors de l'orogénie kénoréenne. Elle a été amorcée lors de la subsidence de l'empilement volcano-sédimentaire et s'est poursuivie au moment de la mise en place des batholites granitoïdes issus de la remobilisation du socle.

## REMERCIEMENTS

Je tiens d'abord à remercier feu le professeur Léopold Gélinas qui jusqu'au début de l'année 1985 fut le directeur de la thèse: au-delà de ses judicieux conseils et de son aide scientifique il fut pour moi, une grande source d'inspiration. Ma gratitude va également au professeur John Ludden, son remplaçant, qui nous a assisté depuis les tous débuts du projet. Mes remerciements s'adressent aussi à tous les professeurs des départements de Géologie de l'Université de Montréal et du Génie Minéral de l'École Polytechnique qui ont contribué d'une façon ou d'une autre à la réalisation de ces travaux et, en particulier, à messieurs Jean Lajoie et Jacques Béland qui ont eu l'occasion à plusieurs reprises de les critiquer.

Je remercie vivement le ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec et surtout messieurs Jean Dugas, Jean-Louis Caty et André F. Laurin qui m'ont fait confiance, et qui ont accepté de supporter financièrement et techniquement pendant six étés, une équipe géologique dans la région étudiée.

Bien sûr, cette recherche n'aurait put être réalisée sans l'assistance très appréciée, sur le terrain, de plusieurs géologues: Pieter Duhaime (1978-1979), Denis Blanc (1979), Michel Crevier et Hélène Morissette (1980), Nicole Gauthier et Sophie Martel (1981), Charles Roy (1982), Larry Tait et Pierre Thibault (1983).

Je me dois également de souligner l'excellente collaboration des assistants-géologues qui m'ont assisté: André St-Michel et Richard St-Germain en 1978, Léo Piedmonte, Claude Morin, Gilles Chauvin et Jean Lalanne en 1979, Glen Griesbach, Denise Caron et Pierre Brouillette en 1980, Pierre Lefebvre, Denis Desjardins et Renée Beaulieu en 1981, Caroline Antonuk et Daniel St-Gelais en 1982, Daniel Chénard, Denis Thibodeau et Jean Lamarche en 1983. Mes remerciements vont également aux excellents cuisiniers que furent Mario Boutin et Patrice Rousseau de même qu'à Yves Tremblay mon fidèle homme de canot durant toutes ces années.

Par ailleurs, cette thèse n'aurait pu être complétée sans l'assistance de plusieurs techniciens du département de Géologie de l'Université et du département de Génie minéral de l'École Polytechnique, ainsi que de la Direction de la Recherche géologique du MERQ qu'il me faut grandement remercier. L'assistance fournie au MERQ par Luc Chauvin et le personnel de la salle des arts graphiques (principalement, Louise L. Normand), fut particulièrement appréciée.

Je dois exprimer toute ma gratitude au CRSNG (Conseil de recherches en sciences naturelles et en génie Canada) et au ministère de l'Éducation du Québec pour le support financier personnel qu'ils m'ont accordé.

## TABLE DES MATIÈRES

	Page
AVANT-PROPOS .....	ii
SOMMAIRE .....	iii
REMERCIEMENTS .....	v
TABLE DES MATIÈRES .....	vi
LISTE DES TABLEAUX .....	x
LISTE DES FIGURES .....	xiii
CHAPITRE I - INTRODUCTION.....	1
I.1 Énoncé du problème .....	1
I.2 Localisation .....	3
I.3 Travaux antérieurs .....	3
I.4 Méthode de travail .....	3
CHAPITRE II - MÉTAMORPHISME .....	6
II.1 Introduction .....	6
II.2 Les paragénèses métamorphiques des roches mafiques .....	6
II.2.1 L'assemblage #1 .....	6
II.2.2 L'assemblage #2 .....	10
II.2.3 L'assemblage #3 .....	10
II.3 Caractères distinctifs des paragénèses observées dans les roches mafiques .....	14
II.4 Le métamorphisme des roches sédimentaires .....	17
II.5 Distribution des zones métamorphiques .....	22
II.6 Les conditions du métamorphisme .....	23
II.7 Conclusion .....	26
CHAPITRE III - GÉOLOGIE STRUCTURALE .....	27
III.1 Introduction .....	27
III.2 Les éléments structuraux .....	27
III.2.1 La foliation régionale S <sub>1</sub> .....	27
III.2.2 La foliation tardive S <sub>2</sub> .....	28
III.2.3 Les linéations secondaires .....	28
III.3 Les plis .....	29
III.3.1 P <sub>A</sub> Lac Troilus-nord .....	29
III.3.2 P <sub>B</sub> Lac Frotet .....	29
III.3.3 P <sub>C</sub> Extrémité orientale du lac Frotet .....	30
III.3.4 P <sub>D</sub> Lac Cuvette .....	30
III.3.5 P <sub>E</sub> Lac De Maurès .....	34
III.3.6 P <sub>F</sub> et P <sub>G</sub> Lac Domergue .....	34
III.3.7 Les plis tardifs .....	45

	Page
III.4 Les failles .....	45
III.4.1 FA Frotet .....	47
III.4.2 FB Régneault et Domergue .....	47
III.4.3 FC De Maurès .....	48
III.4.4 FD Moléon .....	48
III.5 Les domaines structuraux .....	48
III.5.1 Le domaine de Troïlus .....	48
III.5.2 Le domaine de Domergue-nord .....	51
III.5.3 Le domaine de De Maurès .....	51
III.5.4 Le domaine de Domergue-sud .....	52
III.6 Résumé et implications de l'étude structurale .....	52
 CHAPITRE IV LITHOSTRATIGRAPHIE .....	 54
IV.1 Introduction .....	54
IV.2 Le groupe de Troïlus .....	55
IV.2.1 La formation d'Odon .....	55
IV.2.2 La formation de Frotet .....	55
IV.2.2.1 Le membre de l'Eau trouble .....	64
IV.2.2.2 Le membre de Petit .....	64
IV.2.2.3 Le membre de Content .....	67
IV.2.2.4 Le membre de d'Or .....	67
IV.2.3 La formation de Crochet .....	67
IV.2.4 La formation de Testard .....	72
IV.2.5 La formation de Mésière .....	76
IV.2.6 La formation de l'Habitation .....	78
IV.3 Les Complexes .....	84
IV.3.1 Le complexe de Domergue-nord .....	84
IV.3.2 Le complexe de Domergue-sud .....	86
IV.3.4 Le complexe de De Maurès .....	93
IV.4 Les roches intrusives .....	94
IV.4.1 Les intrusions ultramafiques .....	94
IV.4.2 Les intrusions mafiques .....	99
IV.4.2.1 Les observations macroscopiques .....	99
IV.4.2.2 Les observations microscopiques .....	99
IV.4.2.3 Composition et classification .....	102
IV.4.3 Les granitoïdes .....	102
IV.4.3.1 Les granitoïdes bordiers .....	102
IV.4.3.2 Les granitoïdes situés à l'intérieur de la bande volcano-sédimentaire .....	109
IV.4.4 Les porphyres feldspathiques et quartzo- feldspathiques .....	117
IV.5 Conclusion .....	123



	Page
CHAPITRE V GÉOCHIMIE .....	127
V.1 Introduction .....	127
V.2 Le problème de l'altération des roches .....	127
V.3 Les laves mafiques .....	130
V.3.1 L'échantillonnage .....	130
V.3.2 Géochimie des éléments majeurs .....	132
V.3.3 Géochimie des éléments traces .....	140
V.3.3.1 Les diagrammes de Pearce et Cann (1973)	
V.3.3.2 Processus magmatiques et liens génétiques .....	144
V.3.3.3 Composition de la source .....	156
V.3.4 Géochimie des terres rares .....	157
V.3.5 Conclusions .....	163
V.4 Les volcanoclastites .....	164
V.4.1 Les lithologies .....	164
V.4.2 L'altération .....	165
V.4.3 Les éléments majeurs; classification des roches ..	165
V.4.4 Les terres rares .....	167
V.5 Les intrusions mafiques et ultramafiques .....	167
V.5.1 Introduction .....	167
V.5.2 Analyse des résultats .....	173
V.5.3 Évolution de la cristallisation .....	173
V.6 Les granitoïdes .....	180
V.6.1 Introduction .....	180
V.6.2 Minéralogie .....	182
V.6.3 Les éléments majeurs .....	182
V.6.4 Les éléments traces .....	185
V.6.5 Considérations génétiques .....	192
CHAPITRE VI FORMATION ET ÉVOLUTION DE L'EMPILEMENT VOLCANO- SÉDIMENTAIRE .....	196
VI.1 Introduction .....	196
VI.2 Première partie: éléments de conclusion .....	196
VI.2.1 Le métamorphisme .....	196
VI.2.2 La géologie structurale .....	197
VI.2.3 Lithostratigraphie .....	197
VI.2.4 La géochimie .....	199
VI.3 Deuxième partie: le volcanisme .....	200
VI.3.1 Évolution du volcanisme .....	200
VI.3.1.1 Milieu et accumulation .....	200
VI.3.1.2 Modèle évolutif .....	203
VI.3.2 Unicité de la région Frotet-Troïlus .....	205
VI.3.2.1 La région Frotet-Troïlus et la bande Frotet-Evans .....	205

	Page
VI.3.2.2 La région Frotet-Troïlus et les autres bandes volcano-sédimentaires du Supérieur .....	215
VI.3.3 Considérations géologiques .....	223
VI.3.3.1 Exploration minière et découvertes dans la région Frotet-Troïlus .....	223
VI.3.3.2 La minéralisation cupro-zincifère .....	223
VI.3.3.3 La minéralisation aurifère .....	229
VI.3.3.4 Conclusion .....	233
VI.4 Troisième partie: formation et évolution de la partie est de la bande volcano-sédimentaire Frotet-Evans .....	233
VI.4.1 Le schéma évolutif .....	233
VI.4.2 Études complémentaires .....	237
BIBLIOGRAPHIE .....	241
APPENDICE A .....	261
APPENDICE B .....	264
APPENDICE C .....	292

## LISTE DES TABLEAUX

	Page
Tableau 1 - Analyses à la microsonde de plagioclases provenant de gabbros .....	8
Tableau 2 - Analyses à la microsonde de quatre cristaux de plagioclase provenant des basaltes .....	9
Tableau 3 - Analyses à la microsonde des cristaux d'amphibole provenant des roches mafiques .....	11
Tableau 4 - Analyses à la microsonde de 4 cristaux de plagioclase provenant de roches mafiques métamorphisées au faciès amphibolite .....	15
Tableau 5 - Transformations minéralogiques que subissent les principales phases originelles des roches mafiques lors du métamorphisme .....	16
Tableau 6 - Composition minéralogique des grès qui affleurent à l'ouest du lac Domergue .....	18
Tableau 7 - Analyses à la microsonde des cristaux reliques d'andalousite et de leur produit d'altération, la pinnite .....	19
Tableau 8 - Principaux assemblages minéralogiques des roches pyroclastiques de la région étudiée .....	21
Tableau 9 - Évolution du métamorphisme telle que reflétée par les teneurs en H <sub>2</sub> O des basaltes de la région étudiée .....	24
Tableau 10- Estimé des conditions du métamorphisme dans les différentes zones métamorphiques de la bande Frotet-Evans (partie est) .....	25
Tableau 11- Principales caractéristiques structurales des secteurs délimités sur la figure 24 .....	50

	Page
Tableau 12- Composition des tufs à blocs du membre de l'Eau trouble, formation de Frotet .....	59
Tableau 13- Composition chimique des tufs .....	60
Tableau 14- Analyse modale (%) des tufs felsiques et intermédiaires .....	61
Tableau 15- Principales différences entre les laves de la formation de Mésière et celles de la formation de Crochet .....	79
Tableau 16- Compositions chimiques des laves des formations de Crochet et de Mésière .....	81
Tableau 17- Tufs leucocrates et tufs à cristaux: principaux caractères distinctifs .....	85
Tableau 18- Analyses modales d'échantillons de roches ultramafiques basées sur l'identification des phases primaires .....	97
Tableau 19- Composition chimique des granophyres du complexe de De Maurès .....	108
Tableau 20- Résultats des analyses modales et virtuelles des granitoïdes .....	113
Tableau 21- Analyse modale des porphyres quartzo-feldspathiques	124
Tableau 22- Tableau des formations dans la région Frotet-Troilus .....	125
Tableau 23- Sommaire des analyses chimiques réalisées dans le cadre de cette étude; nombre d'échantillons par type de roche .....	128
Tableau 24- Géochimie: échantillons considérés dans le traitement analytique .....	131
Tableau 25- Classification chimique des roches et nomenclature des roches utilisées dans cette étude d'après Gélinas <u>et al.</u> .....	133
Tableau 26- Éléments hygromagmatophiles; principaux rapports ..	155
Tableau 27- Signes d'altération dans les volcanoclastites .....	166

	Page
Tableau 28- Rapports $(La/Sm)_N$ et $(La/Yb)_N$ des roches volcaniques .....	171
Tableau 29- Nomenclature (de terrain) des échantillons considérés lors de l'étude de la chimie des roches intrusives, mafiques et ultramafiques .....	172
Tableau 30- Caractéristiques des plutons dont la composition chimique nous est connue .....	183
Tableau 31- Analyses moyennes des granitoïdes étudiés .....	184
Tableau 32- Distribution des principales classes lithologiques, par région, dans la bande Frotet-Evans .....	207
Tableau 33- Distribution des principaux types de roches sédimentaires, par région, dans la bande Frotet-Evans .	212
Tableau 34- Associations minéralogiques du faciès schiste vert et du faciès amphibolite observées dans les métasédiments de la partie médiane de la bande Frotet-Evans, d'après Franconi (1976) .....	214
Tableau 35- Provenance des empilements volcaniques considérés dans l'étude comparative de l'empilement de la région Frotet-Troilus .....	219
Tableau 36- Comparaison entre l'empilement volcanique de la région Frotet-Troilus et ceux d'autres régions volcaniques archéennes du Québec et de l'Ontario .	221
Tableau 37- Principales zones minéralisées découvertes dans la région Frotet-Troilus .....	224
Tableau 38- Formation et évolution de la partie est de la bande volcano-sédimentaire Frotet-Evans: schéma évolutif	234

## LISTE DES FIGURES

	Page
Figure 1 - Localisation de la bande Frotet-Evans .....	2
Figure 2 - Carte index des régions cartographiées par le ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec et le ministère des Richesses naturelles du Québec dans la partie est de la bande Frotet-Evans .....	4
Figure 3 - Carte lithologique synthétique de la région Frotet-Troilus .....	en pochette
Figure 4 - Carte métamorphique synthétique de la région Frotet-Troilus .....	en pochette
Figure 5 - Photomicrographie d'un basalte montrant des cristaux de plagioclase calco-sodique dont la composition primaire n'a pas été modifiée par les processus d'altération .....	7
Figure 6 - Classification des amphiboles de la région Frotet-Troilus .....	12
Figure 7 - Photomicrographie d'un gabbro ophitique montrant des agrégats constitués essentiellement de clinozoïsite et qui sont pseudomorphes du plagioclase .....	13
Figure 8 - Photomicrographie d'un cristal d'andalousite remplacé par un mélange pseudomorphe de pinnite .....	20
Figure 9 - Carte structurale synthétique de la région Frotet-Troilus .....	en pochette
Figure 10- Pli P <sub>B</sub> (lac Frotet: distribution des L <sub>1</sub> <sup>0</sup> .....	31
Figure 11- Pli P <sub>C</sub> (partie orientale du lac Frotet): distribution des linéations L <sub>2</sub> <sup>0</sup> et L <sub>2</sub> <sup>1</sup> calculées .....	32

Figure 12-	Pli $P_D$ (lac Cuvette). Distribution des principaux éléments structuraux: $L_2^0$ , $L_2^1$ et position du plan $S_2$ moyen .....	33
Figure 13-	Pli $P_E$ (lac De Maurès). Distribution des principaux éléments structuraux: $L_1^0$ , pôles de $S_0$ et $S_1$ ...	35
Figure 14-	Localisation des zones structurales a, b, c et d du lac Domergue .....	36
Figure 15-	Pli $P_F$ , lac Domergue. Croquis de la <u>zone a</u> qui correspond à la zone de charnière de $P_F$ .....	37
Figure 16-	Distribution des affleurements et des éléments structuraux dans la <u>zone b</u> située à l'ouest du lac Domergue .....	38
Figure 17-	Distribution des affleurements et des éléments structuraux dans la <u>zone c</u> située à l'ouest du lac Domergue .....	39
Figure 18-	Distribution des pôles de $S_0$ et $S_1$ provenant des roches sédimentaires du lac Domergue (zones b et c).	40
Figure 19-	Distribution des $L_1^0$ provenant des roches sédimentaires du lac Domergue (zones b et c) .....	41
Figure 20-	Motif d'interférence observé dans les turbidites de la <u>zone b</u> à l'ouest du lac Domergue .....	42
Figure 21-	Motif d'interférence observé dans les turbidites de la <u>zone b</u> à l'ouest du lac Domergue (vue rapprochée)	43
Figure 22-	Distribution des affleurements et des éléments structuraux de la <u>zone d</u> située au sud-ouest du lac Domergue .....	44
Figure 23-	Orientation des failles, des cassures et linéaments principaux dans la région Frotet-Troïlus .....	46
Figure 24-	Délimitation grossière des quatre secteurs de la région Frotet-Troïlus. ....	49

	Page
Figure 25- Colonne stratigraphique synthétique du groupe de Troïlus .....	56
Figure 26- Carte de localisation des localités-types du groupe de Troïlus ..... en pochette	
Figure 27- Formation d'Odon, localisation du stratotype .....	57
Figure 28- Formation de Frotet, coupes-types .....	62
Figure 29- Membre d'Or, formation de Frotet: coupe-type .....	63
Figure 30- Photographie d'un tuf à lapilli et blocs .....	65
Figure 31- Photomicrographie d'un tuf à cristaux .....	66
Figure 32- Photomicrographie d'un tuf leucocrate constitué essentiellement de grains de quartz et plagioclase .	68
Figure 33- Photomicrographie d'une lave trachytique du membre d'Or .....	69
Figure 34- Formation de Crochet, localisation du stratotype ...	70
Figure 35- Photomicrographie d'un basalte komatiique de la formation de Crochet .....	71
Figure 36- Photomicrographie d'un basalte magnésien altéré ....	73
Figure 37- Formation de Testard, localisation du stratotype ...	74
Figure 38- Colonne schématique représentant le sommet de la formation de Testard .....	75
Figure 39- Formation de Mésière, localisation du stratotype ...	77
Figure 40- Photomicrographie d'un basalte de la formation de Mésière .....	80
Figure 41- Formation de l'Habitation; stratotype de la partie inférieure (1) et de la partie supérieure (2) de la formation .....	82
Figure 42- Section-type représentant la partie sommitale de la formation de l'Habitation .....	83
Figure 43- Photomicrographie d'un basalte du complexe de Domergue-nord .....	87



	Page
Figure 44- Photomicrographie d'un basalte du complexe de Domergue-nord .....	88
Figure 45- Photomicrographie d'un basalte magnésien du complexe de Domergue-sud .....	90
Figure 46- Photomicrographie d'un basalte magnésien du complexe de Domergue-sud .....	91
Figure 47- Localisation des affleurements de méta-pyroxénite, à l'ouest du lac Domergue .....	95
Figure 48- Photomicrographie d'une péridotite serpentinisée ...	98
Figure 49- Contenu en molécule anorthite du plagioclase des gabbros étudiés .....	101
Figure 50- Photomicrographie d'une ferro-diorite du complexe de Domergue-nord montrant des cristaux squelettiques de magnétite-ilménite .....	102
Figure 51- Classification virtuelle des gabbros suivant le diagramme ternaire feldspath alcalin-quartz-plagioclase de Streckeisen (1976) .....	104
Figure 52- Classification virtuelle des gabbros quartziques suivant le diagramme ternaire Opx-Pl-Cpx de Streckeisen (1976) .....	105
Figure 53- Classification virtuelle des gabbros suivant le diagramme O1-Pl-Px de Streckeisen (1976) .....	106
Figure 54- Classification virtuelle des granophyres du complexe de De Maurès suivant le diagramme feldspath alcalin-quartz-plagioclase (Streckeisen 1976) .....	107
Figure 55- Localisation des principaux granitoïdes étudiés ....	110
Figure 56- Photomicrographie d'une granodiorite gneissique qui provient d'une intrusion bordière .....	111
Figure 57- Photomicrographie de la granodiorite du lac Cuvette	114

	Page
Figure 58- Photomicrographie de la granodiorite du lac Cuvette montrant des cristaux de plagioclase corrodés à l'intérieur d'un phénocrystal de feldspath potassique .....	115
Figure 59- Photomicrographie de la diorite quartzique du lac Domergue .....	116
Figure 60- Photomicrographie de la tonalite du lac Troïlus-sud constituée essentiellement de plagioclase et quartz .....	118
Figure 61- Nomenclature des granites bordiers selon leur analyse modale .....	119
Figure 62- Nomenclature des granitoïdes qui ont envahi l'empilement volcanique selon leur analyse modale .....	120
Figure 63- Nomenclature des granitoïdes de la région étudiée à partir des résultats du calcul de la norme CIPW ....	121
Figure 64- Localisation des porphyres quartzo-feldspathiques étudiés .....	122
Figure 65- Teneurs en SiO <sub>2</sub> (%) des laves de la région Frotet-Troïlus .....	134
Figure 66- Teneurs en MgO (%) des laves de la région Frotet-Troïlus .....	135
Figure 67- Diagramme Ne-O1-Qz (Yoder et Tilley, 1962) .....	136
Figure 68- Laves de la région Frotet-Troïlus; diagramme Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O versus SiO <sub>2</sub> .....	137
Figure 69- Distribution des laves de la région Frotet-Troïlus dans le diagramme TiO <sub>2</sub> versus FeO <sub>total</sub> /MgO de Miyashiro (1973) .....	138
Figure 70- Distribution des laves mafiques de la région Frotet-Troïlus dans le diagramme AFM .....	139
Figure 71- Distribution des laves mafiques de la région Frotet-Troïlus dans le diagramme FeO <sub>total</sub> versus FeO <sub>total</sub> /MgO .....	141

	Page
Figure 72- Distribution des laves mafiques de la région Frotet-Troïlus dans le diagramme $\text{SiO}_2$ versus $\text{FeO}_{\text{total}}/\text{MgO}$ .....	142
Figure 73- Distribution des laves de la région Frotet-Troïlus dans le diagramme cationique de Jensen (1976) .....	143
Figure 74- Classification des séries magmatiques de la région Frotet-Troïlus suivant le diagramme Ti-Zr de Pearce et Cann (1973) .....	145
Figure 75- Classification des séries magmatiques de la région Frotet-Troïlus suivant le diagramme Zr-Ti/100-Yx3 de Pearce et Cann (1973) .....	146
Figure 76- Distribution des basaltes de la région Frotet-Troïlus dans le diagramme Zr-Ti/100-Sr/2 de Pearce et Cann (1973) .....	147
Figure 77- Laves de la région Frotet-Troïlus: diagramme $\text{Zr}=\text{F}(\text{Y})$	149
Figure 78- Laves de la région Frotet-Troïlus: diagramme $\text{Zr}=\text{F}(\text{Ti})$	150
Figure 79- Laves de la région Frotet-Troïlus: diagramme $\text{Y}=\text{F}(\text{Ti})$	151
Figure 80- Laves mafiques de la région Frotet-Troïlus: diagramme Zr/Y versus Zr .....	153
Figure 81- Laves mafiques de la région Frotet-Troïlus: diagramme Zr/Ti versus Zr .....	154
Figure 82- Profils des terres rares des laves magnésiennes du complexe de Domergue-sud .....	158
Figure 83- Profils des terres rares des basaltes magnésiens du complexe de Domergue-nord .....	159
Figure 84- Profils des terres rares des ferro-tholéïites du complexe de Domergue-sud .....	160
Figure 85- Profils des terres rares des basaltes de la formation de Mésière .....	161
Figure 86- Profils des terres rares des basaltes de la région Frotet-Troïlus et des basaltes des fonds océaniques actuels .....	162

Figure 87-	Diagramme $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ versus $\text{SiO}_2$ .....	168
Figure 88-	Diagramme AFM. Les volcanoclastites de la région Frotet-Troilus occupent le champ calco-alcalin de Irvine et Baragar (1971) .....	169
Figure 89-	Profils des terres rares représentatifs des volcanoclastites de la région Frotet-Troilus .....	170
Figure 90-	Distribution des échantillons (analyses virtuelles) de roches intrusives mafiques et ultramafiques de la région Frotet-Troilus dans le diagramme Ne-O1-Qz ..	174
Figure 91-	Distribution des échantillons de roches intrusives mafiques et ultramafiques de la région Frotet-Troilus, dans le diagramme AFM. Ils occupent le champ tholéiitique d'Irvine et Baragar (1971) .....	175
Figure 92-	Distribution des intrusions mafiques et ultramafiques dans le diagramme ternaire Pl - Cpx - Opx (Irvine, 1970) .....	176
Figure 93-	Distribution des intrusions mafiques et ultramafiques dans le diagramme ternaire O1 - Pl - Qz (Irvine, 1970) .....	177
Figure 94-	Distribution des laves de la région Frotet-Troilus dans le diagramme ternaire Pl - Cpx - Opx (Irvine, 1970) .....	178
Figure 95-	Distribution des laves de la région Frotet-Troilus dans le diagramme O1 - Pl - Qz (Irvine, 1970) .....	179
Figure 96-	Distribution des échantillons de lave et de roches intrusives mafiques et ultramafiques dans le diagramme ternaire CaO-MgO- $\text{Al}_2\text{O}_3$ .....	181
Figure 97-	Distribution des intrusions granitoïdes de la région Frotet-Troilus dans le diagramme AFM .....	186
Figure 98-	Distribution des roches granitoïdes de la région Frotet-Troilus dans le diagramme Na-K-Ca .....	187
Figure 99-	Distribution des roches granitoïdes de la région Frotet-Troilus dans le diagramme Ab-Qz-Or .....	188

Figure 100-	Distribution des roches granitoïdes de la région Frotet-Troilus dans le diagramme Ca-Sr .....	189
Figure 101-	Distribution des roches granitoïdes de la région Frotet-Troilus dans le diagramme K-Rb .....	190
Figure 102-	Profils des terres rares représentatifs de diverses intrusions granitoïdes de la région Frotet-Troilus	191
Figure 103-	Distribution des roches granitiques de la région Frotet-Troilus dans le diagramme ternaire AB-QZ-OR	193
Figure 104-	Distribution des volcanoclastites et des porphyres felsiques de la région Frotet-Troilus dans le diagramme AB-QZ-OR .....	194
Figure 105-	Carte schématique de la bande Frotet-Evans .....	<i>HORS TEXTE</i>
Figure 106-	Composition chimique des laves mafiques de la bande Frotet-Evans, à l'exception de celles de la région Frotet-Troilus .....	209
Figure 107-	Contenu en MgO des laves de la bande Frotet-Evans ..	210
Figure 108-	Contenu en SiO <sub>2</sub> des laves de la bande Frotet-Evans .	211
Figure 109-	Minéralisation d'origine volcanique en Abitibi: modèle spéculatif .....	228
Figure 110-	Zones aurifères potentielles dans la région Frotet-Troilus. ....	231
Figure 111-	Bande Frotet-Evans (partie est): schéma évolutif...	238

## CHAPITRE I

## INTRODUCTION

## I.1 ÉNONCÉ DU PROBLÈME

Durant les vingt dernières années, les bandes volcano-sédimentaires de l'Archéen ont suscité l'intérêt des chercheurs en raison des réserves de métaux qu'on y trouve et en ce qu'elles constituent la principale source d'informations sur la formation et l'évolution de la croûte terrestre primitive. Malgré les nombreuses études réalisées dans les différentes disciplines de la géologie, l'évolution des bandes volcaniques archéennes, sous plusieurs aspects, demeure largement débattue. D'une part, l'observation des phénomènes volcaniques et sédimentologiques est compliquée par la déformation des empilements et le métamorphisme, d'autre part, l'interprétation des données repose sur des comparaisons difficiles entre le volcanisme archéen et celui du Phanérozoïque. En effet, la nature des différences qui existent entre les conditions du volcanisme à l'Archéen et celui des temps modernes fait l'objet de nombreuses spéculations. Par exemple, un débat fondamental porte sur l'existence ou l'absence à l'Archéen du mécanisme générateur du volcanisme moderne qui fait intervenir la subduction des plaques.

Dans la province de Supérieur, les activités des chercheurs ont été concentrées dans la sous-province tectonique de l'Abitibi et en particulier dans les régions de Chibougamau, Rouyn-Noranda, Val d'Or, Timmins et Kirkland Lake.

Pour notre part, nous avons choisi d'étudier la région Frotet-Troilus localisée à environ 100 kilomètres au nord de Chibougamau: elle forme l'extrémité orientale de la bande Frotet-Evans. Cette bande volcano-sédimentaire s'étend d'est en ouest à moins de 100 kilomètres de la limite nord de la sous-province tectonique de l'Abitibi (figure 1; voir également Ayres et Thurston, 1985, p. 346). Nous nous sommes intéressés à la région Frotet-Troilus parce que les travaux antérieurs (Murphy, 1966; Rondot, 1972; Gunter, 1977) faisaient état d'une densité d'affleurements élevée, d'une tectonique peu pénétrante et relativement simple ainsi que d'un niveau de métamorphisme peu élevé (schiste vert). Les principaux objectifs poursuivis dans cette étude sont les suivants:

1. La reconstitution de la stratigraphie de l'empilement volcano-sédimentaire. Le travail lithostratigraphique a été complété par les méthodes de la chimico-stratigraphie appliquées aux laves mafiques de la région. Une étude sommaire du métamorphisme et de la déformation de la région a permis de fixer les limites de cette entreprise.

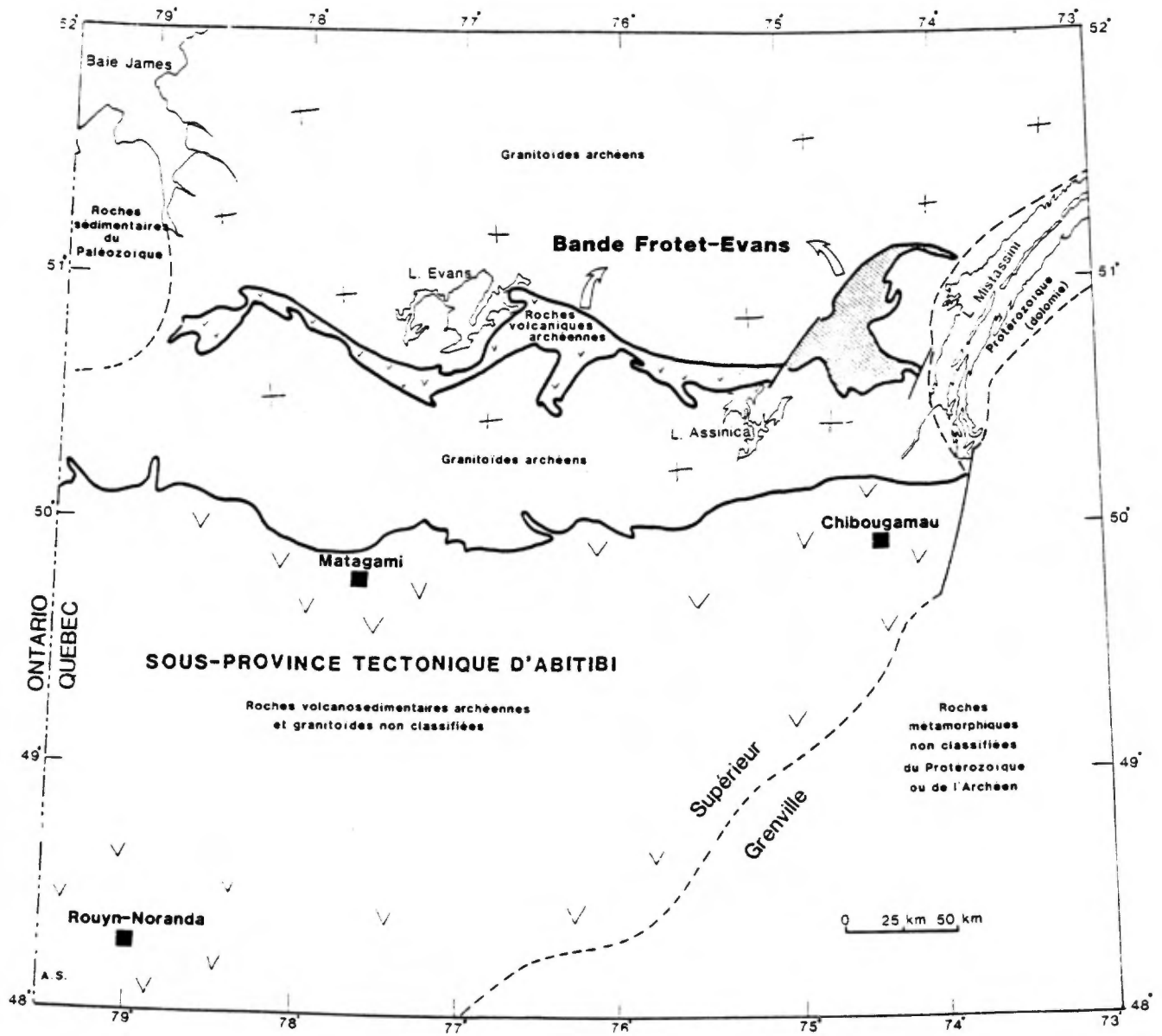


FIGURE 1 - Localisation de la bande Frotet-Evans. La partie est (hachurée) fait l'objet de la présente étude.

2. L'établissement des traits caractéristiques de l'évolution du volcanisme dans la région Frotet-Troilus.
3. La reconnaissance des implications géologiques qui découlent d'une meilleure connaissance de la stratigraphie, du métamorphisme et de la déformation.

## I.2 LOCALISATION

La bande volcano-sédimentaire Frotet-Evans, d'âge Archéen (2734 + 30 millions d'années d'après Thibault, 1985) fait partie de la province de Supérieur. Elle s'étend sur plus de 250 km d'est en ouest, à partir du lac Mistassini jusqu'à la rivière Nottaway et sa largeur varie entre 5 et 20 km. Nous nous sommes intéressés au secteur est de la bande qui est délimité par les longitudes 75°00' et 74°00' et par les latitudes 50°30' et 51°00'.

## I.3 TRAVAUX ANTÉRIEURS

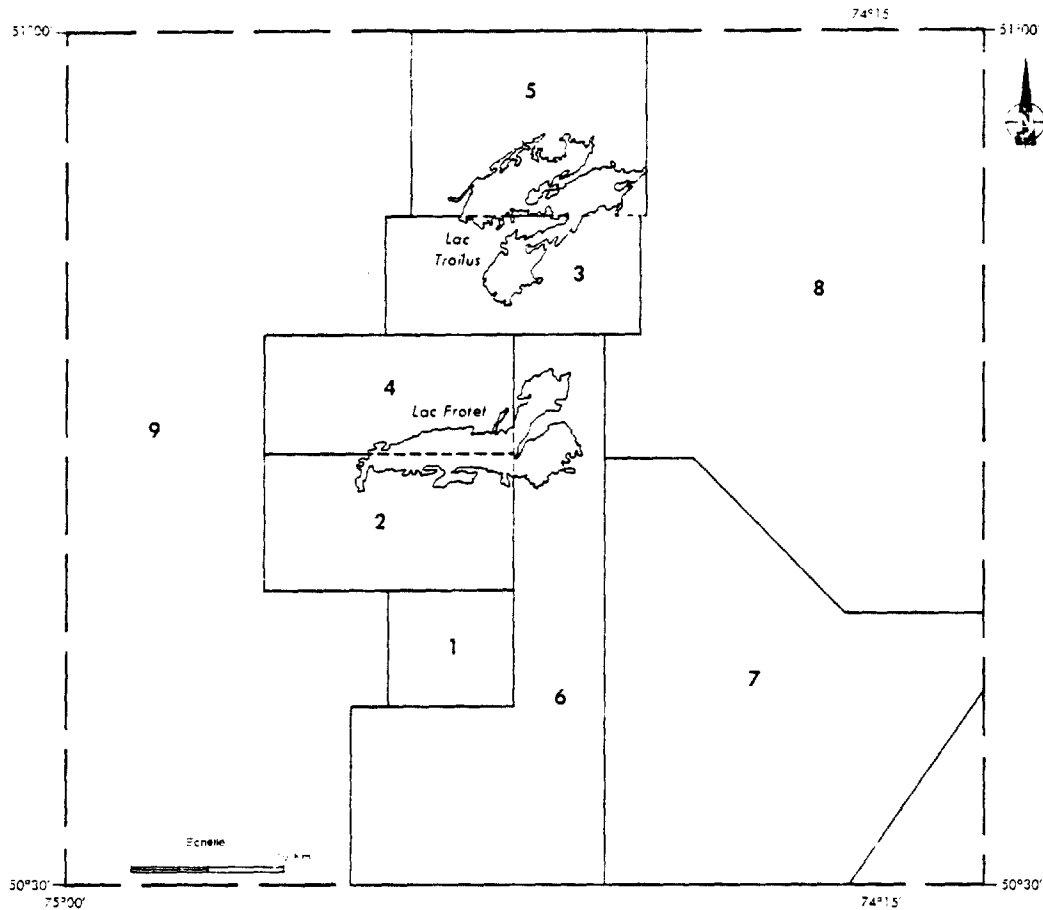
La bande volcano-sédimentaire Frotet-Evans a d'abord été cartographiée à l'échelle de 4 milles au pouce et à l'échelle de 10 milles au pouce par la Commission géologique du Canada (Bell, 1909; Cook, 1914; Kindle, 1942; Shaw, 1942a et 1942b; Kindle et Riley, 1958). Le ministère des Richesses naturelles du Québec (maintenant le ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec) a entrepris, en 1961, la cartographie à plus petite échelle (1: 63 360) de la bande Frotet-Evans. Le secteur qui nous intéresse a été précédemment cartographié (figure 2) par Moyer (1961), Murphy (1966), Rondot (1972) et Gunter (1977). Un compte rendu sur l'état des travaux de cartographie pour l'ensemble de la bande Frotet-Evans a été fourni par Rondot (1972) et Franconi (1974).

## I.4 MÉTHODE DE TRAVAIL

La région étudiée a une superficie de 4 500 km<sup>2</sup> (figure 3, en pochette). A partir de l'été 1978, en six campagnes de terrain successives, nous avons recartographié au 1: 10 000 et au 1: 20 000 une aire de 1 500 km<sup>2</sup>. Ces cartes ont été réalisées à partir de cheminements systématiques espacés de 100 m et arpentés au pas et à la boussole.

L'étude pétrographique a nécessité l'examen de plus de 600 lames minces. Deux cent quarante-neuf (249) échantillons de roche ont été analysés pour les éléments majeurs, la plupart, au laboratoire de géochimie analytique de l'École Polytechnique. Nous avons nous-mêmes dosé, au laboratoire de géochimie de l'Université de Montréal, 101 échantillons de roche pour les éléments traces suivants: Rb, Sr, Y, Ni, Ti, P, Zr, Nb. Au même endroit, nous avons déterminé les concentrations des éléments des terres rares (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy,





#### RÉFÉRENCES

RÉGION	AUTEUR	ANNÉE	NUMÉRO DE PUBLICATION
1	Simard, A.	1979	DPV-686
2	Simard, A.	1980	DPV-756
3	Simard, A.	1981	DP-850
4	Simard, A.	1981	DP-843
5	Simard, A.	1982	DP 82-02
1 à 4	Simard, A.	1983	ET 82-01
3 et 4	Simard, A. et Brauillette, P.	1983	ET 82-01
1 à 5	Simard, A.	1983	DV 83-11
6	Roy, C.	1984	DP 83-24
1 à 6	Murphy, D.L.	1966	RG-123
7	Simard, A.	(1986)	(sous presse)
7	Moyer, P.T.	1961	DP 73
8	Gunter, W.L.	1977	RG-189
2, 4 et 9	Rendot, J.	1972	RG-149

FIGURE 2 - Carte index des régions cartographiées par le ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec et le ministère des Richesses naturelles du Québec dans la partie est de la bande Frotet-Evans.

Ho, Tm, Yb, Lu) dans 22 échantillons selon la méthode de l'activation neutronique. Nous avons défini la composition chimique de 34 minéraux (38 analyses), principalement des plagioclases et des amphiboles. Ces analyses ont été réalisées au moyen de la microsonde de marque ETEC du département de Génie minéral de l'École Polytechnique; la correction des bruits de fond et la distribution des éléments dans les principaux sites cationiques ont été faites selon la méthode de Bence et Albee (1968).

## CHAPITRE II

### MÉTAMORPHISME

#### II.1 INTRODUCTION

Les conditions du métamorphisme, dans la région Frotet-Troïlus, ne peuvent être évaluées qu'à partir de l'étude des assemblages minéralogiques observés dans les roches mafiques. En effet, ces roches qui se présentent sous forme de coulées de lave (massives ou coussinées) et sous forme de filons-couches constituent plus de 70% des affleurements étudiés et sont présentes partout dans la région.

#### II.2 LES PARAGÉNÈSES MÉTAMORPHIQUES DES ROCHES MAFIQUES

Les principales paragénèses métamorphiques sont les suivantes:

1. Actinote-hornblende + plagioclase calco-sodique primaire + chlorite + quartz;
2. Actinote + albite + clinozoïsite + chlorite + quartz;
3. Hornblende + plagioclase sodi-calciq̄ue + quartz + épidote.

Les assemblages minéralogiques #1 et #2 sont observés dans les roches peu ou pas déformées; les coussins peuvent être aplatis mais il demeure possible de déterminer la polarité. Certaines textures primaires comme la texture porphyrique, la texture ophitique et la texture fluidale sont communément observées dans ces roches.

L'assemblage #3 provient de roches foliées ou rubanées; les structures primaires (coussins) sont très aplaties. Les textures originelles de la roche sont totalement effacées par la recristallisation et la déformation.

##### II.2.1 L'assemblage #1: Actinote-hornblende + plagioclase calco-sodique primaire + chlorite + quartz.

L'assemblage #1 est retrouvé dans trois secteurs de la carte géologique (zone 1 de la figure 4, en pochette). Il est caractérisé par la présence d'un plagioclase qui s'apparente au plagioclase primaire par son habitus (figure 5) et sa composition calco-sodique; celle-ci varie entre An<sub>55</sub> et An<sub>88</sub> d'après nos analyses (tableaux 1 et 2). L'épidote est présente en quantité mineures dans 70% des lames minces étudiées; elle constitue la principal produit d'altération du plagioclase.

L'amphibole est fibreuse ou filandreuse, concentrée parfois en grumeaux sub-radiés; elle forme de 60 à 80% des échantillons. Bien que les cristaux d'amphibole présentent les caractères optiques de l'acti-

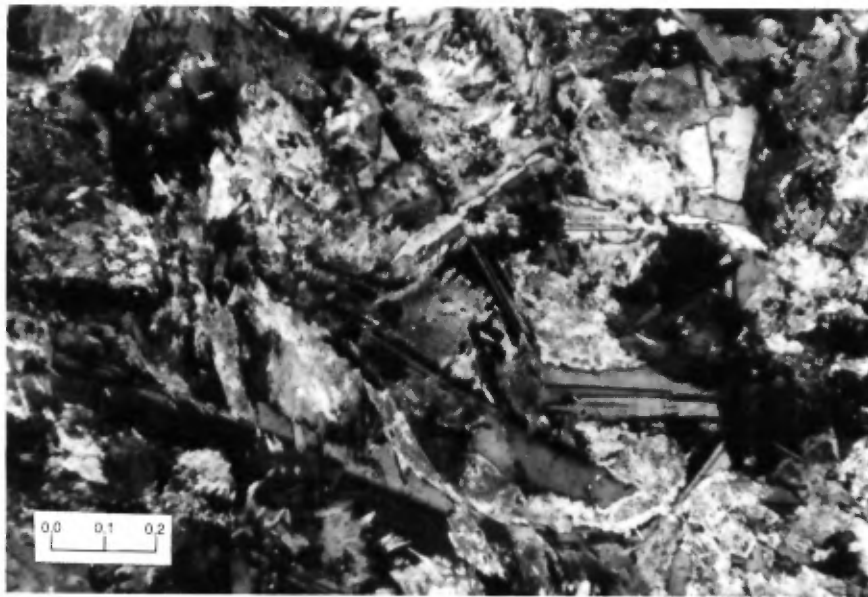


FIGURE 5 - Photomicrographie d'un basalte montrant des cristaux de plagioclase calco-sodique (macles polysynthétiques) dont la composition primaire n'a pas été modifiée par les processus d'altération. Le principal minéral mafique est l'actinote qui provient de la transformation du clinopyroxène. Lumière polarisée; échelle en millimètres.

Tableau 1 - Analyses à la microsonde de plagioclases provenant de gabbros. Tous les échantillons proviennent de la zone 1 (secteur du lac Domergue sur la figure 4, en pochette).

	78-2-2	78-4-8	78-10-5	78-14-4
Oxydes (%)				
SiO <sub>2</sub>	50,21	51,67	52,16	49,56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31,75	31,26	30,71	31,74
FeO*	0,36	-----	0,35	0,32
CaO	15,29	14,11	12,44	15,48
Na <sub>2</sub> O	2,38	2,97	4,15	2,91
K <sub>2</sub> O	-----	-----	0,18	-----
Total	100,00	100,00	100,00	100,00
Nombre de cations dans la formule**				
Si	2,2882	2,3408	2,3659	2,2669
Al	1,7052	1,6688	1,6417	1,7109
Fe	0,0137	-----	0,0134	0,0124
Ca	0,7467	0,6849	0,6044	0,7586
Na	0,2107	0,2605	0,3653	0,2577
K	-----	-----	0,0105	-----
Total	4,9645	4,9550	5,0011	5,0065
Contenu en molécule anorthite (%)				
	78	72	62	75

\* Tout le fer est analysé sous forme FeO (Fe<sup>+2</sup>)

\*\* Le nombre de cations est calculé à partir de 8 oxygènes.

Tableau 2 - Analyses à la microsonde de quatre cristaux de plagioclase provenant des basaltes. Tous les échantillons proviennent de la zone 1 (secteur du lac Cuvette, sur la figure 4, en pochette). Les cristaux #1, #2 et #3 proviennent du même échantillon (79-610-7); le cristal #4 provient de l'échantillon 79-412-2. Chaque cristal a été analysé pour sa partie centrale (c) et pour sa bordure (b).

	1(c)	1(b)	2(c)	2(b)	3(c)	3(b)	4(c)	4(b)
Oxydes (%)								
SiO <sub>2</sub>	46,96	46,86	47,59	50,25	47,98	47,88	50,07	51,34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	32,83	32,62	31,89	32,88	31,82	31,49	31,14	31,06
FeO*				2,16				
CaO	18,31	17,68	16,74	10,10	16,80	15,87	15,35	12,77
Na <sub>2</sub> O	1,93	3,33	4,09	4,37	4,08	4,63	3,98	4,17
K <sub>2</sub> O				0,18				1,32
Total	100,01	100,48	100,31	99,94	100,68	99,87	100,54	100,67
Nombre de cations dans la formule **								
Si	2,1662	2,1602	2,1950	2,2891	2,2038	2,2152	2,2825	2,3314
Al	1,7842	1,7720	1,7333	1,7653	1,7227	1,7169	1,6730	1,6626
Fe				0,0824				
Ca	0,9050	0,8730	0,8270	0,4932	0,8269	0,7866	0,7495	0,6214
Na	0,1725	0,2973	0,3658	0,3861	0,3631	0,4156	0,3522	0,3673
K				0,0105				0,0764
Total	5,0279	5,1025	5,1212	5,0265	5,1165	5,1342	5,0572	5,0592
Contenu en molécule anorthite(%)								
	88	75	69	55	69	65	68	58

\* Tout le fer est analysé sous forme FeO (Fe<sup>+2</sup>)

\*\* Le nombre de cations est calculé à partir de 8 oxygènes.

note (faiblement colorée dans les verts en lumière naturelle; angle maximum d'extinction de  $17^\circ$  pour les sections allongées), la concentration en  $Al_2O_3$  déterminée au moyen d'analyses chimiques à la microsonde les situe dans le domaine de l'actinote et de la hornblende (tableau 3; figure 6). Une seconde génération d'amphibole peut être observée. Elle se présente en traces, sous forme de fines aiguilles faiblement pléocroïques; celles-ci se forment sur les cristaux d'amphibole de première génération. Nous croyons qu'il s'agit de l'actinote et qu'elle est produite lors de l'altération tardive (métamorphisme rétrograde) de la hornblende.

La chlorite est un constituant mineur des roches mafiques. Elle est observée dans 15% des échantillons et ne constitue jamais plus de 5% de la roche. Généralement incolore, elle polarise dans les gris ou les bruns du premier ordre.

Le quartz xénomorphe est produit lors des réactions métamorphiques et il peut être observé dans 35% des lames minces étudiées.

#### II.2.2 L'assemblage #2: Actinote + albite + clinozoïste + chlorite + quartz

L'assemblage minéralogique #2 est retrouvé principalement au nord du lac Frotet (zone 2 de la figure 4, en pochette). Il est caractérisé par le remplacement du plagioclase originel par un mélange pseudomorphe d'albite et de clinozoïsite. Dans 70% des lames minces, la concentration en clinozoïsite est telle que l'albite semble absente des agrégats pseudomorphes (figure 7).

L'amphibole est le minéral ferromagnésien principal. Elle présente l'habitus et les caractères optiques de l'actinote. Il n'est pas possible de distinguer l'amphibole de l'assemblage #2 de celle de l'assemblage #1 lors de l'examen pétrographique.

La chlorite est présente dans 50% des échantillons mais elle ne constitue jamais plus de 10% de la roche. Elle occupe le coeur des cristaux d'amphibole ou forme des agrégats pseudomorphes de l'olivine. Généralement incolore, elle polarise dans les gris ou les bruns du premier ordre.

Le quartz xénomorphe, d'origine métamorphique, est observé dans 20% des échantillons.

#### II.2.3 L'assemblage #3: Hornblende + plagioclase sodi-calcique + quartz + épidote.

L'assemblage minéralogique #3 est observé au voisinage des grani-toïdes syn- et tardi-tectoniques qui délimitent la bande volcano-sédi-

Tableau 3 - Analyses à la microsonde des cristaux d'amphibole provenant des roches mafiques (figure 4, en pochette).

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
OXYDES (%)														
SiO <sub>2</sub>	53,03	49,72	52,85	50,54	51,26	50,42	52,22	51,96	44,77	46,31	45,76	43,99	47,24	48,58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,02	10,07	4,19	6,31	5,72	7,13	5,56	6,03	13,06	11,57	8,59	10,37	8,28	7,38
FeO*	11,89	14,10	13,69	15,46	14,52	14,60	11,54	11,21	16,61	16,72	20,35	22,36	17,55	16,16
MgO	14,75	12,26	13,13	11,31	12,04	13,17	14,41	13,86	10,94	11,52	7,05	5,65	10,27	10,86
MnO	0,18	0,23	0,30	0,24	-----	-----	0,16	-----	-----	-----	0,27	0,33	0,20	0,17
CaO	10,97	9,66	11,92	12,29	12,59	10,28	12,14	12,68	10,61	10,12	11,98	12,14	10,84	11,39
TiO <sub>2</sub>	0,19	0,25	0,23	-----	-----	0,34	-----	0,28	0,25	0,37	0,73	0,56	1,00	0,43
Na <sub>2</sub> O	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	0,44	-----	-----	-----
K <sub>2</sub> O	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	0,24	0,35	0,28	0,16
Total	96,02	96,28	96,31	96,14	96,13	95,93	96,02	96,03	96,25	96,61	95,40	95,76	95,67	95,15
Nombre de cations dans la formule **														
Si	7,6690	7,2279	7,7180	7,4805	7,5474	7,3953	7,5760	7,5340	6,6616	6,8438	7,0660	6,8449	7,1208	7,3022
Al	0,8549	1,7248	0,7210	1,1008	0,9923	1,2322	0,9505	1,0310	2,2899	2,0155	1,5629	1,9028	1,4719	1,3076
Fe	1,4379	1,7137	1,6724	1,9141	1,7883	1,7906	1,3997	1,3597	2,0673	2,0664	2,6272	2,9106	2,2126	2,0311
Mg	3,1790	2,6566	2,8576	2,4943	2,6427	2,8798	3,1166	2,9958	2,4270	2,5381	1,6217	1,3101	2,3071	2,4336
Mn	0,0221	0,0283	0,0365	0,0298	-----	-----	0,0195	-----	-----	-----	0,0349	0,0441	0,0260	0,0222
Ca	1,6692	1,5048	1,8649	1,9496	1,9858	1,6150	1,8865	1,9690	1,6908	1,6025	1,9820	2,0247	1,7503	1,8339
Ti	0,0207	0,0268	0,0256	-----	-----	0,0378	-----	0,0305	0,0285	0,0410	0,0843	0,0659	0,1136	0,0490
Na	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	0,1306	-----	-----	-----
K	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	0,0477	0,0693	0,0547	0,0308
Total	14,8828	14,8829	14,8959	14,9691	14,9565	14,9508	14,9488	14,9200	15,1650	15,1074	15,1573	15,1725	15,0570	15,0104

1, 2 - échantillon 78- 2-2; gabbro ou basalte; Zone 1

3 - échantillon 78- 4-8; gabbro ; Zone 1

4, 5 - échantillon 78-10-5; gabbro ; Zone 1

6 - échantillon 78-12-2; basalte; Zone 2

7, 8 - échantillon 78-14-4; gabbro; Zone 1

9, 10- échantillon 79-610-7; basalte; zone 1

11-12- échantillon 78-58-1; basalte, zone 3

13-14- échantillon 78-69-1; gabbro; zone 3

\* Tout le fer est analysé sous forme FeO (Fe<sup>+2</sup>)

\*\* Le nombre de cations est calculé à partir de 23 oxygènes.



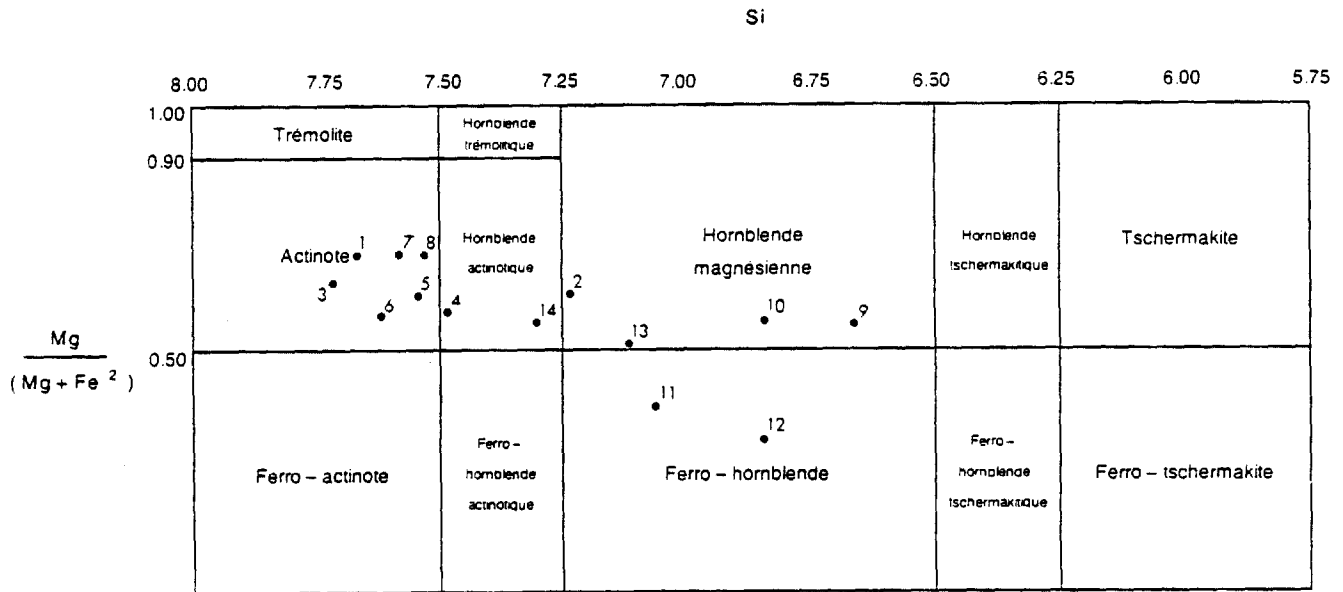


FIGURE 6 - Classification (diagramme de Leake, 1976) des amphiboles de la région Frotet-Troilus (analyses du tableau 3)

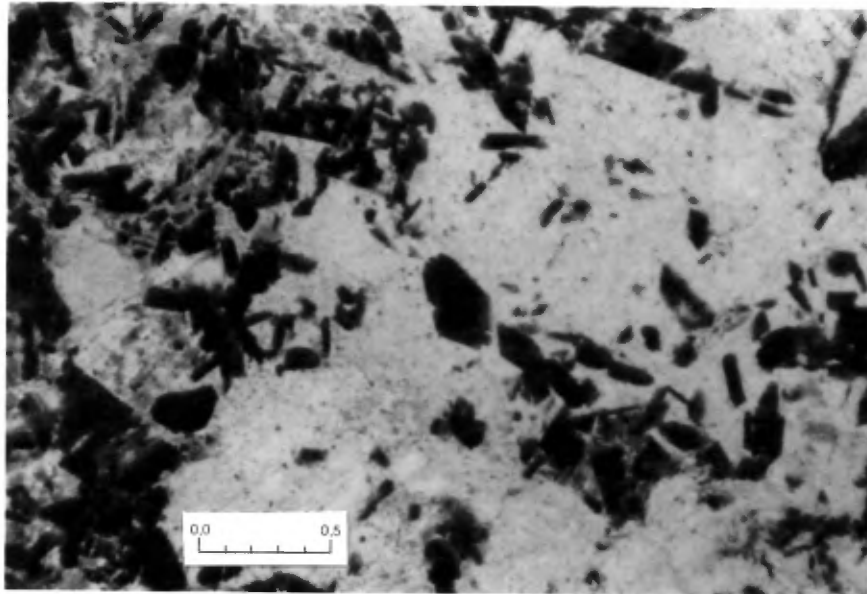


FIGURE 7 - Photomicrographie d'un gabbro ophitique montrant des agrégats constitués essentiellement de clinozoïste et qui sont pseudomorphes du plagioclase (minéraux sombres). Les minéraux pâles sont surtout des amphiboles. Lumière naturelle; échelle en millimètres.

mentaire. La texture granoblastique est caractéristique des plagioclases alors que la foliation de la roche est donnée par l'alignement des amphiboles prismatiques.

La plagioclase sodi-calcique (tableau 4) est généralement limpide et seule la macle de l'albite peut être observée.

L'amphibole peut être identifiée comme une hornblende à partir de son habitus (prismes trapus) et de ses caractères optiques (pléochroïsme net et coloration intense dans les verts). Les analyses chimiques à la microsonde confirment qu'il s'agit de hornblende (tableau 3).

### II. 3 CARACTÈRES DISTINCTIFS DES PARAGÉNÈSES MÉTAMORPHIQUES OBSERVÉES DANS LES ROCHES MAFIQUES

Le tableau 5 montre les transformations minéralogiques que subissent les principales phases originelles des roches mafiques lors du métamorphisme. Il en ressort que c'est la nature du plagioclase qui permet le mieux de caractériser les différents assemblages minéralogiques. Les trois isogrades suivants permettent de définir les zones métamorphiques de la figure 4 (en pochette):

1. plagioclase primaire calcique  $\rightarrow$  albite + clinozoïsite;
2. albite + clinozoïsite  $\rightarrow$  plagioclase sodi-calcique + épidote;
3. plagioclase primaire calcique  $\leftarrow$  plagioclase sodi-calcique + épidote.

L'association actinote/hornblende - plagioclase calcique de l'assemblage #1 n'est pas caractéristique du faciès des schistes verts de type barrovien. Cette association a été observée dans les auréoles de métamorphisme de contact (Shido, 1958; Seki, 1961; Loomis, 1966), au niveau des rides océaniques (Miyashiro et al., 1971) et dans les séquences ophiolitiques (Stern et Elthon, 1979). Dans tous les cas, la genèse de cet assemblage minéralogique implique des conditions relatives de basse pression et de haute température. Miyashiro et al., (1971) suggèrent que la stabilité accrue de plagioclase calcique résulte du fait que le champ de stabilité de l'épidote, un minéral dense, est considérablement réduit dans des conditions de haute température et de basse pression. Par ailleurs, le faible contenu en  $Al_2O_3$  des amphiboles peut être lié à la persistance du plagioclase calco-sodique (Stern et Elthon, 1979).

La présence d'un mélange d'albite et de clinozoïsite pseudomorphe du plagioclase calcique primaire fait de l'assemblage #2 (amphibole + albite + clinozoïsite + chlorite + quartz) un assemblage typique du faciès schiste vert tel qu'il est communément décrit dans les roches volcaniques de l'Abitibi (Gélinas et al., 1977; Jolly, 1980). L'albite

Tableau 4 - Analyses à la microsonde de 4 cristaux de plagioclase provenant de roches mafiques métamorphisées au faciès amphibolite. Les cristaux 1 et 2 proviennent de l'échantillon 78-54-2 et les cristaux 3 et 4 proviennent de l'échantillon 78-69-1 (figure 4, en pochette).

	1	2	3	4
Oxydes (%)				
SiO <sub>2</sub>	60,87	62,82	56,32	57,16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25,24	23,89	28,37	27,67
CaO	6,93	5,40	9,41	9,59
Na <sub>2</sub> O	6,96	7,51	5,90	5,58
K <sub>2</sub> O		0,38		
Total	100,00	100,00	100,00	100,00
Nombre de cations dans la formule*				
Si	2,6972	2,7739	2,5228	2,5556
Al	1,3183	1,2431	1,4978	1,4583
Ca	0,3291	0,2554	0,4516	0,4592
Na	0,5981	0,6432	0,5120	0,4841
K		0,0212		
Total	4,9427	4,9367	4,9843	4,9573
Contenu en molécule anorthite (%)				
	36	28	47	49

\* Le nombre de cations est calculé à partir de 8 oxygènes.

Tableau 5 - Transformations minéralogiques que subissent les principales phases originelles des roches mafiques lors du métamorphisme. Les nombres 1, 2 et 3 réfèrent aux zones métamorphiques où sont observés les minéraux secondaires du tableau.

MINÉRAUX PRIMAIRES	MINÉRAUX MÉTAMORPHIQUES	
Olivine Orthopyroxène (?)	Chlorite (2) Actinote + chlorite (1, 2) Actinote (1)	Hornblende (1, 3)   Plagioclase (>An <sub>15</sub> ; 3)
Clinopyroxène	Actinote (1, 2)	
Plagioclase	Plagioclase (>An <sub>50</sub> ; 1) Albite + clinozoisite (2)	

l'impide n'est jamais observée dans les roches mafiques effusives de la région Frotet-Troïlus. Ceci semble indiquer que les empilements volcaniques n'ont pas été soumis à une circulation intense de l'eau de mer avant le début du métamorphisme (Gélinas et al., 1982b; Mottl, 1983). Conséquemment, les transformations minéralogiques sont essentiellement métamorphiques et probablement isochimiques. Deux réactions sont proposées (Sauvé, 1957) pour expliquer la transformation du plagioclase en albite et clinozoïsite:

1. Plagioclase calcique + H<sub>2</sub>O → albite + clinozoïsite + Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + H<sub>2</sub>O;
2. Plagioclase calcique + CaO + H<sub>2</sub>O → albite + clinozoïsite.

L'excédent de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de la première réaction contribue à la formation de chlorite; le rapport albite/clinozoïsite est représentatif de la calcicité originelle du plagioclase primaire. Dans la seconde réaction, une partie du CaO produit lors de la transformation de l'augite en amphibole s'associe à l'excédent de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, de la première réaction et au SiO<sub>2</sub> pour former de la clinozoïsite et ainsi diminuer le rapport albite/clinozoïsite de la première réaction.

L'association hornblende - plagioclase sodi-calcique telle qu'observée pour l'assemblage #3 est communément retrouvée dans les roches mafiques métamorphisées au faciès amphibolite.

#### II.4 LE MÉTAMORPHISME DES ROCHES SÉDIMENTAIRES

Nous avons effectué un relevé des principaux assemblages minéralogiques observés dans les roches sédimentaires de la région étudiée.

Le tableau 6 montre les principaux assemblages minéralogiques observés dans les grès (wacke) de la région. Ces roches affleurent au sud du lac Frotet, principalement dans le secteur compris entre les lacs Régneault et Domergue (figure 4, en pochette). Ces roches proviennent de la zone métamorphique #1 caractérisée chez les roches mafiques par l'assemblage amphibole + plagioclase calcique primaire + chlorite + quartz. L'andalousite (poeciloblastique) est le seul silicate du métamorphisme qui a pu être identifié dans ces roches (figure 8); l'identification s'est faite à partir de l'analyse chimique des reliquats (tableau 7). En effet, l'andalousite est remplacée par un mélange pseudomorphe de pinnite (tableau 7).

Le tableau 8 montre les principaux assemblages minéralogiques observés dans les volcanoclastites de la région Frotet-Troïlus. Celles-ci regroupent surtout des roches pyroclastiques primaires ou secondaires (sédiments remaniés). À cause de la déformation des roches et de la recristallisation métamorphique, il est parfois difficile

Tableau 6 - Composition minéralogique des grès qui affleurent à l'ouest du lac Domergue.

1. Quartz + plagioclase + muscovite + biotite (± chloritisée).  
(n = 9)
2. Quartz + plagioclase + muscovite + biotite (± chloritisée) +  
andalousite (pinnite)  
(n = 6)
3. Quartz + plagioclase ± épidote + biotite (± chloritisée) ±  
grenat (almandin)  
(n = 2)

Tableau 7 - Analyses à la microsonde des cristaux reliques d'andalou-  
site (#1 et #2) et de leur produit d'altération, la  
pinnite (#3 et #4). Tous les minéraux analysés provien-  
nent du même échantillon (78-JB-1).

	1	2	3	4
Oxydes (%)				
SiO <sub>2</sub>	39,07	39,77	45,97	47,54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	60,93	60,23	40,40	35,61
K <sub>2</sub> O			9,50	9,66
FeO*				0,98
MgO				0,88
Na <sub>2</sub> O				0,71
TiO <sub>2</sub>				0,84
Total	100,00	100,00	95,86	96,23
Nombre de cations dans la formule				
Si	1,0510	1,0689	5,9693	6,2153
Al	1,9320	1,9081	6,1829	5,4864
K			1,5739	1,6109
Fe				0,1076
Mg				0,1711
Na				0,1793
Ti				0,0830
Total	2,9830	2,9770	13,7262	13,8536
Nombre d'oxygènes				
	5	5	22	22



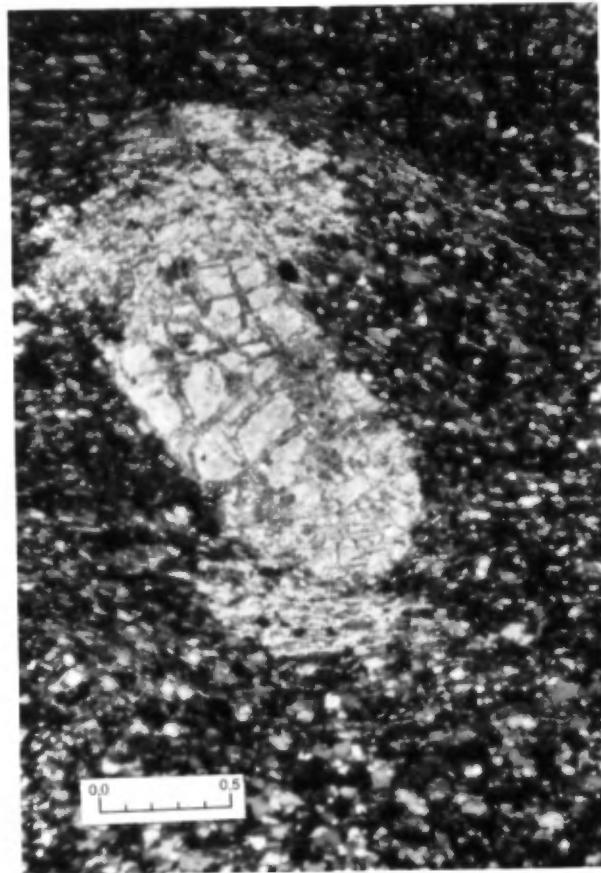


FIGURE 8 - Photomicrographie d'un cristal d'andalousite remplacé par un mélange pseudomorphe de pinnite. L'orientation de ce cristal diffère nettement de celle qui est donnée par l'alignement des feuillets de biotite. Lumière polarisée; échelle en millimètres.

Tableau 8 - Principaux assemblages minéralogiques de roches pyroclastiques de la région étudiée. Le quartz et le plagioclase sont présents dans tous les assemblages énumérés.

	n
1. Épidote + chlorite <u>±</u> micas blancs <u>±</u> calcite	11
2. Biotite + chlorite <u>±</u> calcite <u>±</u> épidote	9
3. Biotite + micas blancs	8
4. Épidote + chlorite + actinote	5
5. Hornblende <u>±</u> épidote	5
6. Épidote + biotite	4
7. Hornblende + biotite <u>±</u> épidote	4
8. Biotite + chlorite + actinote	3
9. Biotite + épidote + actinote	3
10. Hornblende + épidote + calcite	2

d'établir la nature des dépôts. Le caractère hyperalumineux (Shand, 1950) est reflété dans les assemblages minéralogiques représentatifs de 35% des roches étudiées; il est indiqué par la présence de deux micas (chlorite et micas blancs ou biotite et micas blancs). S'agit-il d'un caractère primaire? Difficile à dire car ces roches sont particulièrement sujettes à l'altération. En effet, la porosité élevée de ces roches favorise la circulation des fluides métamorphiques et hydrothermaux, de plus, les dépôts étaient constitués, en partie, d'éléments vitreux chimiquement instables.

## II.5 DISTRIBUTION DES ZONES MÉTAMORPHIQUES

La figure 4 (en pochette) permet de constater que les zones métamorphiques définies à partir des assemblages décrits précédemment recoupent la stratigraphie et le patron structural. La configuration des différentes zones est fonction, dans une certaine mesure, de la distribution des batholites qui délimitent la bande volcanosédimentaire. Nous avons d'ailleurs noté une évolution des conditions du métamorphisme à mesure que l'on s'approche des granitoïdes syn- ou tardi-tectoniques qui délimitent la bande volcano-sédimentaire. Cette évolution suggère que la mise en place des granitoïdes a provoqué des changements dans les conditions de température qui prévalaient dans l'encaissant. Nous croyons que l'évolution du métamorphisme est fonction d'un gradient de température plus élevé près des granitoïdes. Une telle évolution est décrite dans des bandes volcano-sédimentaires du nord-ouest ontarien comme celles du lac Setting Net (Ayres, 1978) et du lac Muskrat Dam (Ayres, 1969). Le faciès schiste vert prédomine au coeur des ceintures; il est remplacé par le faciès amphibolite en bordure. Cette évolution est plus marquée à l'intérieur des bandes volcano-sédimentaires étroites.

La zone 1 de la figure 4 (en pochette) est caractérisée par l'assemblage minéralogique suivant: Actinote-hornblende + plagioclase calcique primaire + chlorite + quartz. La présence de l'andalousite dans les métasédiments suggère un gradient géothermique élevé et/ou un métamorphisme de basse pression (Miyashiro, 1973).

La zone 2 occupe la partie centrale de la région étudiée et elle présente l'assemblage minéralogique suivant: amphibole + (albite + clinozoïsite) + chlorite + quartz. Celui-ci est caractéristique du faciès schiste vert tel que décrit dans les roches mafiques de l'Archéen. La mise en place des tonalites du lac Troilus et des granitoïdes qui délimitent la bande volcano-sédimentaire n'ont pas modifié, de façon significative, les conditions du métamorphisme qui ont prévalu lors de l'enfouissement de cette partie de l'empilement volcanique.

Les roches mafiques de la zone 3 se trouvent à moins de 4 km des granitoïdes qui limitent la bande volcano-sédimentaire Frotet-Evans.

L'assemblage minéralogique typique de la zone 3 est : hornblende + plagioclase sodi-calcique + quartz + épidote. Les roches sont des amphibolites foliées ou rubanées, la recristallisation s'étant effectuée en présence de fortes contraintes tectoniques.

Chaque zone métamorphique est caractérisée par un assemblage minéralogique spécifique qui est fonction des conditions du métamorphisme. Les teneurs en H<sub>2</sub>O des roches mafiques de la région témoignent des changements dans les conditions du métamorphisme (tableau 9).

## II.6 LES CONDITIONS DU MÉTAMORPHISME

Green (1975), Hargraves (1976) et Lambert (1976) ont démontré que le gradient géothermique qui prévalait durant l'Archéen était au moins deux fois plus élevé que celui qui prévaut actuellement, notamment dans les 40 - 50 km supérieurs de la croûte et du manteau. Il est donc possible que les assemblages minéralogiques de l'Archéen soient dûs à un métamorphisme régional de basse pression d'autant plus que les granitoïdes syn- à tardi-tectoniques qui délimitent les bandes volcanosédimentaires étroites comme celle que nous avons étudié représentent une source de chaleur importante.

Il n'est pas aisé de fixer les conditions du métamorphisme dans les roches mafiques car il y a peu de phases, peu de réactions diagnostiques donc peu de géobaromètres ou géothermomètres. Par ailleurs, il est difficile de distinguer les différentes étapes du métamorphisme: métamorphisme des fonds marins, métamorphisme d'enfouissement, métamorphisme de contact. Nous en sommes donc réduits à une approximation grossière des conditions du métamorphisme. Les conditions du métamorphisme pour l'ensemble de la région étudiée ont été estimées (tableau 10) à partir des considérations suivantes:

1. La transformation de l'actinote en hornblende est réalisée autour de 500°C et cette température varie peu en fonction de la pression (Winkler, 1976).
2. La présence de l'andalousite dans les méta-sédiments de la zone 1 suggère que des conditions de basse pression y prévalait lors du métamorphisme; la pression est estimée à 2 kb (Miyashiro, 1973).
3. L'absence de prehnite ou pumpellyite dans les roches mafiques de la région indique que des températures supérieures à 350°C ont prévalu lors de métamorphisme (Winkler, 1976).

Tableau 9 - Évolution du métamorphisme telle que reflétée par les teneurs en H<sub>2</sub>O des basaltes de la région étudiée:

n = nombre d'échantillons considérés;  
X = pourcentage moyen;  
E = écart-type.

	n	$\bar{X}$	E
ZONE 1	30	1,31	0,81
ZONE 2	14	2,60	0,30
ZONE 3	9	0,93	0,45

Tableau 10 - Estimé des conditions du métamorphisme dans les différentes zones métamorphiques de la bande Frotet-Evans (partie est).

	ZONE 1	ZONE 2	ZONE 3
TEMPÉRATURE	environ 450°C (Liou et al., 1974 Stern et Elthon, 1979)	entre 350 et 500°C	500°C ou plus
PRESSION	environ 2 kilobars	2 kilobars ou plus	
TYPE DE MÉTAMORPHISME	métamorphisme d'enfouissement et dynamo-thermique	métamorphisme d'enfouissement	métamorphisme dynamo-thermique
FACIÈS MÉTAMORPHIQUE	<u>faible (low grade) à moyen (medium grade)</u> - Winkler, 1976. <u>zone de l'actinote - plagioclase</u> - Miyashiro, 1971.	<u>faible (low grade) à moyen (medium grade)</u> - Winkler, 1976. <u>schiste vert</u> - Turner, 1968.	<u>moyen (medium grade)</u> - Winkler, 1976. <u>amphibolite</u> - Turner, 1968.

## II.7 CONCLUSION

Nous sommes parvenus à définir trois zones métamorphiques basées sur la nature (habitus et composition) du plagioclase des roches mafiques. Le plagioclase calcique primaire est caractéristique de la zone 1; les agrégats albite-clinozoïsite pseudomorphes du plagioclase sont présents dans la zone 2; la zone 3 est définie à partir du plagioclase sodi-calcique métamorphique.

La distribution des différents assemblages minéralogiques a permis d'établir que les conditions du métamorphisme évoluent à partir du coeur de la région étudiée jusqu'à la bordure, principalement, dans le sens d'une augmentation de température. Ce gradient de température est relié à la mise en place des intrusions granitiques syn- et tardi-tectoniques qui délimitent la bande volcano-sédimentaire.

Le métamorphisme régional (enfouissement) de basse pression (environ 2 kb) prédomine dans la partie centrale de la région. Les roches mafiques ont subi le métamorphisme régional sans une altération préalable par l'eau de mer. En effet, la circulation de l'eau de mer, à la faveur de courants de convection, provoque la migration du calcium et l'albitisation du plagioclase; le magnésium de l'eau de mer se substitue au calcium. D'abord observée dans les laves des fonds océaniques modernes, cette substitution a été, par la suite, mise en évidence en laboratoire. Gélinas et al. (1982b) ont démontré qu'elle s'est manifestée dans les fonds marins archéens.

L'absence d'altération due à l'eau de mer peut s'expliquer par le fait que les échanges entre la roche et l'eau furent limités. Cette situation, qui favorise la conservation du plagioclase calcique primaire, est susceptible d'être rencontrée lorsque l'empilement des laves est rapide. D'ailleurs, le plagioclase calcique primaire est présent dans les roches qui contiennent le moins d'eau. Par ailleurs, Miyashiro et al. (1971) suggèrent que la stabilité accrue du plagioclase calcique résulte du fait que le champ de stabilité de l'épidote est considérablement réduit dans des conditions de haute température et de basse pression.

## CHAPITRE III

## GÉOLOGIE STRUCTURALE

## III.1 INTRODUCTION

Toute étude géologique s'appuie sur la connaissance des principaux traits structuraux régionaux. Ainsi, dans ce chapitre, notre but n'est pas de proposer un modèle structural mais plutôt de définir les limites de notre recherche notamment du point de vue de l'interprétation (stratigraphie, volcanologie, géochimie).

Notre étude structurale est en fait limitée par la quantité et la qualité des éléments structuraux mesurés. Ces limitations résultent principalement de la rareté des niveaux sédimentaires compétents et de la distribution irrégulière des affleurements, ceci étant dû à la présence de nombreux lacs ainsi qu'aux recouvrements glaciaire et végétal. Pour pallier, au manque de données structurales, nous avons dû recourir fréquemment à la photo-interprétation et à la géophysique (levés magnétiques et électromagnétiques du MERQ, 1984).

## III.2 LES ÉLÉMENTS STRUCTURAUX

Les surfaces de stratification  $S_0$ , sub-horizontales avant la déformation, ont été affectées par une foliation régionale  $S_1$  et par une foliation tardive  $S_2$  généralement observée près des batholites qui délimitent les terrains volcaniques; en un seul endroit, soit au sud du lac Domergue (figure 9, en pochette) avons-nous observé une foliation postérieure à  $S_2$ . Sporadiquement et localement, nous avons pu mesurer les axes des plis mineurs et des linéations d'intersection  $L_1^0$ ,  $L_2^0$ ,  $L_2^1$  et  $L_3^1$ .

III.2.1 La foliation régionale  $S_1$ 

Dans notre région, la stratification est affectée par une foliation régionale  $S_1$  dont l'attitude est variable. Au nord du lac Frotet (figure 9, en pochette), les plans  $S_1$  sont orientés NE-SW (direction générale:  $45^\circ$ ). L'inclinaison des plans  $S_1$  varie généralement entre  $60^\circ$  et  $75^\circ$  vers le NW; elle s'accroît à l'approche des batholites qui forment la limite NW de la ceinture volcanique et aussi près d'une faille importante qui occupe le lac Frotet. Au sud du lac Frotet, l'attitude des plans  $S_1$  varie davantage car ceux-ci ont possiblement été affectés par une ou des déformations subséquentes, toutefois, une composante E-SE (environ  $100^\circ$ ) est dominante au niveau de l'orientation de ces plans; les pendages, sauf près de la limite SE de la carte sont forts mais le sens de l'inclinaison est variable.



Nous avons pu établir que la foliation  $S_1$  est une schistosité de plan axial, principalement, à partir des observations réalisées dans la partie de la région étudiée qui est comprise entre les lacs Régneault et Domergue (figure 9, en pochette). En effet, nous avons pu y observer plusieurs plis mésoscopiques ainsi que la foliation  $S_1$  sur des affleurements de roches sédimentaires (les figures 15, 16, 17, 20, 21 et 22, discutées subséquentement, proviennent de ce secteur). La foliation  $S_1$  est également une schistosité de plan axial pour les rares plis mésoscopiques (moins d'une dizaine) observés ailleurs dans la région (près des lacs Cuvette, Troilus et De Maurès). Bien que, généralement, nous ne disposions pas de données provenant des charnières des plis régionaux, certains de ceux-ci, notamment ceux qui sont situés au nord du lac Frotet (voir p. 29 et suivantes) semblent génétiquement associés à  $S_1$ .

### III.2.2 La foliation tardive $S_2$

Dans notre région, la stratification  $S_0$  et la foliation régionale  $S_1$  sont affectées par endroit, par une foliation tardive,  $S_2$ , d'attitude variable. Cette foliation se présente généralement sous la forme d'un clivage de crénelure (espacement de 1 cm et moins) dont l'espacement varie en fonction de l'intensité de la déformation. Elle est particulièrement bien développée dans les roches situées à proximité des granitoïdes syn- à tardi-tectoniques qui délimitent la bande volcanique. Ceux-ci ont provoqué l'inflexion (plis ouverts) des couches volcaniques et sédimentaires lors de leur mise en place. Nous avons particulièrement bien observé ce phénomène, au nord de la région étudiée, entre les lacs Testard et Troilus (nord). La foliation  $S_2$  est également bien développée au sud de l'intrusion tonalitique qui occupe la partie sud du lac Troilus (figure 9, en pochette). Elle est aussi associée à quelques plis majeurs qui sont situés au sud du lac Frotet et que nous décrirons subséquentement. Il n'est pas démontré que  $S_2$  qui n'est pas observé à la grandeur de la région soit associé à un seul et même épisode déformation.

### III.2.3 Les linéations secondaires

Les linéations secondaires observées sont de deux types:

1. Les axes de pli mesurés dans la charnière des plis mineurs;
2. Les linéations d'intersection.

Les axes de plis ont rarement été mesurés puisque nous avons observé très peu de plis dans la région. La plupart de ces données proviennent des niveaux épíclastiques plissés qui affleurent à l'ouest du lac Domergue (figure 9, en pochette).

Les principales linéations d'intersections sont  $L_1^0$ ,  $L_2^0$  et  $L_1^1$ ,  $L_2^1$  représentant les plus communes. Ces dernières proviennent principalement d'un niveau de volcanoclastites felsiques finement litées qui s'étend au nord du lac Frotet, du lac Châtillon jusqu'au lac Troïlus-nord. Les linéations  $L_1^1$  sont observées surtout dans les volcanites métamorphisées au faciès amphibolite qui forment l'encaissant des batholites qui délimitent la bande volcano-sédimentaire.

### III.3 LES PLIS

Étant donné le peu de données disponibles notamment en ce qui a trait aux polarités, aux linéations secondaires et aux recoupements entre les différents plans primaires et secondaires, nous devons nous limiter, dans les paragraphes qui suivent, à la description générale (traits principaux) des plis majeurs que nous avons reconnu dans la région. Ceux-ci sont décrits suivant un ordre qui n'est pas chronologique. Chaque pli est désigné par une expression alphabétique informelle ( $P_A$ ,  $P_B$ , etc.).

#### III.3.1 $P_A$ - Lac Troïlus-nord

Ce synclinal est déversé vers le sud-est. Il a été reconnu et, sa trace axiale déterminée, à partir des nombreux sommets relevés dans les volcanoclastites et les basaltes qui affleurent dans ce secteur (figure 9, en pochette). Les unités volcaniques qui forment les deux flancs du pli sont les mêmes; elles peuvent être corrélées (Simard, 1985). Ce pli est affecté par une seule foliation  $S_1$ , invariablement parallèle à  $S_0$ . Nous n'avons pu rattacher à ce pli ni pli mineur, ni linéation d'intersection. La charnière du pli, qui affleure peu, est occupée, en partie, par un stock tonalitique, en partie, par une intrusion gabbroïque. Elle a pu être tracée approximativement sur la carte (figure 9, en pochette) à partir d'un levé aéromagnétique réalisé par le ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec (1984).

#### III.3.2 $P_B$ - Lac Frotet

Ce pli (pli-faille) est un anticlinal dont seulement un flanc (NW) est bien exposé. Pour celui-ci, la plus grande partie des nombreuses indications de la polarité des couches ont été obtenues des laves cousinées (pédoncules et cavités de retrait de la lave) et elles indiquent toutes que le sommet des couches est nord-ouest.

Le pli  $P_B$  est défini, entre autres choses, par la relation angulaire qui existe entre  $S_0$  et  $S_1$ . Celle-ci est particulièrement bien exposée dans les tufs finement lités qui affleurent le long du bras nord-est du lac Châtillon (figure 9, en pochette; voir également la figure 37 introduite à la page 74 du chapitre IV). En plan, l'angle formé entre  $S_0$  et  $S_1$  varie entre  $5^\circ$  et  $50^\circ$ : l'angle moyen est

d'environ 25°. Le long du bras nord-est du lac Châtillon, les linéations d'intersection indiquent que l'axe du pli plonge à environ 60° vers le nord (figure 10).

La déformation est plus intense au niveau de la zone axiale du pli occupée par des volcanoclastites (essentiellement des tufs à blocs). La foliation  $S_1$  y est très pénétrante et les blocs volcaniques sont très aplatis (voir la figure 30 introduite à la page 65) dans le sens de la foliation de sorte que le litage primaire n'est plus observé: la détermination des sommets n'est pas possible. A partir des roches du bras nord-est du lac Châtillon dont nous avons discuté précédemment, l'inclinaison des plans  $S_1$  s'accroît progressivement vers le sud-est: les plans  $S_1$  sont subverticaux au nord du lac Frotet et deviennent fortement inclinés vers le sud ou le sud-est au niveau du lac Frotet (figure 9, en pochette). La charnière du pli est intersectée par une faille majeure que nous croyons sub-parallèle à sa trace axiale dont le tracé est approximatif. Nous n'avons pu évaluer les rejets de la faille et nous n'avons pu corrélérer les unités volcaniques qui sont de part et d'autre de la faille.

### III.3.3 $P_C$ - Extrémité orientale du lac Frotet

Ce synforme (possiblement un anticlinal) dont la trace axiale est presque nord-sud a été cartographié par Charles Roy (1983). Il est situé à l'extrémité est du lac Frotet, au voisinage de deux intrusions granitiques, l'une syn- ou tardi-tectonique (à l'est du pli), l'autre post-tectonique (au sud du pli). La foliation  $S_1$  est pénétrante et parallèle à  $S_0$ . La foliation  $S_2$  génétiquement reliée à  $P_C$  n'a été notée qu'en quelques endroits. Nous n'avons pas observé de plis mineurs associés à  $P_C$ . Quelques linéations d'intersection calculées ( $L_1^0$  et  $L_2^1$ ) $_C$  suggèrent que ce pli plonge fortement vers le sud ou vers le sud-est (figure 11).

### II.3.4 $P_D$ - Lac Cuvette

Ce pli isoclinal est un synclinal déversé vers le nord-est. Sa trace axiale S-SE est découpée et déplacée le long de plusieurs failles d'orientation N-NE. Au niveau du lac Cuvette, la zone axiale du pli est occupée par une intrusion granodioritique post-tectonique. La charnière du pli affleure peu; son tracé fut déterminé essentiellement à partir de l'expression géophysique d'un filon-couche ultramafique très important. Nous ne disposons d'aucune donnée structurale pour le secteur situé à l'ouest du lac Cuvette; il n'est pas impossible que la structure étudiée forme un bassin structural.

La foliation régionale  $S_1$  est invariablement parallèle à  $S_0$ . Sporadiquement, dans la charnière du pli, une foliation  $S_2$  E-SE a été notée (figure 12): elle recoupe  $S_0$  et  $S_1$ . Les linéations d'inter-

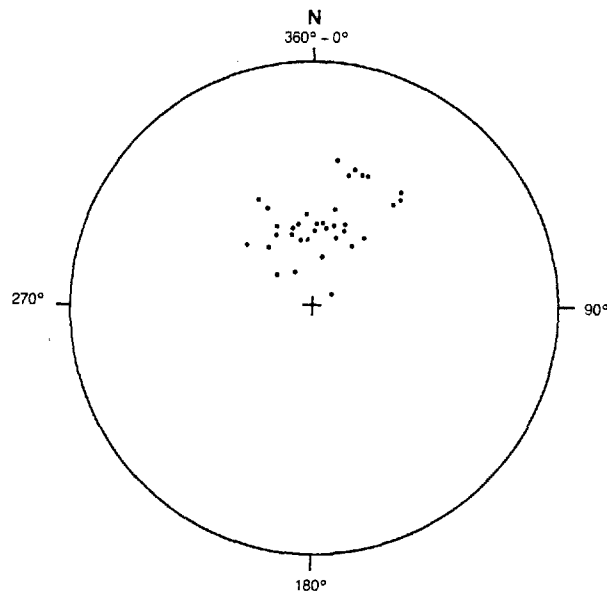


FIGURE 10 - Pli P<sub>B</sub> (lac Frotet): distribution des L<sub>I</sub><sup>Q</sup> (N=35).  
Projection équiaire (hémisphère inférieur)

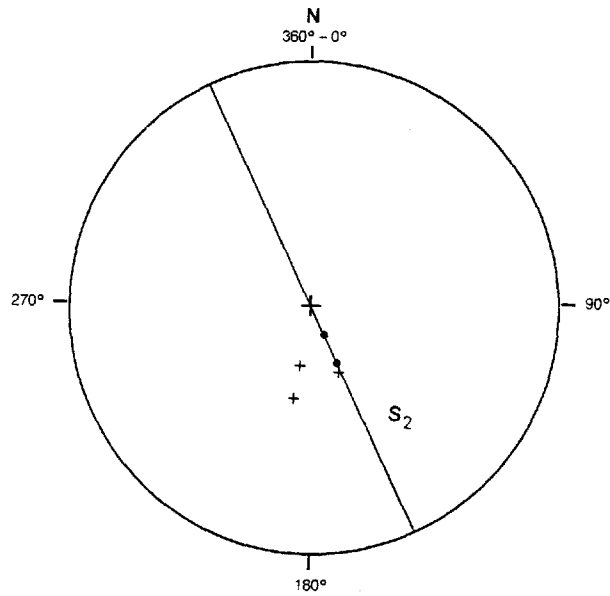


FIGURE 11 - Pli  $P_C$  (partie orientale du lac Frotet): distribution des linéations  $L_2(+)$  et  $L_2(\cdot)$  calculées. Projection équiaire (hémisphère inférieur).

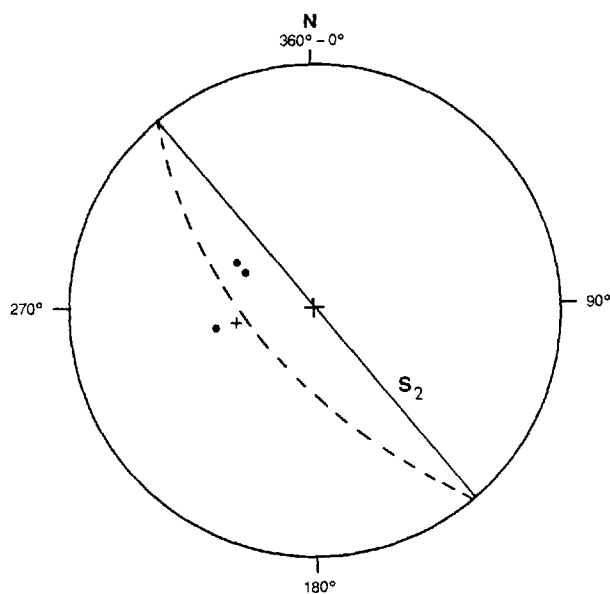


FIGURE 12 - Pli  $P_0$  (lac Cuvette). Distribution des principaux éléments structuraux:  $L_2^0$  (.),  $L_2^1$  (+) et position du plan  $S_2$  moyen. Projection équiaire (hémisphère inférieur).

section calculées à partir de ces plans suggèrent que l'axe du pli probablement associé à  $S_2$  plonge vers le nord-ouest.

### III.3.5 $P_E$ - Lac De Maurès

Un synclinal majeur a été mis en évidence lors du levé géologique de la partie de notre région qui s'étend à l'est du lac De Maurès. Il s'agit d'un pli ouvert associé à  $S_1$  dont la trace axiale est est-ouest et dont l'axe plonge moyennement vers l'ouest (figure 13). La trace axiale du pli est découpée et déplacée à maintes reprises le long de failles nord-est. La zone de charnière affleure particulièrement bien au nord du lac De Maurès d'où proviennent les données de la figure 13. Plus à l'est, à l'approche des batholites granitiques, la charnière du pli est intensément déformée et une deuxième foliation, tardive, d'orientation N-NW est notée parfois.

### III.3.6 $P_F$ et $P_G$ - Lac Domergue

La région comprise entre les lacs Régneault et Domergue est intensément déformée. Cela semble lié à la présence de plusieurs intrusions granitiques. Dans ce secteur, les données structurales sont plus nombreuses à cause de l'affleurement de niveaux sédimentaires (rythmites). En fait, les données structurales proviennent essentiellement des zones a, b, c et d de la carte structurale (figure 14).

Les indications de polarité obtenues lors du levé géologique nous ont permis de positionner la trace axiale du synclinal  $P_E$  associé à la foliation régionale  $S_1$ . La trace axiale est déformée ce qui témoigne d'un épisode de déformation subséquent. Nous avons observé la zone de charnière du pli  $P_E$  au niveau de la zone a (figure 15). Les unités volcaniques et sédimentaires ont été reprises par une deuxième phase de déformation dont les effets sont particulièrement visibles dans les zones b et c (figures 14, 16, 17, 18, 19). Bien que la déformation soit intense et l'attitude de  $S_1$ , variable, nous n'avons pas observé de foliation  $S_2$  au niveau des zones b et c. Au niveau de la zone b (figure 15) des motifs d'interférence en forme de bassins ont été observés (figures 20 et 21). Faute d'affleurements,  $P_G$  a pu être dessiné à partir de données géophysiques, les niveaux de shale graphiteux et pyriteux pouvant être aisément suivis à partir des anomalies "input" (MERQ, 1984). Nous n'avons observé  $S_2$  qu'en un seul endroit, près de la charnière de  $P_G$ . Les données géophysiques suggèrent également que le pli  $P_G$  a été déformé subséquentement, ce qui est confirmé par les données de terrain qui proviennent de la zone d (figure 22) et qui ont fait état de l'existence de  $S_3$ , une foliation très faiblement inclinée.

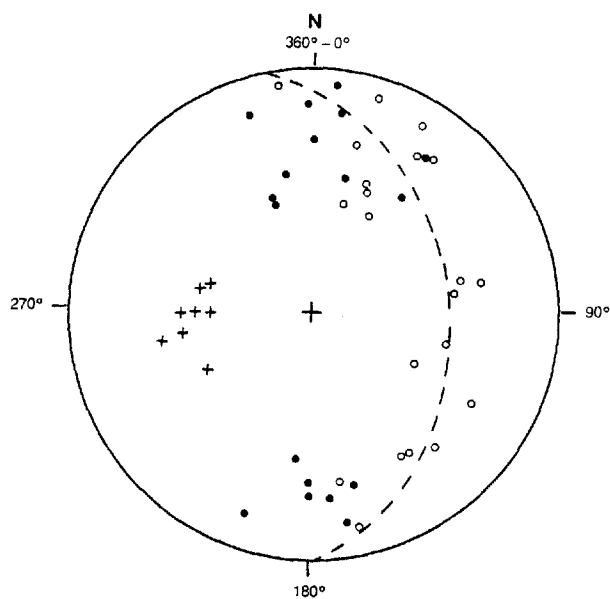


FIGURE 13 - Pli  $P_E$  (lac De Maurès). Distribution des principaux éléments structuraux:  $L_I$  (+), pôles de  $S_0$  (o) et  $S_1$  (.). Projection équiaire (hémisphère inférieur).



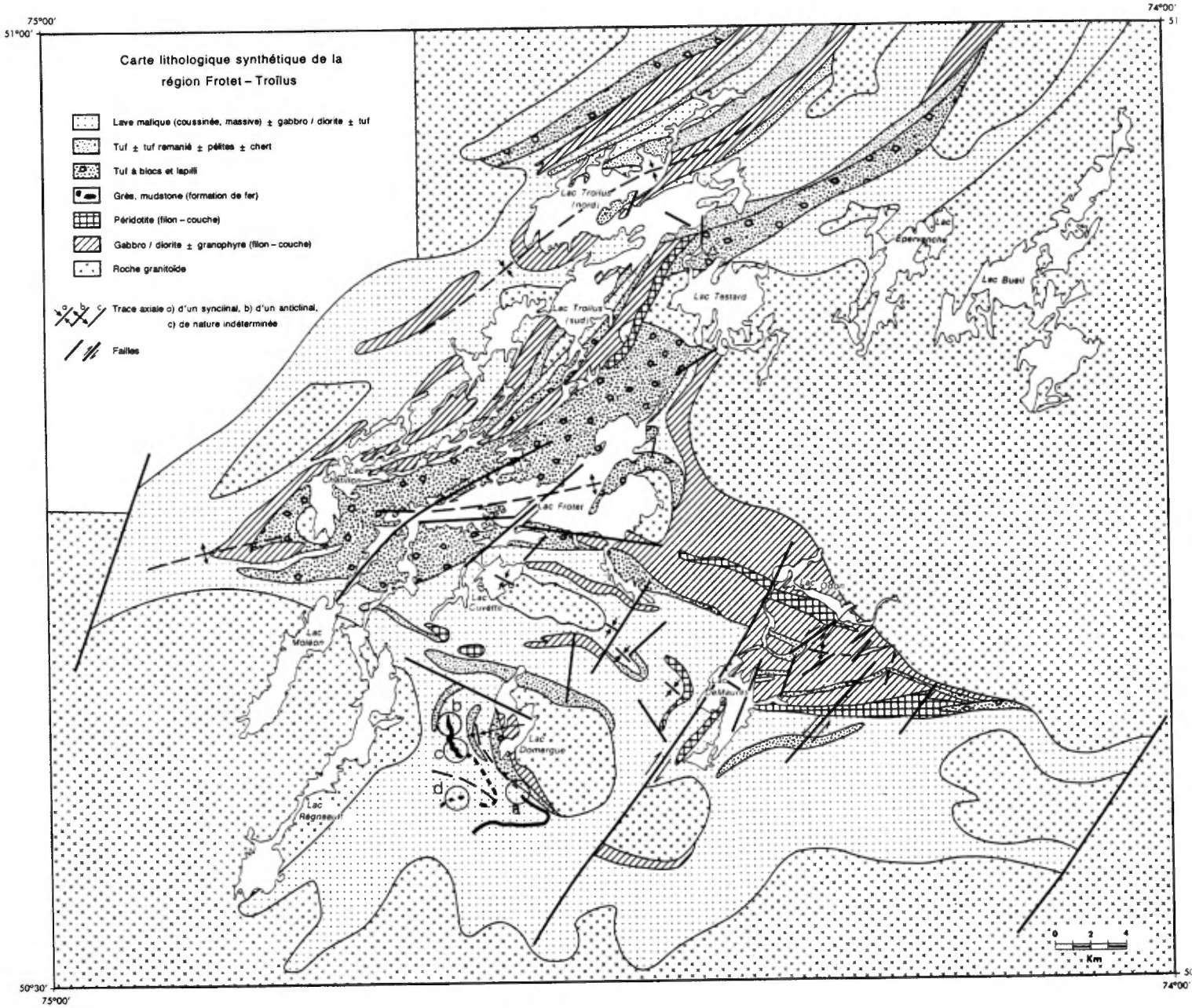
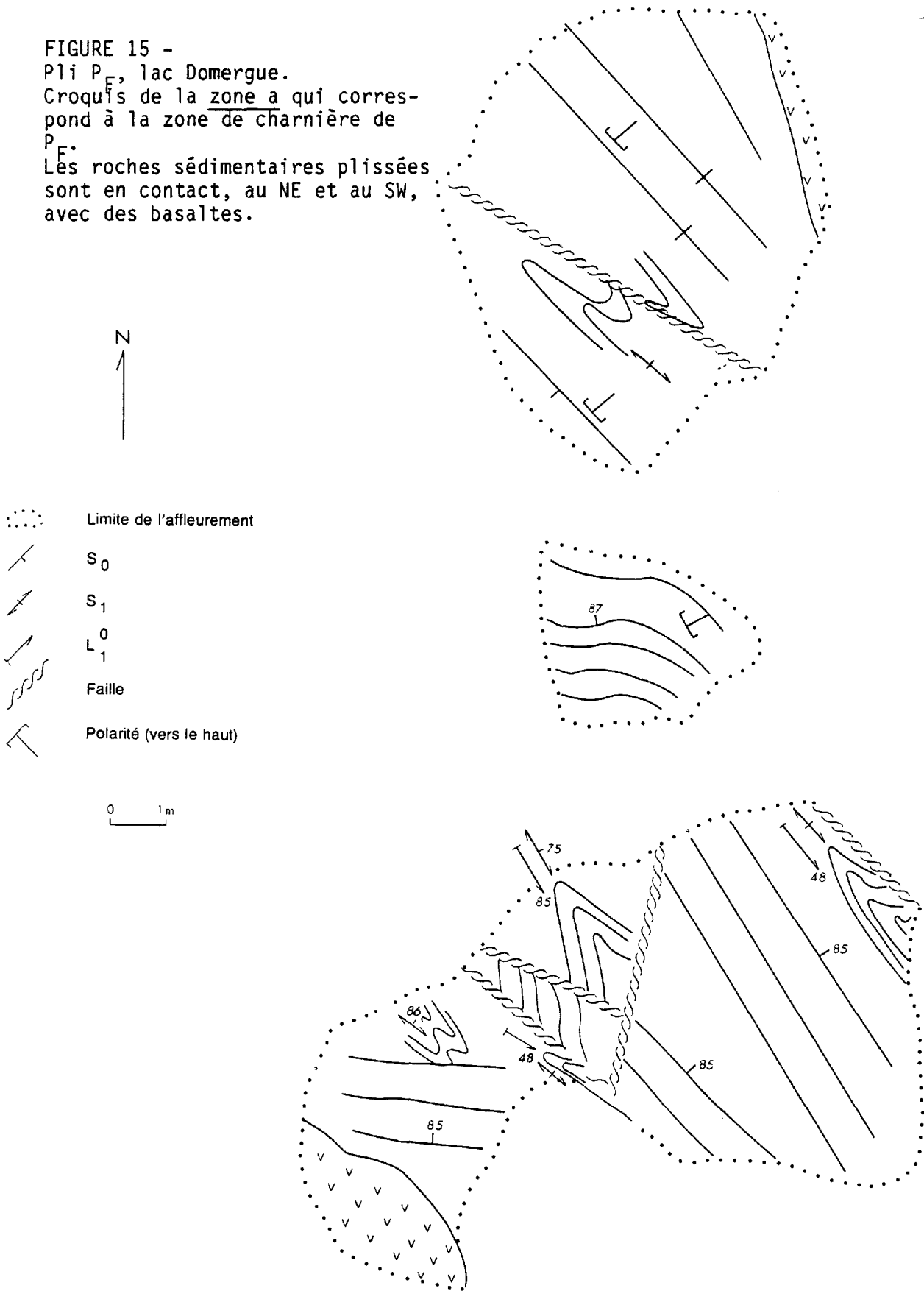


FIGURE 15 -  
 Pli  $P_F$ , lac Domergue.  
 Croquis de la zone a qui correspond à la zone de charnière de  $P_F$ .  
 Les roches sédimentaires plissées sont en contact, au NE et au SW, avec des basaltes.



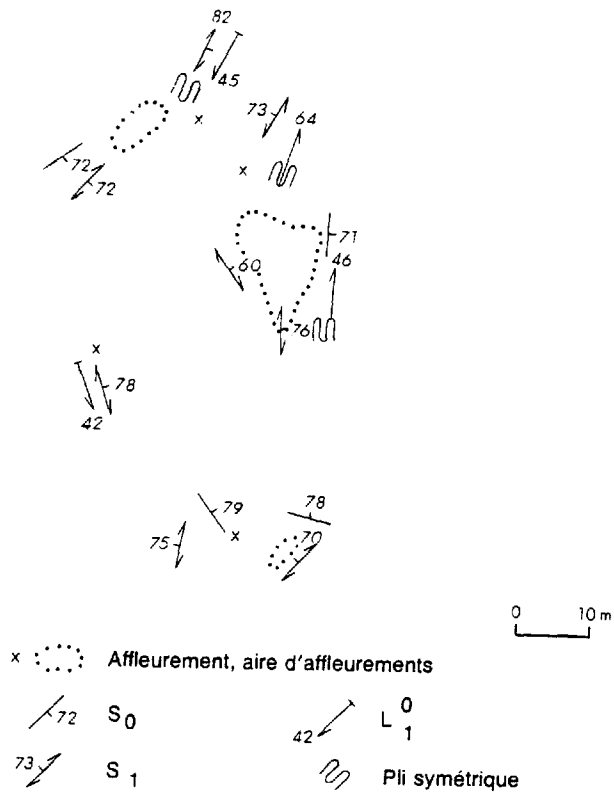


FIGURE 16 - Distribution des affleurements et des éléments structuraux dans la zone b (figure 14) située à l'ouest du lac Domergue.

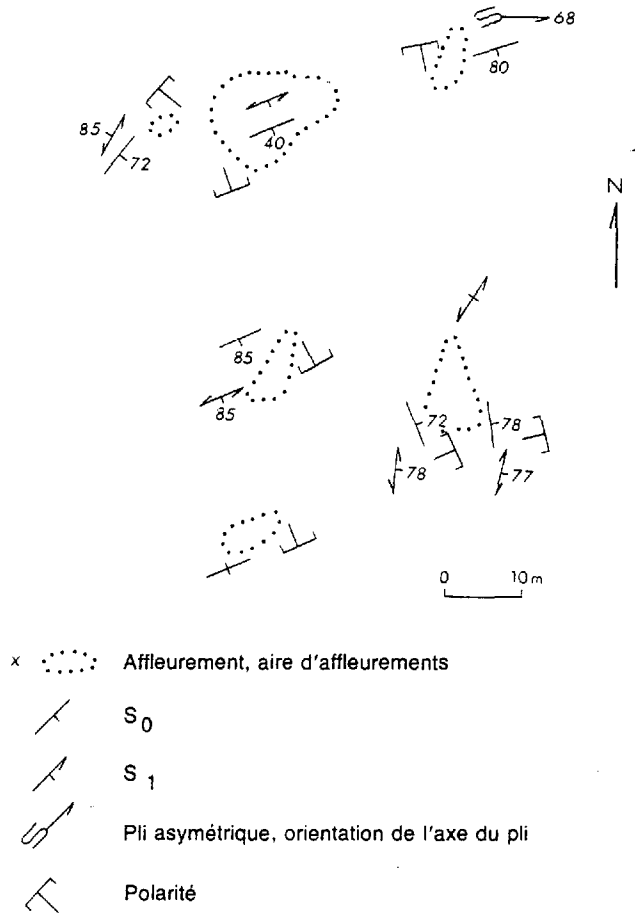


FIGURE 17 - Distribution des affleurements et des éléments structuraux dans la zone c (figure 14) située à l'ouest du lac Domergue.

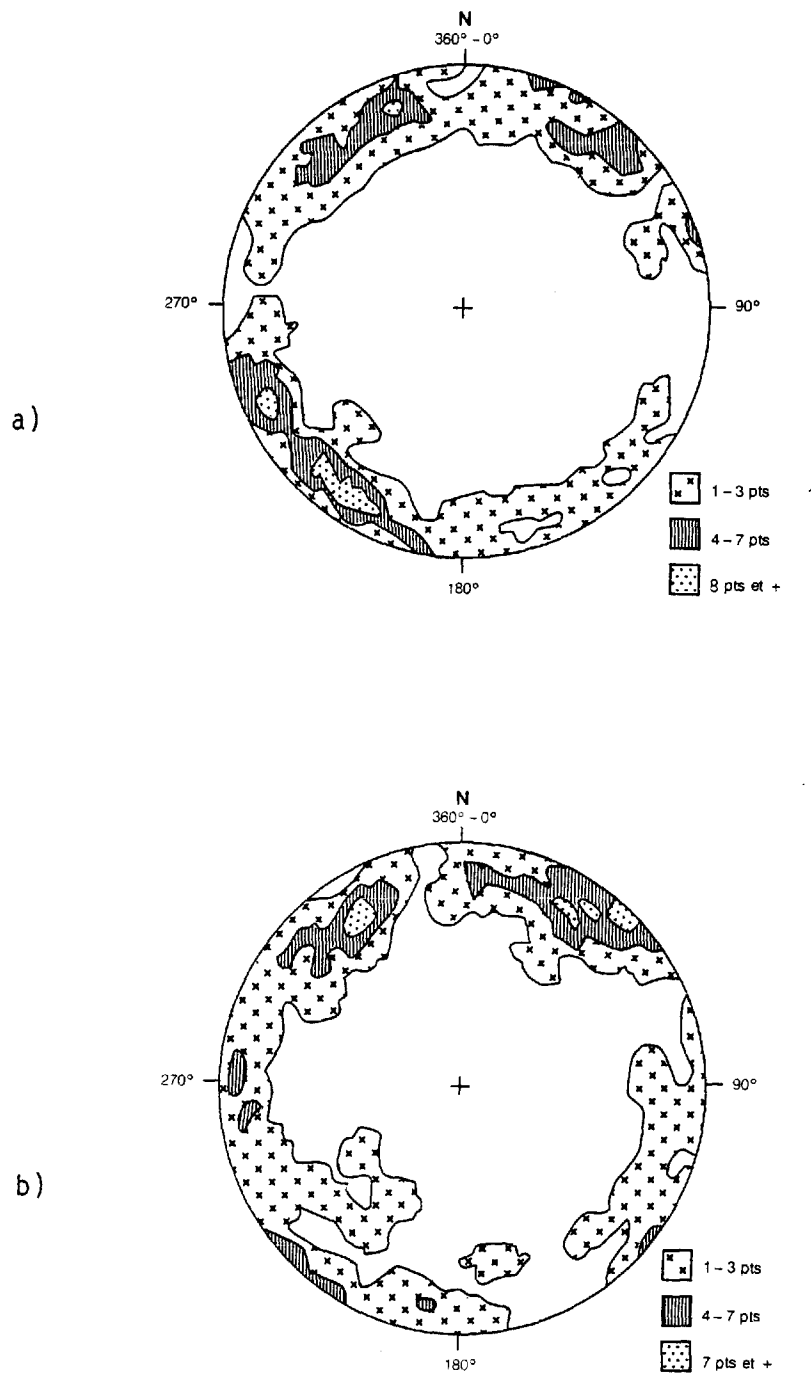


FIGURE 18 - Distribution des pôles de  $S_0$  (18 a) et  $S_1$  (18 b) provenant des roches sédimentaires du lac Domergue (zones b et c de la figure 14). Projection équiaire (hémisphère inférieur).

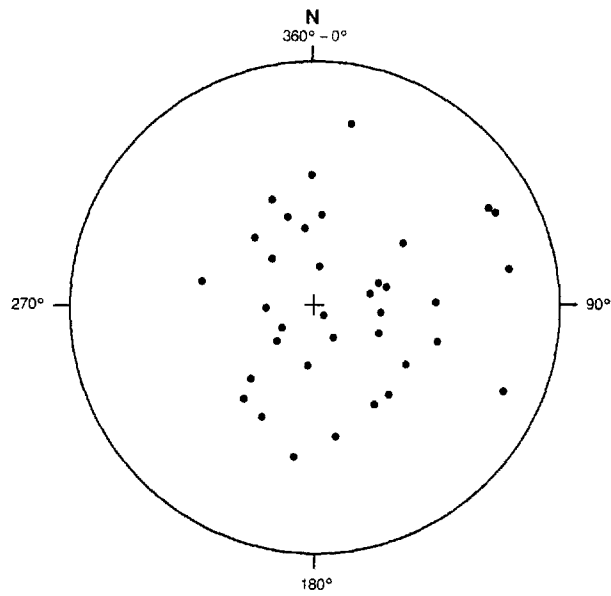


FIGURE 19 - Distribution des  $LQ$  provenant des roches sédimentaires du lac Domergue (zones b et c de la figure 14). Projection équiaire (hémisphère inférieur).



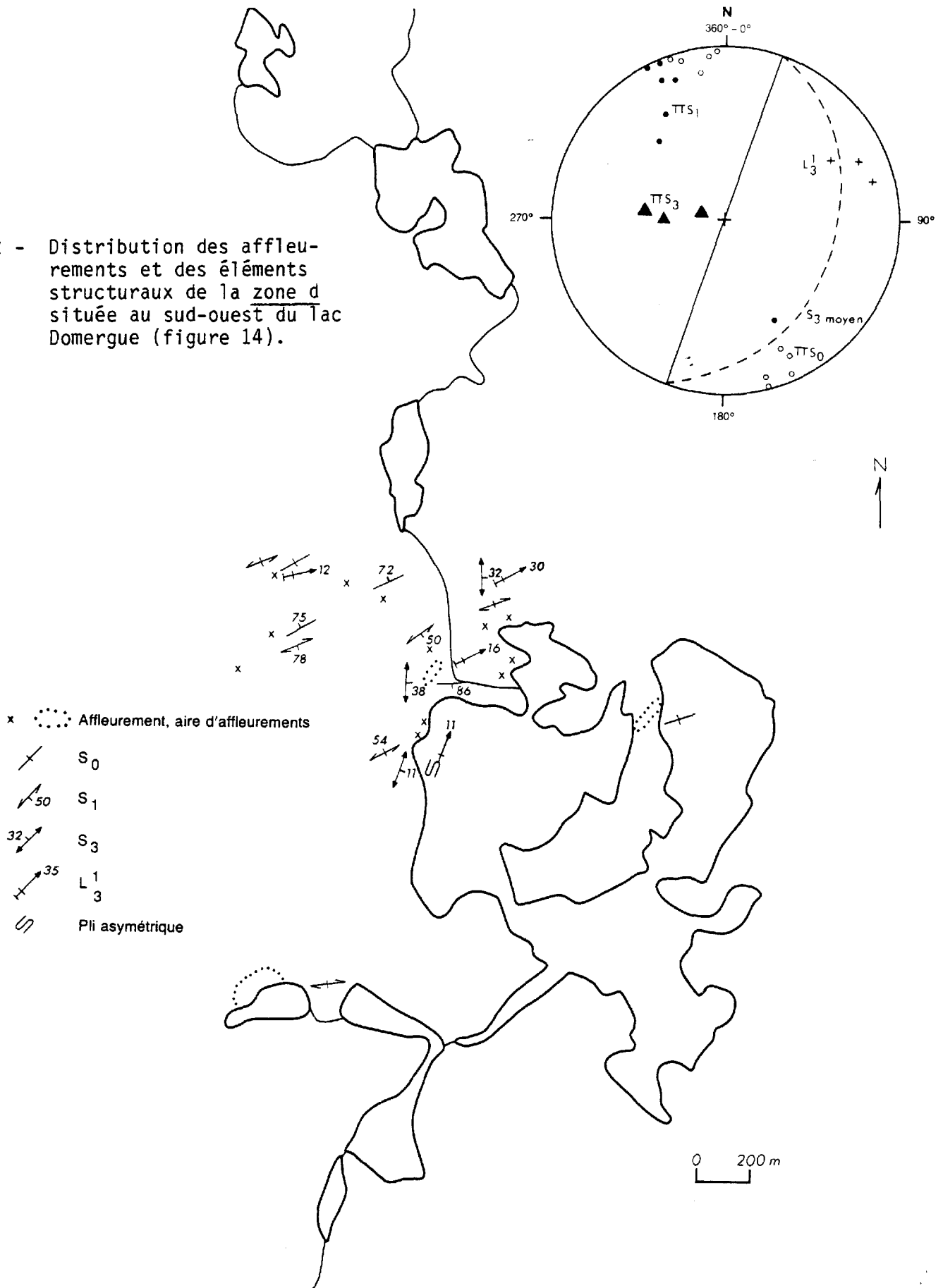
FIGURE 20 - Motif d'interférence observé dans les turbidites de la zone b (figure 14) à l'ouest du lac Domergue.



FIGURE 21 - Motif d'interférence observé dans les turbidites de la zone b (figure 14), à l'ouest du lac Domergue (vue rapprochée).



FIGURE 22 - Distribution des affleurements et des éléments structuraux de la zone d située au sud-ouest du lac Domergue (figure 14).



### III.3.7 Les plis tardifs

Les contacts entre les volcanites de la région Frotet-Troilus et les granitoïdes qui délimitent la bande volcano-sédimentaire sont irréguliers et courbes. Ceci semble causé par la mise en place de batholites syn- à tardi-tectoniques. Les structures générées sont tardives; ce sont des plis ouverts dont on trouve de bons exemples autour des lacs Régneault et Testard. Des plis plus serrés existent peut-être là où les volcanites sont comprimées entre plusieurs intrusions, comme c'est le cas au sud des lacs Domergue et De Maurès (figure 9, en pochette).

En général,  $S_1$  devient plus pénétrante à l'approche des granitoïdes qui délimitent la bande volcano-sédimentaire. En même temps, il y a aplatissement extrême des structures primaires dont l'orientation devient rigoureusement parallèle à  $S_1$ . Nous avons observé, plusieurs fois, dans les laves coussinées, le passage graduel des coussins non déformés, plus ou moins sphériques, aux coussins déformés, tabulaires. Au niveau de la surface d'affleurement, l'axe long de ces derniers mesure quelques mètres alors que l'axe court mesure à peine quelques centimètres. La transition entre coussins non déformés et coussins très déformés s'opère généralement sur une distance d'un kilomètre ou plus. Dans les roches les plus déformées, situées à moins de quelques kilomètres des granitoïdes bordiers, il n'est pas rare d'observer une foliation tardive (clivage de crénelure); l'attitude de ce clivage est très variable régionalement (figure 9, en pochette). Il est, soit perpendiculaire, soit parallèle au contact entre les batholites et les roches volcaniques.

### III.4 LES FAILLES

Les failles, de même que les cassures sont généralement sub-verticales; l'orientation de ces structures et celles des linéaments principaux est schématisée à la figure 23. On y note que les éléments dont l'orientation est NE-SW sont dominants; la plupart ont été observés au sud du lac Frotet et à l'est du lac De Maurès (figure 9 en pochette). La rareté apparente des failles NE-SW au nord du lac Frotet peut être due au fait qu'elles sont parallèles à  $S_0$  et  $S_1$  (failles longitudinales).

Quatre failles majeures ont été reconnues dans la région étudiée (figure 9, en pochette). Elles constituent les limites des secteurs que nous avons dû définir pour les fins de notre étude (voir p. 66). Ces failles sont, dans un ordre qui n'est pas chronologique:

- $F_A$ : une faille d'orientation est-ouest qui suit la rive sud du lac Frotet;

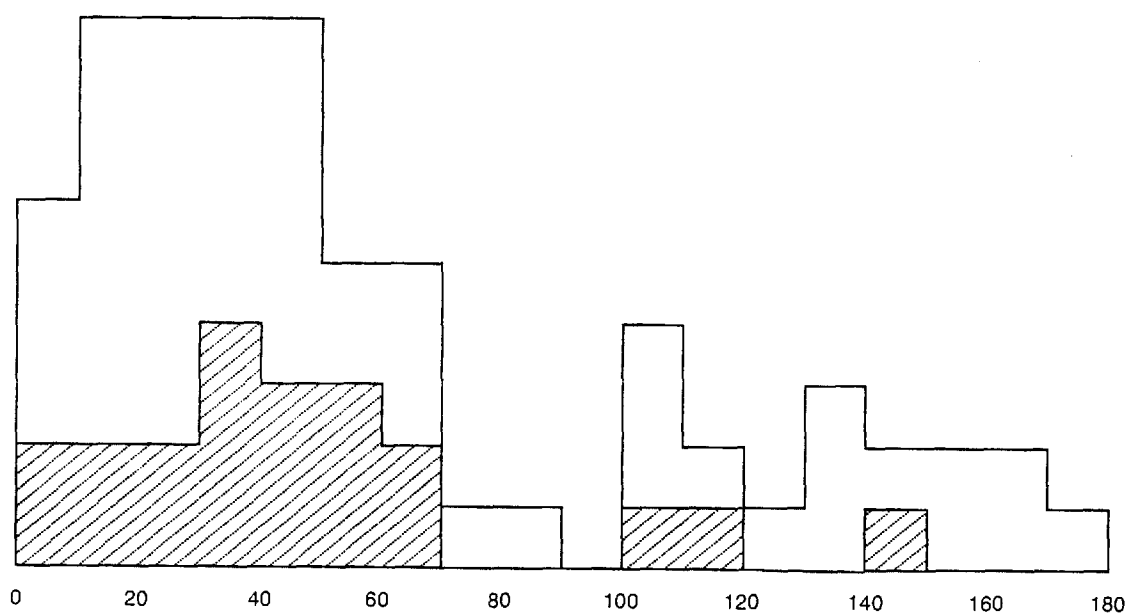


FIGURE 23 - Orientation des failles (en hachuré), des cassures et linéaments principaux dans la région Frotet-Troilus. L'horizontale donne l'orientation (0 à 180°) et la verticale, la quantité de mesures qui varie de 0 à 9.

- $F_B$ : une faille NW-SE qui s'étend entre les lacs Régneault et Domergue;
- $F_C$ : une faille NE-SW qui traverse de bord en bord la bande volcano-sédimentaire et qui longe la rive ouest du lac De Maurès.
- $F_D$ : une faille NE-SW qui suit le lac Moléon et qui intersecte  $F_A$ .

Contrairement à  $F_C$ ,  $F_A$  comme  $F_B$  et  $F_D$  représentent des zones de haute ductilité où tous les éléments structuraux ont tendance à devenir subparallèles aux zones de cisaillement.

#### III.4.1 $F_A$ (Frotet)

Cette faille, qui s'étend sur plus de 17 km, longe la rive sud du lac Frotet: elle recoupe la charnière de l'anticlinal  $P_B$ . Une foliation très pénétrante est-ouest et sub-verticale est associée à la faille: l'attitude de celle-ci diffère peu de celle de la schistosité de plan axial  $S_1$ . Le long de la faille nous avons également noté la présence de veines de quartz ou carbonates, certaines très volumineuses (plusieurs mètres de largeur).

Nous n'avons pu déterminer les rejets faute de niveaux-repères. Par ailleurs, nous n'avons pu établir aucune corrélation lithostratigraphique ni même de corrélation lithogéochimique (voir chapitre V) entre les unités volcaniques qui sont situées de part et d'autre de la faille.

Les cartes aéromagnétiques (MERQ., 1984) indiquent que  $F_A$  est découpée et déplacée par plusieurs failles NE-SW suivant un mouvement apparent qui est dextre. Dans la région de Chibougamau, au sud, la situation est analogue: les failles est-ouest sont précoces et recoupées par des failles nord-est (Daigneault et Allard, 1984).

#### III.4.2 $F_B$ (Régneault et Domergue)

Cette faille qui s'étend sur plus de 7 km marque la limite entre deux secteurs qui possèdent des grains structuraux contrastants. Les unités volcaniques et sédimentaires situées au sud de la faille sont orientées nord-sud alors que celles qui sont localisées au nord de la faille sont orientées NW-SE. Aucune corrélation lithostratigraphique n'est possible entre les unités volcaniques et sédimentaires qui affleurent de part et d'autre de la faille.

Il y a peu d'affleurements le long de la faille de sorte qu'il est difficile de la localiser précisément. Près de la faille, la foliation est très pénétrante: elle est parallèle à  $S_1$  telle qu'elle apparaît au nord de la faille. Faute de niveaux-repères, les rejets n'ont pu être estimés.

#### III.4.3 $F_C$ (De Maurès)

Cette faille nord-est (environ  $40^\circ$ ) s'étend sur plus de 28 km et recoupe la bande volcanique d'un bord à l'autre au niveau du lac De Maurès. Cette faille n'est pas visible sur le terrain par contre, son expression géophysique est très nette. Au sud du lac Odon, nous avons pu déterminer le sens du mouvement apparent de la faille à partir du déplacement d'un niveau-repère (filon-couche ultramafique). A cet endroit, le mouvement apparent est dextre et le décrochement est d'environ 600 m. Plus au sud, à partir du lac De Maurès, toute corrélation entre les unités volcaniques qui sont de part et d'autre de la faille devient impossible.

#### III.4.4 $F_D$ (Moléon)

Cette faille NE-SW (environ  $55^\circ$ ) s'étend sur 15 km ou plus. Elle est postérieure à  $F_A$  et  $P_B$  qu'elle intersecte. Le mouvement apparent de  $F_D$  est dextre et le décrochement apparent de 600 m. Les effets de cette faille sont particulièrement manifestes au niveau des escarpements rocheux qui longent le lac Moléon. Le cisaillement associé à la faille y est tel que la roche originale que nous savons être des tufs à blocs y est méconnaissable. Les roches rubannées où alternent de minces bandes (quelques mm) claires (blocs acides) et sombres (matrice mafique) ressemblent davantage à des tufs qu'à des tufs à blocs, la foliation associée à la faille est sub-verticale et de même attitude que la faille.

### III.5 LES DOMAINES STRUCTURAUX

Nous nous sommes servis des failles principales de la région pour subdiviser celle-ci en quatre secteurs (figure 24). Cette opération a été rendue nécessaire pour la poursuite de notre étude étant donné l'absence de corrélations lithostratigraphiques ou lithogéochimiques entre les empilements rocheux situés de part et d'autre des failles principales. Les empilements rocheux de chaque secteur ayant des caractéristiques structurales qui leurs sont propres (tableau 11) nous pouvons en faire des domaines structuraux.

#### III.5.1 Le domaine de Troïlus

Il est limité au sud par une faille,  $F_A$ , qui traverse le lac Frotet d'est en ouest; les batholites granitiques en constituent les limites nord, ouest et est.

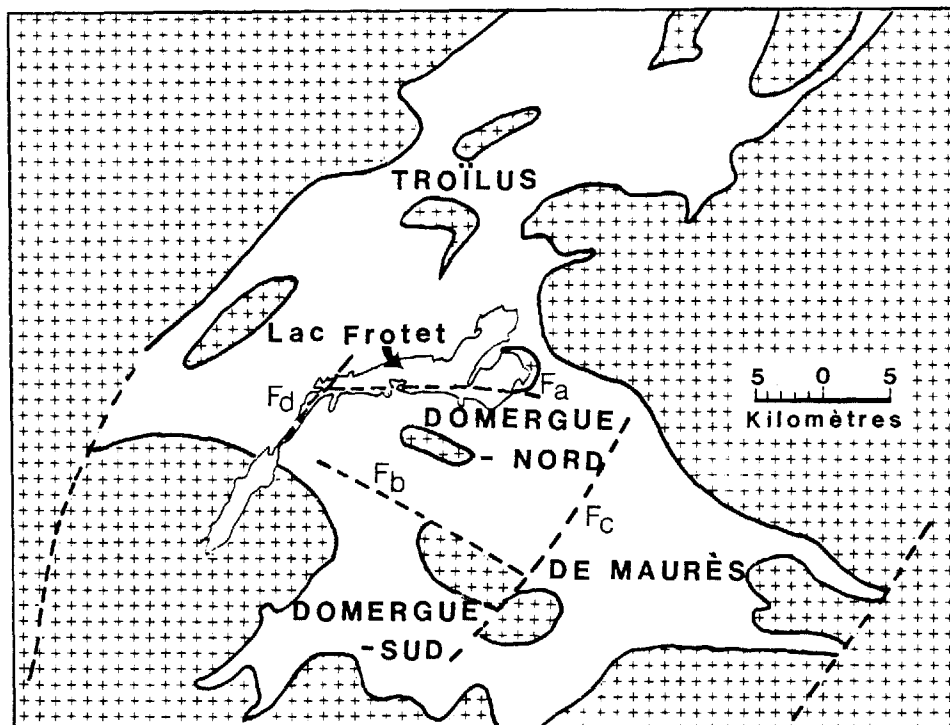


FIGURE 24 - Délimitation grossière des quatre secteurs de la région Frotet-Troilus. Les principales failles soit Fa, Fb, Fc et Fd constituent les limites de ceux-ci

Tableau 11- Principales caractéristiques structurales des secteurs délimités sur la figure 24.

<u>Secteur</u>	<u>Attitude de S<sub>0</sub> et S<sub>1</sub></u>		<u>Nature du pli principal</u>	<u>Orientation de la trace axiale</u>	<u>Direction et plongée de l'axe</u>
	<u>Direction dominante</u>	<u>Pendage</u>			
Troïlus	NE - SW	NW	Synclinal	NE - SW	N, 60°
Domergue-nord	NW - SE	SW	Synclinal	NW - SE	NW, ---
De Maurès .	E - W et NE - SW et	N, S NW, SE	Synclinal	E - W	W, ---
Domergue-sud	Indé-terminée	Indé-terminé	Synclinal	N - NE	Indéterminée

À l'intérieur de ce secteur,  $S_0$  et  $S_1$  sont orientées NE-SW. Ces plans sont généralement sub-parallèles au nord-ouest des lacs Troïlus-nord et Troïlus-sud; au sud de ceux-ci,  $S_1$  recoupe  $S_0$  avec un angle qui varie entre 0 et 50°. Les pendages de  $S_0$  et  $S_1$  sont nord-ouest et varient entre 60 et 70° dans la partie nord-ouest de la région où ils deviennent plus abrupts à l'approche des granitoïdes et au sud, au niveau du lac Frotet où  $S_1$  est incliné vers le sud (65 à 80°). Ce domaine structural est fondamental dans notre étude car on y retrouve bien exposée une séquence homoclinale de volcanites sur laquelle portera l'essentiel de notre étude de la stratigraphie et de la géochimie. Cette séquence, d'une épaisseur approximative de 6000 m s'étend sur plus de 30 km soit du lac Châtillon en allant au-delà du lac Troïlus-nord. La partie sommitale de l'empilement affleure au niveau de la trace axiale du synclinal  $P_A$  (lac Troïlus-nord).

### III.5.2 Le domaine de Domergue-nord

Le domaine Domergue-nord est essentiellement délimité à partir des quatre failles suivantes:

- $F_A$  au nord;
- $F_B$  au sud;
- $F_C$  à l'est;
- $F_D$  à l'ouest.

Ce secteur est occupé par un synclinal majeur mal défini. Les plans  $S_0$  et  $S_1$  sont sub-parallèles; leurs directions sont est-ouest ou sud-est et leurs pendages, sud ou sud-ouest varient autour de 70°.

### III.5.3 Le domaine de De Maurès

Le domaine de De Maurès est limité à l'ouest par  $F_C$  et ailleurs par des batholites granitiques. Il est occupé, dans sa demie nord par un synclinal majeur dont la charnière est très déformée à proximité des granitoïdes. La demie sud du secteur est métamorphisée au faciès amphibolite et elle est très déformée; nous connaissons peu de choses de sa structure notamment à cause de l'absence d'horizons-repères.

Les plans  $S_0$  et  $S_1$  sont généralement parallèles sauf dans la charnière des plis mineurs associés à  $P_E$ . La direction générale de ces plans est est ou nord-est; les pendages sont assez forts, dans un sens ou dans l'autre. Au sud du pli  $P_E$  et à proximité des granitoïdes l'inclinaison des plans  $S_1$ , est faible (30° ou moins) et aucun plan  $S_0$  n'a été levé. Dans les granitoïdes bordiers situés au



sud de la bande volcanique, l'inclinaison de la foliation est également faible variant entre 25 et 40°.

#### III.5.4 Le domaine de Domergue-sud

Ce domaine est limité au nord par la faille  $F_B$ , à l'est par la faille  $F_C$ , à l'ouest et au sud, par des batholites granitiques. Les roches de ce secteur sont intensément déformées; nous y avons reconnu les effets de trois phases de déformation. Les plans  $S_0$  et  $S_1$  sont généralement sub-parallèles sauf dans les charnières des plis mineurs associées à  $P_F$ . L'attitude de ces plans est très variable quoique les pendages soient toujours assez forts. Les plans  $S_2$  sont très rarement observés même si les plans  $S_1$  peuvent être plissés (figures 16, 18b). Les plans  $S_3$ , faiblement inclinés vers l'est, ont été observés dans une aire restreinte, au sud de la région (figure 22).

#### III.6 RÉSUMÉ ET IMPLICATIONS DE L'ÉTUDE STRUCTURALE

La région Frotet-Troïlus est caractérisée par la présence d'une foliation régionale  $S_1$  dont l'attitude est variable. Elle est généralement sub-parallèle à  $S_0$  bien qu'elle recoupe  $S_0$  au niveau des charnières de certains plis ( $P_E$ ,  $P_F$ ). Par ailleurs, nous avons observé le flanc d'un pli ( $P_D$ ) recoupé par  $S_1$ .

Plusieurs plis majeurs ont été reconnus dans la région étudiée. Certains de ces plis sont associés à  $S_1$  ( $P_B$ ,  $P_E$ ,  $P_F$ ) d'autres pourraient avoir été générés lors d'un épisode de déformation subséquent ( $P_A?$ ,  $P_C$ ,  $P_D$ ,  $P_G$ ).

Les principales failles sont orientées NE-SW (les plus fréquentes) ou E-O. Quatre failles majeures ont été reconnues dans la région; leurs rejets réels n'ont pu être évalués. Elles marquent la limite entre des blocs rocheux qui présentent des caractéristiques structurales différentes.

Pour les fins de notre étude, nous avons subdivisé la région étudiée en quatre secteurs ou domaines principaux. La limite de ceux-ci est donnée par des failles majeures ou des batholites granitiques. A cause d'une connaissance insuffisante de la géologie structurale des secteurs "Domergue-nord", "Domergue-sud" et "De Maurès", il nous apparaît impossible d'y établir des colonnes stratigraphiques. Par ailleurs, nous avons défini une séquence homoclinale épaisse et continue à l'intérieur du secteur "Troïlus".

Compte tenu des limites qui nous sont imposées par notre connaissance fragmentaire de la géologie structurale de la région étudiée, nous avons d'abord porté notre étude (stratigraphie, volcanisme, géochimie) sur les roches qui forment la séquence homoclinale du lac

Troïlus. Nous avons complété notre recherche, sous certaines aspects, en considérant les données qui proviennent des secteurs Domergue-nord et Domergue-sud. Il y a très peu de références aux roches du secteur De Maurès celui-ci ayant été cartographié en 1983 et l'étude des roches pas encore complétée.

Les roches qui forment l'encaissant des batholites granitiques qui délimitent la bande volcano-sédimentaire sont métamorphisées au faciès amphibolite et très déformées; les structures primaires sont obliérées. Pour ces raisons, ces roches doivent être nécessairement exclues de la partie de notre recherche qui porte sur la stratigraphie et la géochimie.

## CHAPITRE IV

### LITHOSTRATIGRAPHIE

#### IV. 1 INTRODUCTION

Les formations géologiques étudiées dans ce chapitre sont décrites selon les recommandations du Guide international de stratigraphie (1979) qui a été préparé par la sous-commission internationale de classification stratigraphique (I.S.S.C.).

Les principales difficultés rencontrées dans notre étude stratigraphique sont les suivantes:

1. Les roches intrusives syn-volcaniques représentent un pourcentage élevé de la surface cartographiée. Les filons-couches s'introduisent le long de l'interface entre les différentes couches géologiques et font disparaître les contacts.
2. La répartition des affleurements est irrégulière. De grandes surfaces rocheuses sont recouvertes par l'eau, les dépôts glaciaires et le tapis végétal.

Les descriptions lithostratigraphiques ne permettent pas de distinguer aisément, sur le terrain, certaines formations. Nous avons aplani cette difficulté grâce à la chimico-stratigraphie qui est traitée dans le chapitre suivant. Dans un premier temps, nous avons exclu les roches intrusives de la discussion, y compris les filons-couches; nous discuterons de leur position stratigraphique à la fin du chapitre.

L'étude structurale de la région nous a permis de distinguer quatre secteurs distincts séparés par des failles majeures. C'est à partir de ceux-ci que nous avons pu établir les principales divisions stratigraphiques:

<u>Secteur</u>	<u>Domaine structural</u>	<u>Ensemble stratigraphique</u>
1. Lac Domergue	Domergue-sud	Complexe de Domergue-sud
2. Lac Cuvette	Domergue-nord	Complexe de Domergue-nord
3. Lac Troïlus	Troïlus	Groupe de Troïlus
4. Lac De Maurès	De Maurès	Complexe de De Maurès

Notre connaissance de la structure des empilements rocheux des secteurs des lacs Domergue, Cuvette et De Maurès étant insuffisante, nous en faisons, en accord avec le guide stratigraphique international, des complexes.

La séquence de roches à polarité normale (sommets orientés vers le nord-ouest) qui s'étend entre les lacs Châtillon et Troïlus nous a permis de définir six formations réunies dans le groupe de Troïlus. Ces différentes formations sont représentées dans la colonne stratigraphique synthétique de la figure 25, qui a été réalisée à partir de plusieurs coupes.

## IV.2 LE GROUPE DE TROÏLUS

### IV.2.1 La formation d'Odon

Dans le groupe de Troïlus, la formation la plus ancienne est la formation d'Odon qui est constituée essentiellement de laves variolitiques coussinées; on y trouve également quelques minces niveaux de tuf leucocrate laminé (Roy, 1983 et 1986).

La localité-type se trouve à l'extrémité nord-est du lac Frotet (figure 26 en pochette et figure 27; pour la signification des symboles structuraux de la figure 27 et des figures suivantes référer aux figures 9 et 15 ou aux rapports dont elles sont tirées). Ni le contact inférieur ni le contact supérieur ne sont observés à cet endroit cependant, les roches y sont très peu déformées. En effet, plus d'une trentaine de sommets stratigraphiques y ont été déterminés à partir des pédoncules des coussins et/ou de cavités observées dans la partie supérieure des coussins; invariablement les sommets sont nord-ouest ce qui constitue la caractéristique principale des unités qui forment la séquence homoclinale du lac Troïlus. La formation d'Odon a une épaisseur minimale de 200 mètres. Au nord-ouest et stratigraphiquement au-dessus de la formation d'Odon on retrouve des volcanoclastites, notamment des tufs à blocs; au sud-est affleurent des gabbros.

Les laves de la formation d'Odon sont des basaltes dont le pourcentage de MgO varie entre 11% et 13% alors que les tufs leucocrates sont plutôt de composition acide (Roy, 1983, 1986).

### IV.2.2 La formation de Frotet

La formation de Frotet est formée surtout de roches volcanoclastiques, les principales lithologies étant les suivantes:

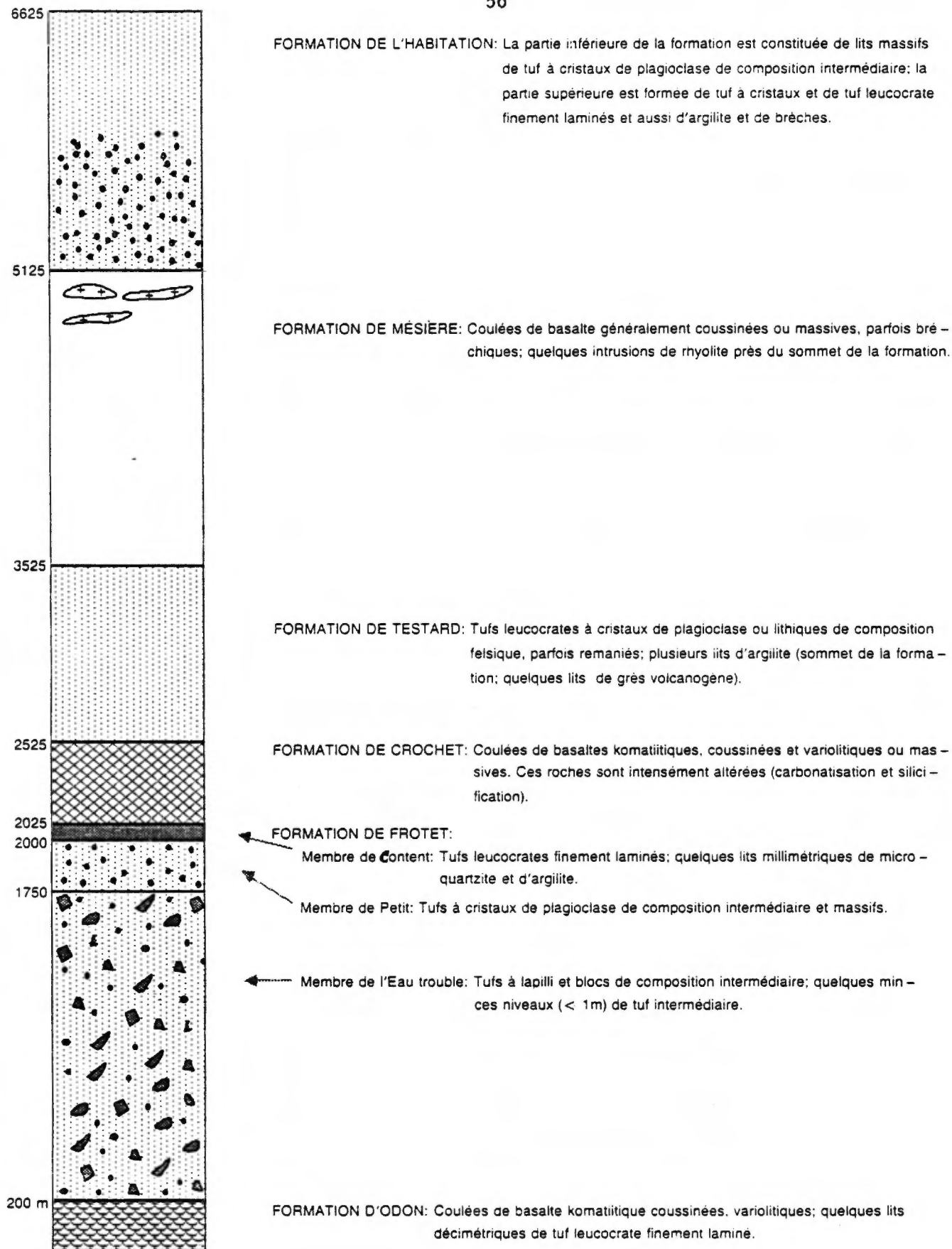


FIGURE 25 - Colonne stratigraphique synthétique du groupe de Troilus.

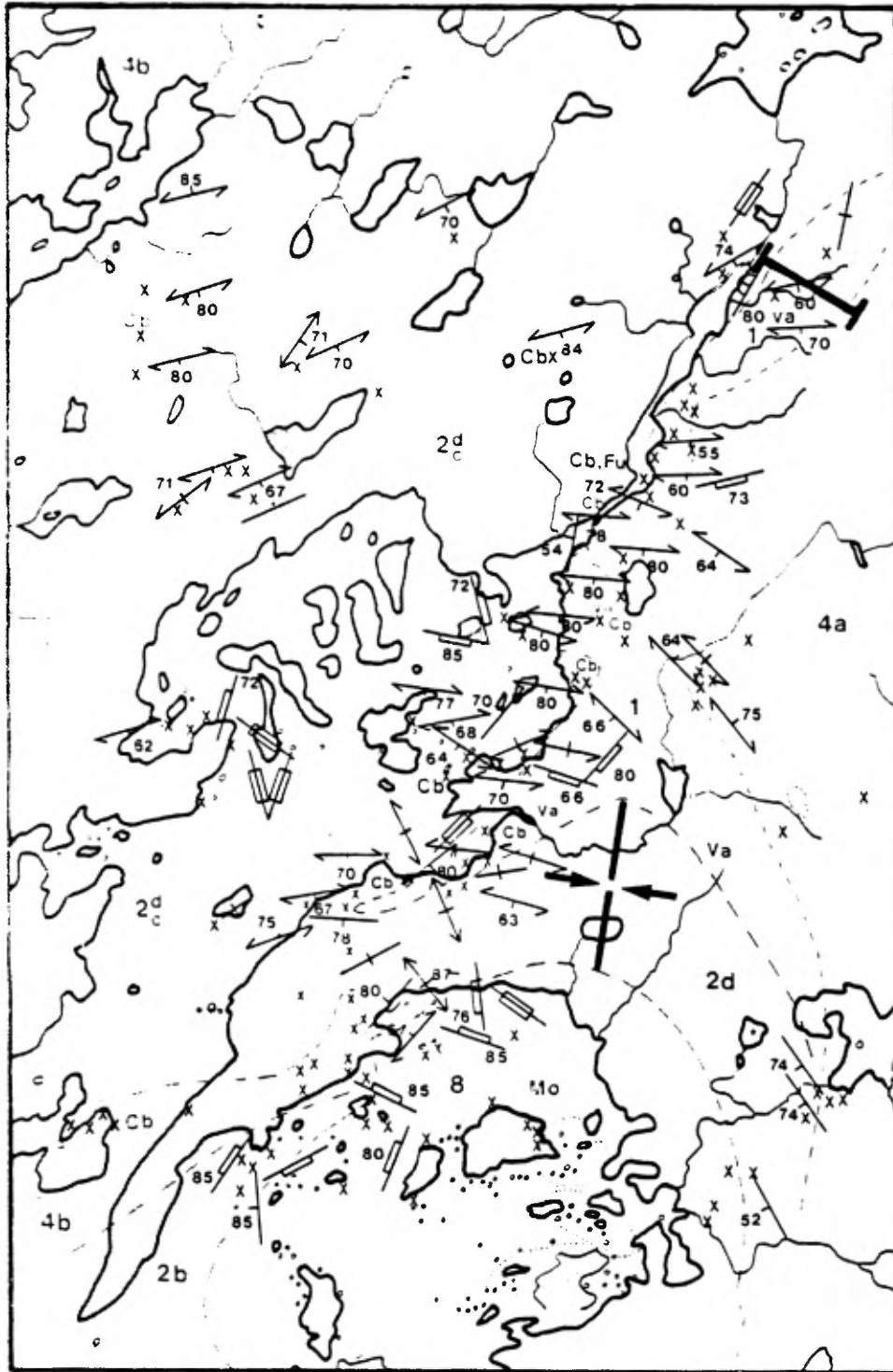


FIGURE 27 - FORMATION D'ODON, LOCALISATION DU STRATOTYPE

Carte au 1:50 000 tirée du DP 83-24 (Charles Roy, 1983)

(1 - basalte komatiitique; 2b, 2c, 2d - volcanoclastites;  
4b - gabbro; 8 - granodiorite)

1. Les tufs à lapilli et blocs. Les fragments de composition acide sont anguleux à sub-anguleux et ils baignent dans une matrice de composition plus mafique (tableau 12).
2. Les tufs à cristaux. Généralement de composition intermédiaire (tableau 13), ils contiennent une importante fraction de cristaux de plagioclase (plus de 20% d'après le tableau 14).
3. Les tufs leucocrates. Ces tufs microcristallins sont constitués essentiellement de quartz et plagioclase. Les lits, finement laminés, peuvent alterner avec des lits sédimentaires d'origine épicrostique ou chimique (mudstone, chert).

La formation de Frotet s'étend sur au moins 50 km soit du lac Châtillon jusqu'au 51<sup>e</sup> parallèle nord. La localité-type se trouve au nord du lac Frotet et à l'est de la partie sud du lac Troilus (figure 26 en pochette, 28 et 29). Les roches volcanoclastiques sont souvent déformées; la déformation se manifeste généralement par l'applatissage des blocs qui peut être extrême, la roche montrant alors un pseudo-litage. Il se peut que certaines des unités qui constituent la formation de Frotet soient plissées ou faillées notamment au voisinage du lac Frotet. Nous évaluons l'épaisseur de la formation à environ 2 000 mètres.

La plupart des dépôts volcanoclastiques de la formation de Frotet présentent les caractéristiques suivantes:

1. Ils sont volumineux surtout à cause de la continuité latérale des unités (plusieurs dizaines de kilomètres).
2. Ils sont pourvus de structures syngénétiques: grano-classement, stratification, laminations.
3. Les dépôts de cendres comportent une importante fraction de cristaux de plagioclase plus ou moins brisés. Les éléments vitreux ont été totalement remplacés par des agrégats microcristallins constitués de quartz et plagioclase.
4. Les blocs sont porphyriques à plagioclase; les phénocristaux sont de taille et de concentration variables.
5. Il n'existe pas de faciès de transition permettant de supposer un lien génétique entre les volcanoclastites et les laves massives associées; l'absence de lien génétique sera confirmée au chapitre qui porte sur la géochimie des roches.

Les points 1, 2 et 5 permettent d'exclure une origine auto-clastique pour les dépôts étudiés. Parce que nous favorisons plutôt

TABLEAU 12 Composition des tufs à blocs du membre de l'Eau trouble, formation de Frotet. Pour chaque échantillon, la colonne de gauche donne la composition des fragments (F) et celle de droite, la composition de la matrice (M).

	79-284-16		79-284-14		79-333-3	
	F	M	F	M	F	M
SiO <sub>2</sub>	71,24	56,60	70,90	55,01	62,57	48,54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,02	20,17	14,45	17,75	18,76	10,72
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,06	1,66	1,08	2,08	0,85	0,61
FeO	1,00	4,31	0,80	5,18	2,32	4,98
MgO	1,29	4,35	1,28	5,00	1,96	5,62
CaO	4,05	3,64	5,01	5,88	4,70	13,07
Na <sub>2</sub> O	4,52	4,91	4,24	3,87	5,22	3,65
K <sub>2</sub> O	0,55	1,91	0,39	1,69	1,09	0,64
TiO <sub>2</sub>	0,51	0,54	0,59	0,68	0,68	0,42
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	0,14	0,19	0,20	0,27	0,18
H <sub>2</sub> O	0,00	0,97	0,00	1,65	0,44	2,75
CO <sub>2</sub>	<u>0,14</u>	<u>0,15</u>	<u>0,33</u>	<u>0,36</u>	<u>0,73</u>	<u>9,01</u>
TOTAL	99,53	99,35	99,26	99,35	99,59	100,19



TABLEAU 13 - Composition chimique des tufs.

- 81- 4-13 Tuf à cristaux de composition intermédiaire; membre de Petit, formation de Frotet  
 81- 2-12 Tuf leucocrate (altéré - chloritisé); membre de Content, formation de Frotet  
 81-21- 8 Tuf leucocrate; formation de Testard  
 80-950-9 Lave à texture trachytique; membre d'Or, formation de Frotet

	81-4-13	81-2-12	81-21-8	80-950-9
	%	%	%	%
SiO <sub>2</sub>	63,8	60,8	69,8	63,64
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,6	11,7	15,7	15,12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,33	1,35	0,97	1,02
FeO	3,83	3,89	0,42	3,98
MgO	3,40	5,80	0,78	2,96
CaO	3,92	5,81	1,58	3,39
Na <sub>2</sub> O	4,03	1,84	3,08	5,60
K <sub>2</sub> O	0,15	0,81	3,80	0,32
TiO <sub>2</sub>	0,58	0,38	0,56	0,63
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,16	0,14	0,36	0,16
S	0,03	0,02	0,18	0,00
PAF	2,44	7,52	2,49	3,27

TABLEAU 14 - Analyse modale (%) des tufs felsiques et intermédiaires (1000 points pour chaque échantillon).

- 81- 3-8 : tuf leucocrate du complexe de Domergue-sud  
 80-830-13: tuf leucocrate du sommet de la formation de Testard.  
 81-4-13 : tuf à cristaux intermédiaire du membre de Petit (formation de Frotet).  
 81-39-12 : matrice des tufs à lapillili et blocs du membre de l'Eau trouble (formation de Frotet).

	PHÉNOCRISTAUX			MATRICE RECRISTALLISÉE
	Plagioclase	Quartz	Minéraux ferro-magnésiens (primaires)	
81-3-8	43	----	----	57
80-830-13	32	tr	----	68
81-4-13	21	----	----	79
81-39-12	34	----	8	58

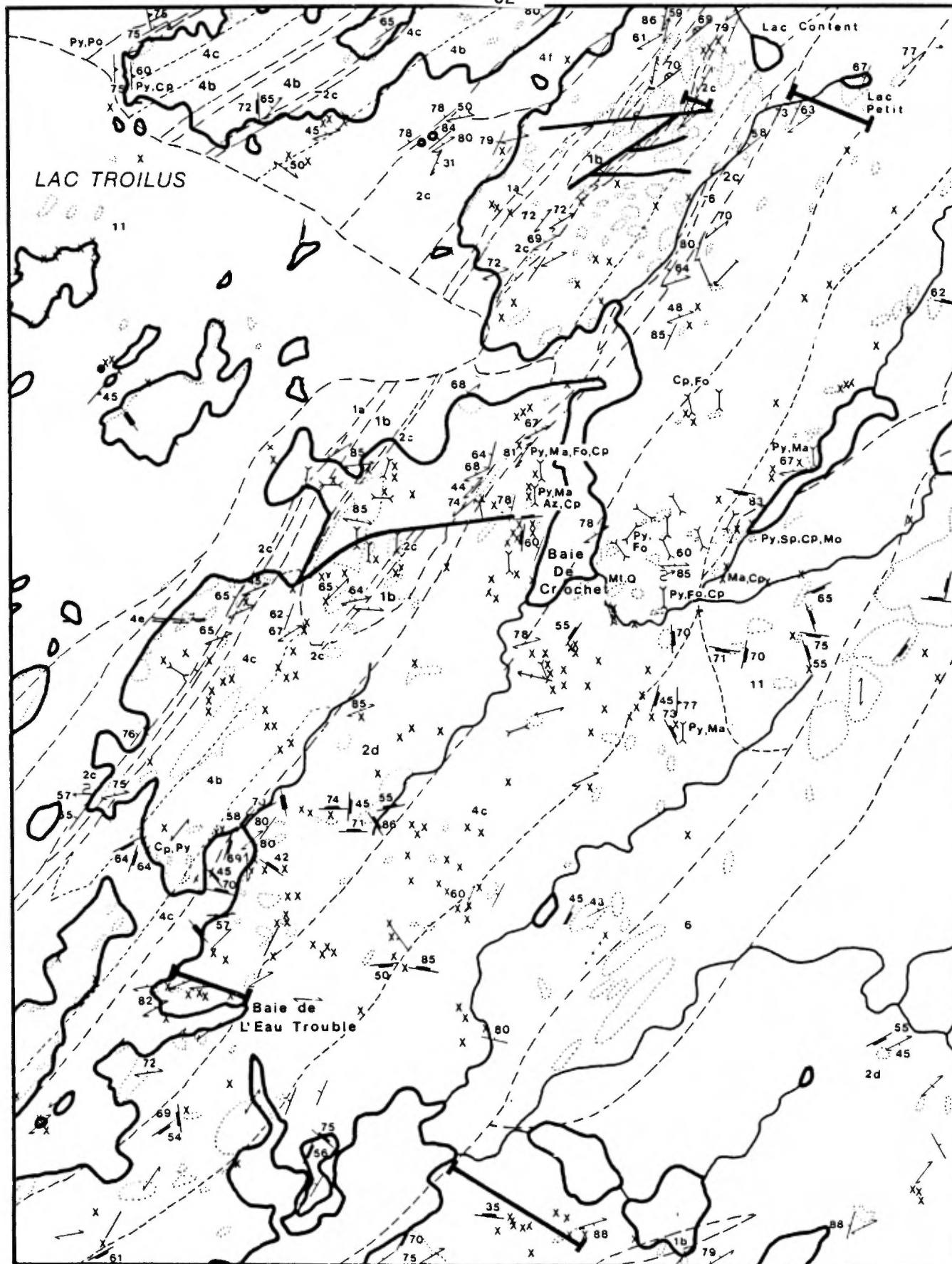


FIGURE 28 - FORMATION DE FROTET, COUPES - TYPES

Carte au 1:20 000 tirée du DP 843 (A. Simard, 1981a)

(1a, 1b - basalte; 2c, 2d - volcanoclastites; 4e, 4f - rhyolite porphyrique; 6 - périclode; 11 - tonalite)

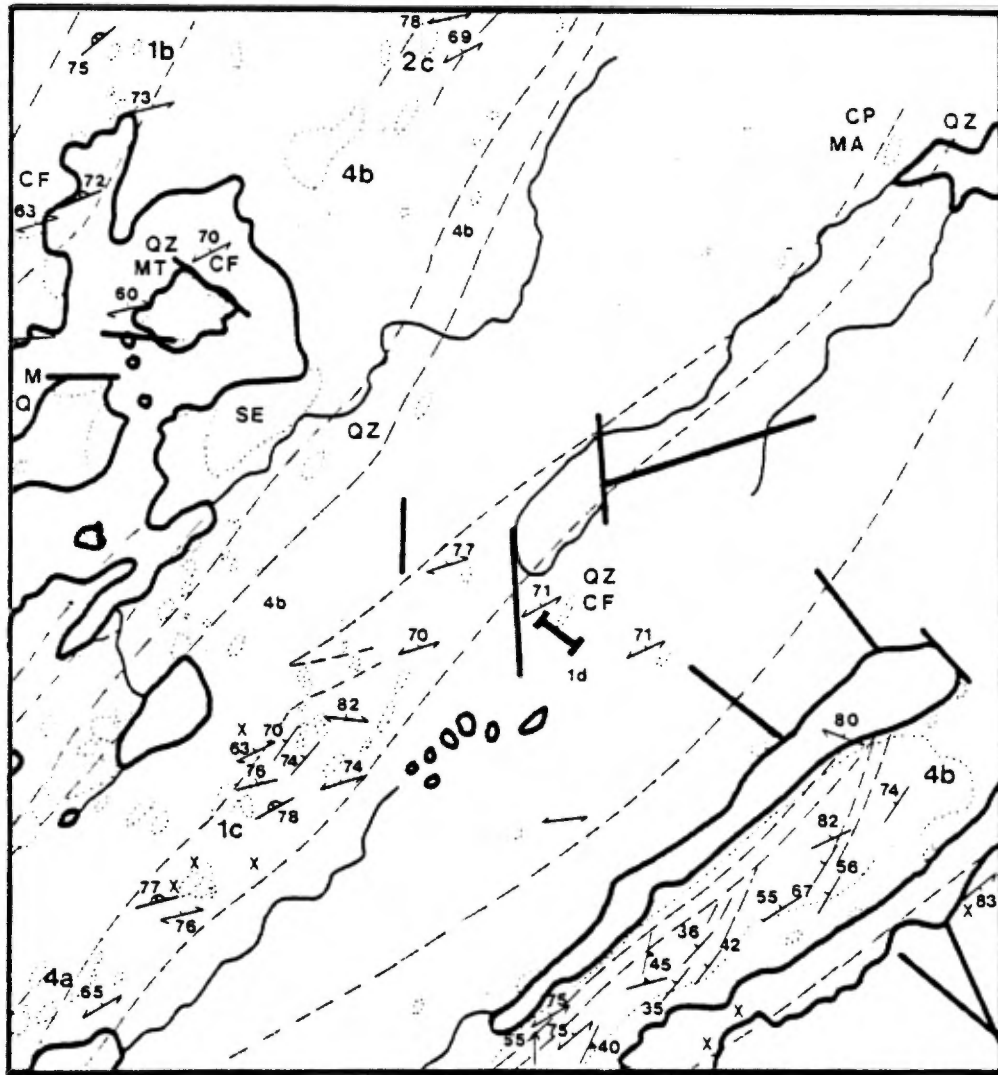


FIGURE 29 - MEMBRE D'OR, FORMATION DE FROTET, COUPE - TYPE

Carte au 1:20 000 tirée du DP 850 (A. Simard, 1981b)

(1b, 1c - basalte; 1d - dacite; 4b - gabbro)

une origine pyroclastique primaire et/ou secondaire pour ces dépôts, notamment à cause de leurs caractéristiques texturales et structurales et de par la nature des fragments, nous avons utilisé la classification de Fisher (1966) pour les nommer.

La formation de Frotet comprend quatre membres:

#### IV.2.2.1

Le membre de l'Eau trouble forme l'unité basale. Il s'agit du membre le plus important car il est le plus épais (1750 m) de plus, il affleure sur toute l'étendue de la formation. Ce membre est formé essentiellement de tufs à lapilli et blocs contenant de 5 à 50% de blocs. Les blocs felsiques et leucocrates sont porphyriques ou micro-porphyriques et contiennent plus de 20% de phénocristaux, généralement des plagioclases. Ces blocs baignent dans une matrice de cendres recristallisées, vert foncé, chloriteuse et qui contient souvent des carbonates.

La déformation se manifeste par l'aplatissement prononcé des blocs (figure 30) et une foliation très développée qui provoque l'oblitération des structures sédimentaires. Ainsi, le litage n'a été observé qu'en deux endroits, soit au sud du lac Troilus et sur les berges du lac Moléon. Conséquemment, nous n'avons pas décrit de granoclassement même si des variations granulométriques sont observées à l'échelle de l'affleurement.

Le contact inférieur avec les basaltes de la formation d'Odon n'affleure pas, par contre, le contact supérieur avec le membre de Petit a été observé; il est graduel.

#### IV.2.2.2

Le membre de Petit est formé d'environ 250 mètres de volcanoclastites, surtout des tufs à cristaux dont la composition chimique est andésitique ou dacitique (tableau 13). Il s'étend sur plus de 3000 mètres: il passe graduellement et latéralement à des tufs à lapilli et à blocs. Les tufs du membre de Petit sont formés de plus de 20% de fragments de cristaux et de cristaux automorphes de plagioclase, parfois zonés (caractère primaire) et dont le diamètre peut atteindre 2 mm (figure 31); ils baignent dans une matrice de cendres recristallisées dont la composition minéralogique s'apparente à celle des tufs à lapilli et à blocs du membre de l'Eau trouble. Généralement massifs, ces tufs peuvent être stratifiés notamment au niveau de la partie sommitale du membre. La limite supérieure de l'unité est définie par l'apparition des premiers lits de tuf leucocrate du membre suivant; cela peut s'observer à l'est du lac Troilus (partie sud).



FIGURE 30 - Photographie d'un tuf à lapilli et blocs (surface altérée). Les fragments rhyolitiques aplatis montrent un relief positif par rapport à la matrice andésitique.

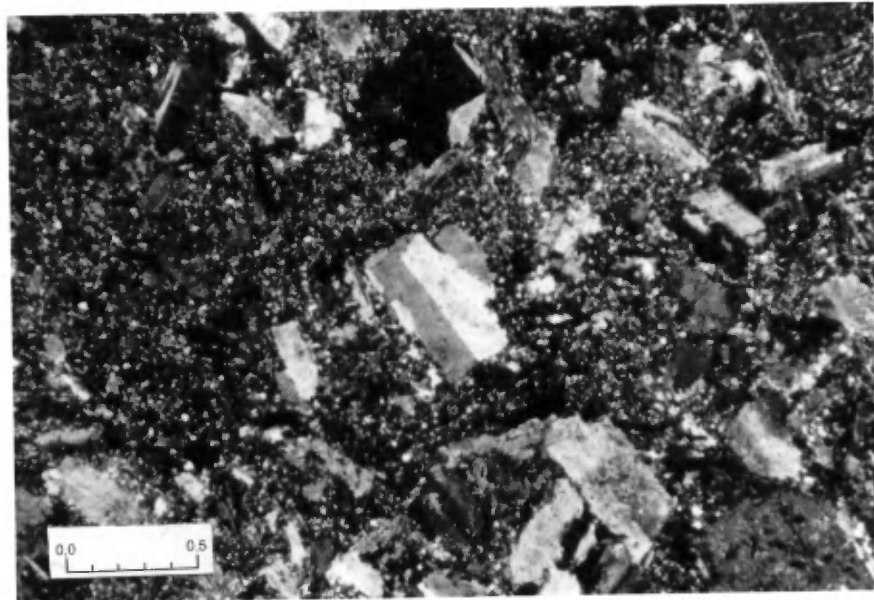


FIGURE 31 - Photomicrographie d'un tuf à cristaux. La fraction grossière est constituée de fragments de cristaux et de cristaux automorphes de plagioclase maclés. Lumière polarisée; échelle en millimètres.

## IV.2.2.3

Le membre de Content situé au sommet de la formation, a une puissance de 25 m et une extension latérale visible qui est supérieure à 3000 m. Il est formé essentiellement de tufs leucocrates finement stratifiés. La partie inférieure du membre est caractérisée par l'alternance de lits leucocrates de composition acide avec des lits de composition intermédiaire. L'importance de ces derniers décroît rapidement vers le sommet. Dans les niveaux supérieurs, des lits millimétriques de microquartzite et de sédiments argileux (argilite) sont intercalés entre les lits plus épais de tuf. Malgré la recristallisation, les éléments principaux qui composent la fraction détritique des tufs leucocrates sont encore discernables; il s'agit du quartz et du plagioclase (figure 32).

## IV.2.2.4

Le membre de d'Or qui n'est pas représenté sur la colonne de la figure 25, occupe également le sommet de la formation de Frotet. Il est formé de laves felsiques porphyriques qui montrent des structures de fluage. Les conditions d'affleurement ne permettent pas d'évaluer l'étendue et l'épaisseur des coulées. Ces roches vert pâle sont caractérisées par la présence de plagioclases automorphes millimétriques qui baignent dans une pâte aphanitique à texture trachytique (figure 33).

## IV.2.3

La formation de Crochet

D'une épaisseur maximum de 500 m, la formation de Crochet s'étend entre les lacs Châtillon et Testard soit sur plus de 22 km. La localité-type se trouve à l'est de la partie sud du lac Troilus (figures 26, en pochette, et 34). Cette formation est constituée essentiellement de coulées de basalte (basalte komatiitique; voir le chapitre qui porte sur la géochimie) dont le caractère magnésien est indiqué par la présence de chaînes squelettiques d'olivine (moins de 10 mm de longueur; figure 35). Le passage de la formation de Frotet à la formation de Crochet est soulignée par la première apparition de roches mafiques. Ce contact peut être observé en deux endroits à proximité de la coupe-type (figure 34).

Les coulées coussinées prédominent sur les coulées massives. Les coussins sont bien individualisés et leur taille varie de quelques dizaines de centimètres à plusieurs mètres. Les mégacoussins variolitiques montrent, de la bordure vers le centre, les variations texturales suivantes qui s'apparentent à celles décrites par Dimroth et Lichtblau (1979):



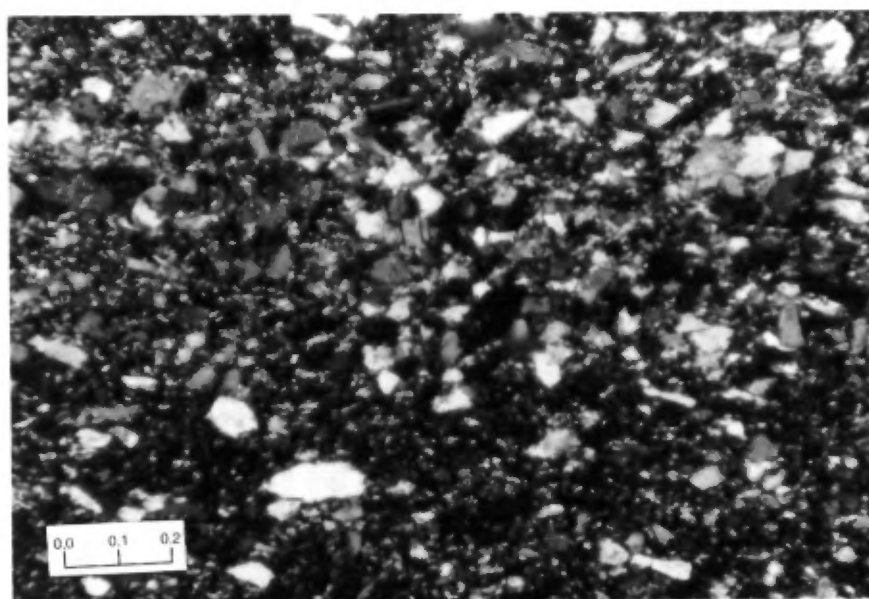


FIGURE 32 - Photomicrographie d'un tuf leucocrate constitué essentiellement de grains de quartz et plagioclase. Lumière polarisée; échelle en millimètres.

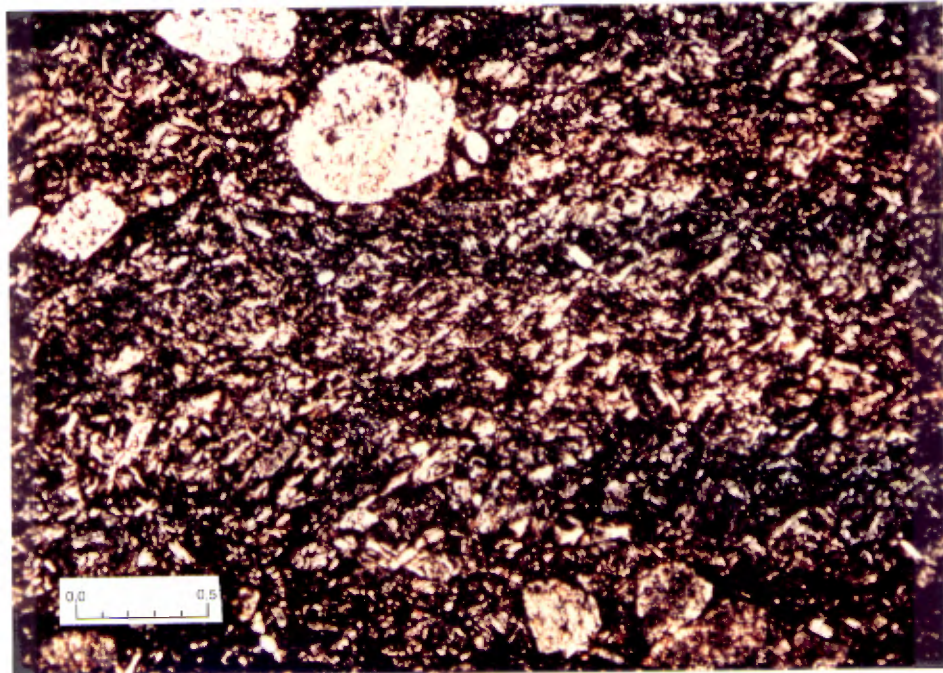


FIGURE 33 - Photomicrographie d'une lave trachytique du membre d'Or. Les plagioclases automorphes baignent dans une pâte microlitique. Lumière polarisée; échelle en millimètres.

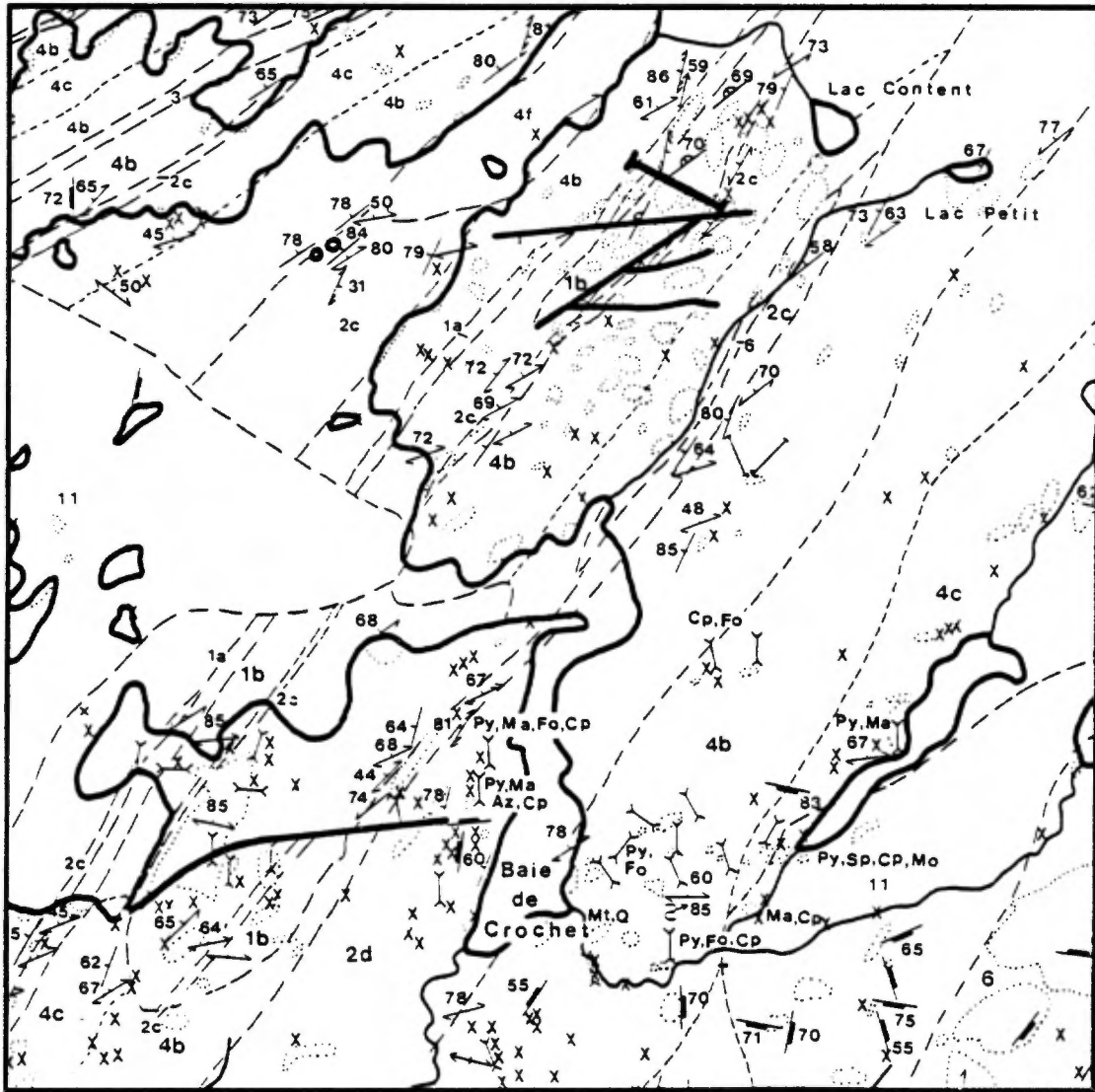


FIGURE 34 - FORMATION DE CROCHET, LOCALISATION DU STRATOTYPE

Carte au 1: 20 000 tirée du DP 843 (A. Simard, 1981a)

(1a, 1b - basalte; 3-grès; 4b, 4c - gabbro; 4e, 4f - rhyolite porphyrique; 6 - péridotite; 11- tonalite)

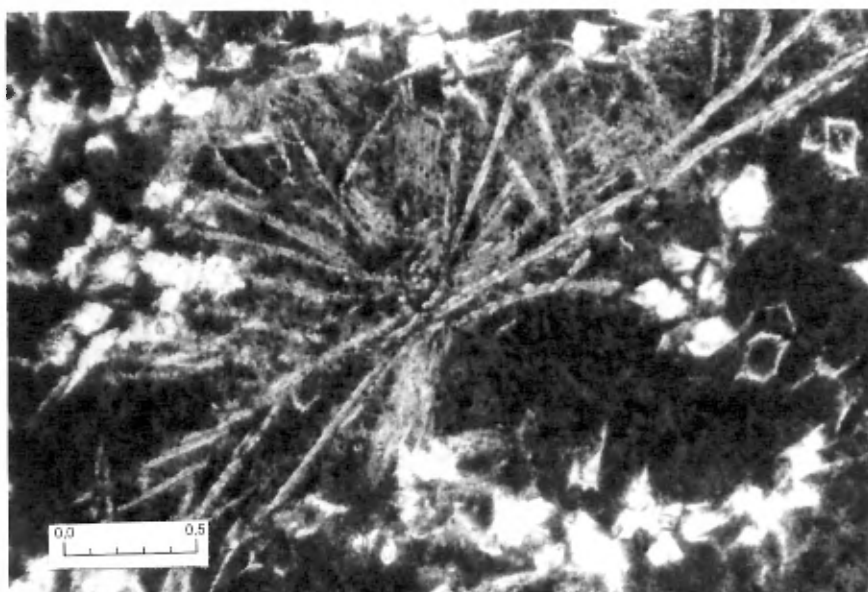


FIGURE 35 - Photomicrographie d'un basalte komatiitique de la formation de Crochet. Les cristaux squelettiques d'olivine baignent dans une pâte constituée essentiellement de clinopyroxènes fibro-radiés. Suite aux processus d'altération, ces minéraux ont été remplacés par une amphibole de la série actinote-trémolite. Lumière naturelle; échelle en millimètres.

1. Une croûte de verre dévitrifiée plus ou moins chloriteuse et qui montre parfois une foliation primaire;
2. Une zone sphérolitique plus ou moins large contenant des quantités variables de varioles dont le diamètre oscille entre 1 et 20 mm;
3. Une zone centrale massive et plus ou moins homogène.

Les sommets sont aisément déterminés à partir des pédoncules observés à la base des coussins ou à partir des cavités de retrait de la lave présentes dans la partie supérieure des coussins. Celles-ci sont généralement comblées, en partie du moins, par le quartz.

Les roches sont altérées sur toute l'étendue de la formation; l'altération semble plus prononcée dans la partie sommitale. Les basaltes altérés sont blancs en surface altérée et ils sont facilement rayés car ils contiennent de la calcite secondaire (figure 36); la fuchsite est communément observée dans les fractures et dans les bordures des coussins.

Nous avons reconnu quelques minces niveaux (25 m) de tuf leuocrate à l'intérieur de cette formation: nous n'avons pu les suivre sur plus de quelques centaines de mètres.

#### IV.2.4 La formation de Testard

La formation de Testard dont l'épaisseur oscille autour de 1000 m s'étend sur plus de 46 km. Elle a été envahie par de nombreux filons-couches de gabbro. Seule la partie sommitale de la formation affleure bien et ce, le long du bras sud-est du lac Châtillon où nous avons établi notre localité-type (figure 37). Cette formation est constituée à plus de 90% de tufs et de tufs à lapilli de composition acide (tableau 13). Les autres lithologies constituantes sont: les lapillistones, les mudstones, les shales (argilites noires) et les grès (grauwackes). Il est très possible que les dépôts de cendres de la partie supérieure de la formation, intimement associés aux épiciasites, (figure 38) soient des dépôts remaniés.

La fraction grossière des tufs et des tufs à lapilli représente plus de 20% de la roche. Le diamètre de ces fragments varie entre 0,1 et 4 mm alors que le diamètre moyen des grains de la matrice est d'environ 0,02 mm. A partir de la composition de la fraction granulométrique grossière, nous distinguons deux lithologies: les tufs à cristaux et les tufs lithiques.

La fraction grossière des tufs à cristaux est formée de fragments de cristaux ou de cristaux idiomorphes de plagioclase. Celle des tufs

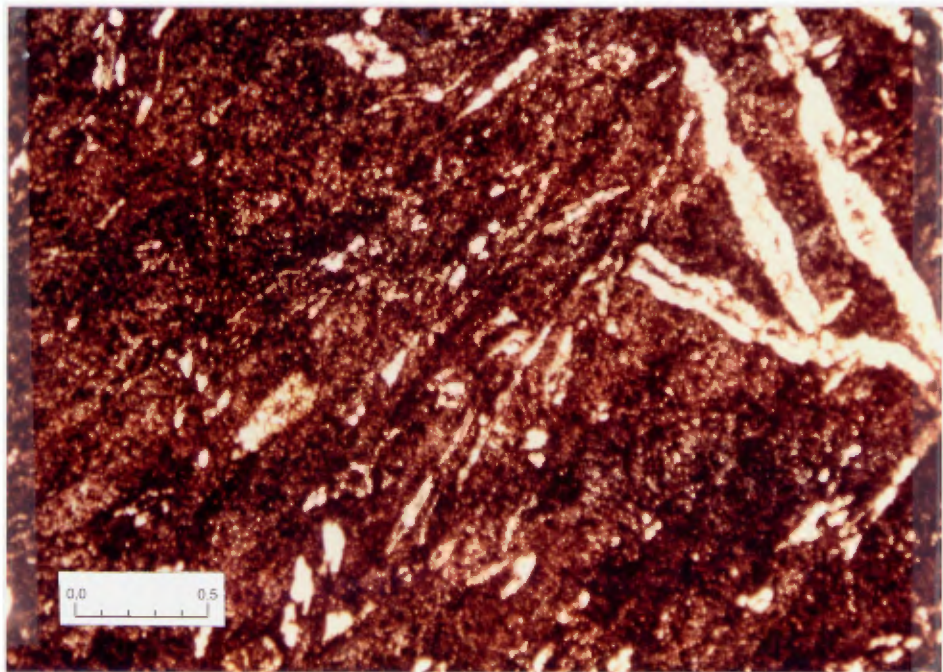


FIGURE 36 - Photomicrographie d'un basalte magnésien altéré. Des agrégats de quartz et calcite sont pseudomorphes des cristaux squelettiques (olivine ?) déformés. La mésostase est maintenant essentiellement formée d'épidote et de quartz et d'un peu de chlorite. Lumière polarisée; échelle en millimètres.

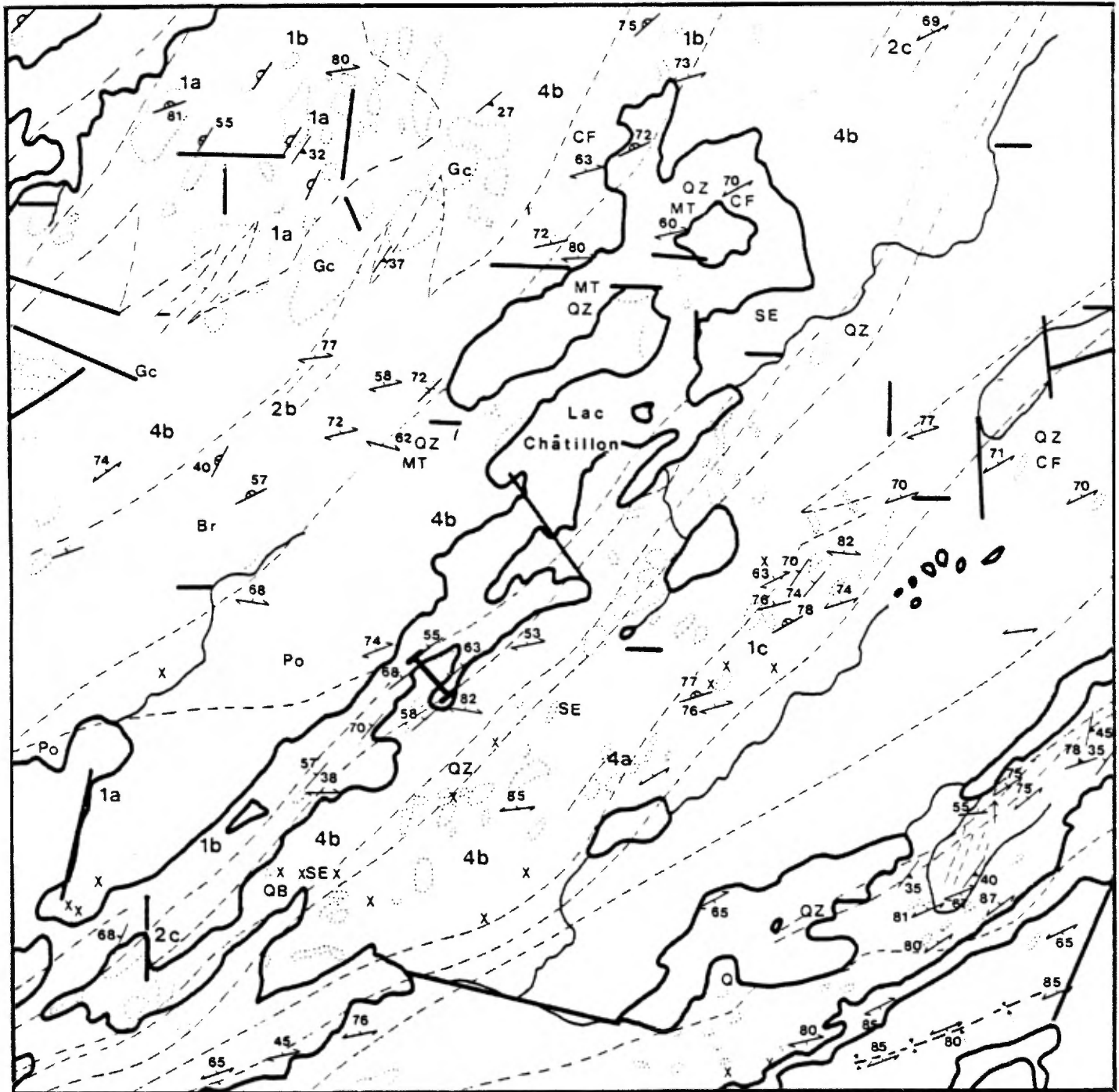


FIGURE 37 - FORMATION DE TESTARD, LOCALISATION DU STRATOTYPE

Carte au 1:20 000 tirée du DP 850 (A. Simard, 1981a)

(1a, 1b, 1c - basalte; 2c - tufs leucocrates;  
4b - gabbro)

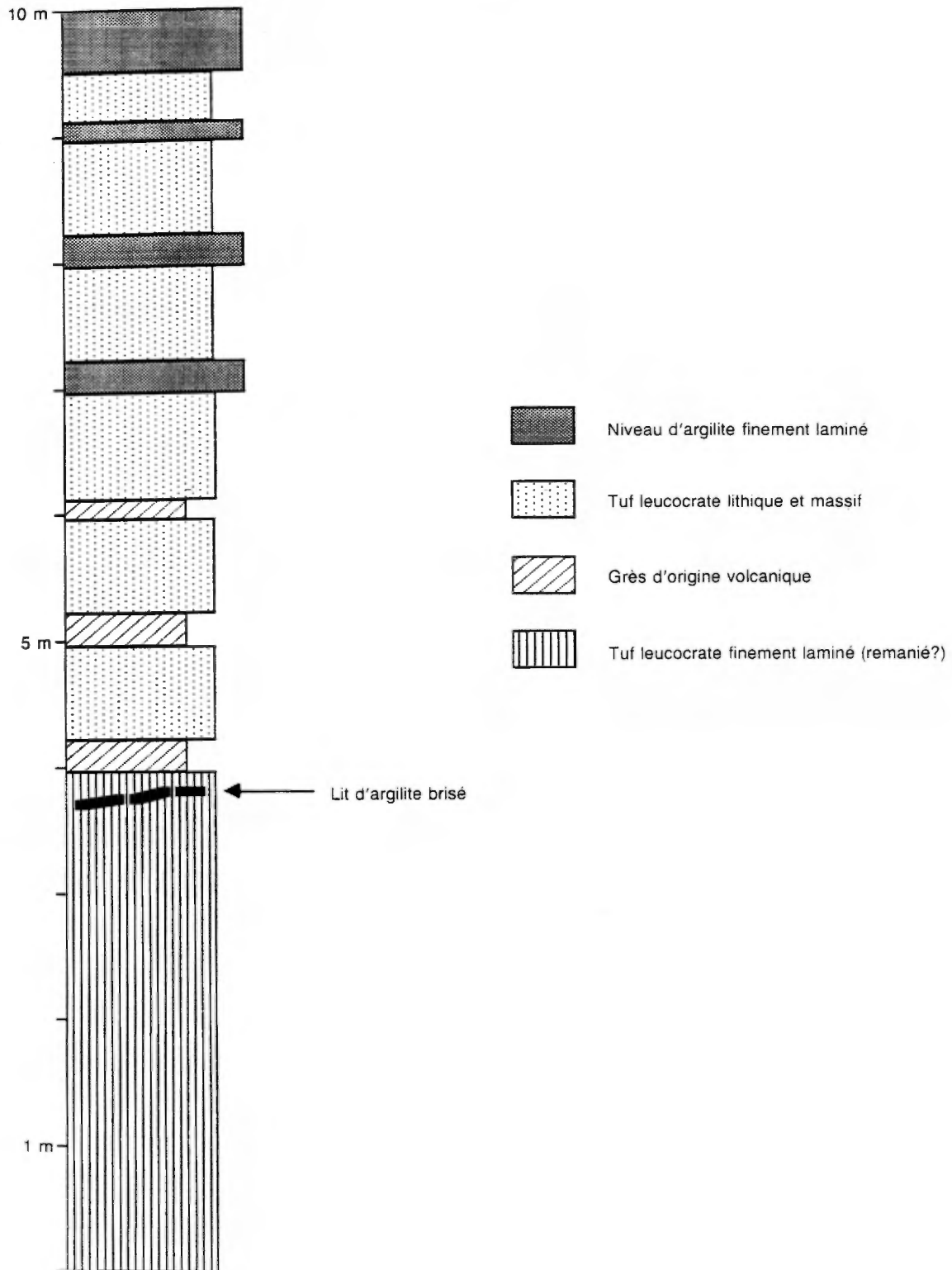


FIGURE 38 - Colonne schématique représentant le sommet de la formation de Testard.



lithiques est formée principalement de fragments de rhyolites micro-porphyriques. A cause de la recristallisation métamorphique qui homogénéise la roche, il est rarement possible de distinguer ces deux types de volcanoclastites sur le terrain; il est difficile, lors de l'examen pétrographique, de distinguer les fragments de la matrice. Les laminations parallèles sont fréquemment observées dans les lits felsiques mais le granoclasement est rarement visible à cause de la recristallisation.

Quelques niveaux de lapillistone ont été cartographiés dans la partie sud du lac Troilus. Les fragments essentiels sont des lapilli de rhyolite sub-anguleux; leur diamètre n'excède pas 5 mm.

Quelques lits de grès vert foncé ont été vus au sommet de la formation de Testard, dans la localité-type (figure 38). Ils n'ont pas plus de 20 cm d'épaisseur et ils sont intercallés entre des lits plus épais de tuf leucocrate. Les lits de grès sont finement laminés et la schistosité y est accentuée car ces sédiments sont de composition plus mafique que les tufs leucocrates.

Les lits de mudstone et de shale noirs silicifiés (argilite) sont peu épais; leur épaisseur varie entre quelques millimètres et quelques centimètres. Ils apparaissent au sommet de la formation. Ces sédiments sont le produit d'une sédimentation pélagique qui témoigne d'une diminution marquée de l'activité volcanique explosive.

#### IV.2.5 La formation de Mésière

La formation de Mésière, constituée essentiellement de laves mafiques s'étend sur plus de 50 km (elle se poursuit au nord du 51<sup>e</sup> parallèle) et son épaisseur atteint plus de 1600 m. Elle est répétée au nord-ouest du synclinal du lac Troilus (figure 3, en pochette). La localité-type se trouve entre les lacs Troilus et Testard (figure 26 en pochette, et 39).

La formation de Mésière est formée de coulées de laves basaltiques entre lesquelles se sont accumulés des lits de tuf dont la composition varie d'acide à intermédiaire. Ceux-ci constituent des niveaux de faible extension et de faible épaisseur.

Les laves sont coussinées ou massives; ces dernières peuvent être confondues avec les filons-couches de gabbro. Les coussins, homogènes et peu vésiculés (au plus quelques pourcents), ont rarement plus de un mètre de diamètre et ils sont légèrement déformés; les polarités sont estimées à partir des cavités de retrait qui sont remplies par le quartz et qui sont observées dans la partie supérieure des coussins. Quelques niveaux de brèche de coulée ont été observés à l'occasion: les

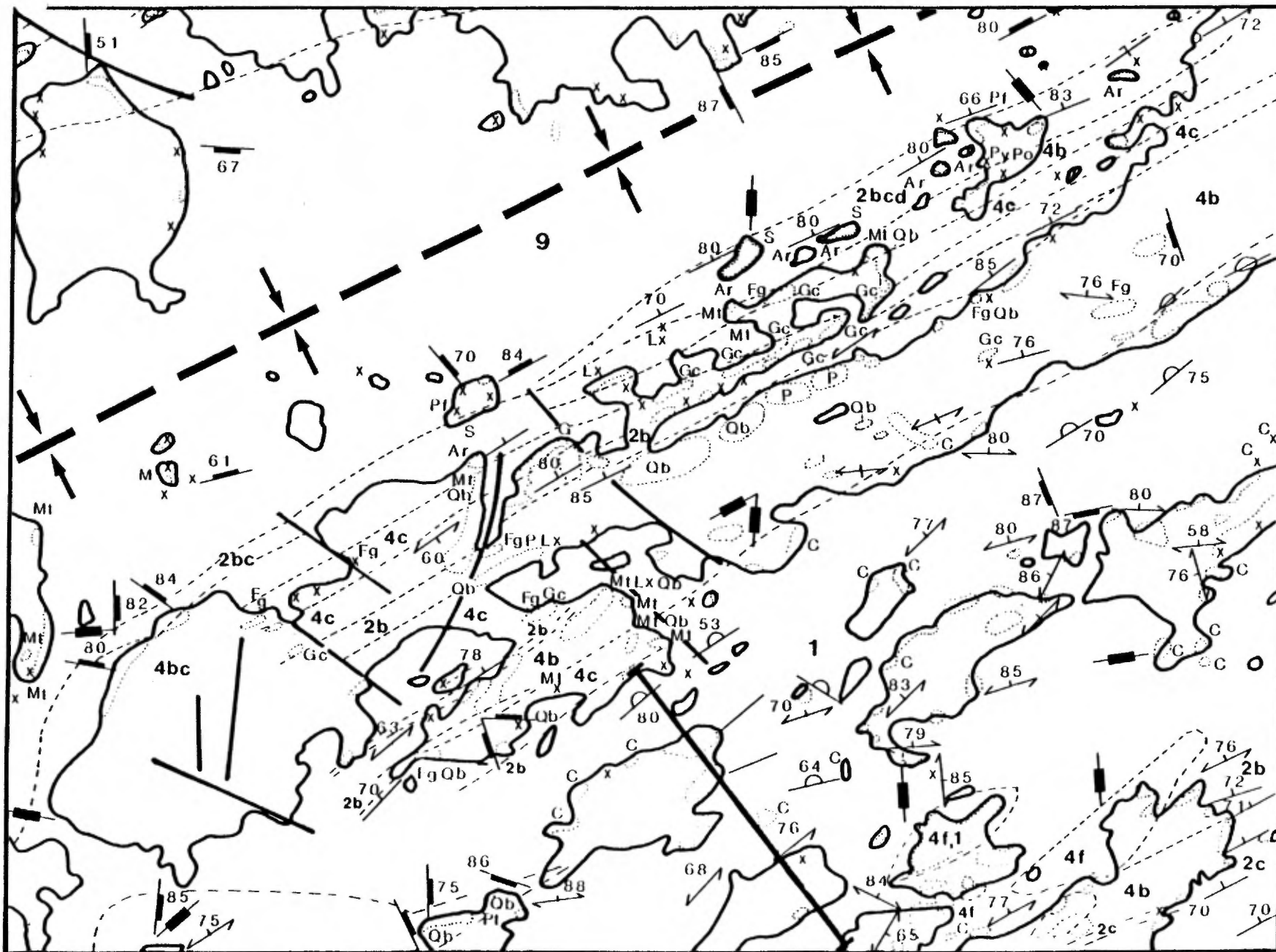


FIGURE 39 - FORMATION DE MESIERE, LOCALISATION DU STRATOTYPE

Carte au 1: 20 000 tirée du DP 82-02 (A. Simard, 1982)

(1 - basalte; 2b, 2c, 2d - volcanoclastites; 4b, 4c - gabbro; 4f - rhyolite porphyrique; 9 - tonalite)

fragments de coussins baignent dans une matrice hyaloclastique. Ces horizons lenticulaires très minces (au plus quelques mètres) s'étendent, au maximum, sur quelques dizaines de mètres.

Du point de vue de la pétrographie, les laves de la formation de Mésière diffèrent de celles de la formation de Crochet (tableau 15). Les différences minéralogiques (figure 40) sont reflétées dans les analyses chimiques des roches (tableau 16); nous traiterons davantage de ces différences dans le chapitre traitant de la géochimie.

#### IV.2.6 La formation de l'Habitation

La formation de l'Habitation, constituée de roches sédimentaires forme les deux flancs du synclinal qui occupe la partie nord du lac Troilus. D'une épaisseur de 1 500 m, elle s'étend sur au moins 24 km soit du lac Troilus jusqu'au 51<sup>e</sup> parallèle nord.

Nous avons placé la localité-type sur la presqu'île de l'Habitation où affleure le flanc sud-est du synclinal du lac Troilus (figure 26, en pochette, et 41). Le contact inférieur n'a pas été observé; la partie supérieure de la formation bute contre la zone de trempe de l'intrusion de tonalite qui occupe le coeur du synclinal.

Nous pensons que la plupart des couches sont d'origine pyroclastique primaire ou secondaire (pyroclastites remaniées); il est possible que certains dépôts felsiques soient d'origine épicyclastique.

La partie inférieure de la formation est formée essentiellement de tufs à cristaux. Ces roches sont constituées de 30 à 50% de cristaux ou de fragments de cristaux de plagioclase et de quartz (accessoire); leur taille varie entre 0,2 et 1,5 mm. La matrice recristallisée est formée de quartz, plagioclase et chlorite; le diamètre de ces cristaux est inférieur à 0,05 mm. Les dépôts qui forment la base de la formation sont massifs. Une section de plusieurs dizaines de mètres, finement stratifiée, est observée au nord-ouest de la presqu'île; les lits ont, au plus, quelques centimètres d'épaisseur.

La partie supérieure de la formation affleure surtout dans les îles situées au nord-ouest de la presqu'île. On y observe plusieurs lithologies (figure 42) qui sont, par ordre d'importance: les tufs à cristaux (tufs à lapilli et lapillistones), les tufs leucocrates, les sédiments argileux (shales, mudstones, argilites), les brèches volcaniques polygéniques et les microquartzites (chert).

Les tufs à cristaux verdâtres sont de même nature que ceux de la base de la formation. Généralement, ils forment des lits massifs de moins d'un mètre d'épaisseur. Les lits plus fins (quelques centimètres

TABLEAU 15 - Principales différences entre les laves de la formation de Mézière et celles de la formation de Crochet.

	Formation de Crochet	Formation de Mézière
Structures primaires	Le diamètre des coussins peut atteindre deux mètres. Les coussins variolitiques sont fréquemment observés.	Les coussins ont rarement plus d'un mètre de diamètre. Les coussins sont relativement homogènes, sans zone variolitique.
Phénocristaux	L'olivine forme des phénocristaux (généralement des chaînes squelettiques)	On peut y observer des phénocristaux de plagioclase et parfois des phénocristaux de clinopyroxène.
Minéralogie secondaire	Albite + clinozoïste + chlorite + épidote + calcite + fuchsite + actinote	Plagioclase ou albite + clinozoïste + actinote + chlorite.

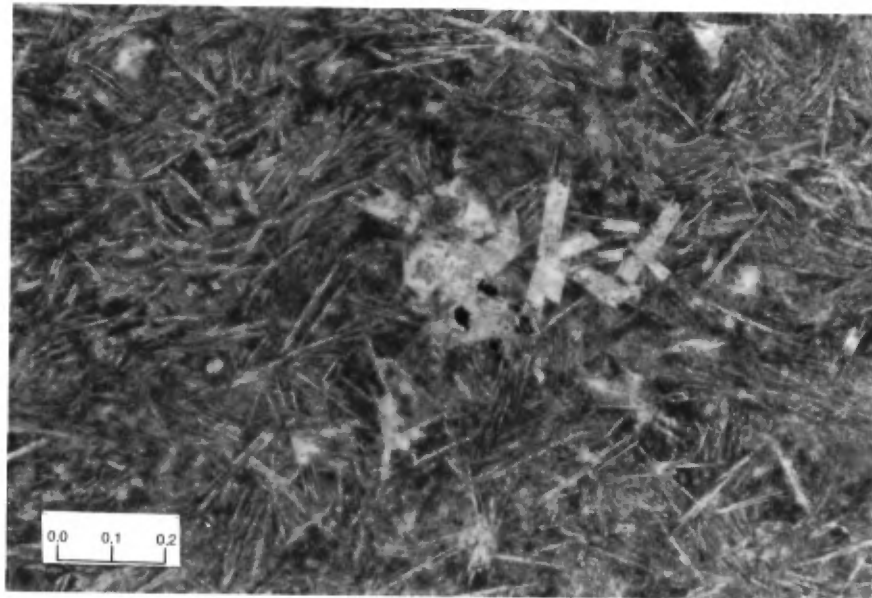


FIGURE 40 - Photomicrographie d'un basalte de la formation de Mézière. On y note la présence de cristaux squelettiques de plagioclase. Lumière naturelle; échelle en millimètres.

TABLEAU 16 - Compositions chimiques des laves des formations de Crochet et de Mésière (normalisées à 100% sans les éléments volatils):

- (1) Formation de Mésière; échantillon choisi parmi les plus différenciés.  
 (2) Formation de Mésière; échantillon choisi parmi les moins différenciés.  
 (3) Formation de Crochet; échantillon peu altéré.  
 (4) Formation de Crochet; échantillon altéré.  
 \* Fe total sous forme de Fe<sup>0</sup>

	1	2	3	4
	%			
SiO <sub>2</sub>	52,79	49,83	49,49	56,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,55	15,30	13,73	14,97
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,32	2,34	----*	2,01
FeO	8,88	9,68	11,43	7,38
MgO	8,44	8,23	13,83	7,63
CaO	10,27	12,61	9,29	9,96
Na <sub>2</sub> O	2,70	1,06	1,81	1,46
K <sub>2</sub> O	0,02	0,06	0,01	0,0
TiO <sub>2</sub>	0,96	0,84	0,37	0,51
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	0,05	0,04	0,05
	ppm			
Rb	2	3		1
Sr	154	118		189
Ni	94	146	240	118
Zr	71	53	26	47
Y	19	19	10	13

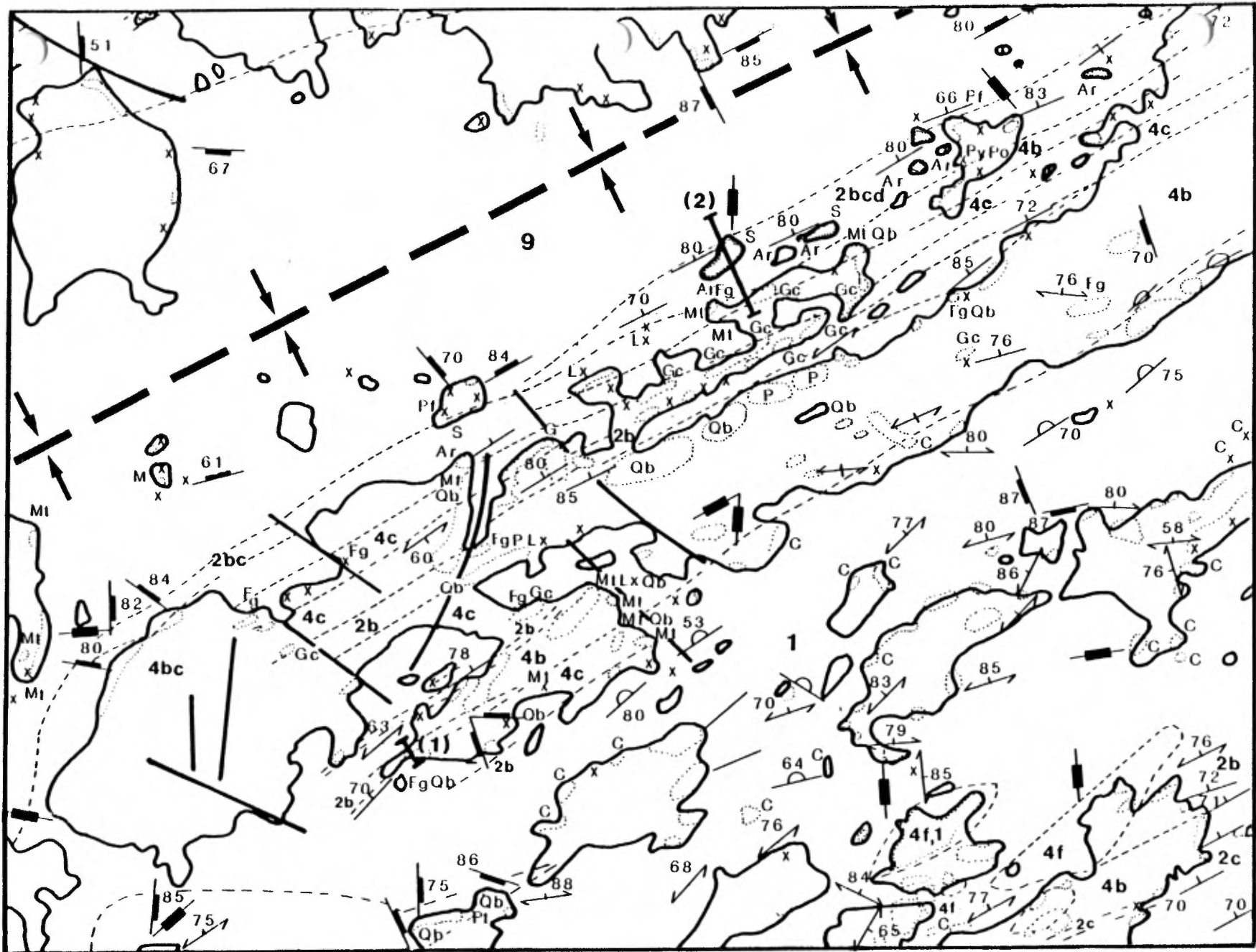


FIGURE 41 - FORMATION DE L'HABITATION; STRATOTYPE DE LA PARTIE INFÉRIEURE (1) ET DE LA PARTIE SUPÉRIEURE (2) DE LA FORMATION

Carte au 1: 20 000 tirée du DP 82 - 02 (A. Simard, 1982)

(1 - basalte; 2b, 2c, 2d - volcanoclastites; 4b, 4c - gabbro; 4f - rhyolite porphyrique; 9 - tonalite)

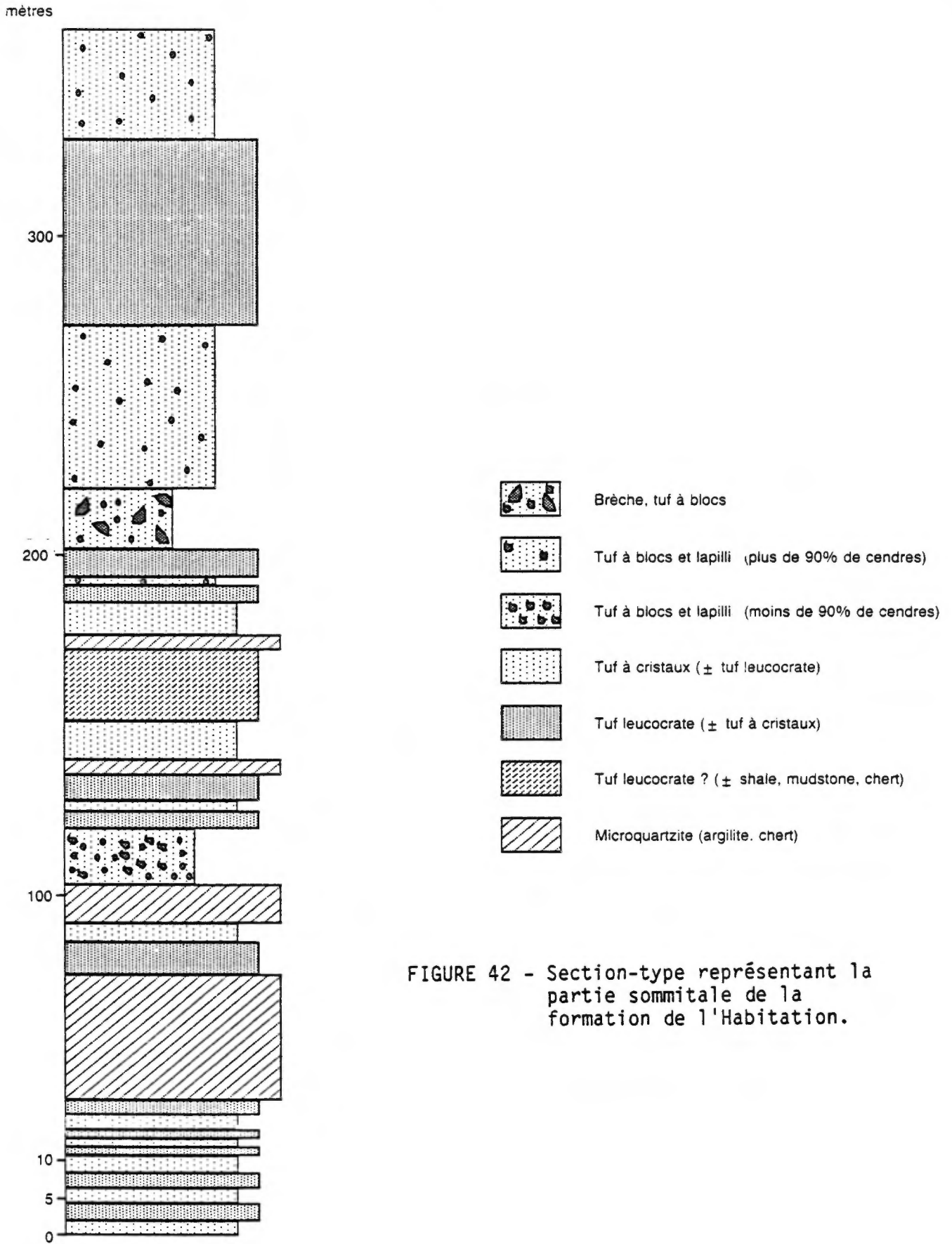


FIGURE 42 - Section-type représentant la partie sommitale de la formation de l'Habitation.



jusqu'à quelques dizaines de centimètres) peuvent être chenalisés et granoclassés; on y observe parfois, au sommet, des laminations parallèles.

Les niveaux leucocrates, de composition acide, sont peu épais, au plus quelques dizaines de centimètres. Les dépôts sont granoclassés et ils peuvent également montrer des laminations parallèles, plus rarement, des laminations obliques. Les proportions des constituants primaires de ces dépôts soit des fragments de verre, des fragments de roches acides et des fragments de cristaux (plagioclase et quartz) ne peuvent être établies à cause de la recristallisation. En effet, ces roches sont essentiellement constituées d'un assemblage métamorphique de cristaux de quartz et plagioclase dont le diamètre est inférieur à 0,05 mm. Les principaux caractères permettant de distinguer les tufs leucocrates des tufs à cristaux sont résumés par le tableau 17.

Les niveaux argileux sont maintenant constitués surtout de quartz, plagioclase et de micas (séricite, chlorite, biotite). Ils sont fréquemment silicifiés et peuvent être épais; un niveau d'argilite atteint 15 m d'épaisseur (figure 42). Les dépôts présentent de très fines laminations parallèles et obliques. Ces roches se sont formées dans un milieu de sédimentation à faible énergie, lors d'une période de quiétude dans l'activité volcanique.

Des niveaux de brèche polygénique peu épais (au plus quelques mètres) forment des horizons lenticulaires qui s'étendent sur quelques centaines de mètres; ils occupent la partie sommitale de la formation. Ces brèches contiennent des fragments de rhyolite, de basalte et de gabbro ainsi que des fragments de sulfures (pyrrhotine). Nous croyons que ces dépôts originent d'explosions ponctuelles et proximales qui sont des manifestations d'une activité volcanique qui pourrait être liée à la mise en place de la tonalite du lac Troïlus (partie nord).

### IV.3 LES COMPLEXES

#### IV.3.1 Le complexe de Domergue-nord

Le complexe de Domergue-nord occupe une surface d'environ 100 km<sup>2</sup> (figures 3, en pochette, et 24). Il est limité au nord par le lac Frotet et F<sub>A</sub> au sud, par la faille qui s'étend entre les lacs Domergue et Régneault (F<sub>B</sub>); ses limites est et ouest sont les lacs De Maurès (F<sub>C</sub>) et Régneault (F<sub>D</sub>).

Plus de 95 % du complexe est occupé par un empilement monotone de laves mafiques envahi par de nombreux filons-couches de gabbro différenciés. Les laves sont massives ou coussinées; nous n'avons pas observé de brèches de coulée. Les coussins sont généralement peu

TABLEAU 17 - Tufs leucocrates et tufs à cristaux: principaux caractères distinctifs.

Tuf à cristaux	Tuf leucocrate
<ol style="list-style-type: none"> <li>1. La roche est verdâtre en surface altérée.</li> <li>2. La roche contient plus de 20% de cristaux ou de fragments de cristaux de plagioclase (0,2 à 2 mm); ils baignent dans une matrice aphanitique.</li> <li>3. Les principaux minéraux constituants sont: le plagioclase, le quartz et la chlorite.</li> <li>4. Les dépôts sont souvent massifs, parfois granoclassés et/ou laminés.</li> </ol>	<ol style="list-style-type: none"> <li>1. La roche est blanchâtre en surface altérée.</li> <li>2. La roche est aphanitique et isométrique.</li> <li>3. Les principaux minéraux constituants sont le quartz et le plagioclase.</li> <li>4. Les dépôts sont généralement finement laminés.</li> </ol>

déformés mais étant donné la rareté des pédoncules ou des cavités de retrait de la lave, les polarités n'ont pu être souvent déterminées. La position des sommets est variable indiquant que la région est plissée. Nous n'avons pu localiser les plis dont nous ne connaissons pas la géométrie. Ceci est dû à la rareté des affleurements et à l'absence de niveaux-repères.

Les roches mafiques sont formées principalement de deux phases minéralogiques: un plagioclase calcique et limpide et une amphibole calcique (actinote). Tous les minéraux ferro-magnésiens primaires ont été remplacés par l'amphibole y compris les microphénocristaux dont la plupart semblent pseudomorphes du clinopyroxène ou de l'olivine (figure 43). Des phénocristaux de plagioclase peut-être des xénocristaux, sont également observés dans certaines lames minces (figure 44).

Environ 5% de la région est occupée par des roches sédimentaires épicyclastiques ou pyroclastiques, ces dernières étant plus abondantes. Elles forment des niveaux peu épais, d'au plus quelques dizaines de mètres, qui sont intercalés entre les coulées de basalte.

Les travaux de géophysique réalisés par les compagnies d'exploration minière ont mené à la réalisation de tranchées. Celles-ci sont occupées, invariablement, par des roches sédimentaires épicyclastiques. Ces rythmites sont constituées d'une alternance de lits de grès fin ou de siltstone quartzo-feldspathique et de lits de mudstone ou de shale graphiteux; l'épaisseur des premiers varie entre quelques centimètres et quelques dizaines de centimètres, celle des seconds varie entre quelques millimètres et quelques centimètres. Les lits montrent de fines laminations parallèles (parfois des laminations obliques) qui sont des structures syngénétiques. A cause de la déformation et de la recristallisation, il est difficile de reconnaître la composition minéralogique et les caractères texturaux et structuraux originaux des roches de sorte qu'il est rarement possible de déterminer la polarité des couches.

Les pyroclastites sont des tufs à cristaux qui s'apparentent à ceux que nous avons déjà décrits (voir les descriptions des formations de Frotet et le l'Habitation). On y retrouve au moins 20% de cristaux et de fragments de cristaux de plagioclase dont la taille varie entre 1 et 5 mm. La matrice est constituée surtout de quartz et plagioclase mais elle contient également, dans des proportions variables, un ou plusieurs des minéraux suivants: biotite, chlorite, muscovite ou actinote, épidote, calcite.

#### IV.3.2 Le complexe de Domergue-sud

Il couvre une superficie d'environ 90 km<sup>2</sup> (figures 3, en poche, et 24) Il est limité au nord-est par une faille majeure

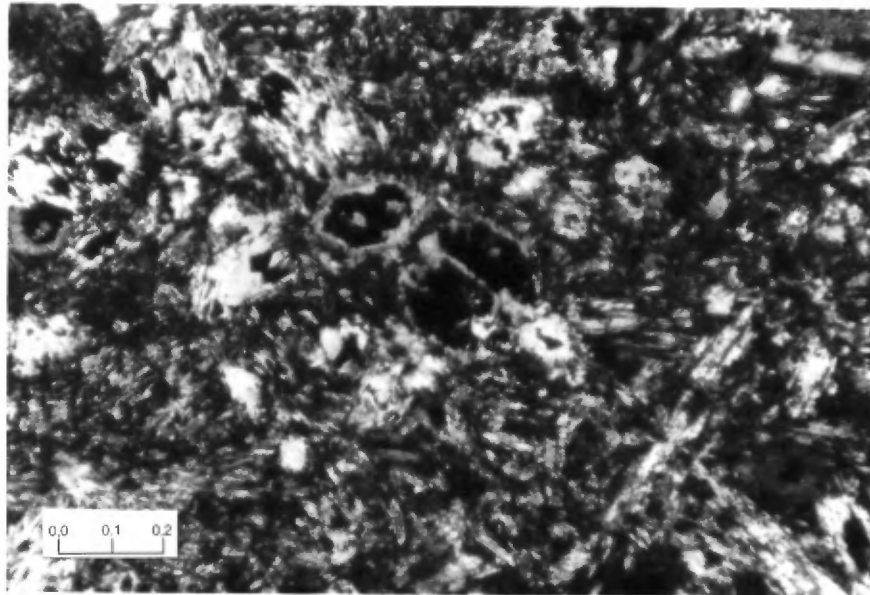


FIGURE 43 - Photomicrographie d'un basalte du complexe de Domergue-nord. Les phénocristaux (olivine?) ont été remplacés par la chlorite (en noir) et l'amphibole. Lumière polarisée; échelle en millimètres.

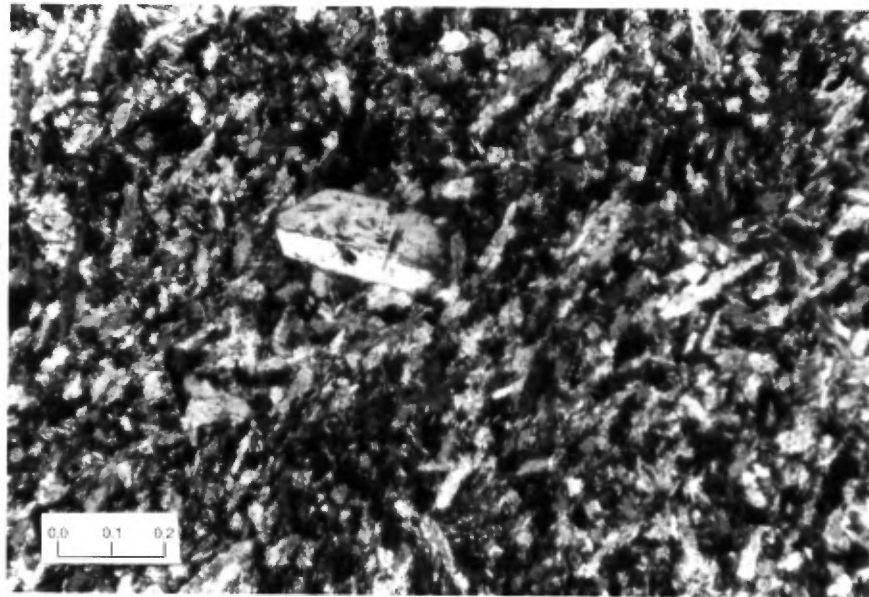


FIGURE 44 - Photomicrographie d'un basalte du complexe de Domergue-nord; on y observe un phénocrystal (xénocrystal?) de plagioclase.

F<sub>B</sub> (figure 9, en pochette); ailleurs, ses limites sont définies à partir des intrusions granitoïdes syn- et/ou tardi-tectoniques qui délimitent la bande volcano-sédimentaire.

Les roches volcano-sédimentaires sont envahies par de nombreux filons-couches de gabbro/diorite différenciés ainsi que par quelques dykes de même composition. L'ensemble de ces roches forme une bande plissée dont la largeur varie entre 2,5 et 6 km. Celle-ci est recoupée par une intrusion tardi-tectonique, la diorite quartzifère du lac Domergue en bordure de laquelle on trouve des fragments amphibolitisés qui proviennent de l'encaissant.

Les laves sont massives ou coussinées. Règle générale, il n'est pas possible de déterminer la polarité à partir des coussins; la déformation des coussins provoque la disparition des pédoncules et les cavités de retraits sont très rares. Les laves mafiques ne renferment pas plus de quelques pourcents de vésicules dont les diamètres oscillent autour de quelques millimètres. Ces caractères pétrographiques ainsi que la rareté des brèches de coulée impliquent soit que la concentration initiale de H<sub>2</sub>O dans le magma était très faible, soit que le site d'épanchement des laves était suffisamment profond pour garder le H<sub>2</sub>O en solution dans le magma (McBirney, 1963; Moore, 1965; Sigvaldason, 1968).

Des chaînes squelettiques et millimétriques d'olivine se sont formées lors du refroidissement rapide des basaltes magnésiens; elles sont remplacées par le quartz microcristallin (figures 45 et 46). Gélinas et Brooks (1974) ont observé la même transformation lors de l'étude pétrographique des laves du Groupe de Kinojevis, en Abitibi. Des cristaux d'olivine idiomorphes, formés durant le stade intratellurique sont parfois remplacés par le quartz microcristallin et la biotite: ceci suggère que l'altération de ces roches n'est pas isochimique. La mésostase des basaltes est constituée de clinopyroxène et de plagioclase fibro-radiés qui se sont formés lors de la dévitrification du verre; ils sont remplacés par un mélange pseudomorphe d'amphibole et de clinozoïsite.

Les volcanoclastites du complexe de Domergue-sud sont surtout des tufs. Ceux-ci sont constitués de 5 à 20% de fragments de cristaux et de cristaux de plagioclase qui baignent dans une matrice recristallisée constituée principalement de cristaux isométriques de quartz et plagioclase. On trouve également, dans la matrice, de la biotite et de la chlorite. La fraction granulométrique grossière (lapilli) peut compter, à l'occasion, des fragments de roche felsiques vésiculés. Au niveau de 50% des affleurements étudiés, les volcanoclastites sont pourvues de structures sédimentaires. Il s'agit de granoclassements inverses et normaux ainsi que de laminations parallèles et obliques. Il

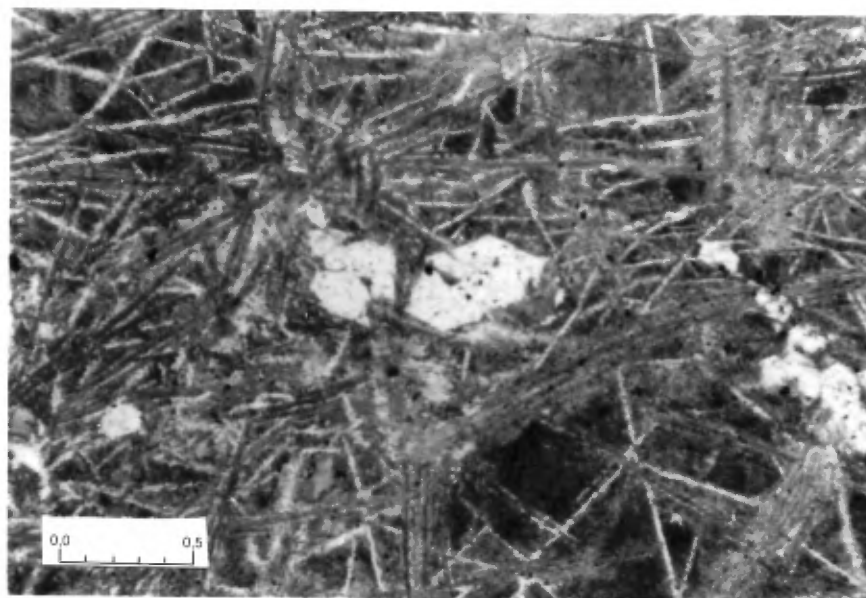


FIGURE 45 - Photomicrographie d'un basalte magnésien du complexe de Domergue-sud. On y observe des chaînes et cristaux squelettiques d'olivine qui ont été remplacés par le quartz (en blanc sur la photo). Lumière naturelle; échelle en millimètres.

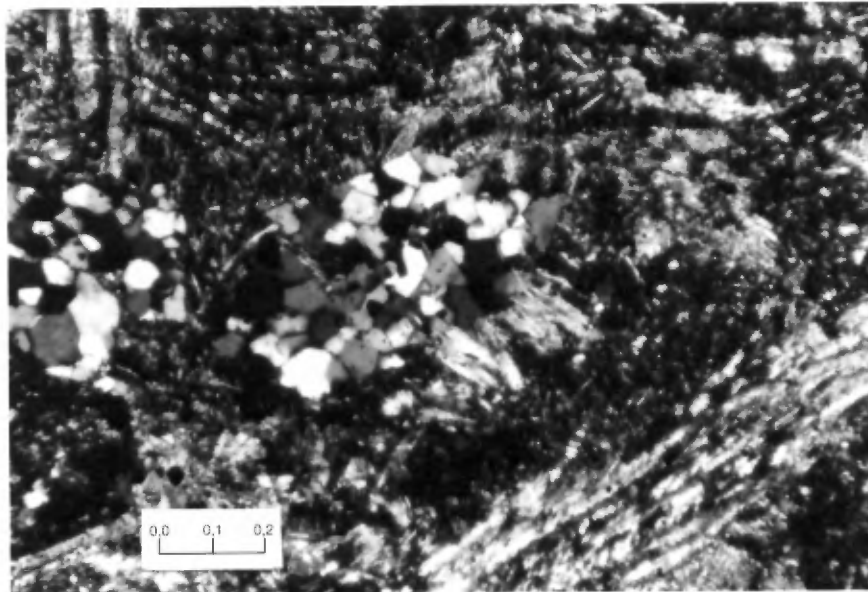


FIGURE 46 - Photomicrographie d'un basalte magnésien du complexe de Domergue-sud. Agrandissement de la figure 44 montrant des agrégats de quartz pseudomorphes de cristaux idiomorphes d'olivine. Lumière polarisée; échelle en millimètres.



semble donc que les dépôts se soient formés à la faveur d'écoulements turbulents de faible densité. Plusieurs chenaux d'érosion dont la largeur varie entre quelques centimètres et quelques mètres ont été vus; ils constituent d'excellents indicateurs de la polarité.

Les roches sédimentaires épyclastiques affleurent peu, cependant, les levés géophysiques réalisés par les compagnies d'explorations minière et par le MERQ (1984) indiquent qu'elles forment des bandes peu épaisses (quelques centaines de mètres), continues et très déformées (figure 3, en pochette). Ces roches affleurent principalement à l'ouest du lac Domergue où elles forment une bande nord-sud intensément plissée qui peut être suivie sur plus de deux kilomètres. Cette unité est en contact, à l'ouest comme à l'est, avec les basaltes. La géométrie des plis n'étant pas connue, nous ne pouvons qu'estimer une épaisseur stratigraphique maximum d'une centaine de mètres.

Les roches sédimentaires du complexe de Domergue-sud diffèrent peu de celles du complexe de Domergue-nord. Ce sont des rythmites caractérisées par l'alternance de lits de grès fin ou de siltstone quartzofeldspathique avec des lits de mudstone ou de shale graphiteux (pélites). Les lits les plus épais sont les lits de grès et ils ont moins de 30 cm d'épaisseur. Le quartz, le plagioclase et les micas sont les principaux constituants des roches; nous n'avons pu reconnaître ni le feldspath potassique ni les fragments de roche. Il est difficile, compte tenu de la recristallisation des roches, d'estimer la composition originelle des grès; nous croyons qu'il s'agit de wackes feldspathiques et/ou de wackes arkosiques (Gilbert, 1955). La partie sommitale, plus argileuse de certains lits pélitiques renferment des agrégats de pinnite (tableau 7) pseudomorphes de l'andalousite.

Les structures syngénétiques sont fréquemment observées dans les roches sédimentaires épyclastiques. Il s'agit surtout du grano-classement normal et des laminations parallèles, les laminations obliques étant plus rares. Les semelles de charge et les chenaux d'érosion sont également des structures répandues. Les principales séquences de structures observées de la base au sommet sont les suivantes (divisions de Bouma, 1962):

- a, c
- a, b
- a, b, c

où a, correspond à une division granoclassée, b, à une division de laminations parallèles et c, à un horizon pélitique massif originant de la sédimentation pélagique.

Les lits gréseux ou silteux qui présentent des structures sédimentaires sont des turbidites; ils représentent des événements périodiques. Par ailleurs, les sédiments pélitiques sont le produit de la sédimentation pélagique. Les turbidites des complexes de Domergue-nord

et de Domergue-sud s'apparentent à celles du Groupe de Timiskaming en Abitibi (Rocheleau, 1980). Ces dépôts originent d'une sédimentation de type flysch; les sédiments semblent s'être accumulés dans la partie externe (distale) d'un cône sous-marin (Walker, 1979).

#### IV.3.4 Le complexe de De Maurès

Le complexe de De Maurès recouvre une superficie d'environ 250 km<sup>2</sup> et il forme l'extrémité est de la région étudiée (figures 3 en pochette, et 24). Il est limité à l'ouest comme à l'est par des failles, ailleurs, il est limité par des batholites granitoïdes. Le complexe de De Maurès a été cartographié en 1983 (Simard, 1986) et son étude n'est pas complétée. Nous nous en tiendrons donc, ici, à quelques considérations lithostratigraphiques.

Le complexe de De Maurès est formé principalement de roches volcaniques; coulées de laves de composition intermédiaire et mafique, volcanoclastites. L'empilement volcanique a été envahi par d'épais filons-couches dont la composition varie de la péridotite au granophyre.

Le grade métamorphique évolue graduellement du faciès schiste vert au faciès amphibolite en s'approchant des granitoïdes qui délimitent les terrains volcaniques. Le complexe de De Maurès est plissé, l'intensité de la déformation variant également du coeur du complexe vers ses limites et ce, dans le sens d'une augmentation de la déformation.

La partie basale du complexe est formée surtout de coulées de laves basaltiques, coussinées ou massives. Les laves basaltiques sont recouvertes, par endroit, de laves andésitiques très vésiculées (10 à 20% de vésicules). La partie supérieure du complexe est occupée par des volcanoclastites: tufs à blocs, tufs à cristaux, tufs leucocrates. Ces unités ont été démembrées par la mise en place d'épais filons-couches. Ceux-ci sont généralement épais (quelques centaines de mètres) et ils sont continus sur plusieurs kilomètres (jusqu'à 15 km). Les filons-couches sont constitués de péridotite, de gabbro-diorite ou de granophyre (plus de 20% de quartz modal).

Le complexe de De Maurès présente certaines particularités par rapport aux autres complexes et par rapport au groupe de Troilus, les principales étant les suivantes:

1. On y trouve des laves andésitiques vésiculées, ce qui n'a été vu nulle part ailleurs dans la région Frotet-Troilus;
2. On y trouve d'épais filons-couches dont une fraction importante est représentée par des granophyres;
3. On y trouve la plus forte concentration de roches ultra-mafiques (filons-couches) de la région Frotet-Troilus.

#### IV.4 LES ROCHES INTRUSIVES

Jusqu'à maintenant nous avons exclu les roches intrusives du schéma stratigraphique, pourtant, l'empilement volcano-sédimentaire étudié a été envahi par plusieurs intrusions de compositions diverses dont la mise en place s'est échelonnée sur un long interval de temps. Dans cette partie du chapitre nous allons, dans un premier temps, présenter les principales caractéristiques des intrusions, dans un second temps, nous allons tenter d'établir leurs positions stratigraphiques respectives.

##### IV.4.1 Les intrusions ultramafiques

Nous distinguons deux types de roches intrusives ultramafiques: les méta-pyroxénites et les méta-péridotites serpentinisées.

Les méta-pyroxénites affleurent peu; elles représentent moins de 1% de l'aire étudiée. Les meilleurs affleurements se trouvent à l'ouest du lac Domergue figure 47 et à l'est du lac Châtillon (figure 3, en pochette). Ces roches sont intimement associées aux filons-couches de gabbro dont elles constituent la partie inférieure. Nous croyons que les magmas riches en pyroxène se sont formés lors de la différenciation magmatique des intrusions gabbroïques synvolcaniques.

La roche, homogène, est vert foncé en cassure fraîche, vert pâle en surface altérée; le toucher rugueux est donné par l'amphibole. Les principaux minéraux constituants sont l'actinote-hornblende et la chlorite, cette dernière étant nettement moins abondante que l'amphibole prismatique. Dans certaines lames minces, nous avons reconnu les textures d'accumulation du pyroxène dont il ne subsiste que des reliques éparses. Nous avons également observé des reliques du matériel intercumulus; il s'agit d'une hornblende brune très pléochroïque, très probablement d'origine magmatique, elle-même en voie de remplacement par l'actinote-hornblende.

La présence de plusieurs filons-couches de méta-péridotite serpentinisée dans l'empilement volcano-sédimentaire constitue un trait distinctif de la région. Les principales intrusions sont ainsi réparties:

1. Cinq filons-couches sont situés entre les lacs Domergue et Cuvette et leur extension latérale visible varie entre 300 m et 1 750 m;
2. Deux filons-couches ont été cartographiés à l'ouest du lac Domergue, au voisinage du dépôt de sulfures massifs Lessard;

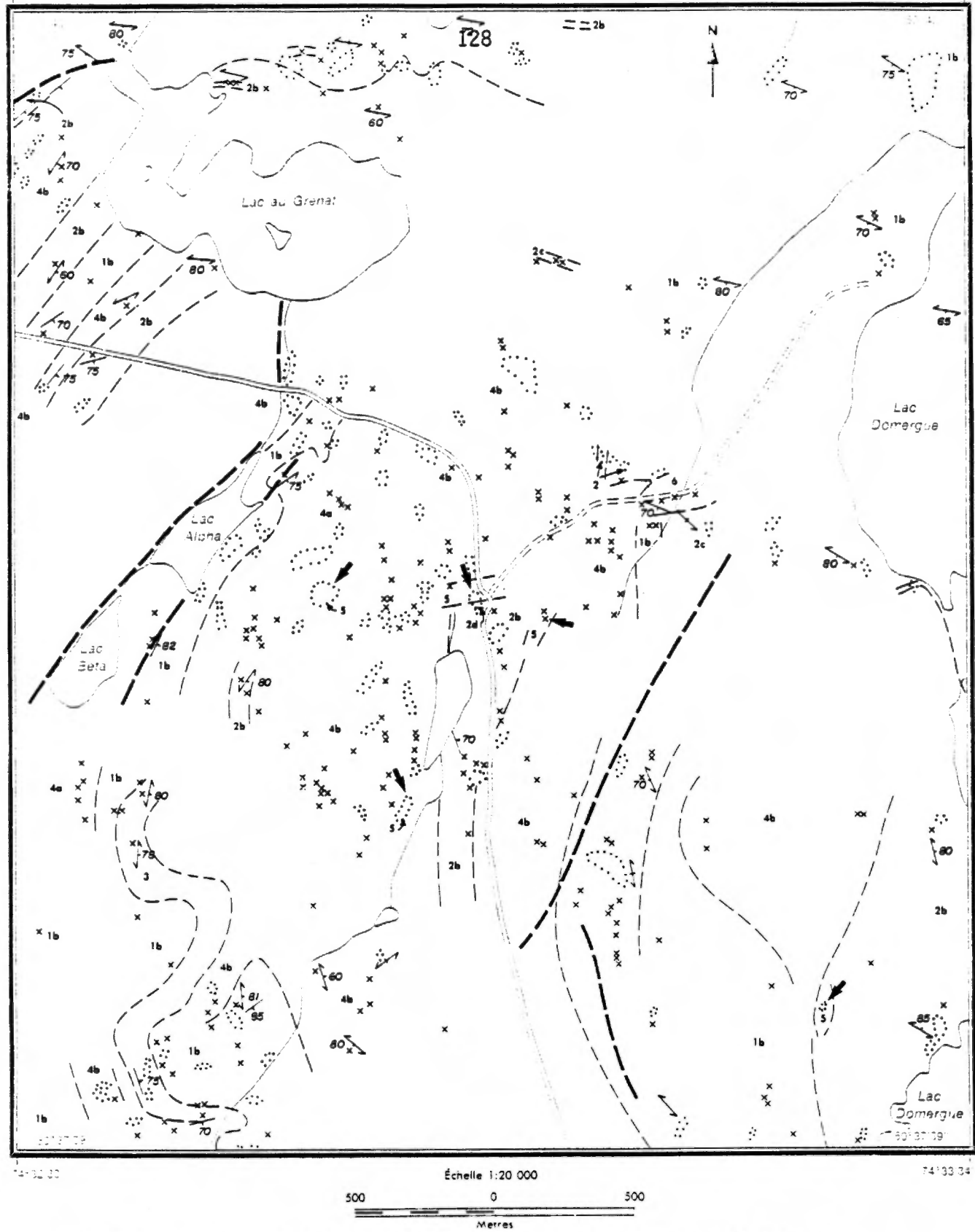


FIGURE 47 - Localisation des affleurements de méta-pyroxénite, à l'ouest du lac Domergue. Leur position est indiquée par une flèche.

3. Deux filons-couches sont situés entre les lacs Troilus et Testard. Le plus important, d'une puissance de 400 m, s'étend sur 9 km;
4. Plusieurs filons-couches ont été récemment cartographiés au voisinage du lac De Maurès (Roy, 1983; Simard, 1986): le plus important, d'une épaisseur moyenne de 750 m, s'étendant sur plus de 15 km.

Les méta-péridotites serpentinisées montrent une patine d'altération rouge brunâtre, une cassure fraîche vert foncé et elles sont très magnétiques. L'altération différentielle des minéraux d'accumulation et de la pâte permet d'identifier l'olivine (blanchâtre). Celle-ci constitue le cumulat principal.

Les principales phases d'accumulation originelles des méta-péridotites serpentinisées sont l'olivine et le pyroxène. Nous avons réalisé quelques analyses modales en tenant compte de la morphologie des minéraux pseudomorphes et de leurs composition afin de reconstituer la minéralogie primaire (tableau 18). Malgré les imperfections de la méthode, il ressort nettement que ces roches étaient à l'origine des péridotites (plus de 40% d'olivine). Des travaux complémentaires nous ont permis d'établir que ces roches ultramafiques sont généralement des dunites ou des lherzolites, parfois des wehrlites, mais jamais des harzburgites.

L'olivine et le pyroxène pauvre en calcium sont généralement remplacés par la serpentine. Le clinopyroxène intercumulus est remplacé par la trémolite. La chlorite (magnésienne) a également été observée dans ces roches; elle remplace une phase intercumulus. La carbonatation est tardive et d'intensité variable. Les principaux assemblages minéralogiques observés en lame mince sont les suivants:

1. Serpentine + chlorite + trémolite + carbonates;
2. Serpentine + chlorite;
3. Serpentine + chlorite + carbonates.

Dans le tiers des lames minces étudiées, nous avons observé le remplacement partiel de la serpentine par la trémolite (figure 48). Cette transformation déshydrate la roche et nécessite un apport de CaO et SiO<sub>2</sub>. Le CaO peut provenir, en partie du moins, de la transformation du clinopyroxène en trémolite tel qu'indiqué par la réaction suivante:

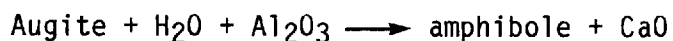


TABLEAU 18 - Analyses modales d'échantillons de roches ultramafiques basées sur l'identification des phases primaires. Les trois premières analyses proviennent de l'intrusion majeure qui s'étend à l'ouest du lac Testard, 81-73-6 provient de la base: 81-37-13 et 81-23-3 proviennent de la partie sommitale. L'échantillon 81-18-5 provient d'un petit filon-couche localisé à l'est du lac Troilus.

	Phases d'accumulation		Minéral intercumulus	Nombre de points
	Olivine	Pyroxène (orthopyroxène ?)	Clinopyroxène	
81-73-6	75%	----	25%	1115
81-37-13	48%	----	52%	1776
81-23-3	58%	28%	16%	1495
81-18-5	66%	----	34%	614

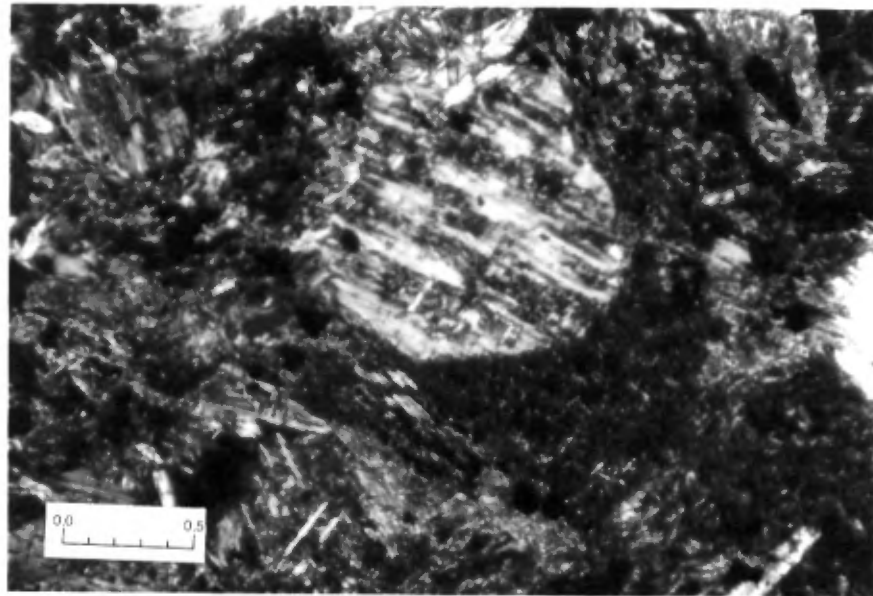


FIGURE 48 - Photomicrographie d'une péridotite serpentinisée. Dans la partie centrale de la photo, la serpentine, pseudomorphe d'un cristal d'olivine, est remplacée par la trémolite. Lumière polarisée; échelle en millimètres.

Les filons-couches de péridotite sont, en général, en contact avec des filons-couches de gabbro. Le contact est observé à quelques endroits seulement; il est toujours net, et à petite échelle, la péridotite peut recouper le gabbro.

#### IV.4.2 Les intrusions mafiques

##### IV.4.2.1 Les observations macroscopiques

Les intrusions mafiques forment plus de 30% de la surface cartographiée; elles se présentent généralement sous la forme de filons-couches différenciés. Ceux-ci sont observés à tous les niveaux de l'empilement volcano-sédimentaire; leur mise en place est contemporaine de celle des roches volcaniques même si, localement, à petite échelle, ils peuvent recouper l'encaissant. À cause des conditions d'affleurement et de l'étroite association avec les laves basaltiques, nous avons rarement pu individualiser les différentes intrusions.

La puissance des filons-couches varie de quelques mètres à 2000 mètres. Les filons-couches les plus minces peuvent être les ramifications de filons-couches plus importants; ceci a pu être observé fréquemment.

La base des filons-couches épais est généralement occupée par des gabbros mésocrates ophitiques ou sub-ophitiques; il peut arriver, à l'occasion, qu'elle soit occupée par des niveaux riches en pyroxènes et même, par des pyroxénites comme nous l'avons déjà vu. Quelques filons-couches sont pourvus de chenaux (moins de 1 m de largeur) et de stratifications parallèles. Le litage résulte de l'accumulation préférentielle des clinopyroxènes par rapport au plagioclase; il se manifeste par l'alternance de bandes mélanocrates et leucocrates.

Les gabbros/diorites isométriques de la base et de la partie médiane des filons-couches évoluent graduellement vers des ferrogabbros/diorites, sporadiquement à texture pegmatitique. Dans la partie sommitale de certains filons-couches l'on peut suivre sur plusieurs kilomètres des diorites quartzifères qui peuvent être également porteuses de magnétite. La texture granophyrique est communément observée dans les niveaux riches en quartz notamment à l'intérieur du complexe de De Maurès.

##### IV.4.2.2 Les observations microscopiques

Les principaux assemblages minéralogiques (métamorphiques) sont les suivants:



1. Plagioclase +  $\overline{+}$ épidote + amphibole;
2. Plagioclase  $\overline{+}$ épidote + amphibole + quartz;
3. Plagioclase  $\overline{+}$ épidote + amphibole + quartz + chlorite;
4. Plagioclase  $\overline{+}$ épidote + amphibole + chlorite.

Le plagioclase des quatre assemblages susmentionnés peut être primaire, sodi-calcique ou calco-sodique, ou encore, une albite recouverte de clinozoïsite et pseudomorphe du plagioclase primaire.

Le plagioclase primaire sodi-calcique à calco-sodique subsiste dans plus de 35% des 94 lames minces étudiées. La calcicité du plagioclase a été déterminée sur 23 lames au moyen de la platine horizontale (figure 49); elle a été vérifiée par des analyses ponctuelles à la microsonde (tableau 1). Le degré d'épidotisation des plagioclases primaires varie beaucoup; il peut aller jusqu'au remplacement total par un mélange d'albite et de clinozoïsite. Mentionnons, qu'à quelques endroits, l'albite est remplacée par l'oligoclase suite à la résorption partielle de la clinozoïsite causée par l'accroissement du métamorphisme.

L'actinote ou la ferro-actinote (dans les niveaux les plus différenciés) sont pseudomorphes des pyroxènes. Dans 3% des lames minces étudiées, des cristaux de clinopyroxène se trouvent au coeur des cristaux d'actinote. Par ailleurs, à la base de certains filons-couches, nous avons observé la bronzite, une phase métastable rarement observée dans les roches métamorphiques.

La hornblende brune se présente comme minéral (primaire) relique: elle est rarement observée.

Le quartz fut identifié dans 51% des lames minces étudiées; il est primaire dans 50% de ces dernières. Le quartz primaire est très abondant dans certains filons-couches du complexe de De Maurès dont la composition modale est celle des tonalites. Il s'y présente souvent en intercroissance avec le plagioclase ou l'albite (texture granophyrique). Par ailleurs, le quartz est observé plus fréquemment dans les filons-couches du groupe de Troïlus que dans ceux des complexes Domergue-nord et Domergue-sud. Généralement, le quartz est visible dans la partie sommitale des intrusions.

La chlorite est présente dans le tiers des roches étudiées mais le rapport actinote/chlorite est toujours supérieur à 1 ce qui indique que peu d'eau a circulé dans ces roches.

La magnétite-ilménite, le sphène et le leucoxène sont des phases accessoires qui sont rencontrées surtout dans les ferro-gabbros/diorites. Des cristaux squelettiques de magnétite-ilménite de plus de 10 mm de longueur furent observés dans ces roches (figure 50).

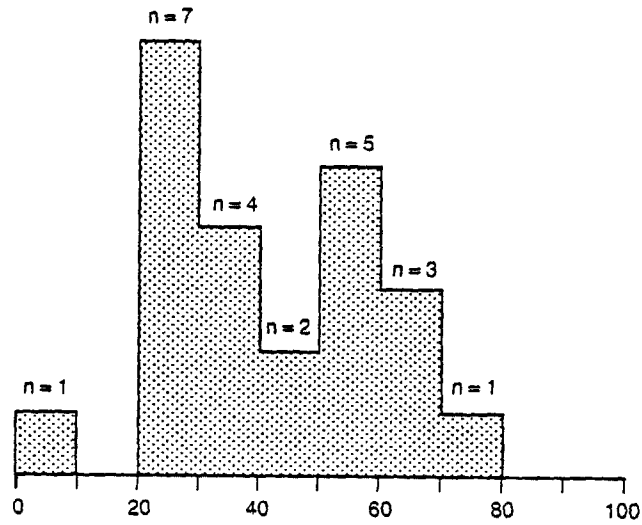


FIGURE 49 - Contenu en molécule anorthite du plagioclase des gabbros étudiés. Ces résultats ont été obtenus sur une platine horizontale, par la méthode de Michel-Lévy.

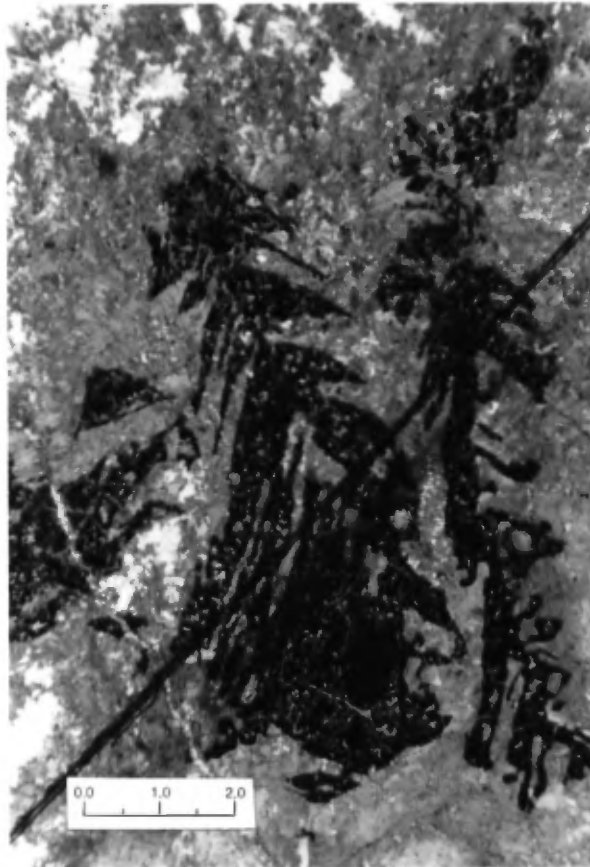


FIGURE 50 - Photomicrographie d'une ferro-diorite du complexe de Domergue-nord montrant des cristaux squelettiques de magnétite-ilménite. Lumière naturelle; échelle en millimètres.

#### IV.4.2.3 Composition et classification

Nous avons utilisé l'analyse virtuelle (norme CIPW) et la classification des roches ignées approuvée par l'Union Internationale des Sciences Géologiques (Streckeisen, 1976) pour nommer les roches mafiques intrusives. Deux groupes de points sont définis à la figure 51. Les échantillons du groupe des gabbros/diorites quartziques proviennent de la région située au nord du lac Frotet; les échantillons les plus riches en quartz sont des ferro-gabbros/diorites. Les échantillons sans quartz virtuel donc porteurs d'olivine virtuelle proviennent de la partie de la région étudiée qui est située au sud du lac Frotet (complexes de Domergue-sud et Domergue-nord). Les roches gabbroïques occupent le champ des gabbros-norites (figure 52); les roches gabbroïques porteuses d'olivine virtuelle occupent pour leur part le champ des gabbros-norites à olivine (figure 53). Par ailleurs, les échantillons qui proviennent des granophyres du complexe de De Maurès figurent dans le champ des tonalites à l'intérieur du diagramme triangulaire feldspath alcalin-quartz-plagioclase (figure 54; tableau 19).

#### IV.4.3 Les granitoïdes

La mise en place des différentes intrusions granitoïdes étudiées (figure 55) n'est pas synchrone; elle débute peu après la formation de l'empilement volcano-sédimentaire et semble se poursuivre après la fin de l'orogénie kénoréenne. Nous avons réalisé les regroupements suivants:

1. les granitoïdes bordiers qui délimitent la bande volcano-sédimentaire (syn- et tardi-tectoniques);
2. les granitoïdes situés à l'intérieur de la bande volcano-sédimentaire qui peuvent être syn-volcaniques, tardi-tectoniques ou post-tectoniques.

##### IV.4.3.1 Les granitoïdes bordiers

Les granitoïdes bordiers dont nous n'avons pu tracer les contours, sont constitués d'une grande variété de lithologies (Moyer, 1960; Murphy, 1966; Rondot, 1972). Cela tient, d'une part, aux caractères primaires de la roche (composition chimique, minéralogie, textures), d'autre part, au métamorphisme, dont les conditions et les effets varient.

Les granitoïdes qui forment la limite sud de la région étudiée sont distincts des autres. Ce sont des gneiss gris quartzo-feldspathiques qui contiennent de la biotite et/ou de la hornblende mais peu de feldspath potassique (Moyer, 1968). Ailleurs dans la région, les granodiorites gneissiques prédominent. Ces roches contiennent beaucoup

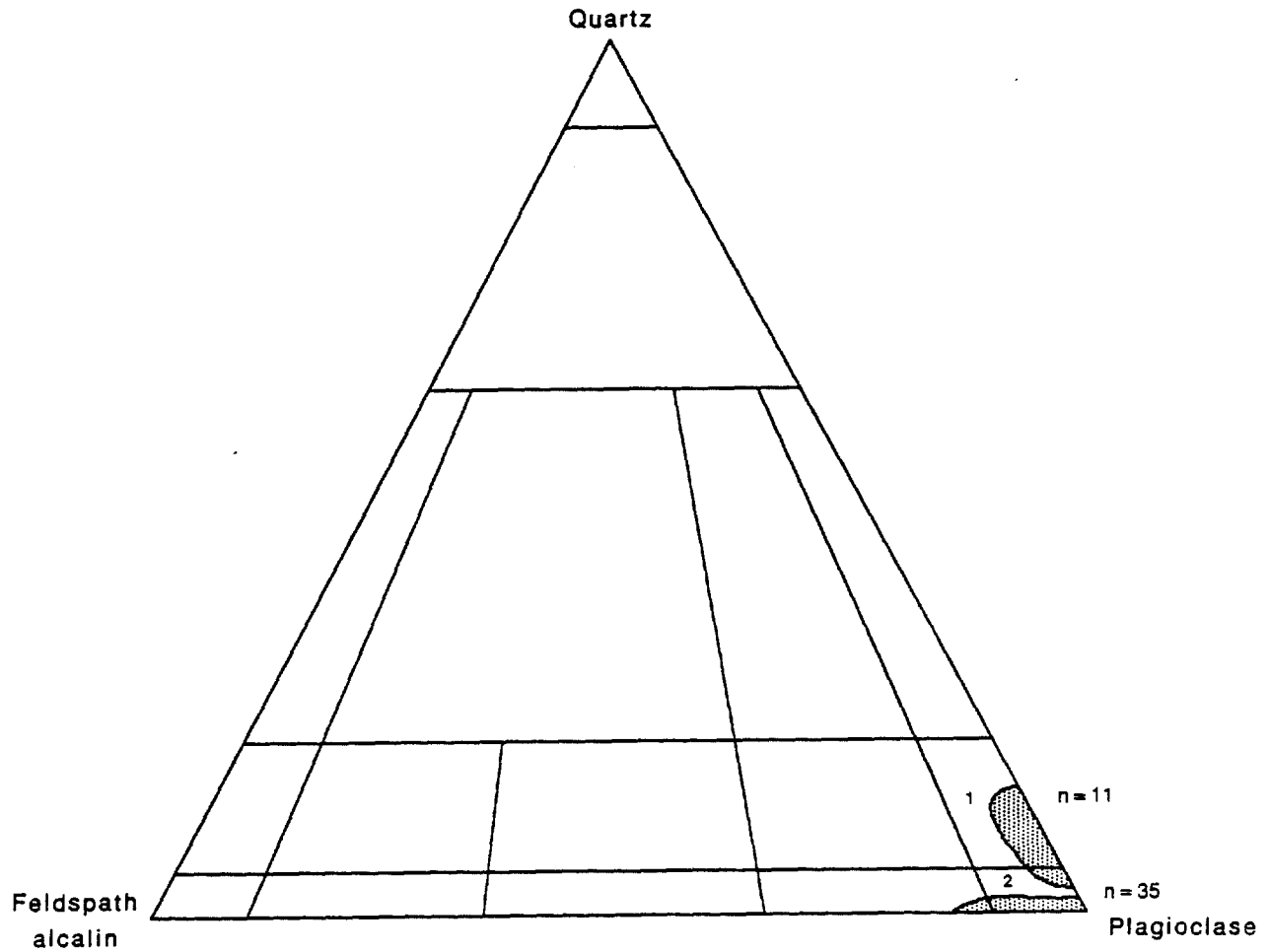


FIGURE 51 - Classification virtuelle des gabbros suivant le diagramme ternaire feldspath alcalin-quartz-plagioclase de Streckeisen (1976): (1) Champ des gabbros/diorites (2) Champ des gabbros/diorites quartziques.

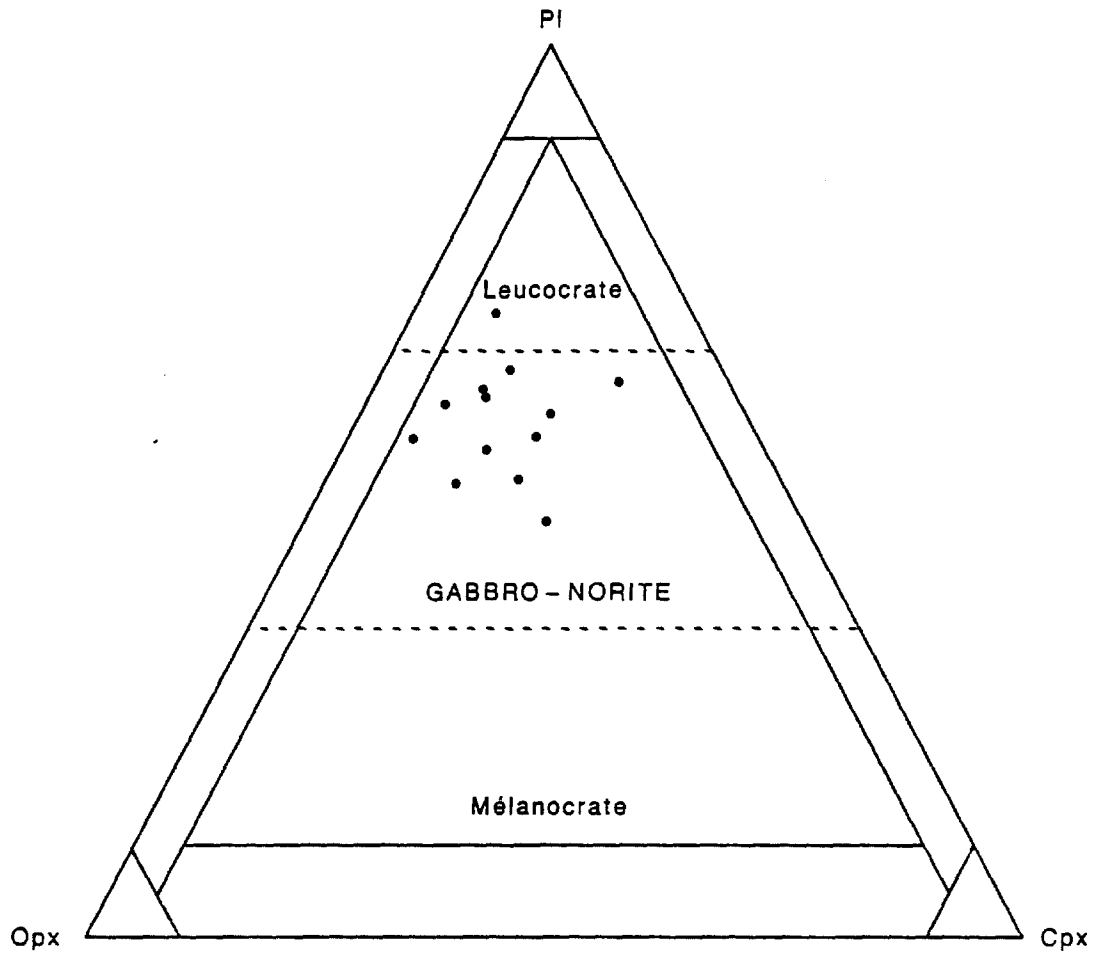


FIGURE 52 - Classification virtuelle des gabbros quartziques suivant le diagramme ternaire Opx - Pl - Cpx de Streckeisen (1976).

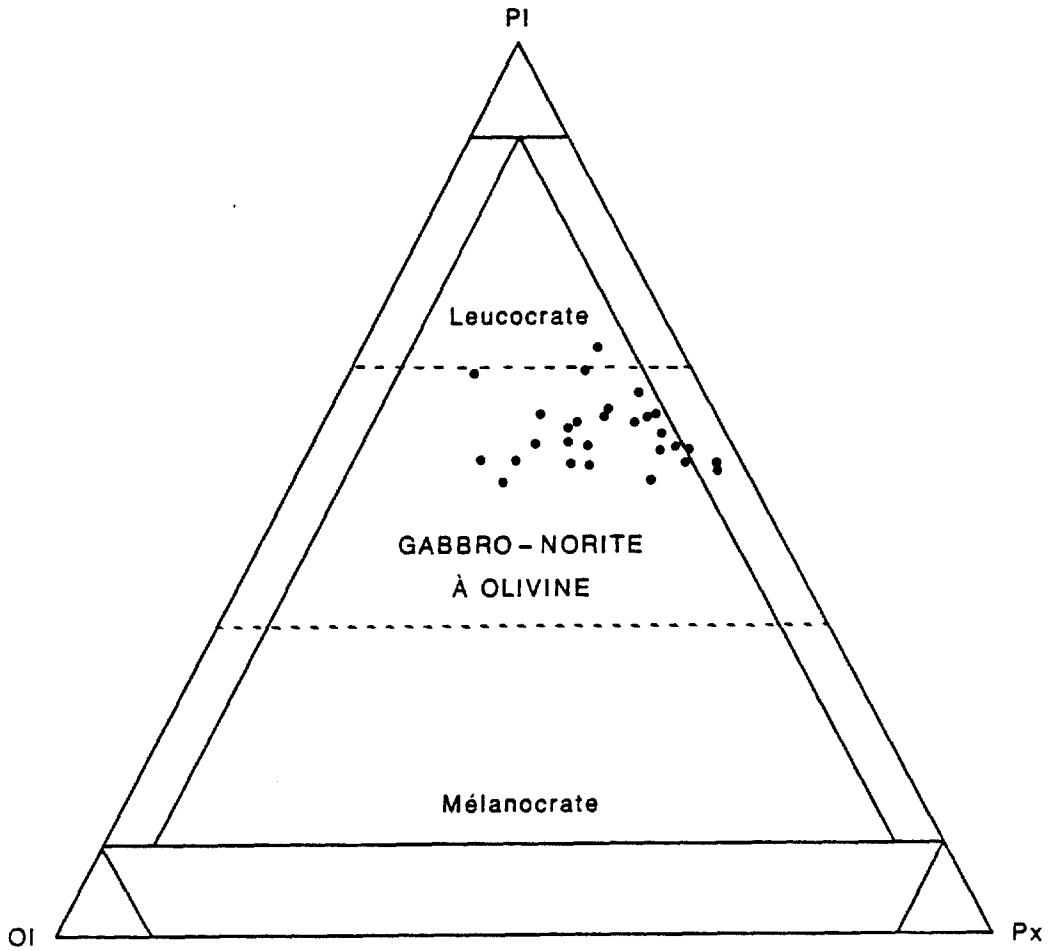


FIGURE 53 - Classification virtuelle des gabbros suivant le diagramme OI - PI - Px de Streckeisen (1976).

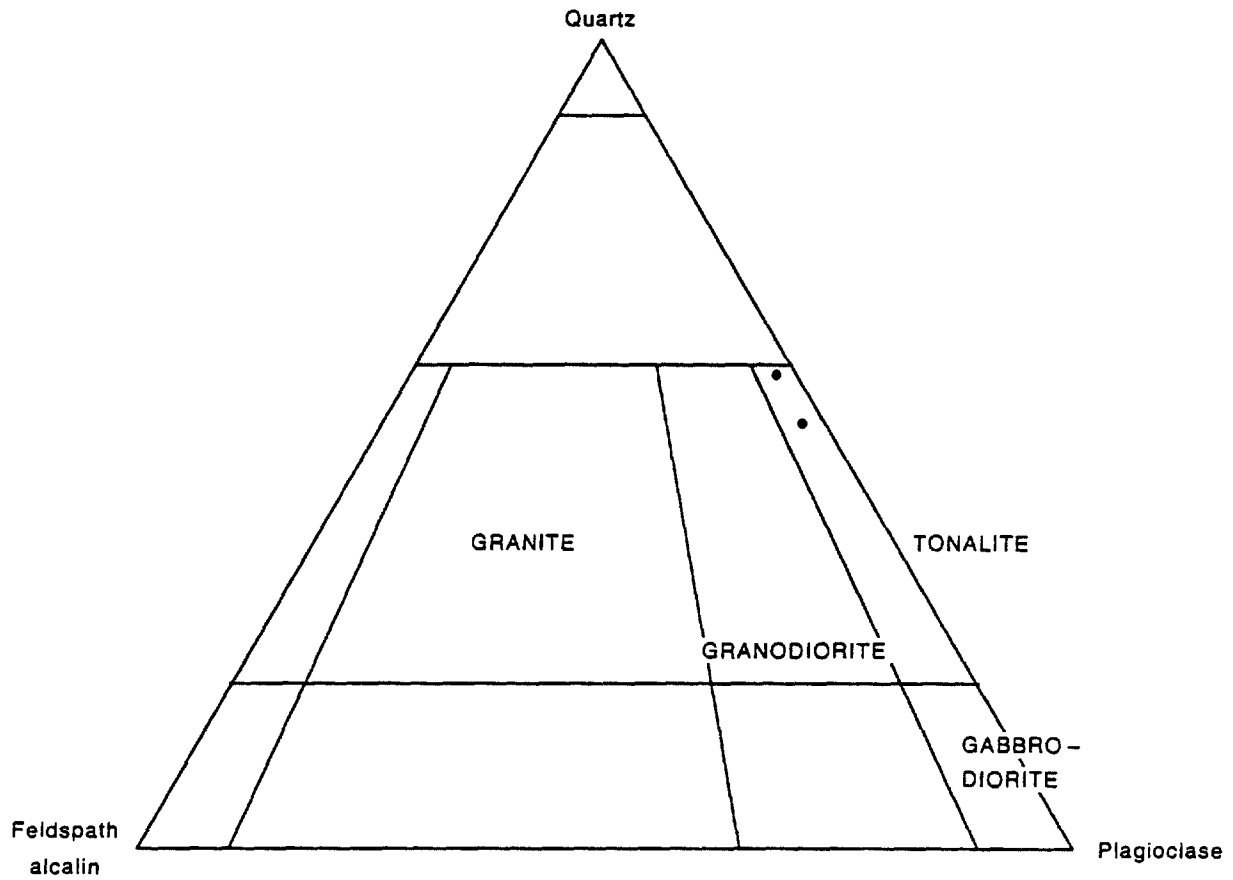


FIGURE 54 - Classification virtuelle des granophyres du complexe de De Maurès suivant le diagramme feldspath alcalin-quartz-plagioclase (Streckeisen, 1976).



TABLEAU 19 - Composition chimique des granophyres du complexe de De Maurès. Les résultats en oxydes sont normalisés à 100% sans la perte au feu (PAF).

SiO <sub>2</sub>	65,51%	65,27%
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,54	11,56
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,57	2,31
FeO	5,43	9,48
MgO	1,65	1,30
CaO	6,25	5,96
Na <sub>2</sub> O	4,10	2,64
K <sub>2</sub> O	0,21	0,34
TiO <sub>2</sub>	1,07	0,81
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,60	0,25
MnO	0,07	0,11
PAF	0,94	1,93
Rb	5 ppm	11 ppm
Sr	370	180
Ni	40	0,5
Cr	110	6
Zr	180	180
Y	26	43

de feldspath potassique et la biotite est le seul minéral ferromagnésien observé (Rondot, 1972). Par rapport aux granodiorites gneissiques, l'intensité de la recristallisation est très variable. Ainsi, malgré leur texture gneissique, certaines roches s'apparentent fortement aux granodiorites porphyriques post-tectoniques (granodiorites du lac Cuvette et du lac Châtillon).

Les roches que nous avons étudiées (figure 55) sont des granodiorites gneissiques. Ces roches grenues sont constituées essentiellement de plagioclase, quartz, feldspath potassique et biotite. La foliation grossière qui résulte principalement de l'alignement des feuillets de biotite est parallèle à la foliation régionale.

Le contact entre les intrusions et leur encaissant est concordant toutefois, à petite échelle, l'encaissant est recoupé par plusieurs dykes felsiques issus des granitoïdes. Nous n'avons pu délimiter d'auréole métamorphique (métamorphisme de contact) autour des batholites granitoïdes, toutefois, nous avons noté que l'encaissant est davantage déformé et recristallisé à l'approche de ces intrusions.

Le plagioclase, damouritisé, est sub-automorphe à automorphe. L'altération différentielle fait ressortir le zoning; le coeur des cristaux, plus riche en molécule anorthite, est altéré davantage. Nous avons déterminé la composition de quelques plagioclases non zonés et peu altérés (méthode de Michel-Lévy); leur contenu en molécule anorthite varie entre 23 et 29%. Le feldspath potassique est xénomorphe et limpide; il s'agit de l'orthose microperthitique et du microcline. Il peut être poecilitique, la plagioclase formant les inclusions. Le quartz est xénomorphe et polycristallin à extinction ondulante. La biotite a subi, à des degrés divers, la chloritisation. Les principaux minéraux accessoires sont la muscovite, le sphène et l'apatite. La présence de muscovite ainsi que l'absence de hornblende suggèrent que ces roches sont hyperalumineuses et, par le fait même, qu'elles s'apparentent davantage aux granitoïdes de type S tels que définis par Chappell et White (1974).

Dans les échantillons les plus déformés, on observe le phénomène de mylonitisation qui se manifeste principalement par la destruction des feldspath à partir de la bordure des cristaux. Il en résulte une pâte recristallisée formée de plagioclase, microcline et quartz: la taille des cristaux est inférieure à 0,02 mm (figure 56).

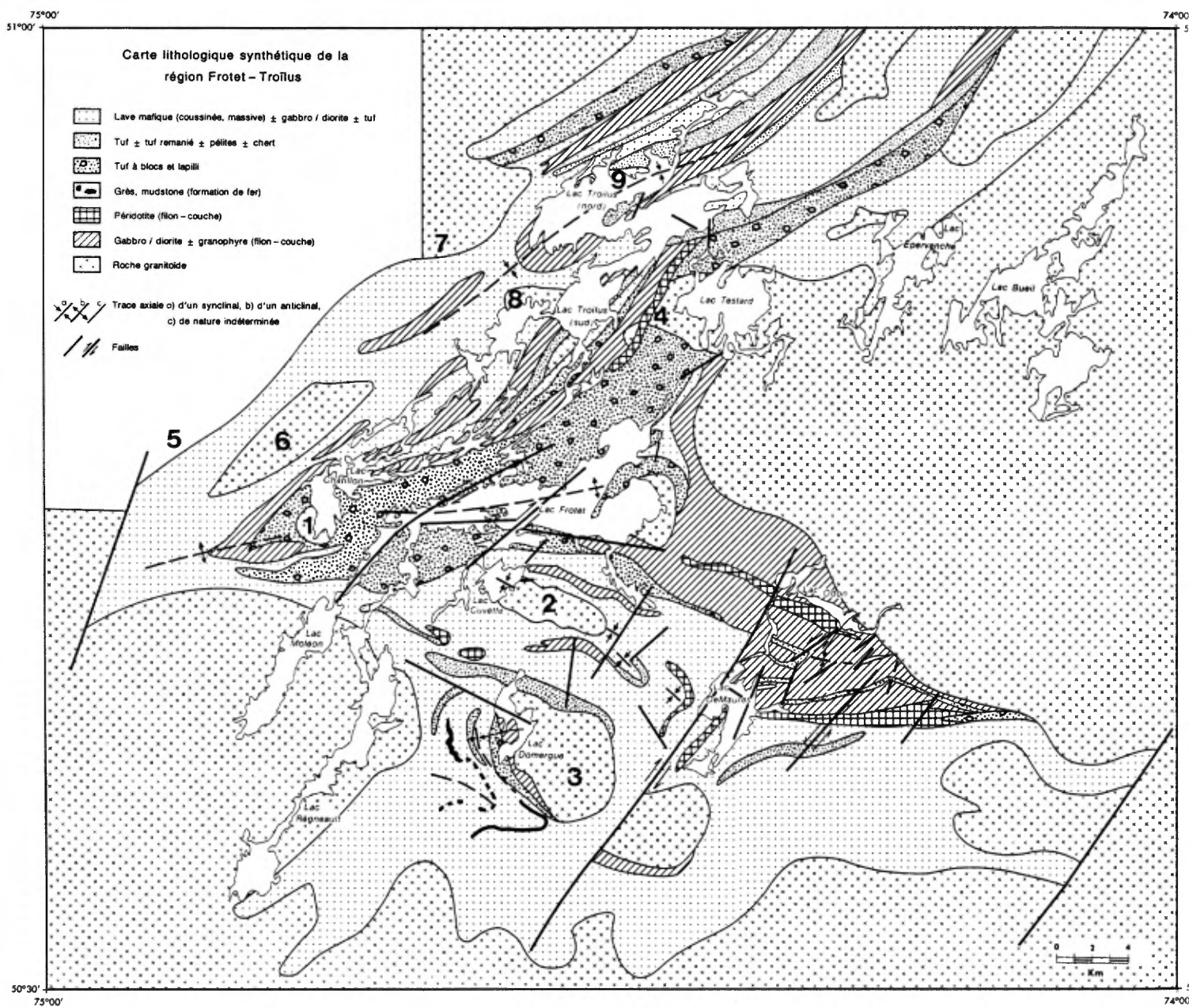
#### IV.4.3.2

Les granitoïdes situés à l'intérieur de la bande volcano-sédimentaire

Les plutons du lac Châtillon et du lac Cuvette sont post-tectoniques. Le pluton du lac Châtillon a été daté à 1,9 milliards d'années

FIGURE 55 - Localisation des principaux granitoïdes étudiés.

- |                                        |                                    |
|----------------------------------------|------------------------------------|
| 1- Granodiorite du lac Châtillon;      | 6- Granodiorite du lac Morissette; |
| 2- Granodiorite du lac Cuvette;        | 7- Granite du lac Inconnu;         |
| 3- Diorite quartzique du lac Domergue; | 8- Tonalite du lac Troilus-sud;    |
| 4- Tonalite du lac Testard;            | 9- Tonalite du lac Troilus-nord.   |
| 5- Granodiorite du lac Saigne;         |                                    |



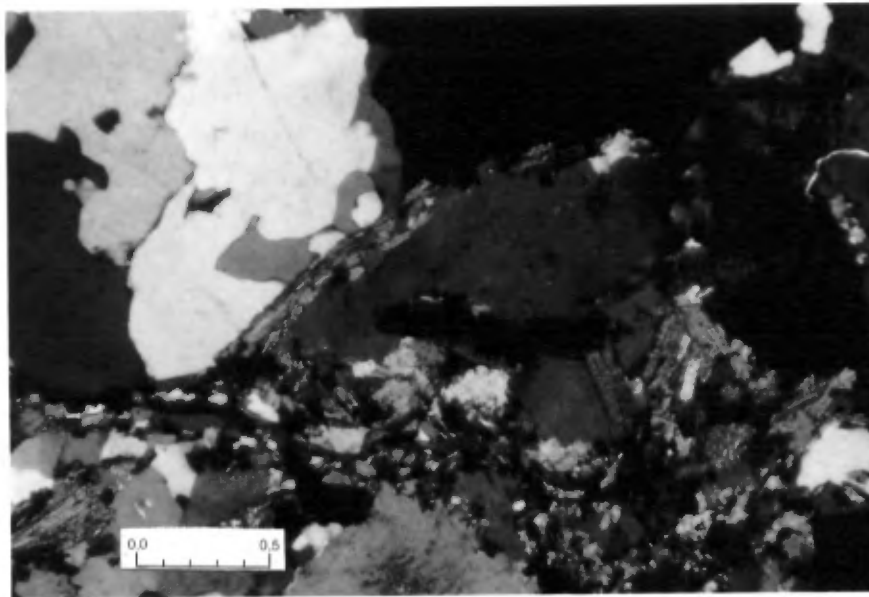


FIGURE 56 - Photomicrographie d'une granodiorite gneissique qui provient d'une intrusion bordière. La mylonitisation a provoqué la recristallisation du plagioclase, du microcline et du quartz. Lumière polarisée; échelle en millimètres.

par la méthode potassium/argon (Emile Gahé, communication personnelle): il s'agit probablement d'un âge métamorphique. Ces plutons ont un aspect massif. Ils sont de forme ellipsoïdale avec un grand axe de 2 km pour le pluton du lac Châtillon et un grand axe de 8 km pour celui du lac Cuvette. Le contact entre ces plutons et l'encaissant ainsi que les auréoles métamorphiques générées sont rarement observées. Nous n'avons trouvé qu'un seul affleurement qui le montre. Cet affleurement est situé à l'extrémité est de l'intrusion du lac Cuvette en bordure d'une unité de laves à coussins. La largeur de la zone de contact n'excède pas quelques dizaines de mètres (Roy, 1986).

Les roches qui composent les intrusions sont porphyriques contenant de 10 à 20% de phénocristaux de feldspath potassique dont le diamètre peut atteindre 20 mm; ceux-ci baignent dans une pâte constituée de cristaux de feldspath potassique, de plagioclase et de quartz dont le diamètre moyen est d'environ 2 mm (tableau 20; figure 57).

Le plagioclase (An<sub>30</sub>) et le feldspath potassique (microcline, orthose perthitique) sont sub-automorphes à automorphes et peu altérés. Le quartz est xénomorphe et interstitiel. Les principaux minéraux accessoires sont dans l'ordre: la biotite, la muscovite et le sphène. Ceux-ci forment moins de 5% de la roche. La présence de muscovite est indicatrice du caractère hyperalumineux de ces roches.

Nous avons fréquemment observé le remplacement irrégulier et incomplet du plagioclase par le feldspath potassique (figure 58). Ce remplacement est dû soit à un changement dans les conditions de la cristallisation, soit à l'altération deutérique et métasomatique (Birk et al., 1979) soit enfin à la démixion post-solidus du feldspath alcalin.

Le pluton du Lac Domergue est tardi-tectonique. Le contact avec l'encaissant a été vu au sud-ouest du lac Domergue. Plusieurs dykes felsiques recoupent l'encaissant; des enclaves amphibolitiques qui proviennent de l'encaissant ont été trouvées en bordure du pluton. La zone de métamorphisme de contact s'étend à plus d'un kilomètre de l'intrusion. Elle est reconnue à partir de l'apparition de hornblende dans les roches mafiques et par la présence de l'andalousite dans les sédiments.

La roche qui forme le pluton du lac Domergue est massive et isométriques. Il s'agit d'une diorite quartzique; elle est constituée de plus de 30% de hornblende verte et de biotite (tableau 20; figure 59). Le plagioclase, automorphe, est intensément altéré (damouritisé). Le quartz et le feldspath potassique sont xénomorphes. Les minéraux ferromagnésiens sont altérés (métamorphisme rétrograde); la biotite est chloritisée et la hornblende est transformée en actinote.

	1	2	3	4	5	6	7	8
Plagioclase	66 (57)	55 (48)	48 (52)	55 (56)	57	49 (49)	54 (58)	36
Quartz	26 (21)	23 (26)	24 (21)	7 (10)	33	32 (27)	29 (23)	26
Feldspath potassique	2 (11)	19 (20)	22 (20)	4 (11)	4	14 (18)	11 (16)	34
Biotite	6	2	4	9	5	5	4	3
Hornblende				25 (23)				
Minéraux accessoires et minéraux d'altération	1 (11)	1 (6)	2 (7)	< 1	1	< 1 (6)	2 (3)	1
Nombre de points comptés	2390	5000	4000	1000	3895	3000	3000	2157

Tableau 20 - Résultats (%) des analyses modales et virtuelles (entre parenthèses) des granitoïdes:

1. Tonalite du Lac Troïlus-sud (2 échantillons)
2. Granodiorite du Lac Cuvette (5 échantillons)
3. Granodiorite du Lac Châtillon (4 échantillons)
4. Diorite quartzique du Lac Domergue (1 échantillon)
5. Tonalite du Lac Testard (3 échantillons)
6. Granodiorite du Lac Saigne (3 échantillons)
7. Granodiorite du Lac Morissette (3 échantillons)
8. Granite du Lac Inconnu (2 échantillons)

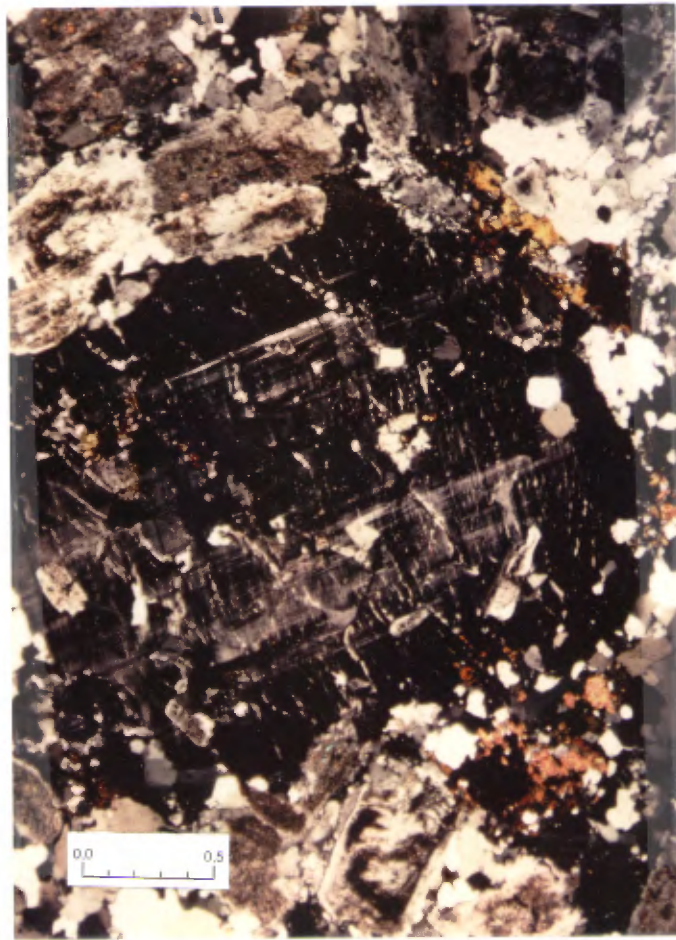


FIGURE 57 - Photomicrographie de la granodiorite du lac Cuvette. Le centre de la photographie est occupé par un phénocrystal de feldspath potassique. Lumière polarisée; échelle en millimètres.

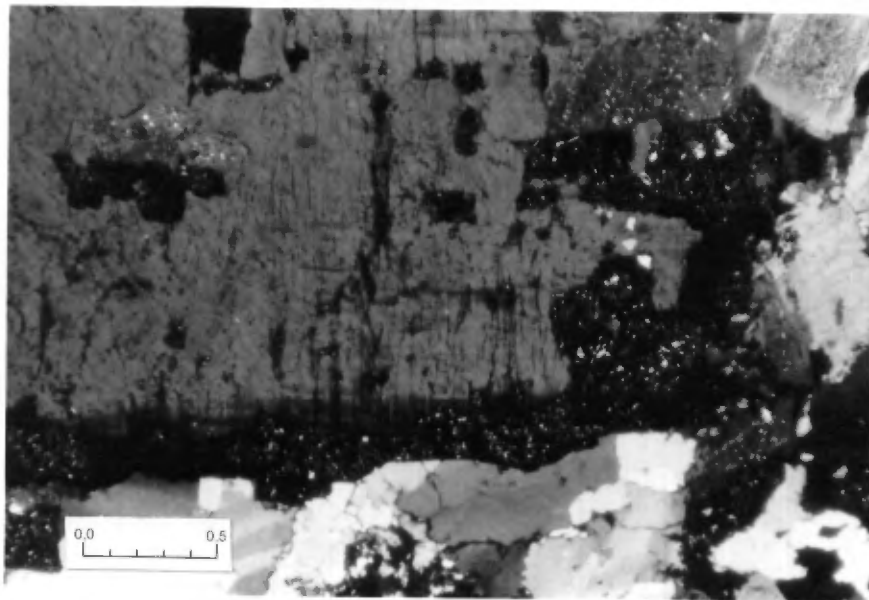


FIGURE 58 - Photomicrographie de la granodiorite du lac Cuvette montrant des cristaux de plagioclase corrodés à l'intérieur d'un phénocrystal de feldspath potassique. Lumière polarisée; échelle en millimètres.



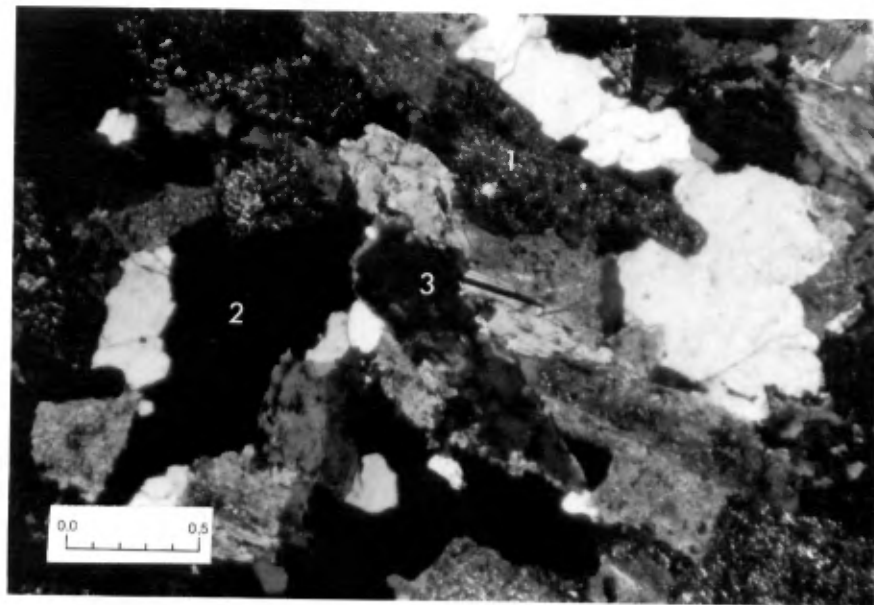


Figure 59 - Photomicrographie de la diorite quartzique du lac Domergue. La roche est constituée essentiellement de plagioclase (1), quartz (2) et hornblende (3). Lumière polarisée; échelle en millimètres.

Le lac Troïlus est occupé par deux intrusions, le pluton du lac Troïlus-nord et le pluton du lac Troïlus-sud. L'intrusion du lac Troïlus-nord, une tonalite, est probablement tardi-tectonique. Le pluton du lac Troïlus-sud semble discordant à l'échelle régionale quoique plusieurs intrusions de porphyres feldspathiques stratiformes puissent y être rattachées. Nous n'avons pu reconnaître une zone de métamorphisme de contact. Ce pluton est fort semblable à celui du lac Troïlus-nord et il est possible qu'il y soit génétiquement associé.

La roche qui forme le pluton du lac Troïlus-sud est blanche (surface altérée), isométrique, massive et homogène. Elle est riche en quartz et pauvre en minéraux ferromagnésiens (tableau 20; figure 60). Le minéral le plus abondant est le plagioclase (diamètre moyen de 2 mm); il est automorphe, zoné et légèrement damouritisé. Les cristaux de quartz xénomorphes (2 à 6 mm de diamètre) occupent les interstices; ils contiennent parfois des inclusions de plagioclase. Le microcline (diamètre inférieur à 0,5 mm) est accessoire. La biotite est le minéral ferromagnésien principal.

Nous avons réalisé, sur les granitoïdes décrits précédemment 23 analyses modales (tableau 20); au moins 1000 points ont été comptés pour chacune des lames minces étudiées. Quelques lames ont été colorées au cobaltinitrite de sodium pour faciliter l'identification du feldspath potassique. La classification utilisée pour la nomenclature des granitoïdes (figures 61 et 62) est celle de l'IUGS (Streckeisen, op. cit.).

La dispersion des points figuratifs des analyses modales sur le diagramme feldspath alcalin-quartz-plagioclase est plus faible pour les roches plutoniques d'aspect massif (sans foliation) incluant celles qui sont porphyriques que pour celles qui proviennent de plutons ayant subi des contraintes tectoniques plus fortes (plutons bordiers). Par ailleurs, on compte davantage de quartz dans ces derniers. La dispersion des points rapportée plus haut est réduite lorsque les minéraux virtuels de la norme CIPW sont utilisés (figure 63).

#### IV.4.4 Les porphyres feldspathiques et quartzo-feldspathiques

Exception faite d'un site au sud-est du lac Châtillon, les principales intrusions felsiques et porphyriques se trouvent au niveau du lac Troïlus (figure 64); elles recoupent les formations de Testard (volcanoclastites) et de Mésière (laves). Dans la partie sud du lac Troïlus, les intrusions porphyriques gravitent autour de la tonalite décrite précédemment; dans la partie nord du lac, elles se localisent près du contact entre les formations de Testard et de Mésière.

Les porphyres quartzo-feldspathiques se présentent sous forme de:

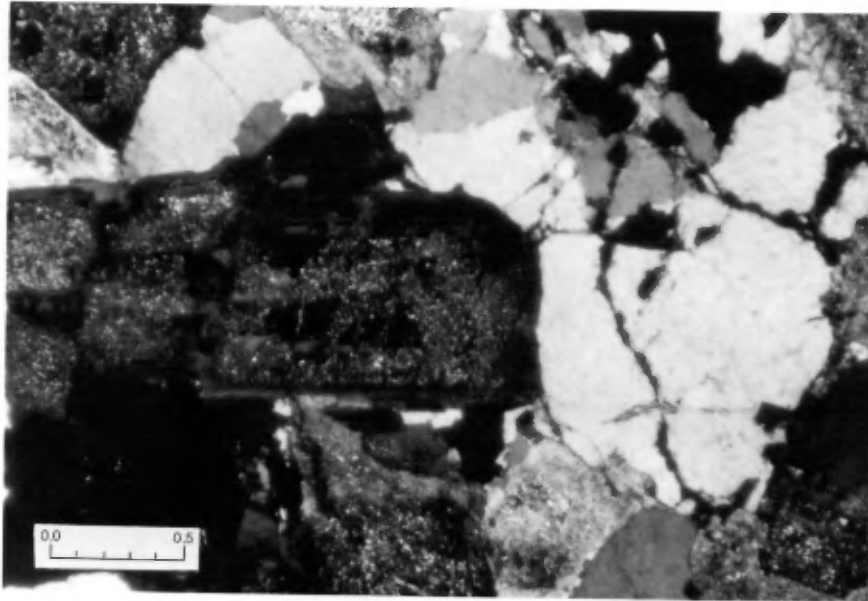


FIGURE 60 - Photomicrographie de la tonalite du lac Troilus-sud constituée essentiellement de plagioclase et quartz. Lumière polarisée; échelle en millimètres.

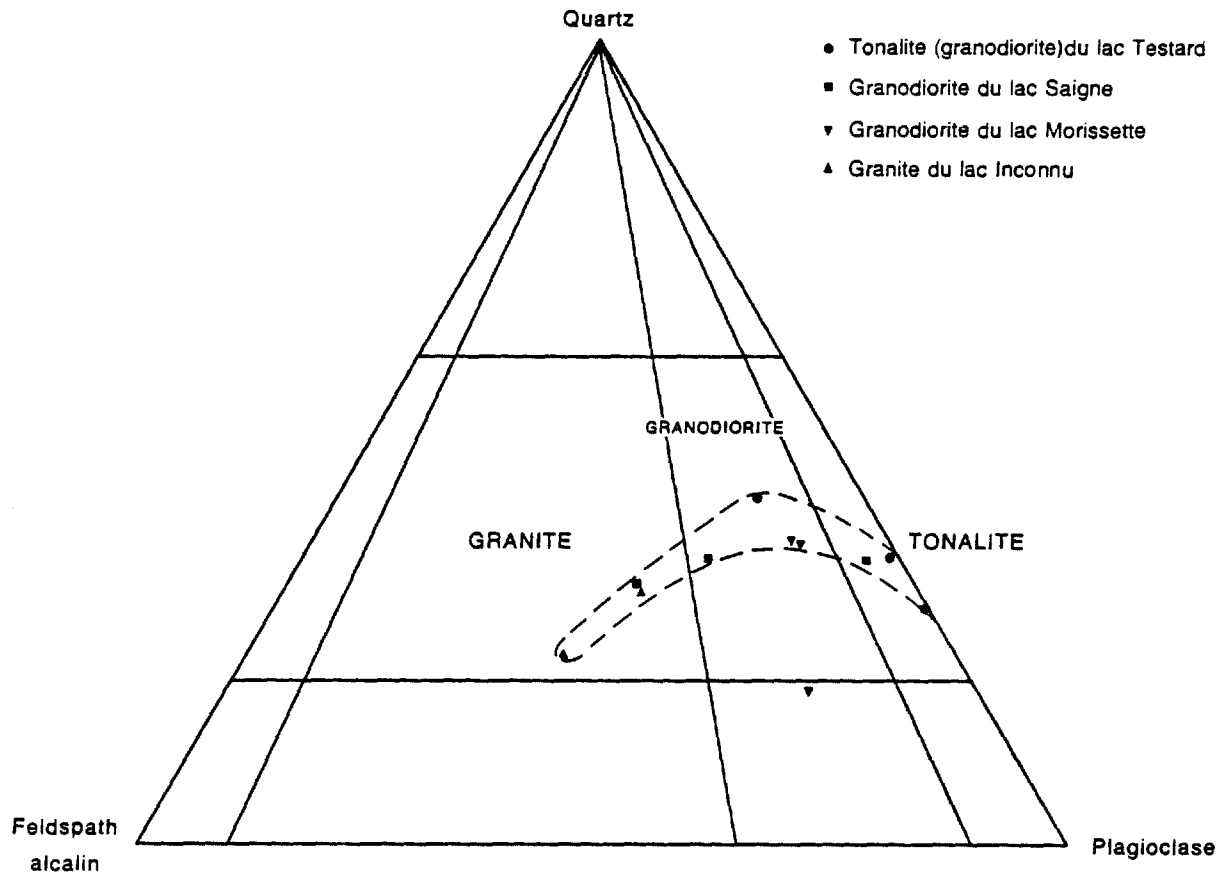


FIGURE 61 - Nomenclature des granites bordiers selon leur analyse modale (diagramme de Streckeisen, 1976).

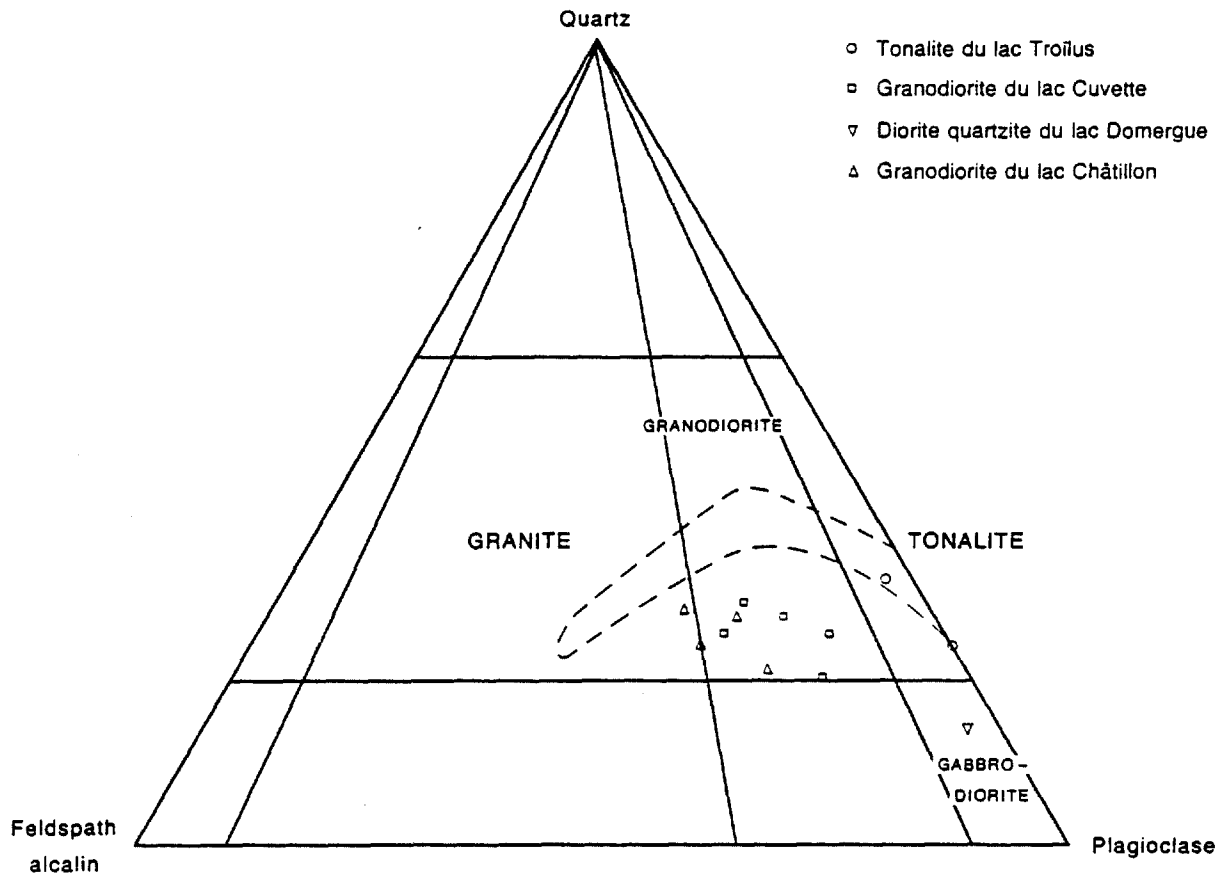


FIGURE 62 - Nomenclature des granitoïdes qui ont envahi l'empilement volcanique selon leur analyse modale (diagramme de Streckeisen, 1976). Le domaine occupé par les granitoïdes bordiers est délimité par un trait discontinu.

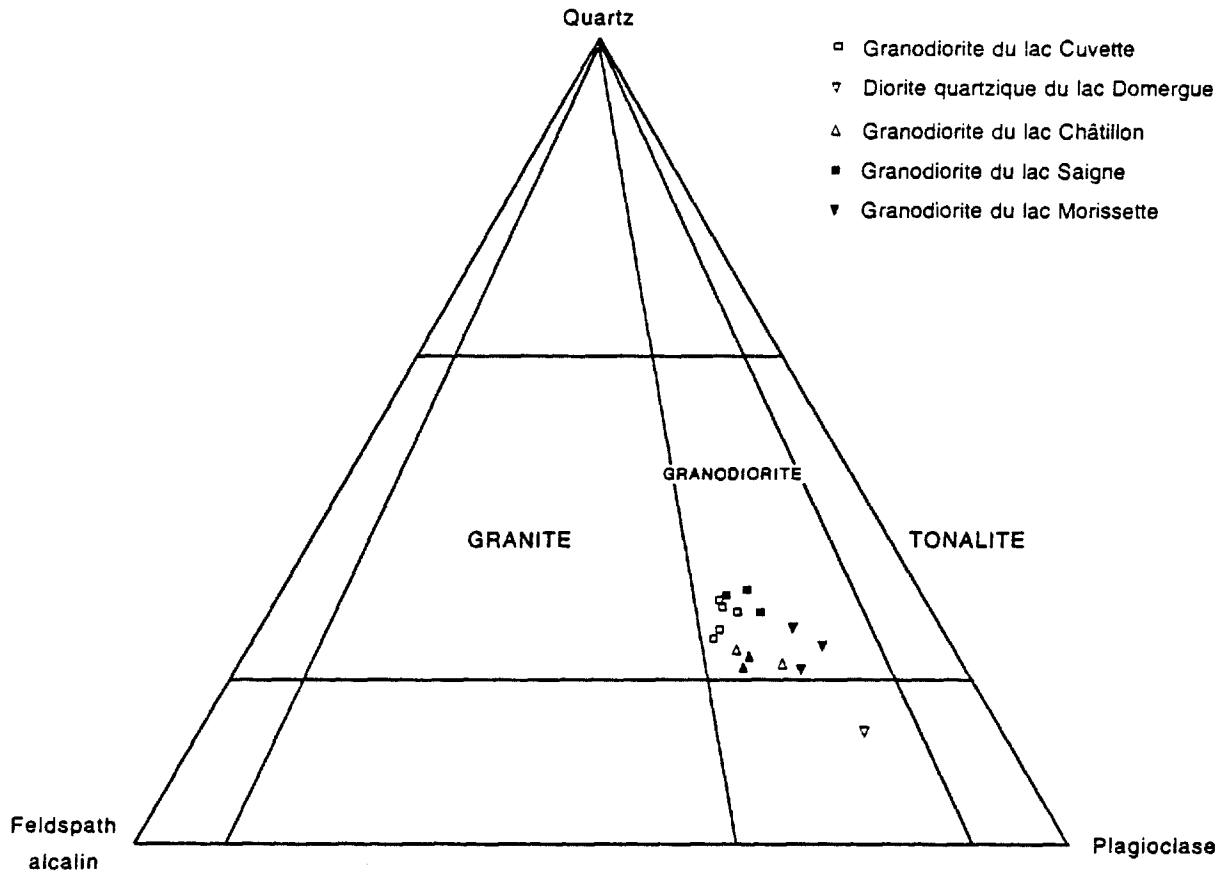


FIGURE 63 - Nomenclature des granitoïdes (Streckeisen, 1976) de la région étudiée à partir des résultats du calcul de la norme CIPW.

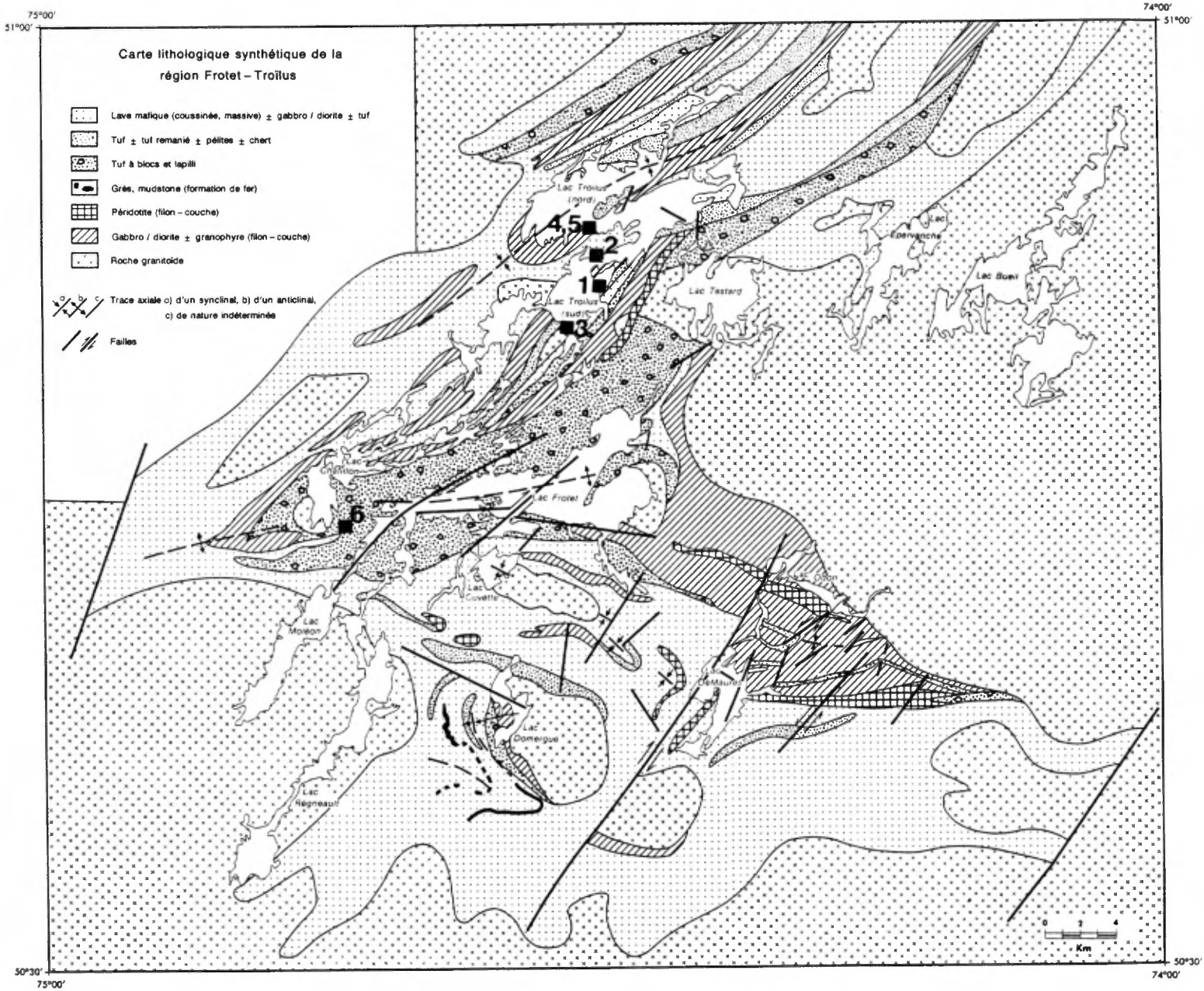


FIGURE 64 - Localisation des porphyres quartzo-feldspathiques étudiés: les numéros d'échantillon correspondant aux nombres 1 à 6 sont donnés dans le tableau 21 (p. 167).

1. dykes mineurs qui recoupent les roches volcaniques;
2. masses lenticulaires, apparemment concordantes qui peuvent s'étendre sur plus de 4 000 mètres.

Les résultats de l'analyse modale (comptage de 1 000 points par lame mince) sont présentés au tableau 21. Les échantillons 1 et 2 proviennent d'intrusions qui peuvent être génétiquement associées à la tonalite du lac Troilus-sud. Les échantillons 4 et 5 représentent le coeur et la zone de trempe d'une même intrusion.

Les phénocristaux de plagioclase et de quartz forment entre 14 et 52% de la roche. Le diamètre maximum de ces cristaux est d'environ 3 mm; le diamètre moyen oscille autour de 1 mm. Les phénocristaux baignent dans une mésostase quartzo-feldspathique finement recristallisée (les cristaux ont moins de 0,1 mm de diamètre). Les phénocristaux de plagioclase sont sub-automorphes à automorphes et damouritisés. Le contenu en molécule anorthite du plagioclase se situe autour de 30%. Le plagioclase peut être zoné; un fin liséré d'albite limpide est observé autour de certains cristaux. Le feldspath potassique peu être xénomorphe et poecilitique ou idiomorphe. Les contenus en feldspath potassique affichés au tableau 21 ont été obtenus après avoir effectué la coloration au cobaltinitrite de sodium. Le quartz forme des phénocristaux automorphes (bipyramide hexagonale), généralement corrodés. La biotite est le minéral ferromagnésien principal.

#### IV. 5 CONCLUSION

Le tableau 22 synthétise la stratigraphie de la région étudiée telle qu'elle est comprise actuellement.

Nous avons reconnu trois complexes que nous ne pouvons corrélérer entre eux ou avec le groupe de Troilus; nous n'avons pu établir leur position stratigraphique par rapport au groupe de Troilus. Ces complexes ont ceci en commun qu'ils sont constitués essentiellement de coulées de basalte coussinées ou massives. Entre les unités de lave on trouve des dépôts pyroclastiques et, exceptionnellement, de minces dépôts épicyclastiques (turbidites). Toutes ces roches semblent s'être formées en milieu aquatique relativement profond à l'exception, peut-être, d'un niveau de laves coussinées andésitiques très vésiculées qui a été récemment cartographié dans le complexe de De Maurès (Simard, 1986).

Les intrusions constituent une partie importante (plus de 30%) de l'empilement volcanique étudié; elles sont de natures diverses. Les intrusions mafiques et ultramafiques forment généralement des filons-couches différenciés; ceux-ci sont syn-volcaniques et anté-tectoniques. L'orogénie kénoréenne a été marquée par la mise en place de la plupart



Tableau 21 - Analyse modale (%) des porphyres quartzo-feldspathiques

	83-3-18	82-27-1	81-49-1	82-35-1	82-35-3	79-204-14
	1	2	3	4	5	6
Phénocristaux (%)	25	46	45	43	14	52
Mésostase (%)	75	54	35	57	86	48
<u>Phénocristaux (%)</u>						
Plagioclase	48	72	67	46	71	70
Feldspath potassique	36	12	4	40	7	--
Quartz	8	24	26	--	1	17
Biotite	8	2	3	4	21	13

TABLEAU 22 - Tableau des formations dans la région Frotet-Troïlus.

Intrusions granitoïdes de l'intérieur de la bande volcano-sédimentaire	Granodiorite du lac Châtillon Granodiorite du lac Cuvette	Post-tectonique
	Diorite quartzique du lac Domergue Tonalite du lac Troïlus-sud Tonalite du lac Troïlus-nord	Tardi-tectonique
Intrusions granitoïdes bordières	Tonalite du lac Testard Granodiorite du lac Saigne Granodiorite du lac Morissette Granite du lac Inconnu	Syn- ou tardi-tectoniques
Intrusions syn-volcaniques	Porphyres feldspathiques et quartzo-feldspathiques (dômes) Pyroxénite (filons-couches) Péridotite (filons-couches) Gabbro/diorite (filons-couches)	Anté-tectonique
Roches volcaniques et sédimentaires	Groupe de Troïlus: formation de l'Habitation formation de Mésière formation de Testard formation de Crochet formation de Frotet formation d'Odon [ complexe de Domergue-sud, [ complexe de Domergue-nord et [ complexe de De Maurès	Anté-tectonique

des intrusions granitoïdes de la région et notamment de ceux qui délimitent la bande volcano-sédimentaire. Les plutons de l'intérieur de la ceinture sont anté-tectonique (tonalites), tardi-tectoniques (diorite quartzique) ou post-tectoniques (granodiorites porphyriques).

## CHAPITRE V

## GÉOCHIMIE

## V.1 INTRODUCTION

La géochimie s'avère indispensable à l'étude des bandes volcaniques de l'Archéen. Ainsi, dans ce chapitre, nous allons caractériser, au moyen de leur composition chimique, les principales lithologies décrites dans le chapitre précédent. Nous mettrons l'emphase sur l'étude du chimisme des laves mafiques, notre principal objectif étant d'individualiser les différentes unités et formations à partir des caractéristiques chimiques de leurs constituants (chimico-stratigraphie). Nous traiterons également des processus magmatiques tout en tenant de définir le cadre tectonique à l'intérieur duquel l'empilement volcanique s'est formé.

Pour réaliser cette étude, nous disposons au départ de 249 échantillons (tableau 23) pour lesquels les constituants suivants ont été analysés:  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{CO}_2$ , S,  $\text{H}_2\text{O}$ . Les éléments traces Ti, P, Zr, Y, Nb, Rb, Sr, Ni ont été analysés pour 179 de ces échantillons. Les concentrations des éléments des terres rares ont été déterminées sur 18 échantillons. De ces échantillons seuls les moins altérés soit 167 ont été retenus. Les méthodes d'analyse sont discutées à l'appendice A, les résultats sont présentés à l'appendice B et la localisation des échantillons donnée à l'appendice C.

## V.2 LE PROBLÈME DE L'ALTÉRATION DES ROCHES

Le problème de l'altération se pose lors de l'étude du chimisme des roches de l'Archéen; il concerne spécialement les laves épanchées en milieu aquatique.

L'altération concerne les modifications de la composition chimique initiale des roches alors que le métamorphisme est défini (Winkler, 1976; Miyashiro, 1979) comme le processus de recristallisation d'une roche qui provoque un changement de minéralogie; il résulte de modifications des conditions physico-chimiques originelles du milieu (température, pression, activité du  $\text{H}_2\text{O}$ ).

Dans la région sous étude, l'altération des laves a pu intervenir à différents moments, soit après l'épanchement des laves, soit lors de l'enfouissement, soit lors de la mise en place des intrusions.

Nous avons déjà établi, au chapitre IV, que les laves qui forment l'empilement volcanique étudié sont mafiques et qu'elles se sont épanchées en milieu aquatique. Les études des fonds marins modernes démon-

Tableau 23 - Sommaire des analyses chimiques réalisées dans le cadre de cette étude; nombre d'échantillons par type de roche.

	A	B	C	D	E	F
Eléments majeurs	114	54	53	22	6	249
Eléments traces (Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ti, Ni)	104	25	27	22	1	179
Terre rares	10	0	4	4	-	18

- A. laves mafiques
- B. roches intrusives mafiques
- C. sédiments volcanoclastiques
- D. granitoïdes
- E. intrusions ultramafiques
- F. total

trent que l'altération intervient à l'interface entre l'eau de mer et les coulées immédiatement après l'épanchement (Baragar et al., 1977; Hall et Robinson, 1979; Mottl, 1983). Par ailleurs, elle est accentuée par la circulation de l'eau dans les empilements à la faveur de courants de convection (Spooner et Fyfe, 1973; Mottl, 1983; Reed, 1983). Les échanges chimiques entre l'eau de mer et les basaltes font intervenir, principalement, les substitutions suivantes:  $\text{Na}_2\text{O}$  pour  $\text{CaO}$  (Mottl et Holland, 1978) notamment lorsque le rapport des masses eau/roche est peu élevé et  $\text{MgO}$  pour  $\text{CaO}$  (Mottl et Holland, 1978; Seyfried et Bischoff, 1981). L'apport de  $\text{Na}_2\text{O}$  a pour conséquence de transformer la plagioclase calcique primaire en albite limpide alors que l'apport de  $\text{MgO}$  favorise la chloritisation du clinopyroxène et de l'actinote secondaire. Les diverses étapes de l'altération des basaltes font intervenir, au faciès des schistes verts, la disparition successive des minéraux suivants: olivine et orthopyroxène  $\rightarrow$  clinopyroxène  $\rightarrow$  actinote  $\rightarrow$  épidote  $\rightarrow$  albite. Par ailleurs, l'assemblage minéralogique communément observé au faciès des schistes verts quartz - albite - clinozoisite - épidote - actinote - chlorite peut être réduit, dans une phase ultime de l'altération, à l'assemblage suivant (Mottl, 1983): quartz - chlorite - leucoxène - magnétite.

À l'Archéen, les mêmes substitutions chimiques peuvent être déduites des assemblages minéralogiques et de la composition chimique de leurs constituants (Dimroth et Lichblau, 1979; Jolly, 1980; Gélinas et al., 1982b).

L'altération peut se poursuivre pendant l'enfouissement (Miyashiro, 1979) cependant, les études récentes suggèrent que les modifications chimiques les plus importantes interviennent avant le métamorphisme d'enfouissement (Spooner et Fyfe, 1973; Reed, 1983).

La mise en place des plutons et des filons-couches peut provoquer l'altération des roches encaissantes. Celle-ci est causée par les volatils et se traduit fréquemment par une addition de Na et/ou K (Mason, 1978; Jolly, 1980).

Les oxydes les moins mobiles sont le  $\text{P}_2\text{O}_5$ , le  $\text{Al}_2\text{O}_3$  et le  $\text{TiO}_2$  (Smith et Smith, 1976; Humphris et Thompson, 1978; Jolly, 1980; Gélinas et al., 1982b; Mottl, 1983). Parmi les éléments traces, certains comme le Rb et le Sr sont relativement mobiles dans les roches volcaniques archéennes (Brooks et al., 1970; Jahn et Shih, 1974; Jahn et Condie, 1975; Trudel, 1979; Ludden et al., 1982) d'autres, comme Zr, Nb, Y (Ti, P) sont peu mobiles (Pearce et Cann, 1973; Frey et al., 1974; Kay et Senechal, 1976; Smith et Smith, 1976; Mottl, 1983); cela tient à des considérations géométriques et électrostatiques (Steinberg et al., 1979). Dans les échantillons très altérés, des rapports comme Zr/Y et Zr/Ti demeurent caractéristiques du liquide primaire même si les teneurs réelles sont modifiées par suite de l'altération (Ludden et

al., 1982). Les terres rares comptent également parmi les éléments les moins mobiles. Ces éléments ne sont mobiles que dans des conditions d'altération particulières notamment lorsque la quantité de fluide qui circule dans les roches est importante comme c'est le cas dans les pipes minéralisées (Kerrick et Fryer, 1979; Daigneault et al., 1982). On a noté la mobilité des terres rares pour les types d'altération suivants:

1. Épidotisation excessive (Helmann et al., 1979; Exley, 1980; Daigneault et al., 1982);
2. Carbonatation excessive (Kerrick et Fryer, 1979; Daigneault et al., 1982; Ludden et al., 1982);
3. Addition excessive de potassium (Ludden et al., 1982).

### V.3 LES LAVES MAFIQUES

L'étude des affinités chimiques primaires des magmas requiert, au préalable, un examen des échantillons de roche choisis afin d'évaluer leur degré d'altération. L'altération excessive peut entraîner l'oblitération des paramètres chimiques susceptibles de caractériser la nature du magma.

#### V.3.1 L'échantillonnage

Nous avons prélevé des échantillons de roche dans toutes les unités de laves cartographiées aussi bien celles qui font partie du groupe de Troilus que celles qui forment les différents complexes. Nous avons choisi les échantillons de roche les plus représentatifs du liquide original; ils proviennent du coeur homogène et aphyrique des coussins ou des parties aphanitiques des coulées massives. L'examen pétrographique nous a permis de reconnaître les roches qui ont subi une altération excessive soit la chloritisation (disparition du clinopyroxène primaire et de l'actinote secondaire) soit la carbonatation, soit la silification, soit la séricitisation. En ce qui concerne l'estimation du degré d'altération, l'étude pétrographique est en général très concluante. Il peut être également estimé à partir de la somme des éléments volatils (H<sub>2</sub>O et CO<sub>2</sub>) dans l'analyse chimique ou par l'examen des résultats des calculs de la norme C.I.P.W.; la mobilité préférentielle des éléments engendre des anomalies minéralogiques (Gélinas et al., 1977). En tout, 39% des échantillons recueillis ont été rejetés à cause de l'altération (tableau 24).

Pour faciliter la discussion, les roches étudiées ont été regroupées dans un premier temps, en cinq ensembles, à partir de considérations stratigraphiques:

Tableau 24 - Géochimie: échantillons considérés dans le traitement analytique.

A	B						C	D
	i	ii	iii	iv	v	vi		
114	5	7	0	2	27	35	9	70
100%	4%	6%	0%	2%	24%	31%	8%	61%

A - Échantillons analysés pour les éléments majeurs.

B - Échantillons altérés (critères chimiques).

C - Échantillons altérés (critères pétrographiques).

D - Échantillons utilisés pour caractériser la chimie des laves.

i - Néphéline virtuelle.

ii - Corindon virtuel.

iii - Wollastonite virtuelle.

iv - Corindon virtuel et contenu en volatils supérieur à 3,8%.

v - Contenu en éléments volatils supérieur à 3,8%.

vi - Total des échantillons altérés.



1. Les laves du complexe de Domergue-sud;
2. Les laves du complexe de Domergue-nord;
3. Les laves de la formation de Mésière (groupe de Troïlus);
4. Les laves de la formation de Crochet (groupe de Troïlus);
5. Les laves de la formation d'Odon (groupe de Troïlus).

Comme nous l'avons déjà indiqué au chapitre IV, la relation d'âge qui existe entre le complexe de Domergue-sud, le complexe de Domergue nord et le groupe de Troïlus n'a pu être déterminée. Par ailleurs, il est bien établi que la formation de Crochet est antérieure à la formation de Mésière (figure 25) et probablement postérieure à la formation d'Odon.

### V.3.2. Géochimie des éléments majeurs

La classification chimique utilisée est celle d'Irvine et Baragar (1971) à laquelle nous avons ajouté les modifications suggérées par Gélinas et al., (1977). Ces derniers utilisent les teneurs en silice pour limites entre les différentes classes lithologiques des roches subalcalines (tableau 25).

Les teneurs en  $\text{SiO}_2$  des roches étudiées varient peu (figure 65); elles indiquent qu'au moins 90% des roches sont des basaltes. Par ailleurs, 60% des échantillons contiennent entre 7 et 9%  $\text{MgO}$  (figure 66).

Le caractère subalcalin des basaltes de la région est indiqué par la figure 67 qui présente la face  $\text{O1} - \text{Ne} - \text{Qz}$  du tétraèdre  $\text{Di} - \text{O1} - \text{Ne} - \text{Qz}$  de Yoder et Tilly (1962). Les points montrent une faible dispersion; ils sont répartis, également, de part et d'autre de la ligne  $\text{Ab} - \text{Hy}$  qui sépare le champ des tholéiites à quartz du champ des tholéiites à olivine. Le caractère subalcalin des laves est confirmé par le diagramme  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  versus  $\text{SiO}_2$  (figure 68) et par le diagramme  $\text{TiO}_2$  versus  $\text{FeO}_{\text{total}}/\text{MgO}$  (figure 69).

Considérées dans leur totalité, les laves de la région montrent un enrichissement en fer caractéristique des suites tholéiitiques sur le diagramme AFM (figure 70). Exception faite du complexe de Domergue-sud, chaque unité occupe un champ restreint dans le domaine tholéiitique; ceci traduit une grande homogénéité dans la composition chimique de chacune. Le complexe de Domergue-sud est formé de deux unités de lave; le diagramme AFM montre qu'elles sont de composition nettement différente. Dorénavant, dans le complexe de Domergue-sud, nous distinguerons les ferro-tholéiites et les basaltes magnésiens. Le caractère tholéiitique des laves de la région n'est pas évident sur les

TABLEAU 25 - Classification chimique des roches et nomenclature utilisées dans cette étude d'après Gélinas et al., 1977. Les teneurs en SiO<sub>2</sub> sont les teneurs obtenues après la normalisation des résultats (somme = 100% sans les éléments volatils H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>).

NOM DE LA ROCHE	SiO <sub>2</sub> (%)
Basalte	<54
Andésite	≥54 et <62
Dacite	≥62 et <67
Rhyodacite	≥67 et <71
Rhyolite	≥71

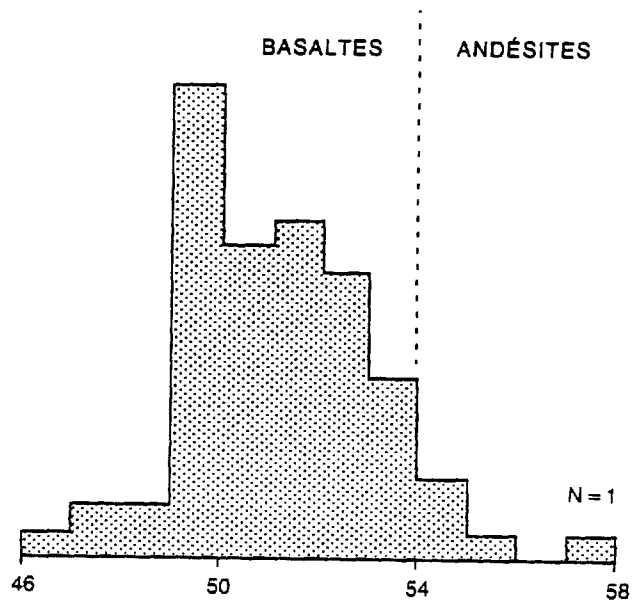


Figure 65 - Teneurs en SiO<sub>2</sub> (%) des laves de la région Frotet-Troilus.  
Le pourcentage moyen est 51,24 et l'écart-type de 1,96.

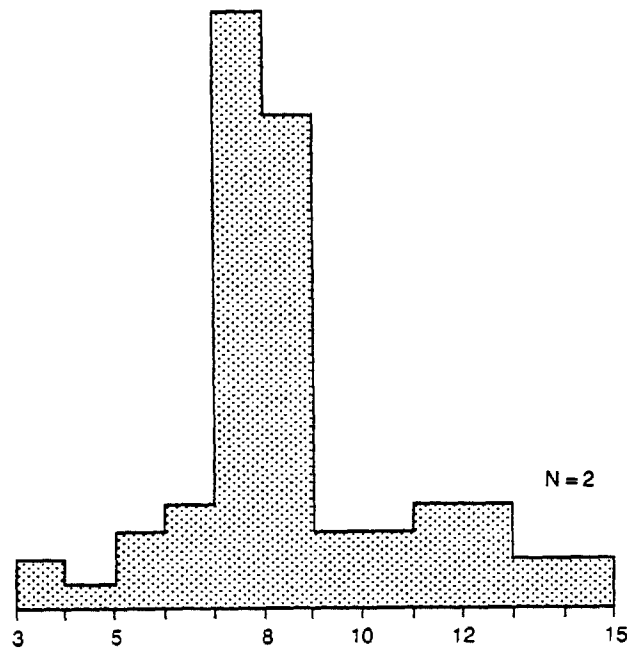


Figure 66 - Teneurs en MgO (%) des laves de la région Frotet-Troilus.

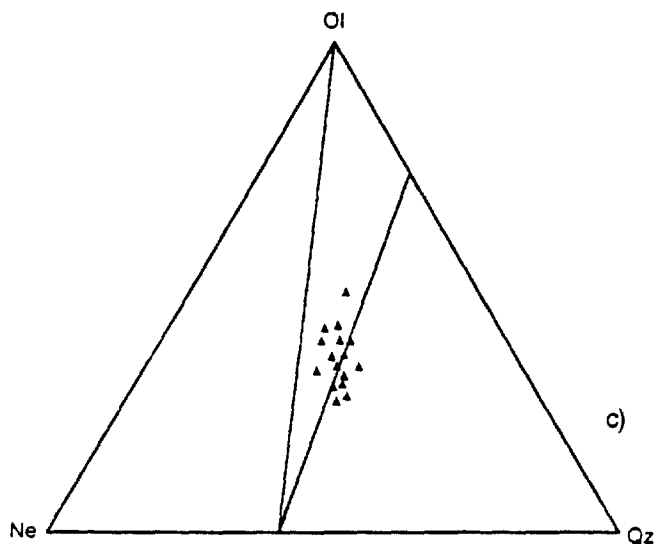
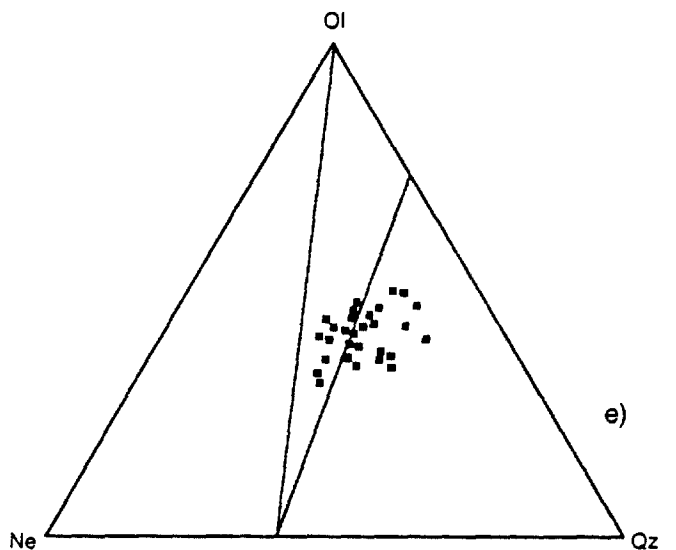
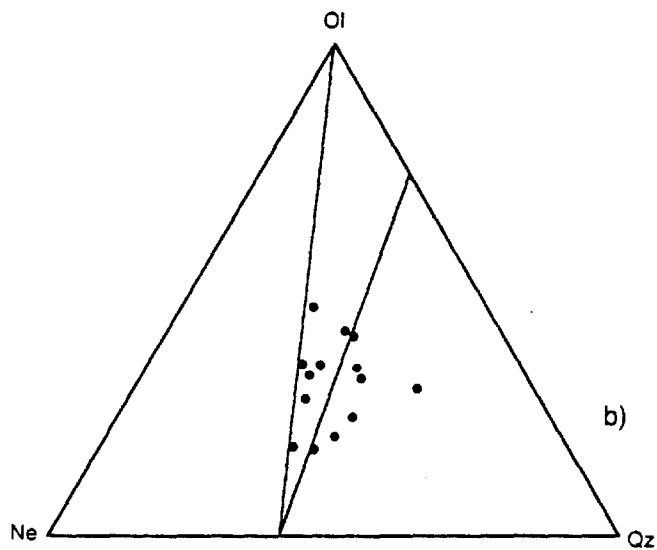
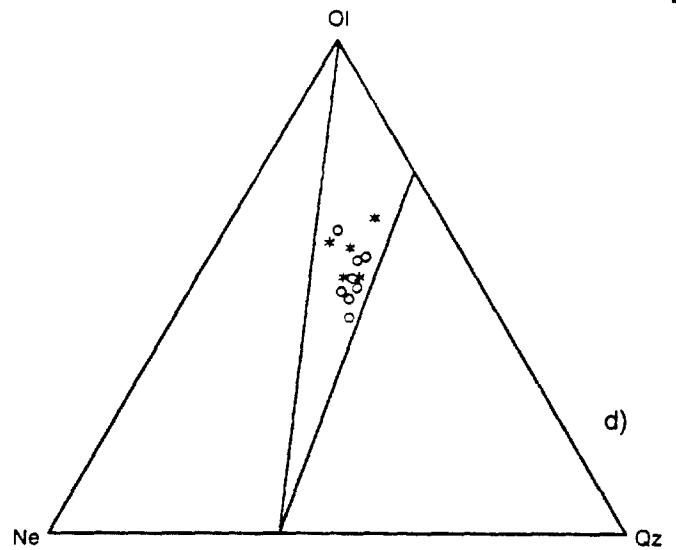
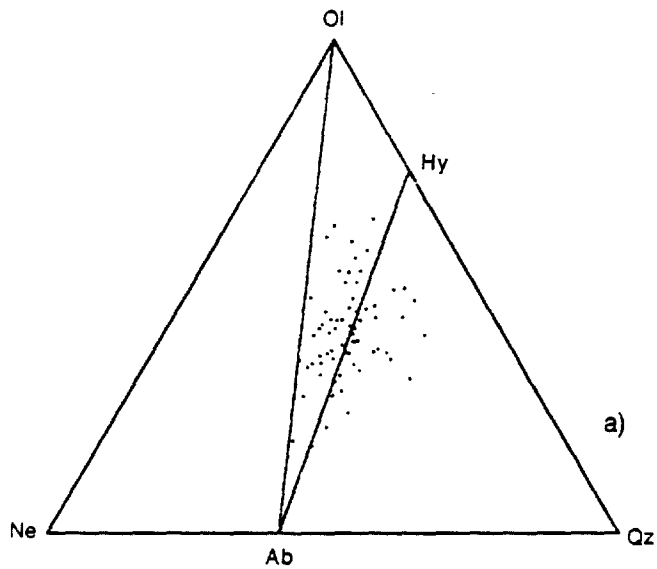


Figure 67 - Diagramme Ne-OI-Qz  
(Yoder et Tilley, 1962)

- a) Les laves de la région Frotet-Troïlus.
- b) Les laves du complexe de Domergue-sud.
- c) Les laves du complexe de Domergue-nord.
- d) Les laves des formations d'Odon (o) et de Crochet (\*).
- e) Les laves de la formation de Mésièrè.

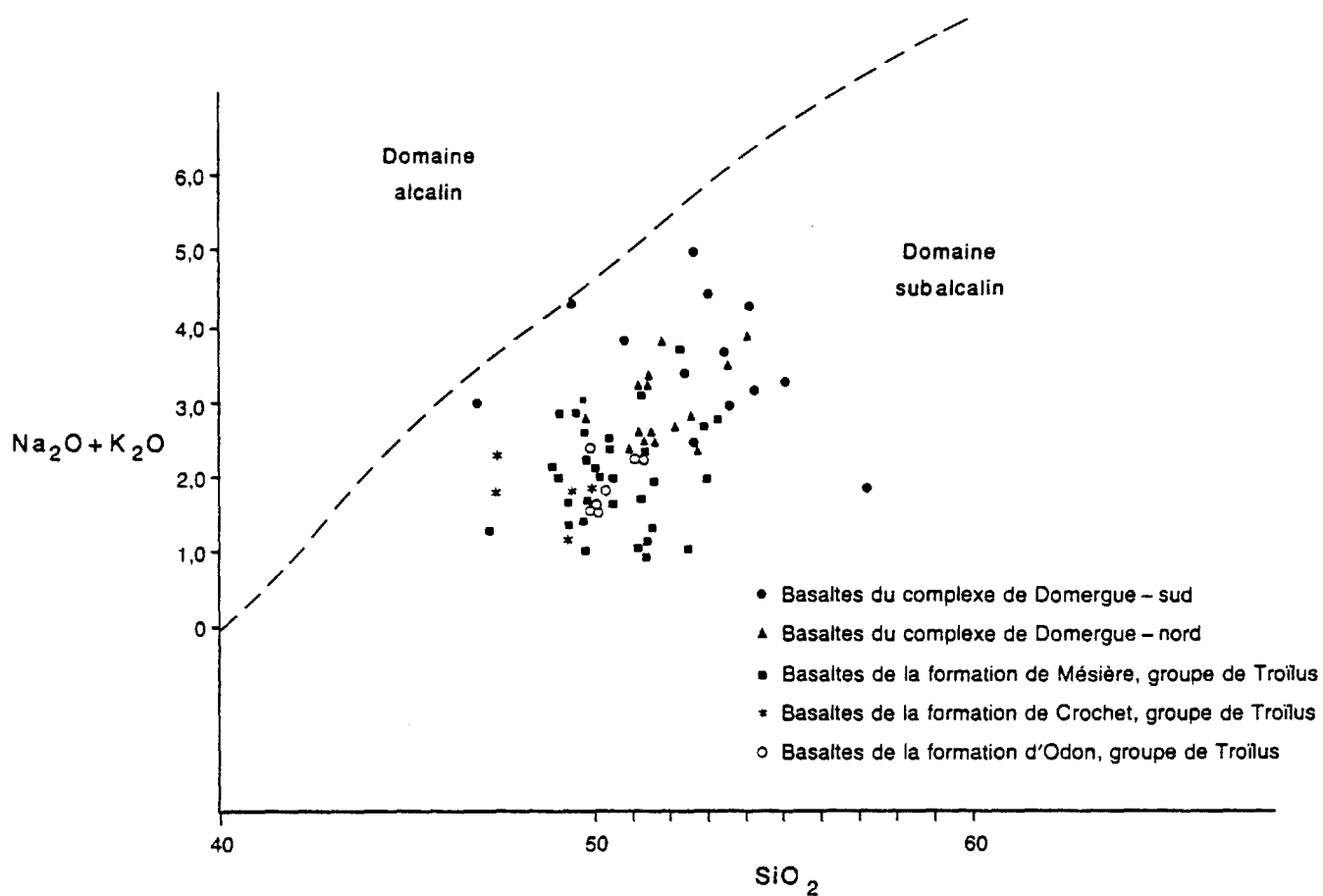


Figure 68 - Laves de la région Frotet-Troïlus; diagramme Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O versus SiO<sub>2</sub> de MacDonal'd et Katsura (1964).

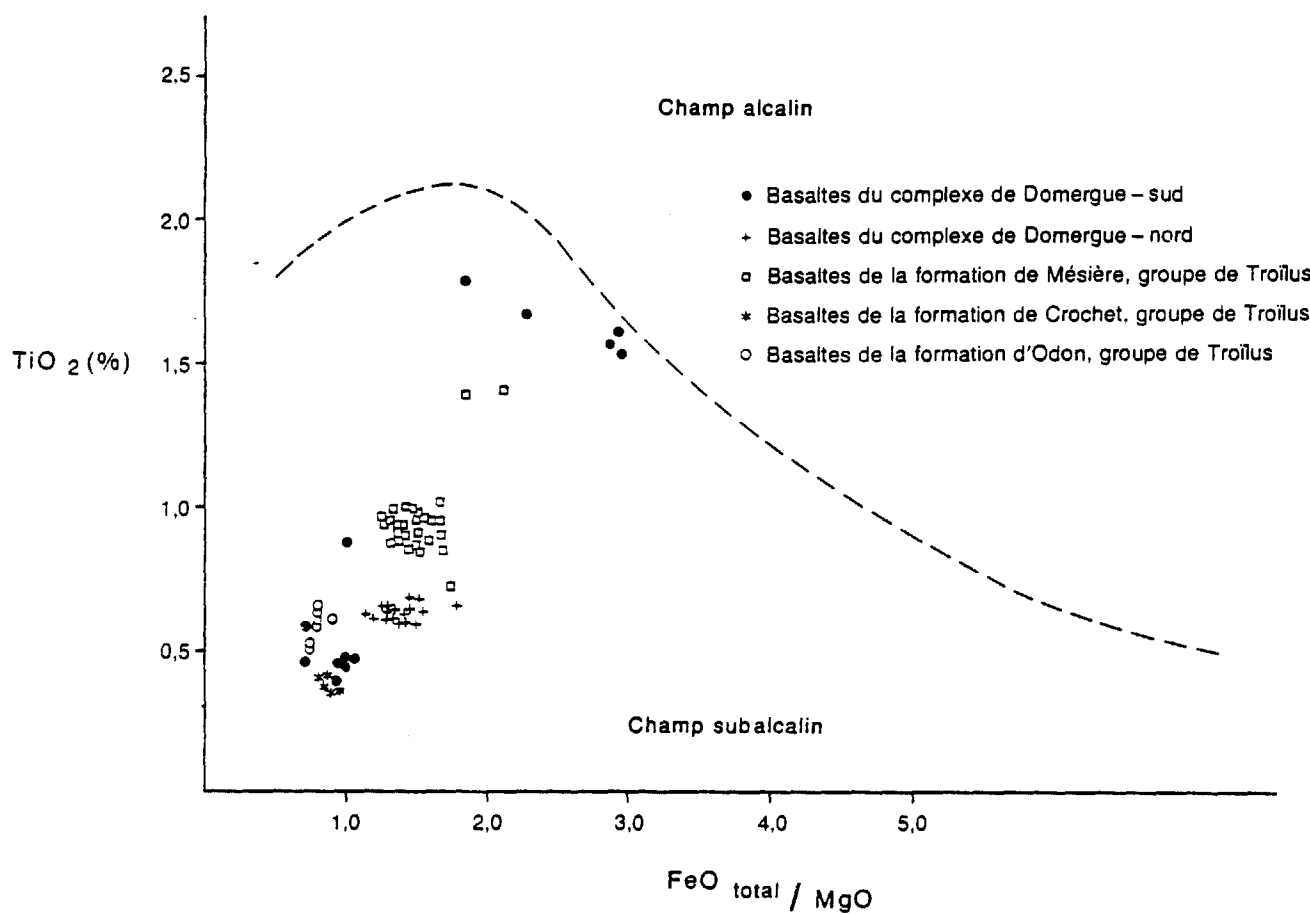


Figure 69 - Distribution des laves de la région Frotet-Troilus dans le diagramme  $TiO_2$  versus  $FeO_{total}/MgO$  de Miyashiro (1973).

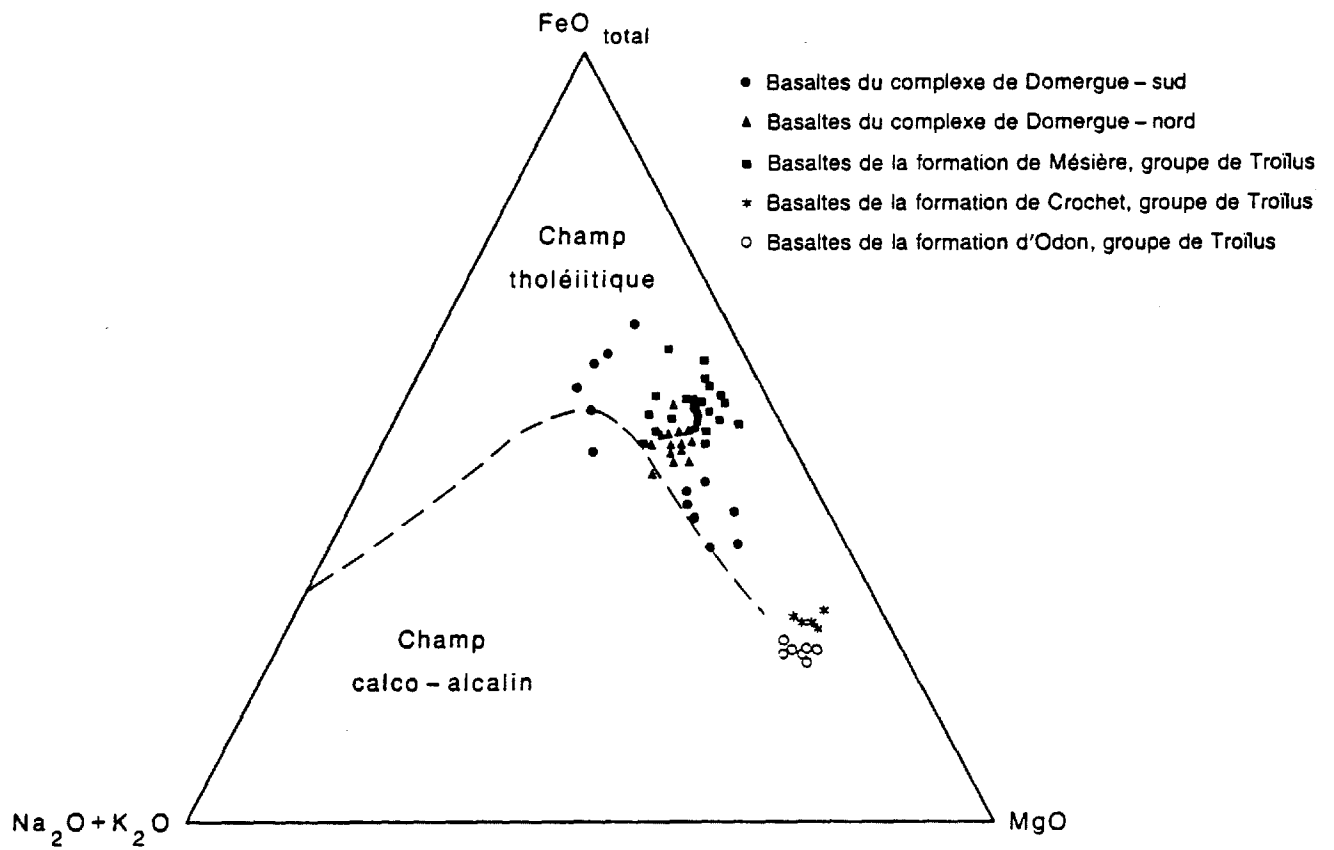


Figure 70 - Distribution des laves mafiques de la région Frotet-Troilus dans le diagramme AFM. La limite entre les champs tholéiitiques et calco-alcalin est d'Irvine et Baragar (1971).



diagrammes  $FeO_{total}$  versus  $FeO_{total}/MgO$  (figure 71) et  $SiO_2$  versus  $FeO_{total}/MgO$  (figure 72) de Miyashiro (1973). Pour le premier, les échantillons occupent un champ qui n'est pas recoupé par la droite discriminante alors que pour le second, les teneurs élevées en  $MgO$  des basaltes magnésiens expliquent la présence de points dans le champ calco-alkalin.

Plus de 80% des échantillons analysés occupent le champ des basaltes tholéitiques magnésiens (figure 73; Jensen, 1976). Sur ce même diagramme, les ferro-tholéitiques du complexe de Domergue-sud occupent un champ distinct; les basaltes de la formation de Crochet et d'Odon se trouvent dans le champ des basaltes komatiitiques. La formation de Crochet n'est représentée que par cinq points. Comme nous l'avons déjà souligné au chapitre précédent, cette unité montre les signes d'une altération excessive sur toute son étendue; seulement cinq des vingt-quatre échantillons choisis au départ n'étaient pas excessivement altérés.

Nous tirons les conclusions suivantes du traitement analytique qui a été réalisé à partir des constituants majeurs des roches:

1. Les coulées de lave sont formées essentiellement de basaltes (figure 65);
2. Toutes les laves sont subalkalines (figures 67, 68 et 69);
3. Les laves sont d'affinité tholéitique (figure 70) ou komatiitique (figure 73);
4. Compte tenu de la stratigraphie, de la géologie structurale et de la géochimie, nous reconnaissons, à date, six ensembles magmatiques. Ceux-ci occupent des champs restreints et distincts sur plusieurs diagrammes. (figures 69, 70 et 73)

### V.3.3. Géochimie des éléments traces

Certains éléments traces se concentrent dans le liquide résiduel lors de la cristallisation des magmas; Treuil et Varet (1973) les ont qualifiés d'éléments hygromagmatophiles.

Le caractère hygromagmatophile peut être apprécié à l'aide du coefficient de répartition qui se définit ainsi:

$$\frac{C_i^S}{C_i^L} = D$$

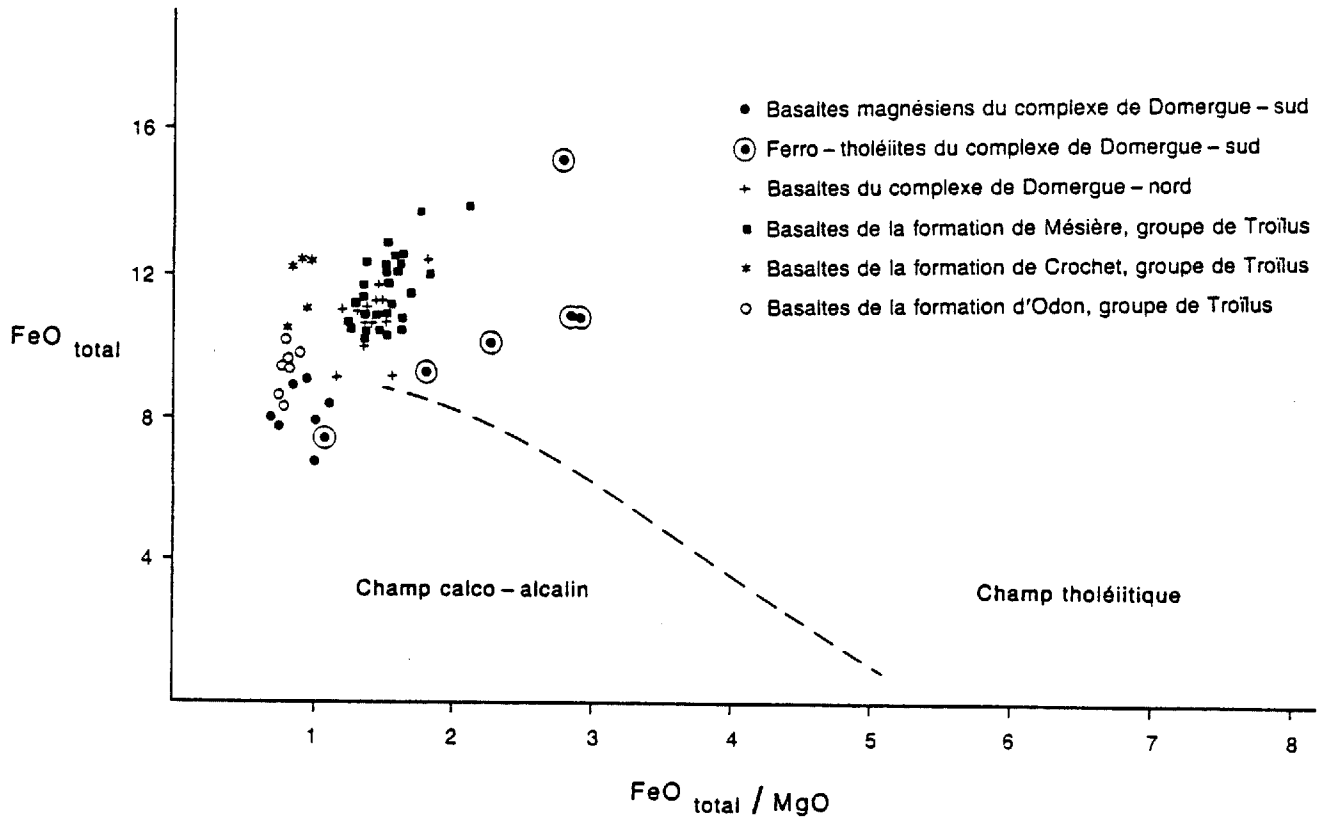


Figure 71 - Distribution des laves mafiques de la région Frotet-Troilus dans le diagramme  $FeO_{total}$  versus  $FeO_{total}/MgO$ .

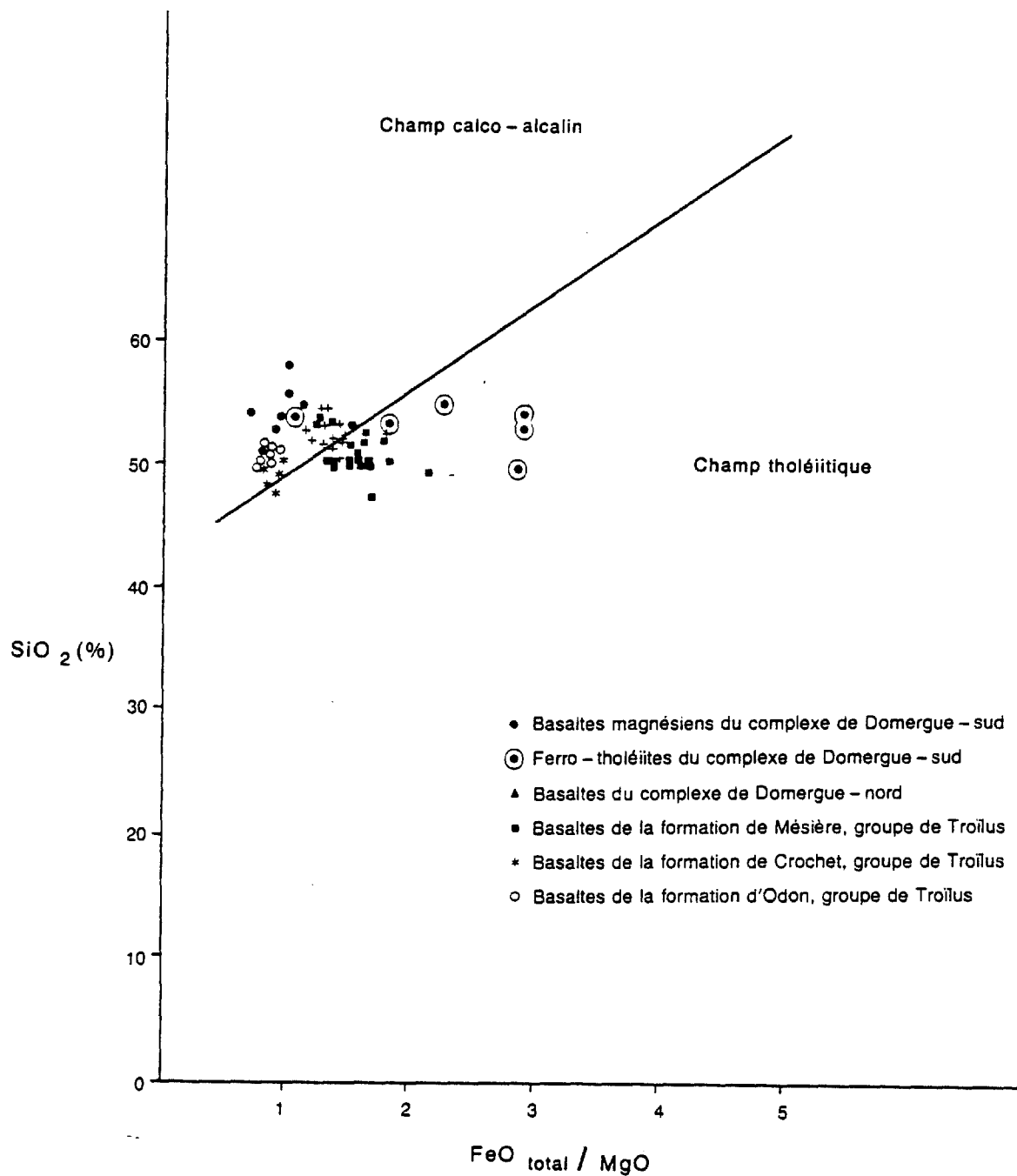
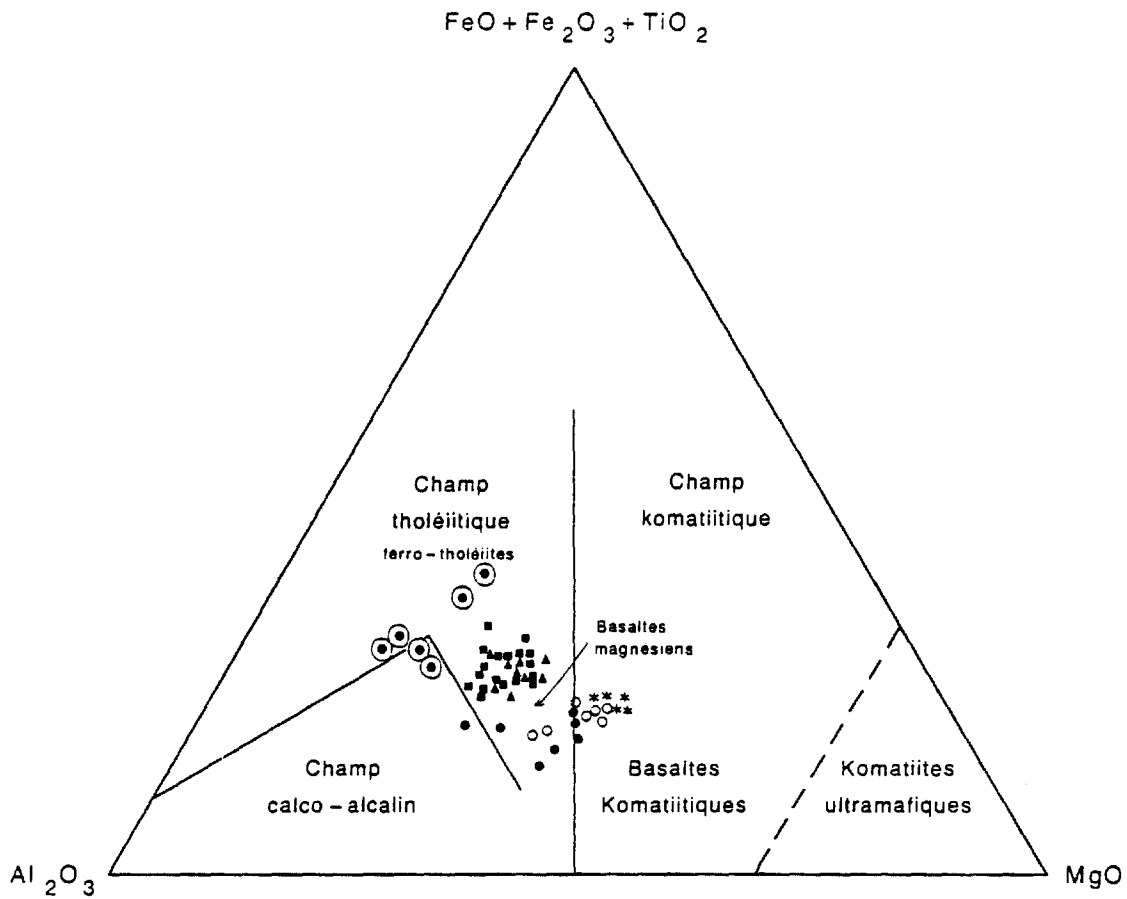


Figure 72 - Distribution des laves mafiques de la région Frotet-Troilus dans le diagramme SiO<sub>2</sub> versus FeO<sub>total</sub>/MgO.



- Basaltes magnésiens du complexe de Domergue - sud
- ⊙ Ferro - tholéites du complexe de Domergue - sud
- + Basaltes du complexe de Domergue - nord
- Basaltes de la formation de Mézière, groupe de Troilus
- \* Basaltes de la formation de Crochet, groupe de Troilus
- Basaltes de la formation d'Odon, groupe de Troilus

Figure 73 - Distribution des laves de la région Frotet-Troilus dans le diagramme cationique de Jensen (1976).

Le coefficient de répartition solide/liquide,  $D$ , est le rapport de la concentration de l'élément  $i$  dans le solide sur la concentration de l'élément  $i$  dans le liquide. Le coefficient de répartition est une constante qui dépend, dans une certaine mesure, de la température, de la pression et de la composition du système. Il est inférieur à 1 pour les éléments hygromagmatophiles (Treuil et Varet, 1973; Treuil et Joron, 1975; Wood, 1979). Pour les basaltes, Ti, Zr, Y, Nb se comportent comme des éléments très hygromagmatophiles vis-à-vis de l'olivine et du plagioclase ( $D \approx 0,01$ ); ils sont moins hygromagmatophiles vis-à-vis du pyroxène. Le caractère hygromagmatophile d'un élément dépend essentiellement des facteurs suivants (Steinberg *et al.*, 1979):

1. Les facteurs géométriques qui influencent la substitution des éléments traces dans les minéraux essentiels (dimension des rayons ioniques et des sites cristallins, énergie de stabilisation des sites cristallins);
2. Les facteurs électrostatiques comme le degré d'oxidation;
3. Le degré de polymérisation (formation de complexes).

Les processus d'altération modifient peu ou pas les concentrations des éléments hygromagmatophiles qui sont moins mobiles que les constituants majeurs; certains rapports demeurent intacts lors des processus d'altération. Ces éléments nous permettent donc de préciser les affinités chimiques des empilements volcaniques et de reconnaître les phénomènes magmatiques.

#### V.3.3.1. Les diagrammes de Pearce et Cann (1973)

Le diagramme Ti versus Zr (figure 74) permet de caractériser davantage certains des ensembles magmatiques définis à partir des éléments majeurs. Les laves les plus magnésiennes soit celles du complexe de Domergue-sud et celles des formations d'Odon et de Crochet partagent le même champ. Les basaltes de la formation de Mézière, ceux du complexe de Domergue-nord de même que les ferro-tholéiites du complexe de Domergue-sud occupent des champs distincts. Les diagrammes  $Ti/100 - Zr - Y \times 3$  (figure 75) et  $Ti/100 - Zr - Sr/2$  (figure 76) ne permettent pas de distinguer les différents ensembles. Même en tenant compte de la mobilité évidente du Sr (figure 76), les trois diagrammes de Pearce et Cann (*op. cit.*) montrent que les basaltes ont des concentrations en éléments hygromagmatophiles comparables à celles des basaltes des fonds océaniques.

#### V.3.3.2. Processus magmatiques et liens génétiques

Les liquides magmatiques sont générés à partir de la fusion partielle de matériaux du manteau ou de la croûte. Ce processus est

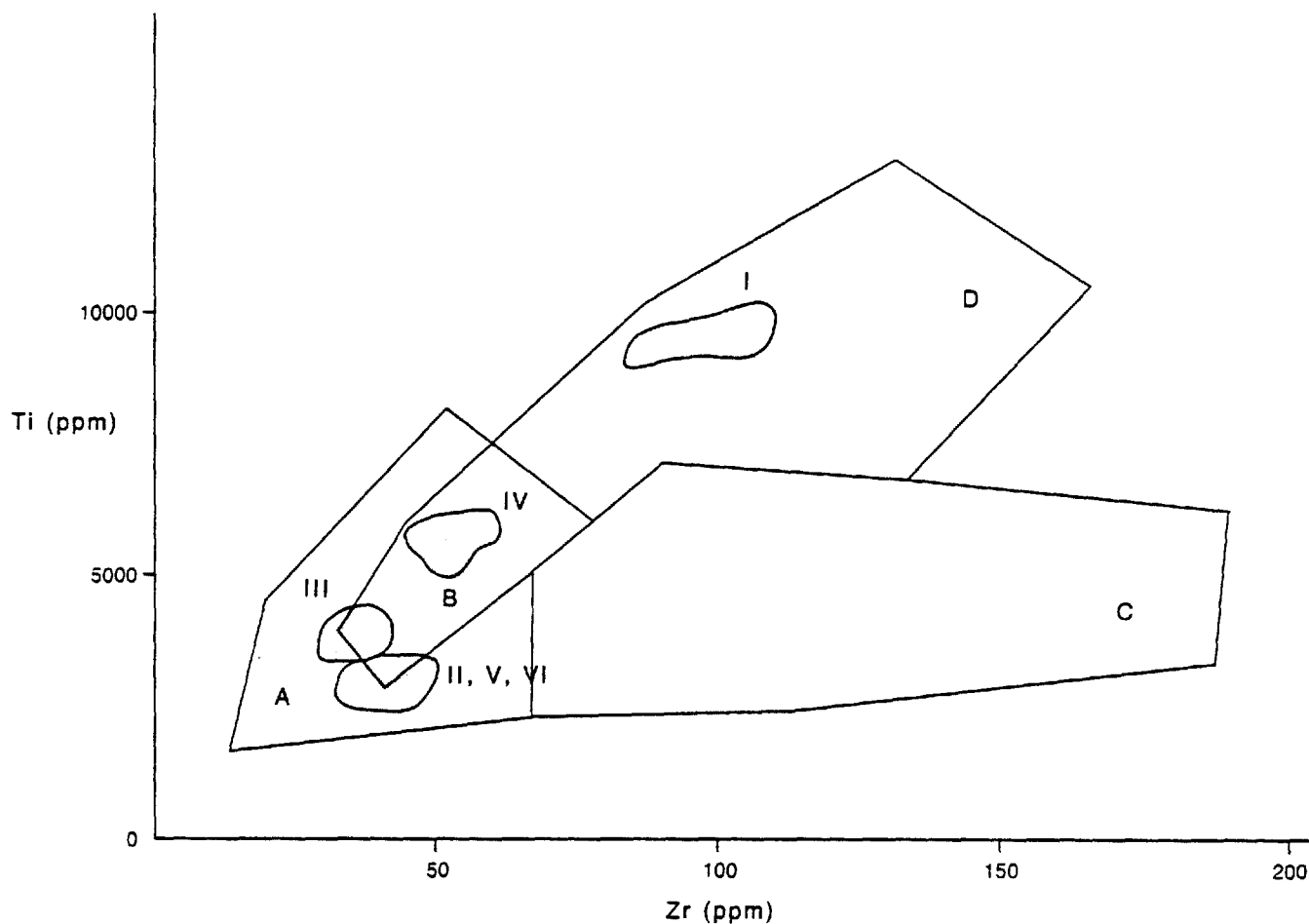


FIGURE 74 - Classification des séries magmatiques de la région Frotet-Troïlus suivant le diagramme Ti - Zr de Pearce et Cann (1973).

- I- Ferro-tholéiites du complexe de Domergue-sud
- II- Basaltes magnésiens du complexe de Domergue-sud
- III- Basaltes magnésiens du complexe de Domergue-nord
- IV- Basaltes de la formation de Mézière, groupe de Troïlus
- V- Basaltes de la formation de Crochet, groupe de Troïlus
- VI- Basaltes de la formation d'Odon, groupe de Troïlus
- Tholéiites des îles en arc, A + B
- Basaltes des fonds océaniques, B + D
- Basaltes des séries calco-alcalines, D

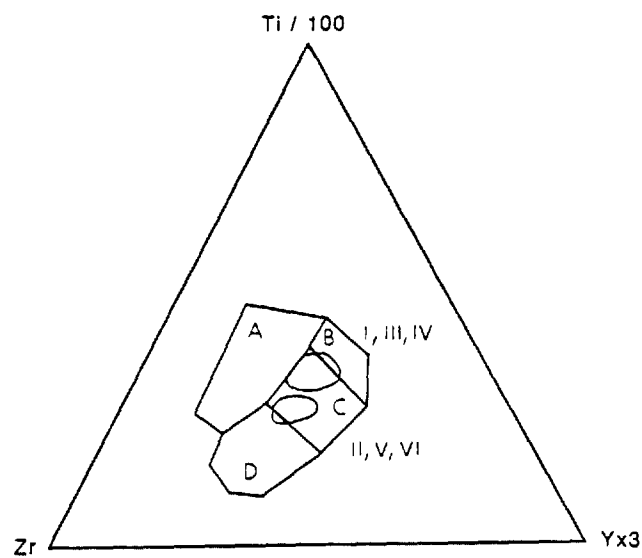


Figure 75 - Classification des séries magmatiques de la région Frotet-Troilus suivant le diagramme Zr - Ti/100 - Y x 3 de Pearce et Cann (1973). Voir la figure 74 pour la signification des chiffres romains.

Basaltes continentaux ou basaltes des îles océaniques A  
 Tholéiites des îles en arc B  
 Basaltes des fonds océaniques C  
 Basaltes des séries calco-alkalines C + D

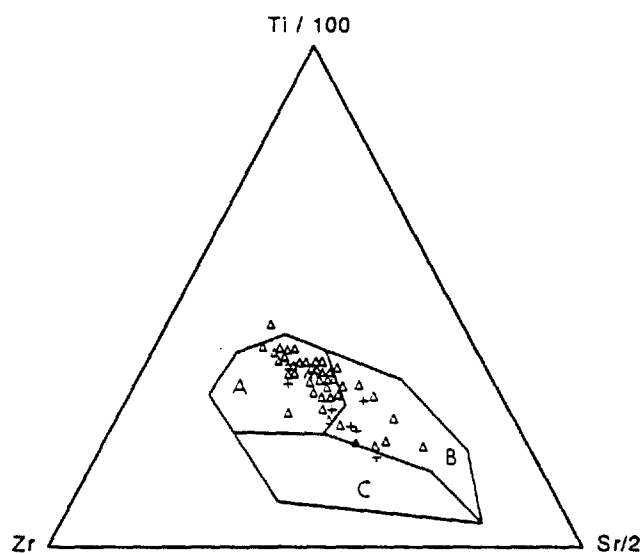


Figure 76 - Distribution des basaltes de la région Frotet-Troilus dans le diagramme Zr - Ti/100 - Sr/2 de Pearce et Cann (1973).

Basaltes des fonds océaniques A  
Tholéiites des Iles en arc B  
Basaltes des séries calco-alkalines C



provoqué par le flux de chaleur qui est dû aux radioisotopes naturels et par les décompressions adiabatiques qui accompagnent les mouvements de convection dans l'asthénosphère. La différenciation des liquides se produit lors de l'ascension vers la surface, le plus souvent, dans des chambres magmatiques où ils sont piégés momentanément. La différenciation magmatique provoque l'évolution de la composition des liquides résiduels. Les caractères pétrographiques et géochimiques des roches dépendent donc de la composition du manteau supérieur, de son degré de fusion partielle et du degré de différenciation magmatique. Il faut préciser que des processus de mélange de liquides magmatiques ou de contamination par fusion et assimilation des matériaux de la croûte peuvent se surimposer aux processus de fusion et de cristallisation fractionnée.

Les processus magmatiques s'expriment sous la forme de modèles mathématiques; ceux-ci s'appuient sur des processus physico-chimiques bien établis. Les principaux modèles sont les suivants:

1. La fusion partielle à l'équilibre ("batch melting" de Presnall, 1969);
2. La fusion fractionnée (Bowen, 1928; Presnall, 1969);
3. Les fusions partielles successives (Langmuir et al., 1977);
4. La fusion de zone (Harris, 1974);
5. La cristallisation fractionnée (Shaw, 1970);
6. Les mélanges.

Les formulations mathématiques peuvent être considérablement simplifiées lorsque les variables sont des éléments hygromagmatophiles (Steinberg et al., 1979). Il s'ensuit que certains diagrammes simples permettent de discuter de l'origine des roches.

Les diagrammes qui comparent deux éléments qui sont hygromagmatophiles à des degrés différents sont très utiles. En effet, la vérification d'une corrélation linéaire avec une droite de corrélation qui passe par l'origine est une condition nécessaire et suffisante de différenciation par cristallisation fractionnée (Steinberg et al., 1979). Pour notre étude, nous avons choisi les diagrammes suivants:

$$\text{Zr} = \text{F}(\text{Y}) \text{ (figure 77)}$$

$$\text{Zr} = \text{F}(\text{Ti}) \text{ (figure 78)}$$

$$\text{Y} = \text{F}(\text{Ti}) \text{ (figure 79)}$$

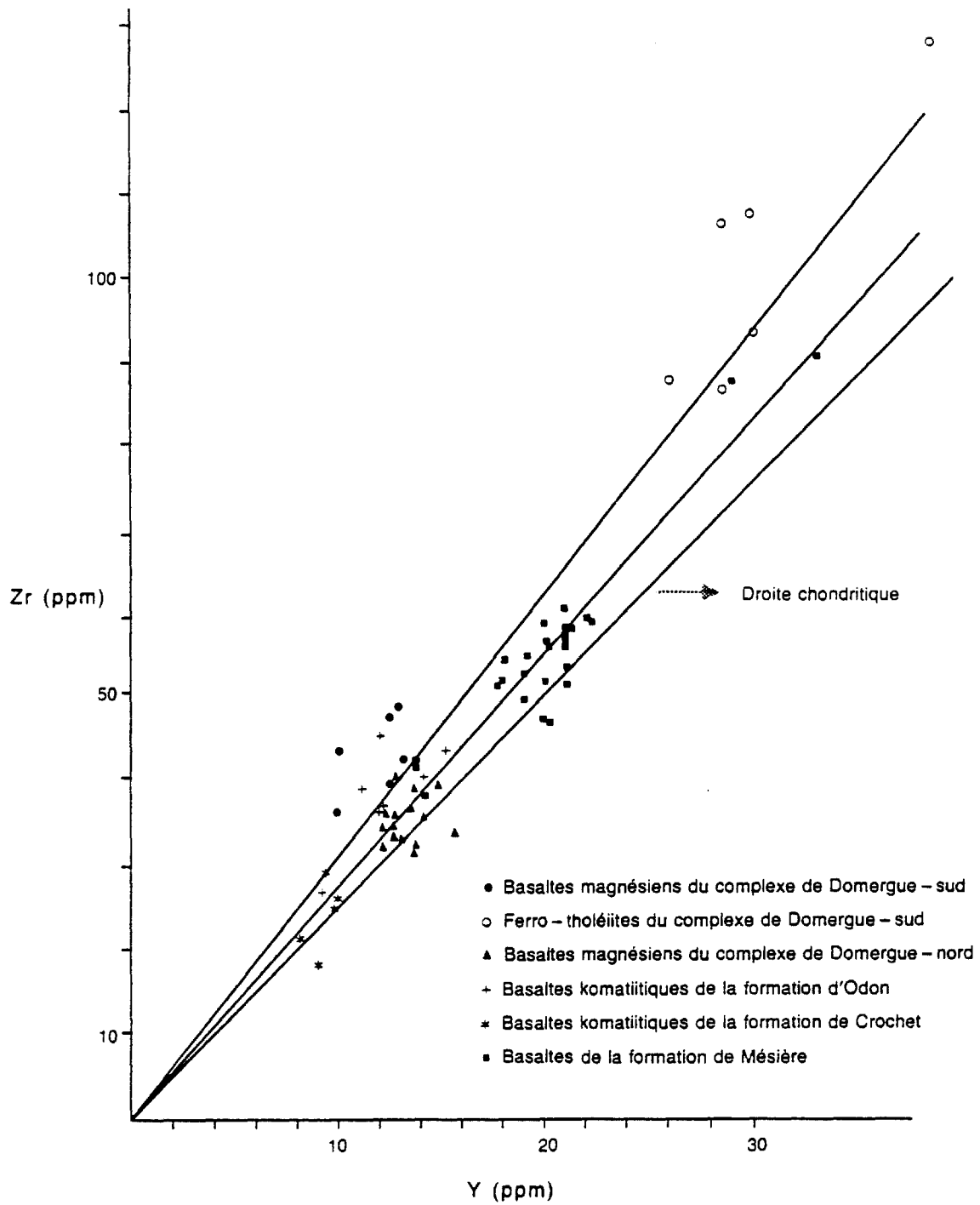


Figure 77 - Laves de la région Frotet-Troïlus: diagramme  $Zr = F(Y)$ .

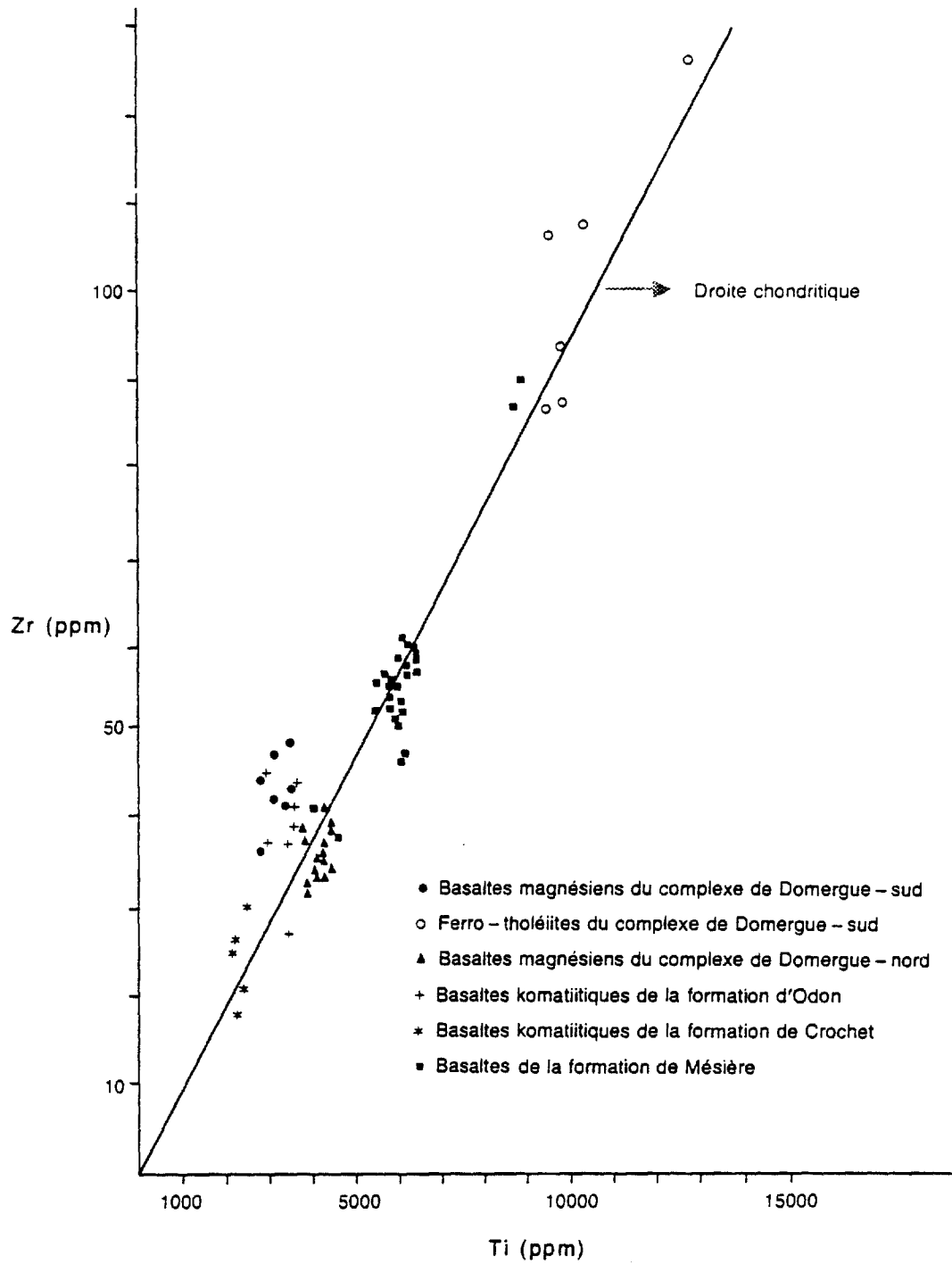


Figure 78 - Laves de la région Frotet-Troïlus: diagramme  $Zr = F(Ti)$ .

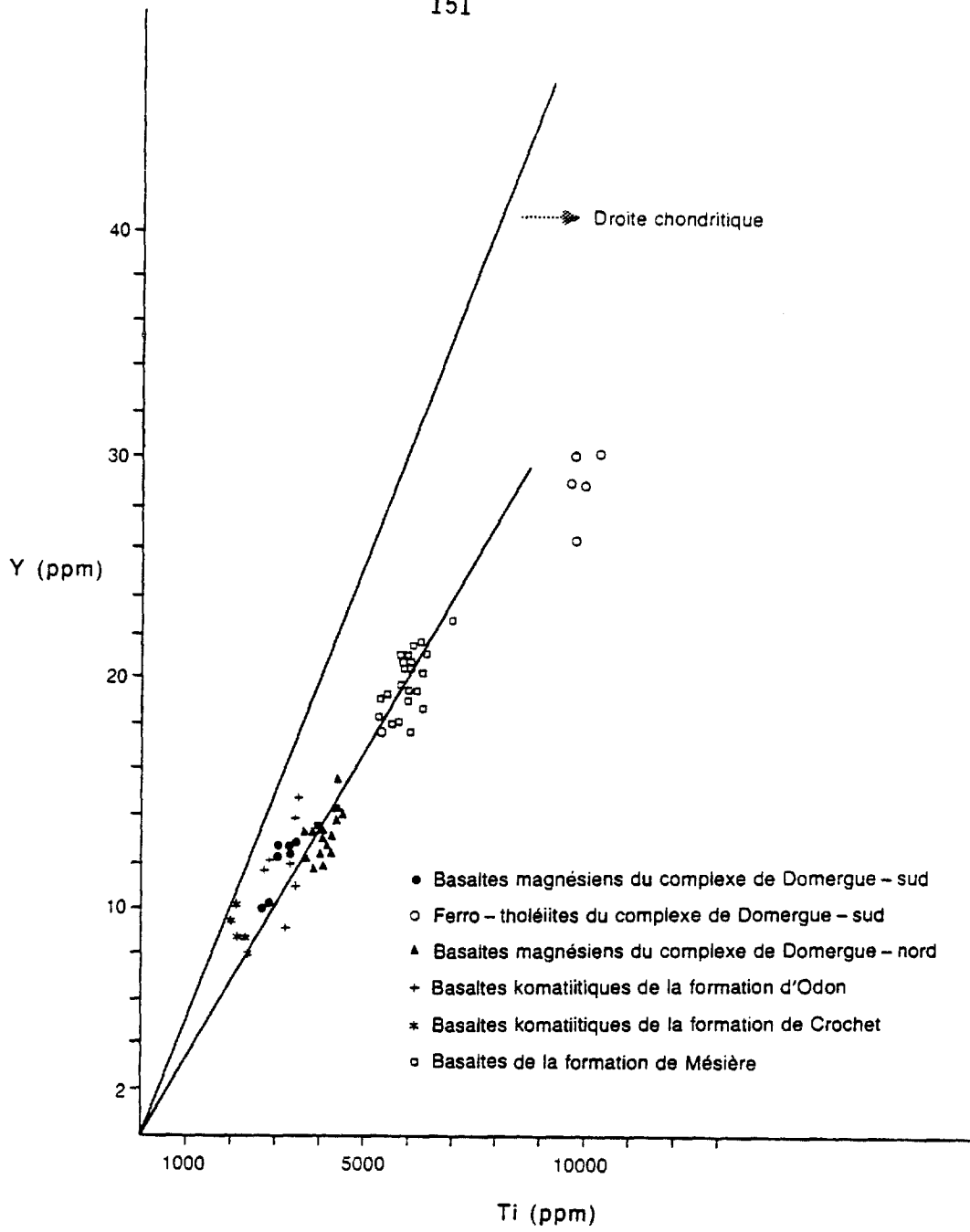


Figure 79 - Laves de la région Frotet-Troïlus: diagramme  $Y = F(Ti)$ .

Les diagrammes du type  $\frac{Ch^+}{Ch^-} = F(Ch^+)$  sont aussi très utiles. Dans ces diagrammes,  $Ch^+$  représente un élément plus hygromagmatophile que celui représenté par  $Ch^-$ . Nous avons considéré Zr ( $Ch^+$ ) et Y ( $Ch^-$ ) à la figure 80 ainsi que Zr ( $Ch^+$ ) et Ti ( $Ch^-$ ) à la figure 81. Les points représentatifs d'une même suite différenciée doivent se situer sur une droite parallèle à l'axe des "X", le rapport  $\frac{Ch^+}{Ch^-}$  demeurant constant (Steinberg et al., 1979). Les liquides générés par fusion partielle d'une même source sont reliés par une droite dont l'ordonnée à l'origine représente le rapport initial du manteau.

Les diagrammes binaires décrits précédemment permettent les observations suivantes:

1. Les points figuratifs des laves des formations de Crochet et de Mézière et du complexe de Domergue-nord peuvent être reliés par une droite de cristallisation fractionnée (figures 77 à 81);
2. Les points représentant les laves les plus magnésiennes de la région soit celles des formations d'Odon, de Crochet et du complexe de Domergue-sud peuvent être reliées par une droite de fusion partielle (figures 80 et 81);
3. Les ferro-tholéiites du complexe de Domergue-sud peuvent être rattachées, par une droite de cristallisation fractionnée, soit aux basaltes de la formation de Mézière et du complexe de Domergue-nord (figures 78, 79, 81) soit aux basaltes magnésiens du complexe de Domergue-sud (figures 77 et 80);
4. Le rapport Zr/Ti est chondritique pour l'ensemble des échantillons étudiés (figures 77, 78, 79; tableau 26) ce qui n'est pas le cas des rapports Y/Ti et Zr/Y.

La base du groupe de Troilus est occupée par la formation d'Odon qui est constituée de basaltes komatiitiques. Les laves de la formation d'Odon s'apparentent aux laves de la formation de Crochet qui les surmontent, par leurs caractères morpho-faciologiques et pétrographiques (Roy, 1986) de même que par leur composition (figures 73 et 74). La partie supérieure du groupe de Troilus est représentée par la formation de Mézière qui est constituée de laves plus différenciées; avec environ 8% de MgO ce sont des basaltes magnésiens. Les basaltes komatiitiques résultent vraisemblablement d'un fort taux de fusion partielle du manteau, les liquides les plus primitifs que nous ayons échantillonné provenant de la formation du Crochet. Les basaltes de la formation de Mézière peuvent être reliés aux basaltes komatiitiques de

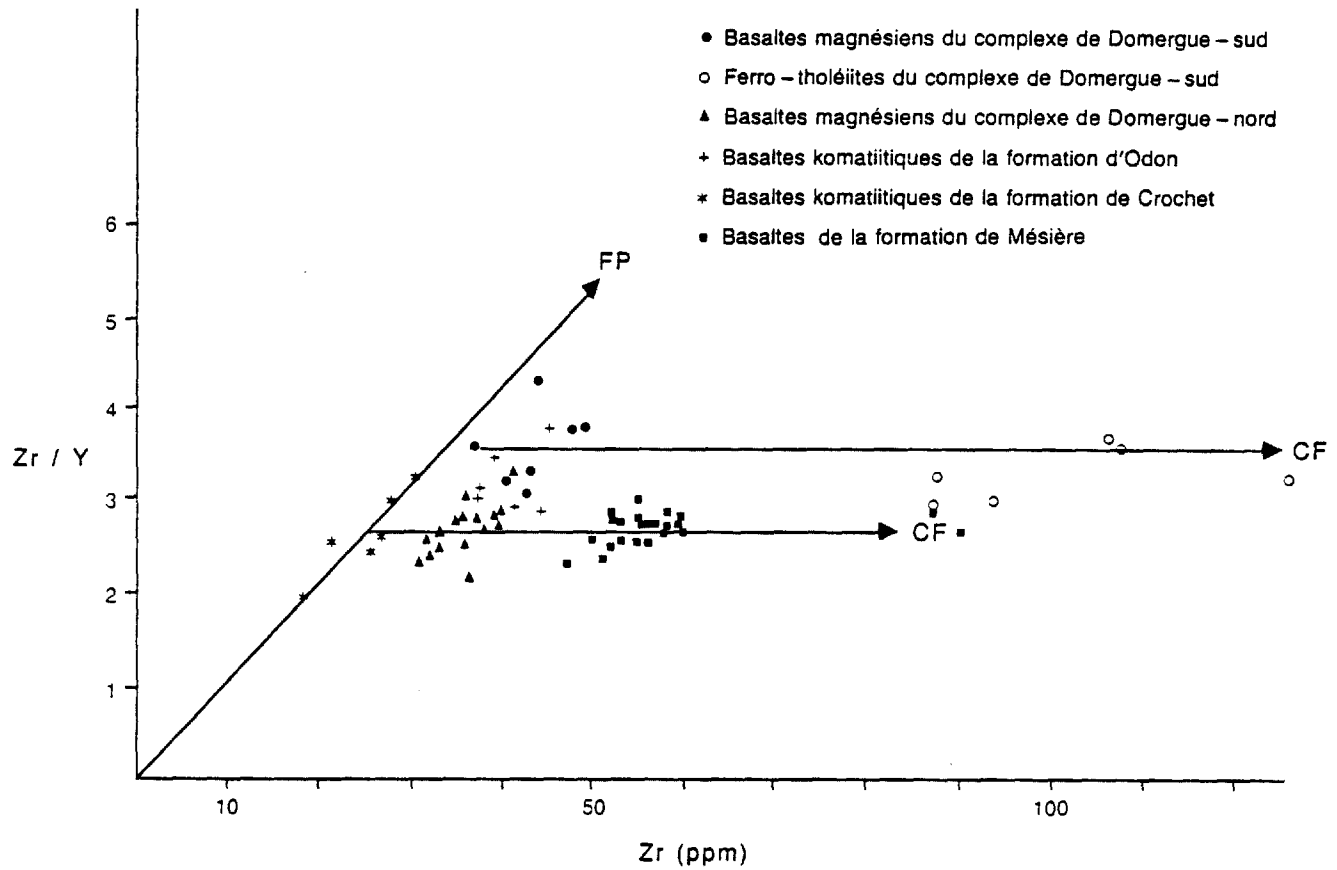


Figure 80 - Laves mafiques de la région Frotet-Troïlus: diagramme Zr/Y versus Zr illustrant la cristallisation fractionnée (CF) et la fusion partielle (FP).

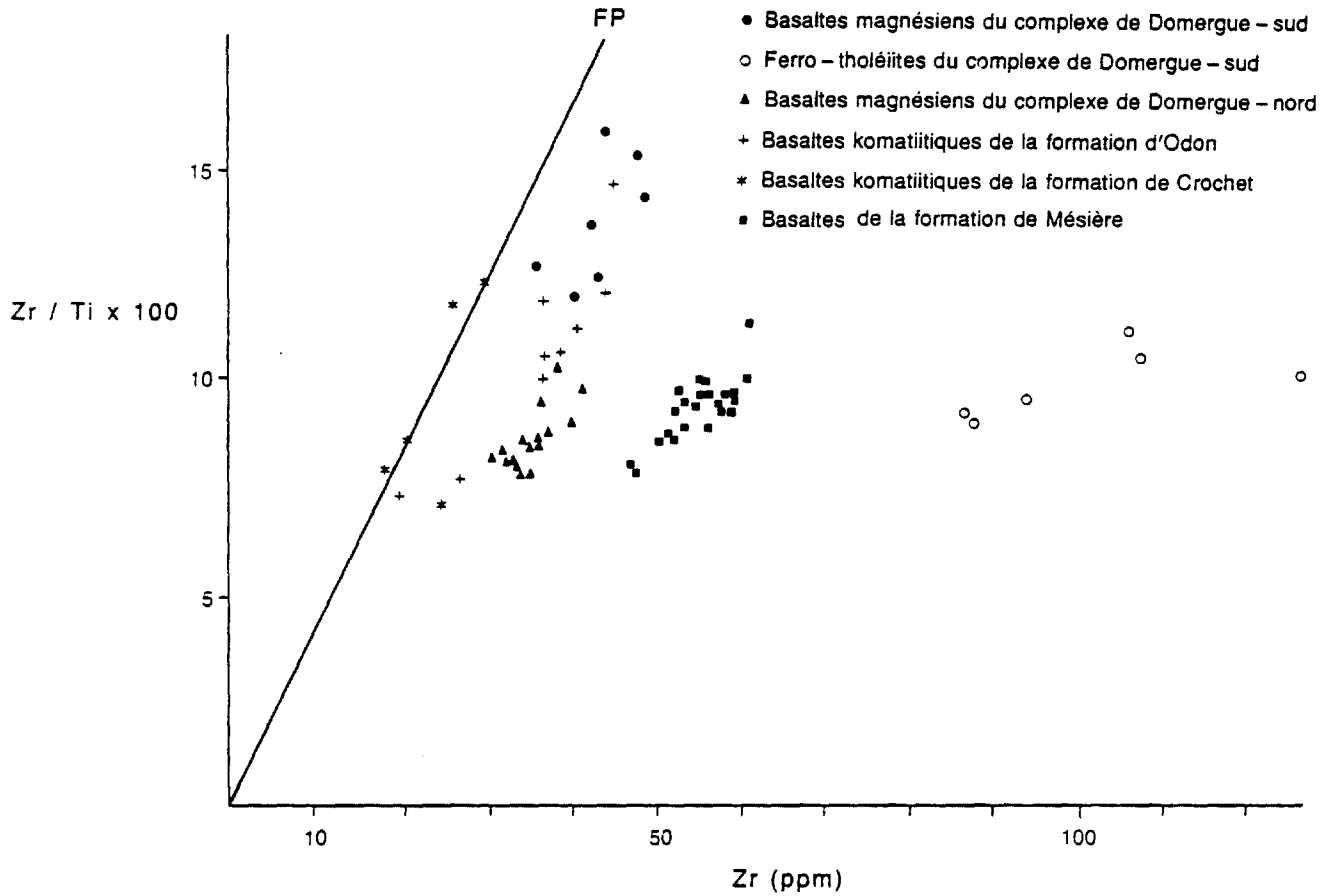


Figure 81 - Laves mafiques de la région Frotet-Troïlus: diagramme Zr/Ti versus Zr (FP: fusion partielle).

TABLEAU 26 - Éléments hygromagmatophiles; principaux rapports caractéristiques.

\* rapport x 100

 $\bar{X}$  moyenne

E écart-type

		Zr/Y	Zr/Ti*	Y/Ti*
(n = 7); basaltes tholéitiques; complexe de Domergue - sud.	$\bar{X}$	3,29	0,99	0,30
	E	0,28	0,07	0,02
(n = 6); basaltes magnésiens; complexe de Domergue - sud.	$\bar{X}$	3,61	1,38	0,38
	E	0,42	0,15	0,03
(n = 15); basaltes magésiens; complexe de Domergue - nord.	$\bar{X}$	2,71	0,87	0,32
	E	0,29	0,08	0,02
(n = 5); basaltes komatiitiques; formation de Crochet.	$\bar{X}$	2,60	1,22	0,40
	E	0,46	0,33	0,05
(n = 29) basaltes magnésiens; formation de Mézière.	$\bar{X}$	2,83	0,96	0,34
	E	0,32	0,11	0,02
(n = 7) basaltes komatiitiques; formation d'Odon	$\bar{X}$	3,17	1,12	0,35
	E	0,35	0,22	0,06
Chondrite (Wanke <u>et al.</u> , 1974)	$\bar{X}$	2,48	0,95	0,38



la formation de Crochet par un processus de cristallisation fractionnée (figures 77 à 81). L'examen pétrographique indique que les principales phases qui ont cristallisé sont d'abord l'olivine puis le plagioclase et le clinopyroxène.

Deux unités volcaniques et mafiques de composition différente sont distinguées à l'intérieur du complexe de Domergue-sud. Il est difficile de reconnaître les liens génétiques qui pourraient exister entre ces unités et les autres unités étudiées pour deux raisons principales:

1. Nous disposons de peu d'échantillons (13 au total);
2. Les roches du complexe de Domergue-sud sont davantage déformées et recristallisées que celles qui forment les autres unités. Lors de l'examen pétrographique des ferrotholéiites nous avons observé la présence de cristaux de magnétite-ilménite le long des plans de foliation.

Nous favorisons l'existence de liens génétiques entre les basaltes magnésiens et les ferrotholéiites du complexe de Domergue-sud (figures 77 et 80) à cause des relations de terrain observées.

Plusieurs diagrammes (figures 77 à 81) suggèrent que les laves du complexe de Domergue-nord ont subi un épisode de cristallisation fractionnée. L'examen pétrographique indique que l'olivine, le plagioclase et le clinopyroxène sont des phases intratelluriques. Ces laves pourraient provenir de la cristallisation d'un magma de même composition que celui qui a généré les basaltes de la formation de Mézière (figures 77 à 81).

#### V.3.3.3. Composition de la source

Les diagrammes qui comparent des éléments qui sont hygromagmatophiles à des degrés différents montrent que le rapport Zr/Ti est constant et chondritique (figure 78; tableau 26); les rapports Zr/Y et Y/Ti sont relativement constants mais non-chondritiques (figures 77 et 79; tableau 26). Ceci implique deux choses:

1. Les rapports Zr/Y et Y/Ti ne sont pas chondritiques à cause des basses teneurs en Y;
2. L'yttrium est retenu à la source puisque les rapports Zr/Y et Y/Ti sont constants.

Il est possible que le fractionnement du clinopyroxène et/ou du grenat à la source soit la cause de l'appauvrissement en Y. En effet, en présence de ces minéraux, Y n'est plus incompatible ( $D_Y \approx 0,5$  et  $D_Y \approx 2,0$ ; Pearce et Norry, 1979).

### V.3.4. Géochimie des terres rares

Les éléments des terres rares sont hygromagmatophiles; ils sont peu mobiles (Ludden et al., 1982). Quatorze profils des terres rares normalisés par rapport à la chondrite de Leedy (Masusa et al., 1973) représentent les laves de la région. Les teneurs en terres rares sont faibles (3 à 20 fois les teneurs de la chondrite de Leedy). Trois types de profils ont été obtenus:

1. Les profils légèrement appauvris en terres rares légères (complexe de Domergue-nord, complexe de Domergue-sud; figures 82 et 83);
2. Les profils plats (complexe de Domergue-sud, formation de Mésière; figures 84 et 85);
3. Les profils légèrement enrichis en terres rares légères (complexe de Domergue-sud, formation de Mésière; figures 82 et 85).

Les valeurs des rapports normalisés La/Sm pour 11 des 14 échantillons analysés varient entre 0,77 et 0,96 (moyenne = 0,83; écart-type = 0,07). La moyenne obtenue est comparable à celle des basaltes magnésiens de l'Abitibi évaluée à 0,8 par Ludden et al., (1982). Plusieurs profils occupent le champ des basaltes des fonds océaniques (figure 86). Ces basaltes ne montrent pas toutefois un appauvrissement aussi prononcé des terres rares légères.

Les laves du complexe de Domergue-sud présentent les trois différents types de profils. Les profils représentatifs des basaltes magnésiens sont appauvris en terres rares légères (figure 82). Les profils des andésites associées sont enrichis en terres rares légères. Pour le moment, nous ne sommes pas en mesure d'expliquer ces différences; celles-ci ne peuvent être expliquées par la cristallisation fractionnée. En effet, le fractionnement de l'olivine du clinopyroxène ou du plagioclase ne provoquent pas des modifications importantes des profils de terres rares (Whitford et Arndt, 1978). Les ferrotholéiites sont représentées par des profils plats et parallèles (figure 84). Les liquides ne peuvent être en équilibre avec le manteau car les rapports Mg/Mg + Fe sont trop faibles (Hanson et Langmuir, 1978). Il est possible que les ferrotholéiites soient reliées génétiquement aux basaltes magnésiens par la cristallisation fractionnée du plagioclase (faible anomalie d'europium) et du clinopyroxène (redressement du profil). Cette relation a été suggérée déjà par certains diagrammes qui mettent en relation des éléments hygromagmatophiles (figures 77 et 80).

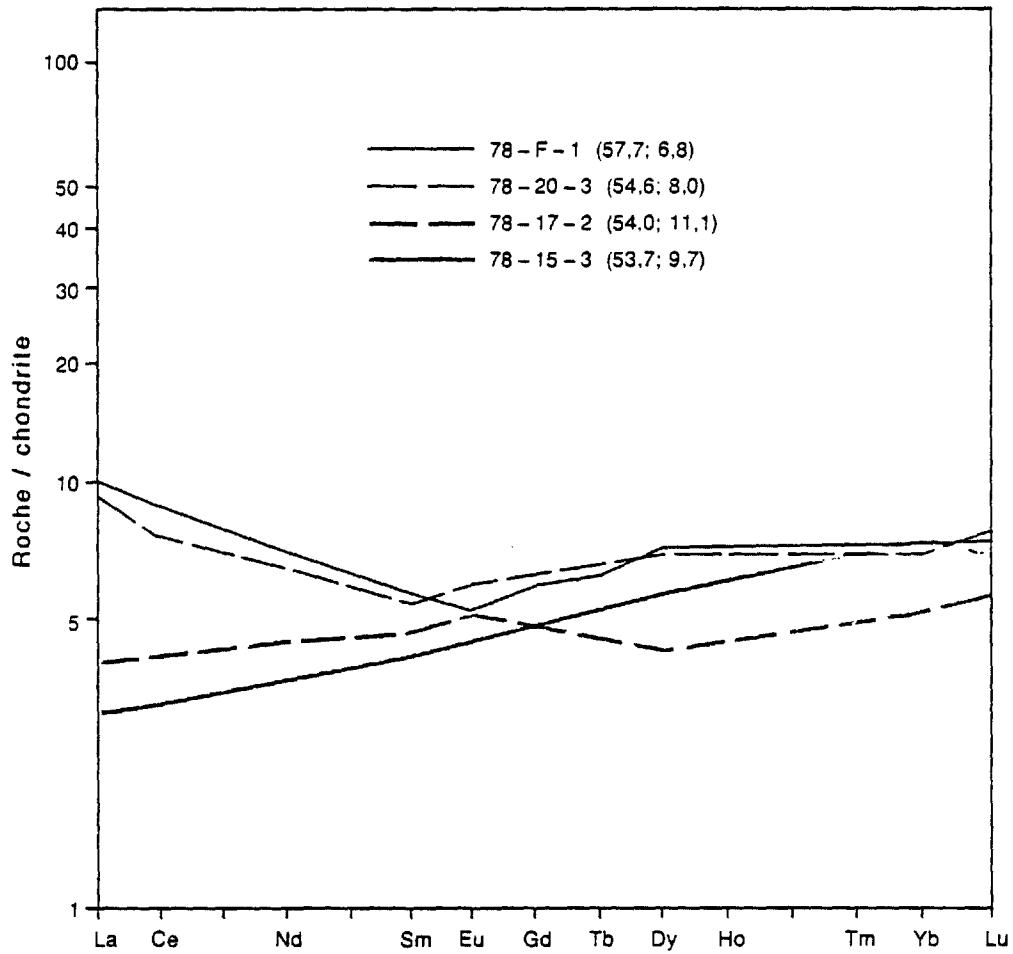


Figure 82 - Profils des terres rares des laves magnésiennes du complexe de Domergue-sud. Les nombres entre parenthèses représentent les teneurs (%) en  $\text{SiO}_2$  et  $\text{MgO}$ .

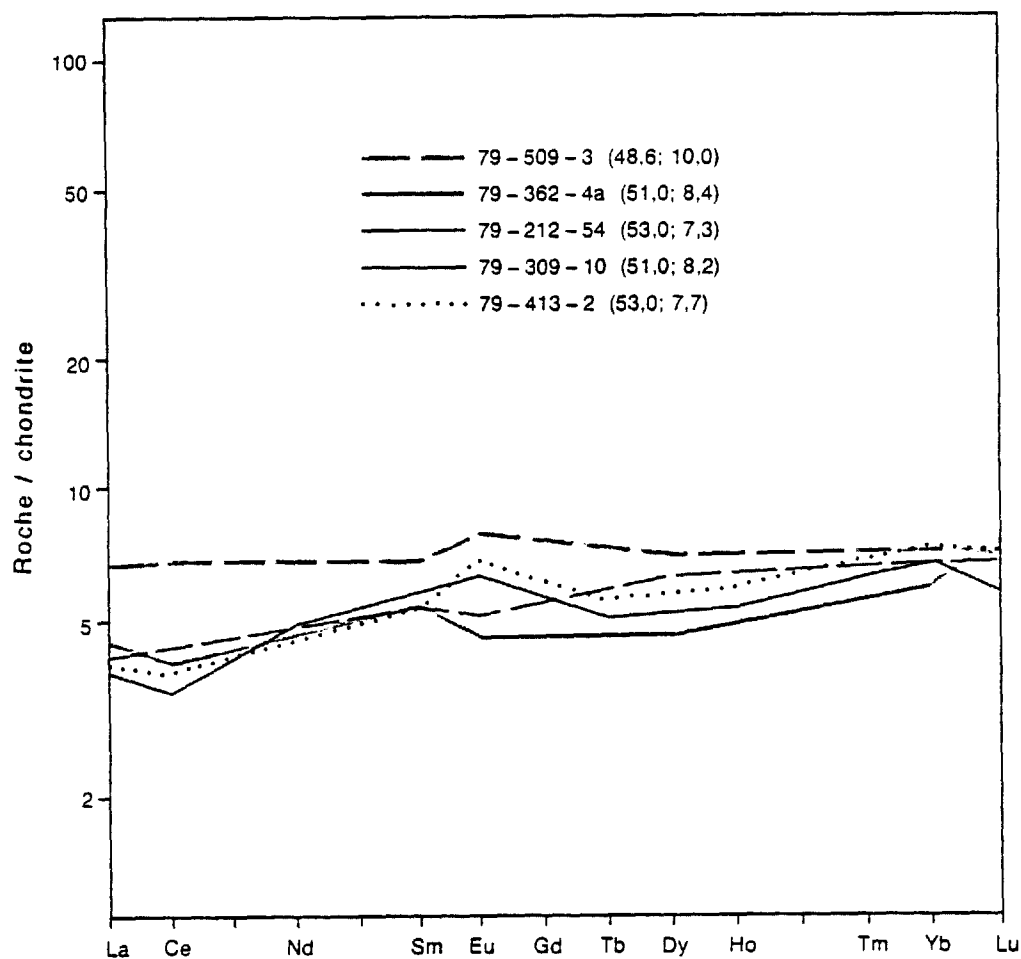


Figure 83 - Profils des terres rares des basaltes magnésiens du complexe de Domergue-nord. Les nombres entre parenthèses représentent les teneurs (%) en SiO<sub>2</sub> et MgO.

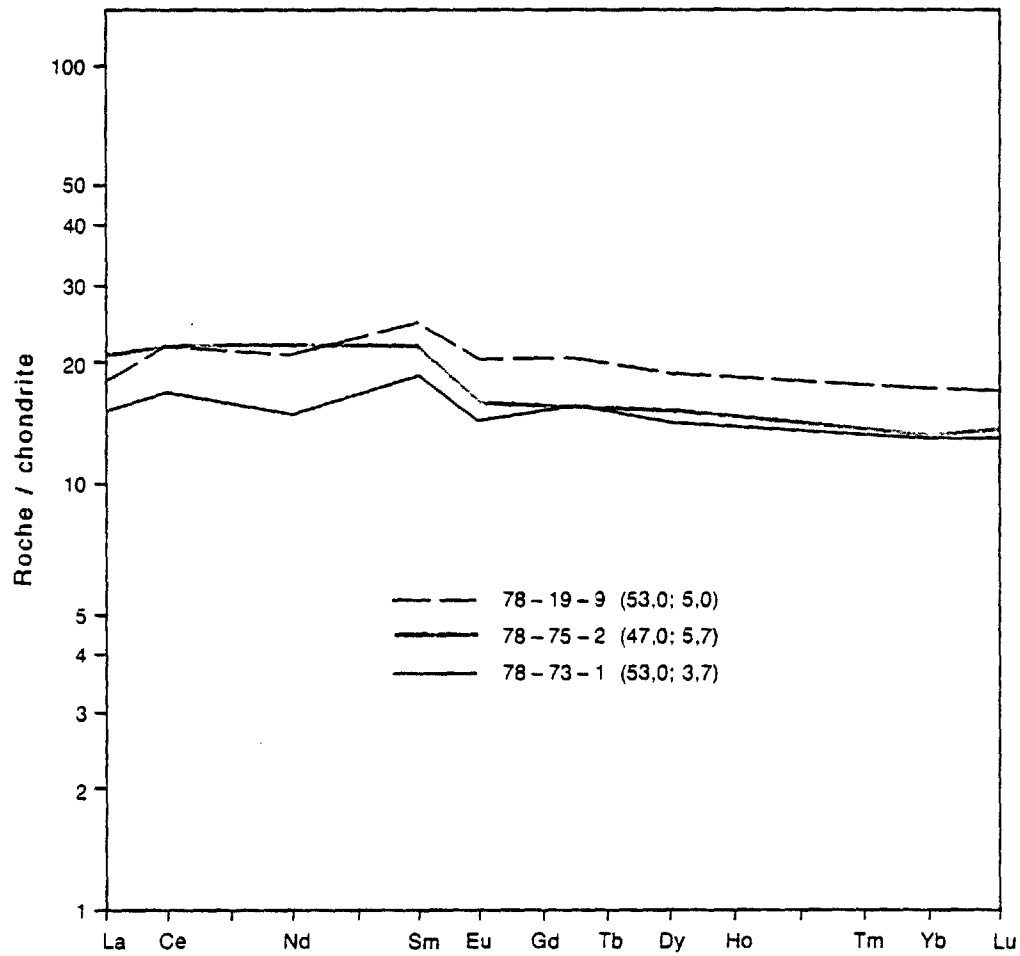


Figure 84 - Profils des terres rares des ferro-tholéiites du complexe de Domergue-sud. Les nombres entre parenthèses représentent les teneurs (%) en SiO<sub>2</sub> et MgO.

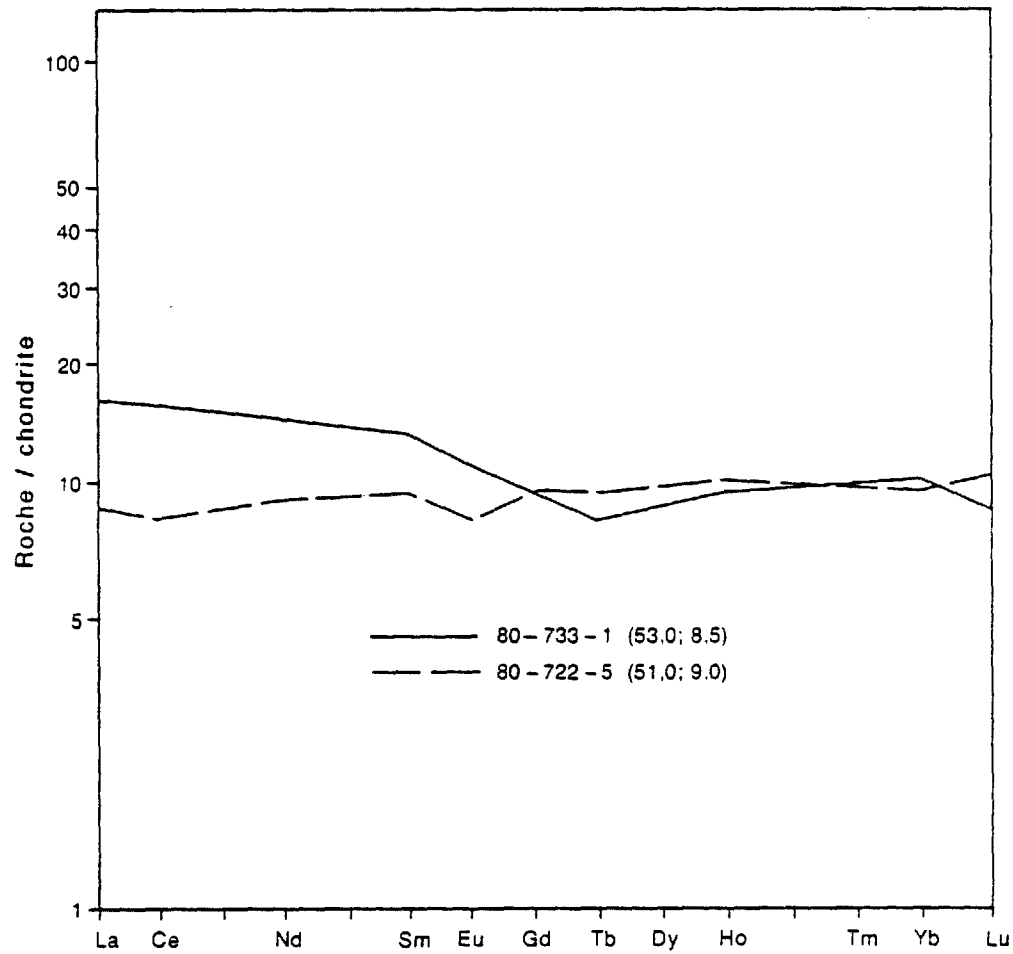


Figure 85 - Profils des terres rares des basaltes de la formation de Mésièrè. Les nombres entre parenthèses représentent les teneurs (%) en SiO<sub>2</sub> et MgO.

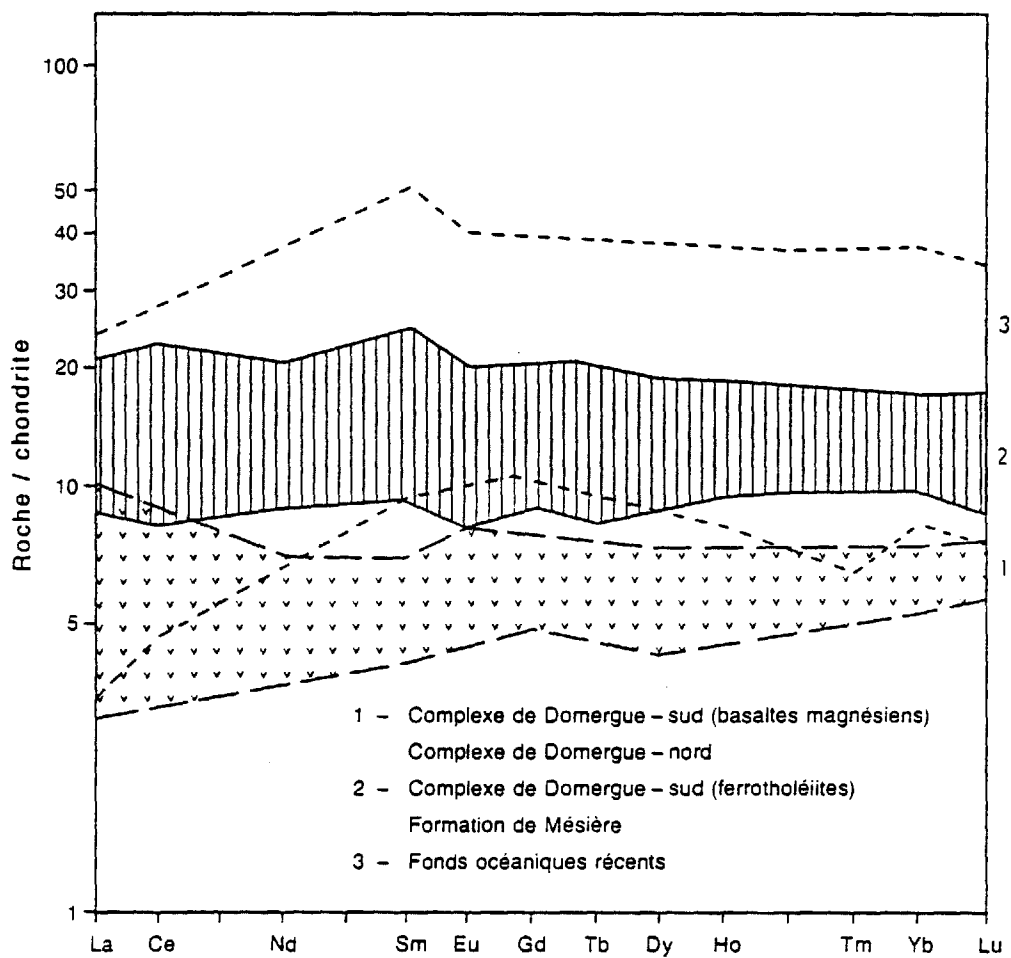


Figure 86 - Profils des terres rares des basaltes de la région Frotet-Troilus et des basaltes des fonds océaniques actuels (modifié de Frey, 1980).

Les basaltes magnésiens du complexe de Domergue-nord (figure 83) présentent des profils semblables à ceux des basaltes magnésiens du complexe de Domergue-sud (figure 82); ils sont légèrement appauvris en terres rares légères. Nous croyons que ces roches ont subi un épisode de cristallisation fractionnée (olivine + plagioclase) qui n'a pas modifié le profil du magma source de façon substantielle.

La formation de Mézière est représentée par deux profils. Le profil plat est le plus représentatif du liquide. La présence d'une faible anomalie d'europium est liée à la présence de plagioclase au stade intratellurique. Le profil enrichi en terres rares légères provient d'un échantillon non représentatif du liquide (cumulat de clinopyroxène).

### V.3.5. Conclusions

L'étude de la chimie des roches à partir des éléments hygromagmatophiles nous a permis de supporter les conclusions énoncées à la section "Géochimie des éléments majeurs". Dans cette dernière partie de notre étude nous avons établi que les coulées de lave sont constituées essentiellement de basaltes subalcalins d'affinité tholéiitique ou komatiitique. Nous avons pu également distinguer six ensembles magmatiques chacun représentant une entité stratigraphique ou géographique distincte. Ceux-ci correspondent aux:

- basaltes komatiitiques de la formation d'Odon;
- basaltes komatiitiques de la formation de Crochet;
- basaltes magnésiens de la formation de Mézière;
- basaltes magnésiens du complexe de Domergue-nord;
- basaltes magnésiens du complexe de Domergue-sud;
- ferro-tholéiites du complexe de Domergue-sud.

Les diagrammes qui utilisent les éléments hygromagmatophiles nous ont permis d'une part, de retrouver les six ensembles déjà reconnus, d'autre part, d'établir des liens génétiques entre certaines unités. Ainsi, nous avons pu établir les liens suivants:

1. Les laves qui constituent les formations de Crochet et de Mézière (groupe de Troilus) de même que celles qui forment le complexe de Domergue-nord peuvent être associées par un processus de cristallisation fractionnée. Le magma primaire contient entre 12 et 14% de MgO et résulte vraisemblablement d'un fort taux de fusion partielle du manteau.
2. Les éléments majeurs et la plupart des éléments traces permettent de distinguer, à l'intérieur du complexe de Domergue-



sud une unité formée de ferro-tholéiites et une autre formée de basaltes magnésiens. Pour ces derniers, les terres rares ont donné deux types de profils différents soit des profils légèrement appauvris en terres rares légères soit des profils légèrement enrichis en terres rares légères. Nous ignorons, pour le moment, la signification de ces différences puisqu'elles ne sont pas reflétées par les éléments majeurs et les éléments traces. Par ailleurs, il est probable que les ferro-tholéiites et les basaltes magnésiens soient reliés par cristallisation fractionnée.

3. Les laves les plus magnésiennes de la région soit celles des formations d'Odon et de Crochet ainsi que celles du complexe de Domergue-sud peuvent être associées par un processus de fusion partielle.

#### V.4 LES VOLCANOCLASTITES

##### V.4.1. Les lithologies

Les volcanoclastites sont présentes à tous les niveaux stratigraphiques. Elles constituent une partie importante de l'empilement volcanique (environ 25%). La majorité des dépôts étant d'origine pyroclastique nous avons choisi d'utiliser la classification de Fisher (1961, 1966) pour nommer les roches. Nous reconnaissons trois classes lithologiques principales:

1. Les tufs leucocrates.

Règle générale, les dépôts sont finement lités et finement laminés. À cause de la recristallisation, il n'est pas possible d'identifier les constituants primaires des dépôts (fragments de roche, fragments de cristaux, fragments de verre). La composition de ces tufs varie de rhyolitique à dacitique.

2. Les tufs à cristaux.

Les dépôts sont souvent massifs; ils peuvent être grano-classés et/ou finement laminés. Ils sont constitués de plus de 20% de cristaux ou de fragments de cristaux de plagioclase ayant un diamètre qui oscille autour de 1 ou 2 mm; ils baignent dans une matrice de cendres, recristallisée. La composition de ces tufs est intermédiaire, généralement dacitique ou andésitique.

### 3. Les tufs à blocs.

Les dépôts sont presque toujours massifs; les lits sont difficiles à reconnaître à cause de la déformation qui provoque l'étirement des blocs. Ceux-ci, rhyolitiques, baignent dans une matrice de cendres, plus mafique (dacite, andésite). La matrice peut contenir beaucoup de chlorite, de biotite ou de calcite.

#### V.4.2. L'altération

Les volcanoclastites sont particulièrement sujettes à l'altération et ce, pour deux raisons principales:

1. Les dépôts, surtout ceux qui contiennent beaucoup de blocs, sont perméables ce qui favorise la circulation des fluides métamorphiques et hydrothermaux qui sont les principaux agents responsables de la modification du chimisme des roches.
2. Les dépôts sont constitués, en partie, d'éléments vitreux chimiquement instables.

Nous avons tenté de reconnaître les effets de l'altération chimique dans ces roches (tableau 27). Près de 35% des échantillons sont hyperalumineux tel qu'indiqué par la présence de corindon virtuel (calcul de la norme). Ce caractère peut être primaire, il peut être secondaire étant dû alors au lessivage du calcium. Par ailleurs, 16% des échantillons présentent des signes indéniables d'altération (néphéline virtuelle, teneurs en  $K_2O$  et en éléments volatils excessives).

#### V.4.3. Les éléments majeurs; classification des roches

Le contenu en  $SiO_2$  des volcanoclastites varie entre 54% et 72%. La classification chimique des roches, basée sur leur contenu en silice (Gélinas *et al.*, 1977) indique que plus de 70% des échantillons sont des andésites ou des dacites; ces roches contiennent entre 54 et 67% de  $SiO_2$ . Il y a peu de rhyolites et leur contenu en  $SiO_2$  est inférieur à 72%; elles diffèrent nettement des rhyolites de Rouyn-Noranda qui peuvent contenir jusqu'à 83% de  $SiO_2$  (Gélinas, 1980).

Nous avons noté une évolution de la composition chimique des volcanoclastites à l'intérieur des formations de Frotet et de l'Habitation. La partie sommitale de la formation de Frotet est plus acide; les tufs leucocrates acides succèdent aux tufs à blocs et aux tufs à cristaux de composition intermédiaire. Au niveau de la formation de l'Habitation, les tufs leucocrates (rhyolites à dacites) succèdent aux tufs à cristaux (dacite - andésite).

TABLEAU 27 - Signes d'altération dans les volcanoclastites.

I	II	III	IV			V	VI
			Ne	Co	Wo		
39	4	4	1	16	0	1	9
100%	10%	10%	3%	41%	0%	3%	23%

- I. Nombre d'échantillons considérés;
- II.  $H_2O + CO_2 \geq 5\%$ ;
- III.  $K_2O \geq 2\%$ ;
- IV. Minéraux virtuels particuliers;
- V. Échantillons alcalins;
- VI. Échantillons assurément altérés.

Tous les échantillons analysés, même ceux qui montrent des signes d'altération chimique, occupent le champ subalcalin du diagramme  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  versus  $\text{SiO}_2$  (figure 87). Ce diagramme suggère également que ces échantillons n'ont pas subi une addition importante de  $\text{Na}_2\text{O}$  et  $\text{K}_2\text{O}$  ou un lessivage du  $\text{SiO}_2$ .

L'ensemble des échantillons étudiés occupe le champ calco-alcalin du diagramme AFM (figure 88). Ces échantillons définissent un patron très net d'enrichissement en alcalis.

#### V.4.4. Les terres rares

Les profils des concentrations des éléments des terres rares ont été déterminés pour 4 échantillons (figure 89). Ils montrent tous un net enrichissement en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes. Trois profils sont caractérisés par une faible anomalie d'euprium.

Ainsi, le rapport La/Sm (normalisé) varie entre 2,1 et 2,9 alors que le rapport La/Yb (normalisé) varie entre 3,0 et 9,6 (tableau 28). Les profils représentant les volcanoclastites sont caractéristiques des suites calco-alcalines (Condie, 1976; Trudel, 1979; Ludden et al., 1982) et ils confirment ainsi la tendance montrée par le diagramme AFM (figure 88). En fait ces roches s'apparentent aux andésites des îles en arc (Condie, 1976).

Nous avons noté, par ailleurs, que la concentration des terres rares dans les volcanoclastites varie de façon inversement proportionnelle à l'augmentation du pourcentage de  $\text{SiO}_2$ . Nous n'avons pu trouver d'explication à cela toutefois, nous considérons deux hypothèses: l'une d'elle favorise les facteurs pétrogénétiques, l'autre, l'altération des roches.

### V.5 LES INTRUSIONS MAFIQUES ET ULTRAMAFIQUES

#### V.5.1. Introduction

Étant donné que les conditions d'affleurement nous permettent rarement d'individualiser les différentes intrusions, nous n'avons pas étudié les variations chimiques qui existent à l'intérieur des filons-couches. Nous avons plutôt cherché à réaliser un échantillonnage représentatif des différentes lithologies observées (tableau 29). Nous n'avons retenu, pour les fins de cette étude, que les échantillons qui ne montrent pas de signes évidents d'altération (voir la discussion sur l'altération des basaltes).

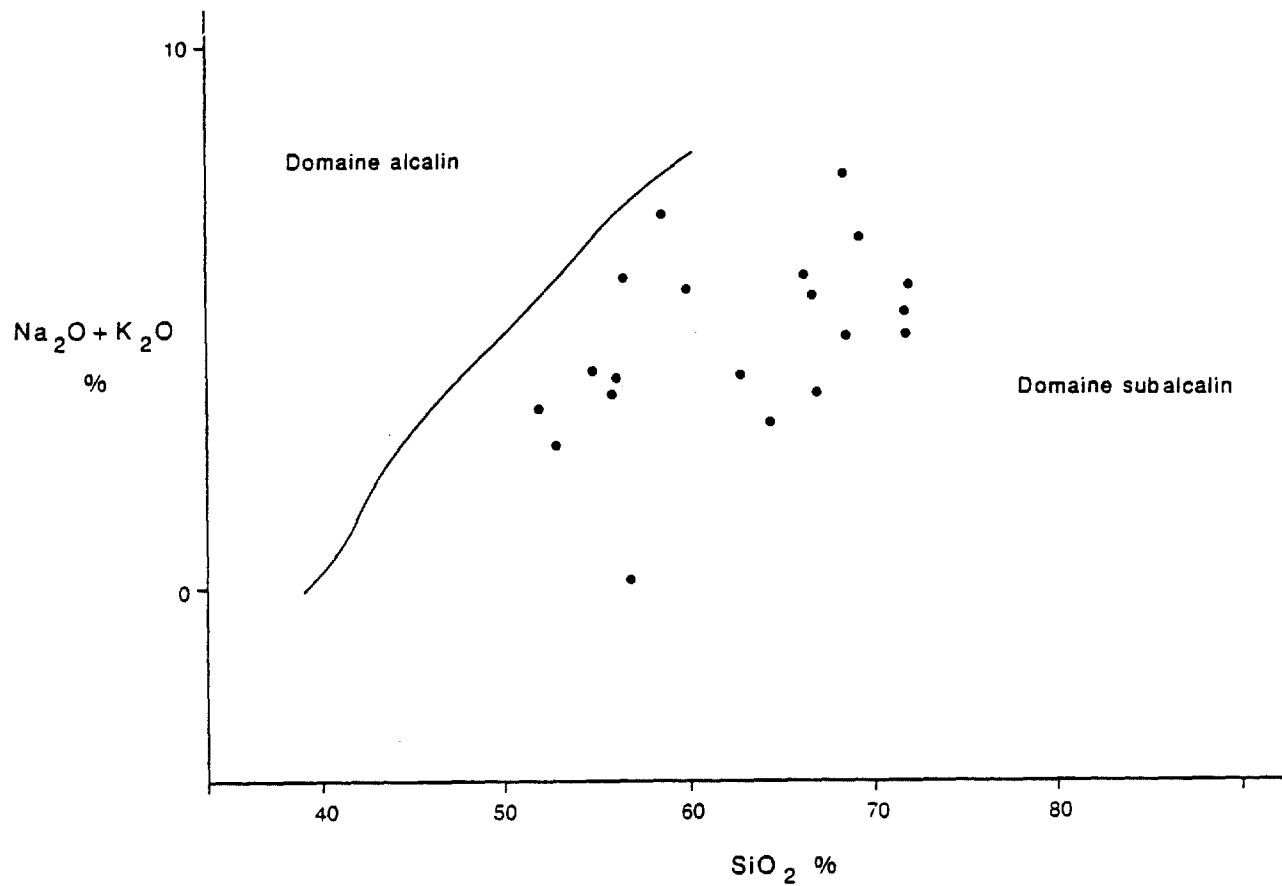


Figure 87 - Diagramme Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O versus SiO<sub>2</sub>. Les volcanoclastites les plus représentatives de la région Frotet-Troilus occupent le domaine subalcalin de MacDonald et Katsura (1964).

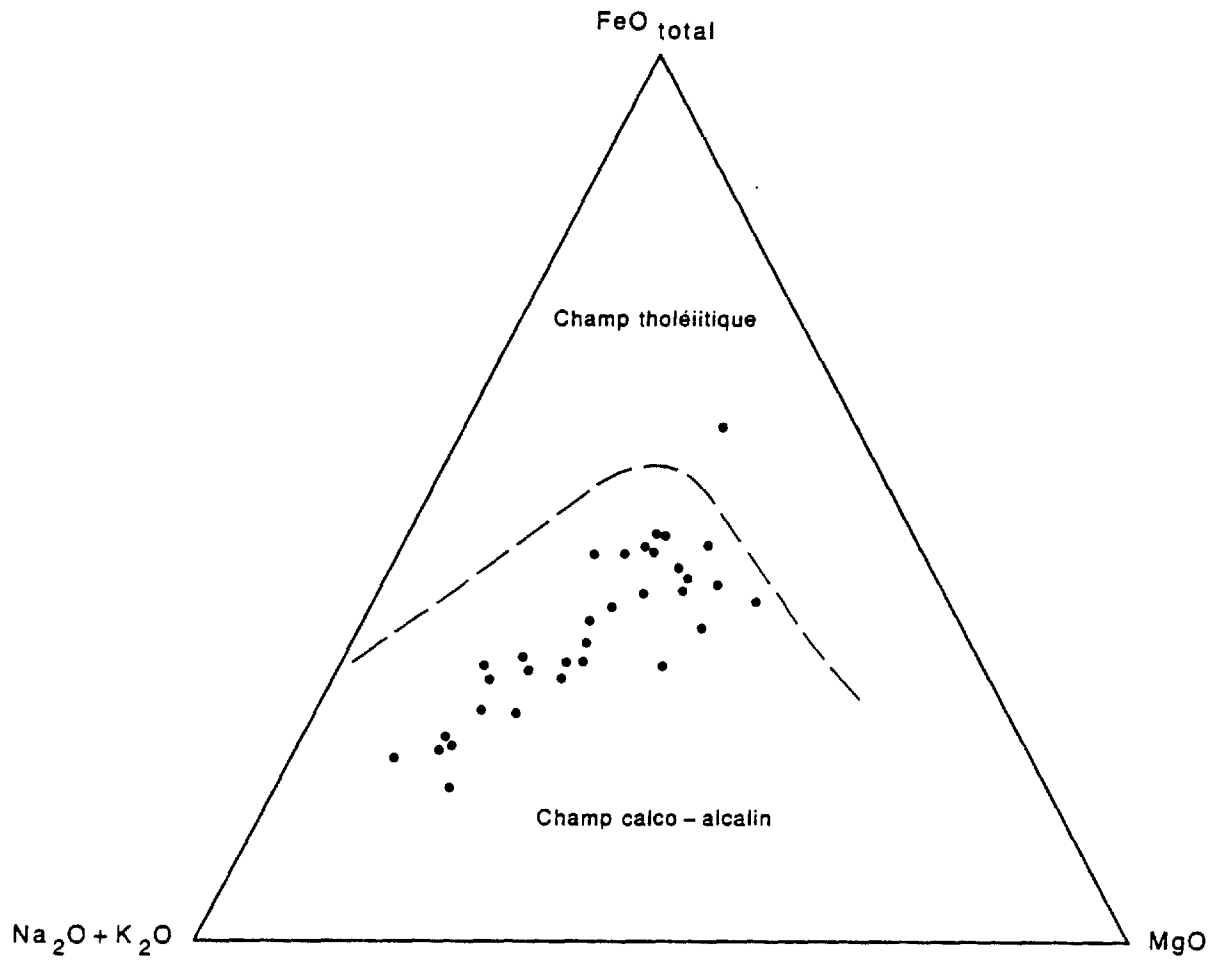


Figure 88 - Diagramme AFM. Les volcanoclastites de la région Frotet-Troilus occupent le champ calco-alcalin de Irvine et Baragar (1971).

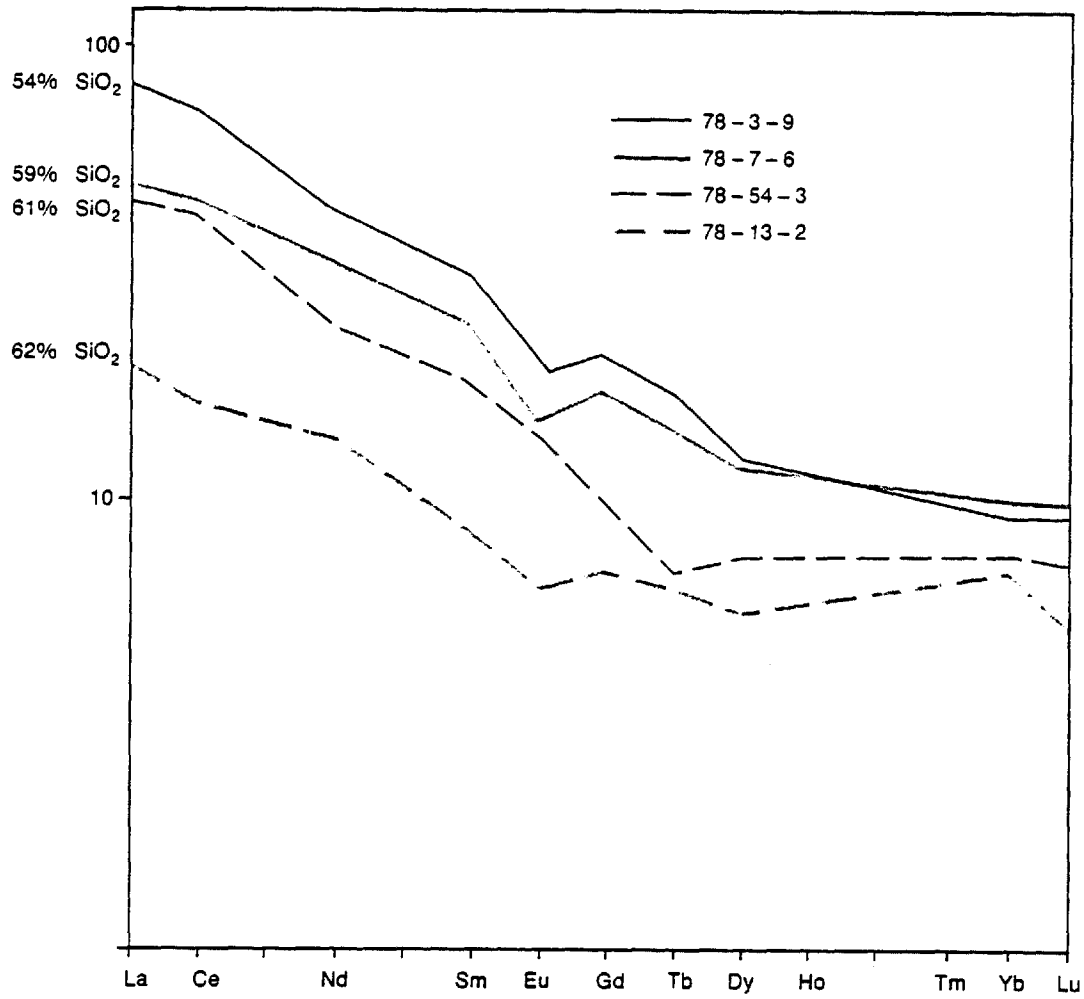


Figure 89 - Profils des terres rares représentatifs des volcanoclastites de la région Frotet-Troilus.

Tableau 28 - Rapports  $(La/Sm)_N$  et  $(La/Yb)_N$  des roches volcaniques:

	1	2	3	4	5	6	7	8
$(La/Sm)_N$	2,7	2,9	2,1	2,4	0,84	2,0	2,1	2,3
$(La/Yb)_N$	6,7	9,6	5,1	3,0	1,3	3,4	3,5	5,2

- 1, 2, 3, 4: volcanoclastites andésitiques de la région  
Frotet-Troilus (78-54-3; 78-3-9; 78-7-6; 78-12-2).
- 5 : ferro-tholéiites du complexe de Domergue-sud
- 6 : série calco-alcaline de Renault,  
Rouyn-Noranda (Ludden et al., 1982).
- 7 : série calco-alcaline de Dufault,  
Rouyn-Noranda (Ludden et al., 1982).
- 8 : île en arc (Ludden et al., 1982)



Tableau 29 - Nomenclature (de terrain) des échantillons considérés lors de l'étude de la chimie des roches intrusives, mafiques et ultramafiques.

	M
Granophyre	1
Ferrogabbro/diorite	6
Gabbro/diorite quartzifère	18
Gabbro/diorite	7
Gabbro à olivine	2
Péridotite plagioclasifère	1
Péridotite	4
	<hr/>
	39

### V.5.2 Analyse des résultats

Les échantillons étudiés figurent tous dans le domaine subalcalin (Yoder and Tilley, 1962) du diagramme NE-OL-QZ (figure 90). Les ultramafites constituent un groupe à part situé près du pôle olivine. La dispersion des points qui représentent les roches mafiques peut être analysée en faisant référence à la position stratigraphique de l'encaissant. Ainsi, les roches intrusives mafiques qui ont envahi le complexe de Domergue-nord et la formation de Mézière occupent des champs distincts et restreints. Les limites de ces champs sont incluses à l'intérieur de celles qui sont données par les laves de l'encaissant. Les laves et les roches intrusives mafiques du complexe de Domergue-nord se trouvent dans le domaine des tholéiites à olivine alors que celles de la formation de Mézière occupent surtout le domaine des tholéiites quartziques. Nous croyons, qu'au niveau du complexe de Domergue-nord et qu'au niveau de la formation de Mézière, les laves et les intrusions stratiformes sont co-magmatiques. Cette relation génétique ne peut être mise en évidence à l'intérieur du complexe de Domergue-sud.

L'ensemble des roches intrusives analysées définit un patron tholéiitique en forme de Z sur le diagramme AFM (figure 91). Un tel patron a été également obtenu sur des filon-couches du nord-ouest ontarien (Raudsepp et Ayres, 1982); les extrémités infléchies du patron sont dues aux ultramafites et au granophyre.

### V.5.3 Évolution de la cristallisation

Les diagrammes Pl - Cpx - Opx (figure 92) et Ol - Pl - Qz (figure 93) d'Irvine (1970) permettent d'établir quelles sont les principales séquences de cristallisation. Celles-ci diffèrent pour les roches mafiques et les roches ultramafiques. Pour les ultramafites intrusives, les premières phases à cristalliser sont, dans l'ordre, l'olivine et l'orthopyroxène.

Au niveau des roches mafiques intrusives, l'olivine est la première phase à cristalliser pour 10/32 (31%) échantillons. Elle est généralement suivie du plagioclase (6/10) ou du clinopyroxène (3/10), rarement, de l'orthopyroxène (1/10). Par ailleurs, les trois séquences suivantes permettent de regrouper 63% des échantillons:

Pl ; Cpx ; Opx	9/32
Pl - Cpx ; Opx	6/32
Pl ; Opx ; Cpx	5/32

Les séquences de cristallisation des laves ont également été déterminées de la même façon (figures 94 et 95). Les séquences suivantes sont caractéristiques des principales unités échantillonnées:

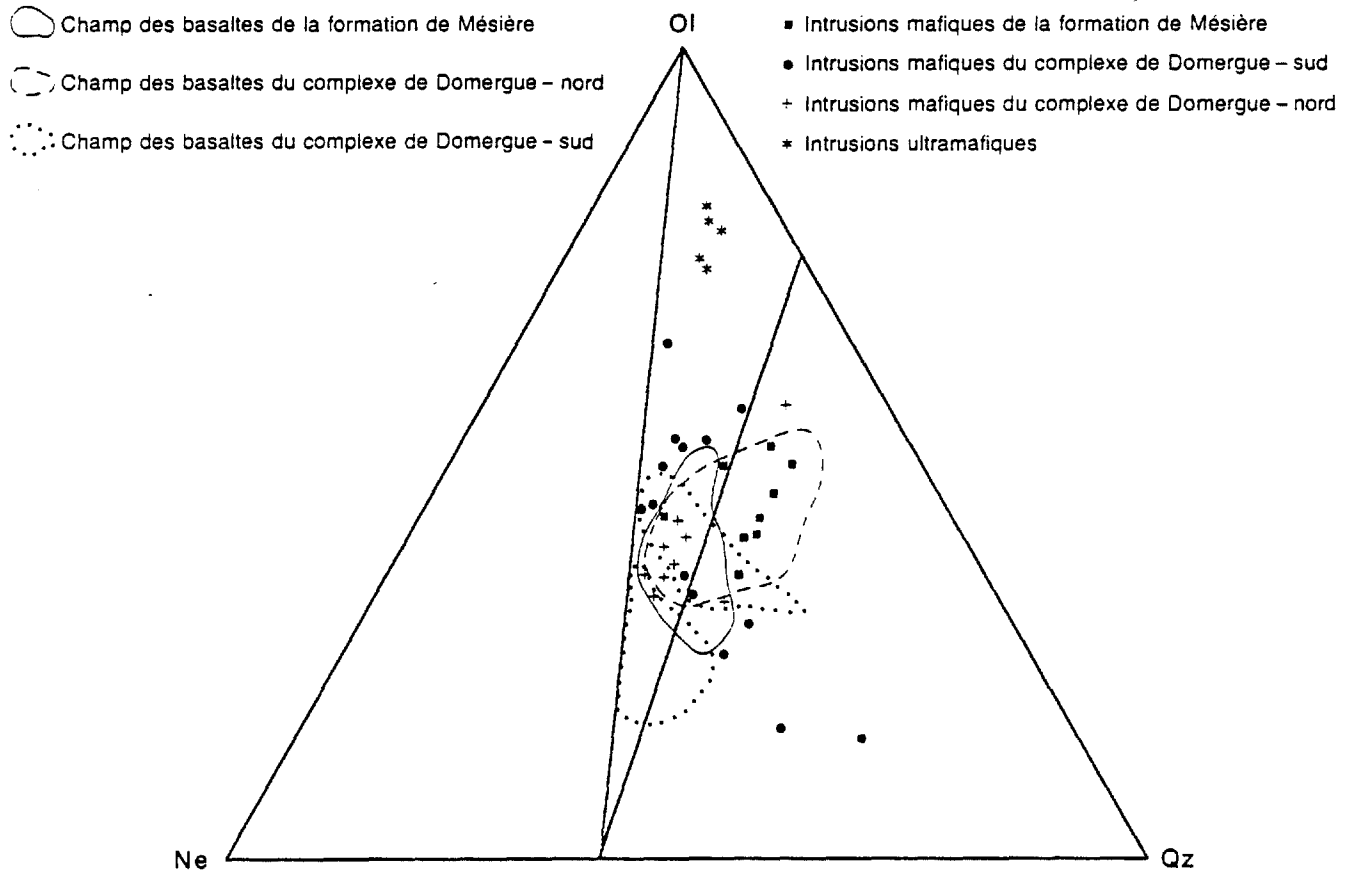


FIGURE 90 - Distribution des échantillons (analyses virtuelles) de roches intrusives mafiques et ultramafiques de la région Frotet-Troilus dans le diagramme Ne-O1-Qz.

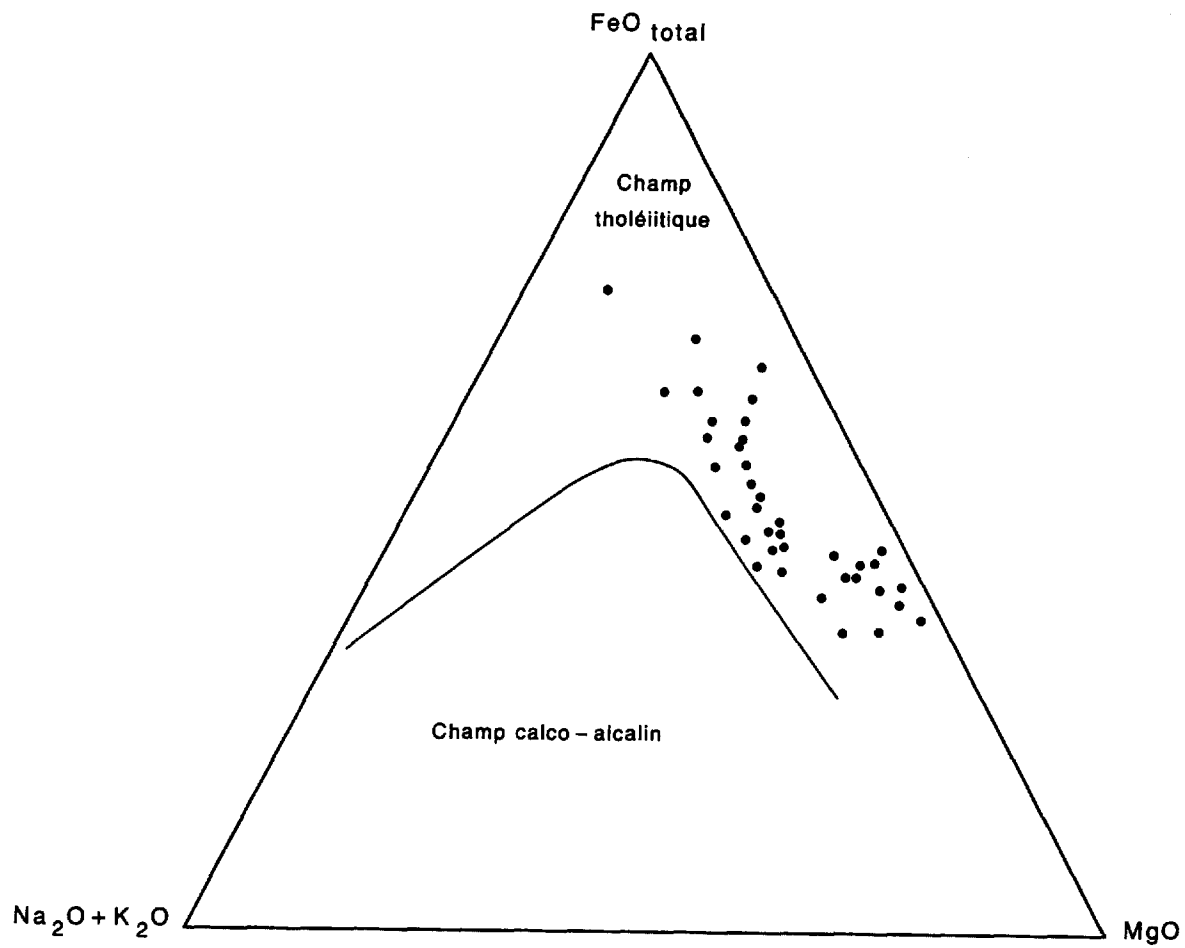


FIGURE 91 - Distribution des échantillons de roches intrusives mafiques et ultramafiques de la région Frotet-Troilus dans le diagramme AFM. Ils occupent le champ tholéiitique d'Irvine et Baragar (1971).

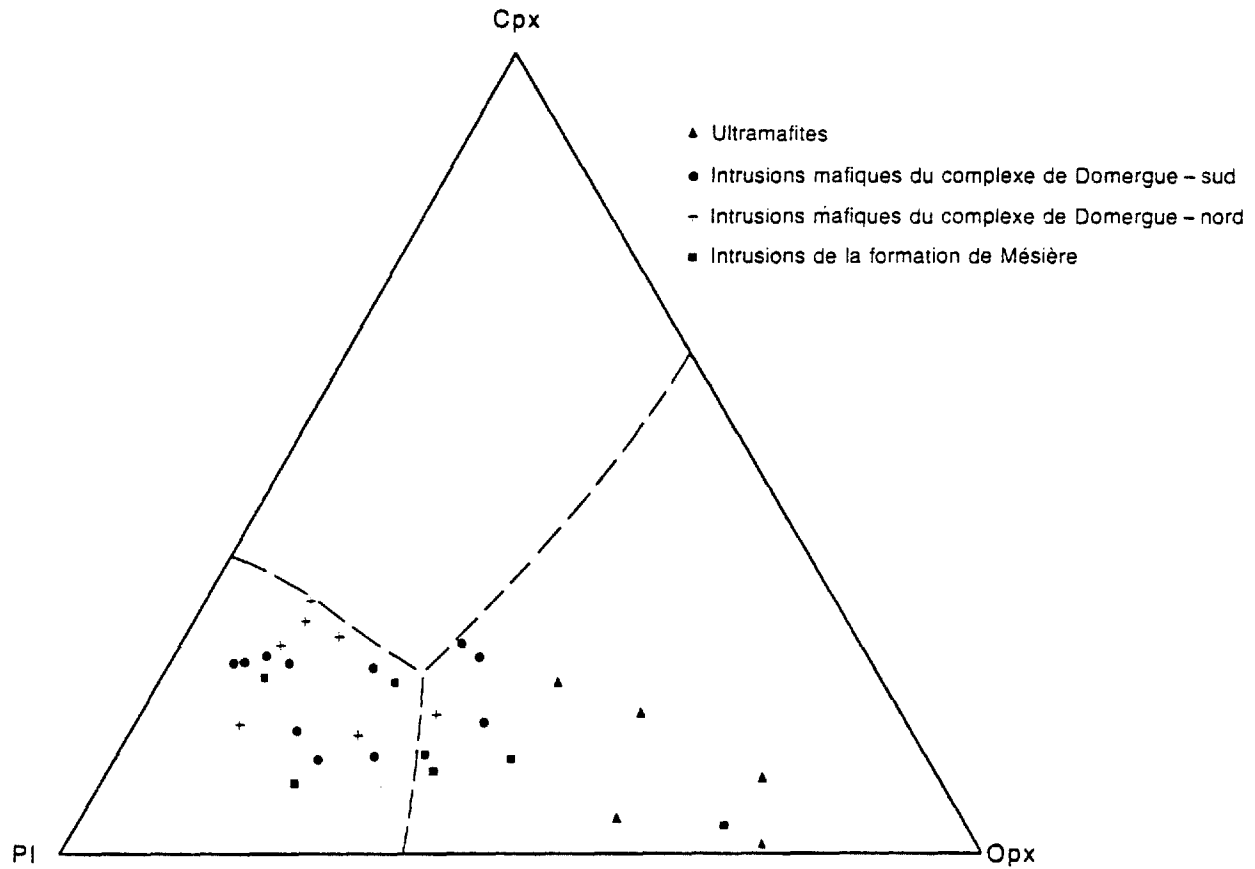


FIGURE 92 - Distribution des intrusions mafiques et ultramafiques dans le diagramme ternaire P1 - Cpx - Opx (Irvine, 1970).

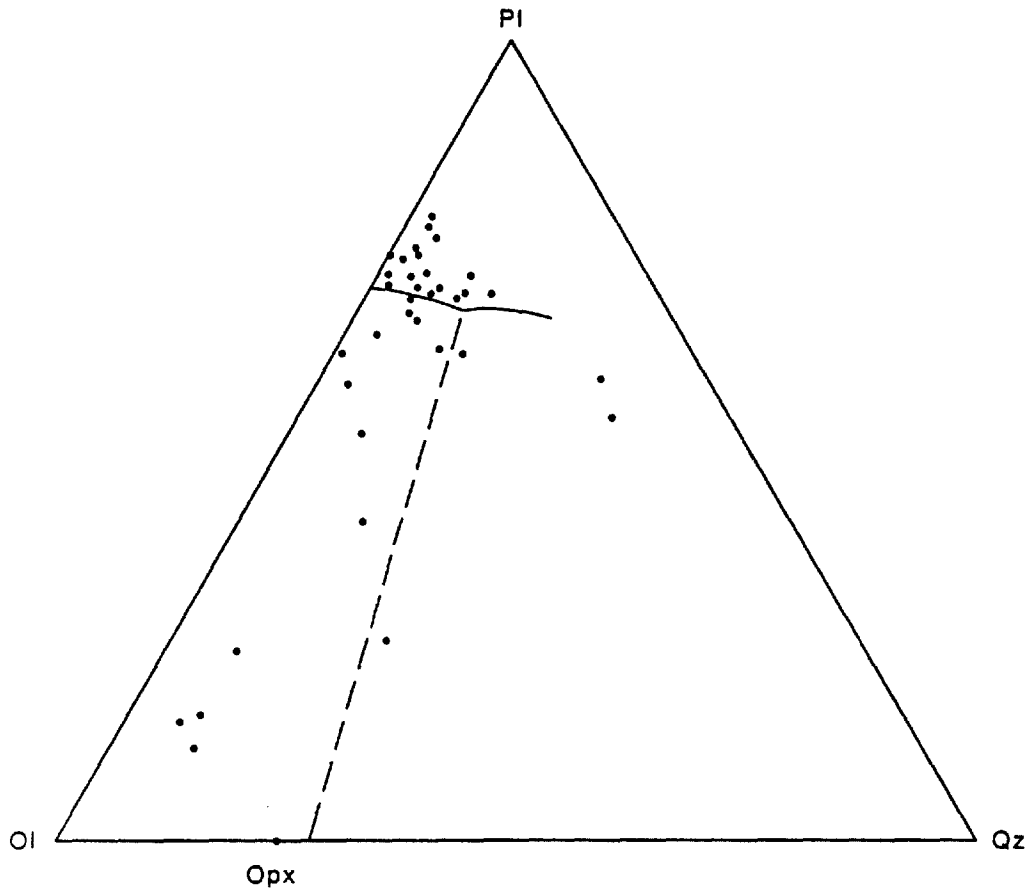


FIGURE 93 - Distribution des intrusions mafiques et ultramafiques dans le diagramme ternaire O1 - Pl - Qz (Irvine, 1970).

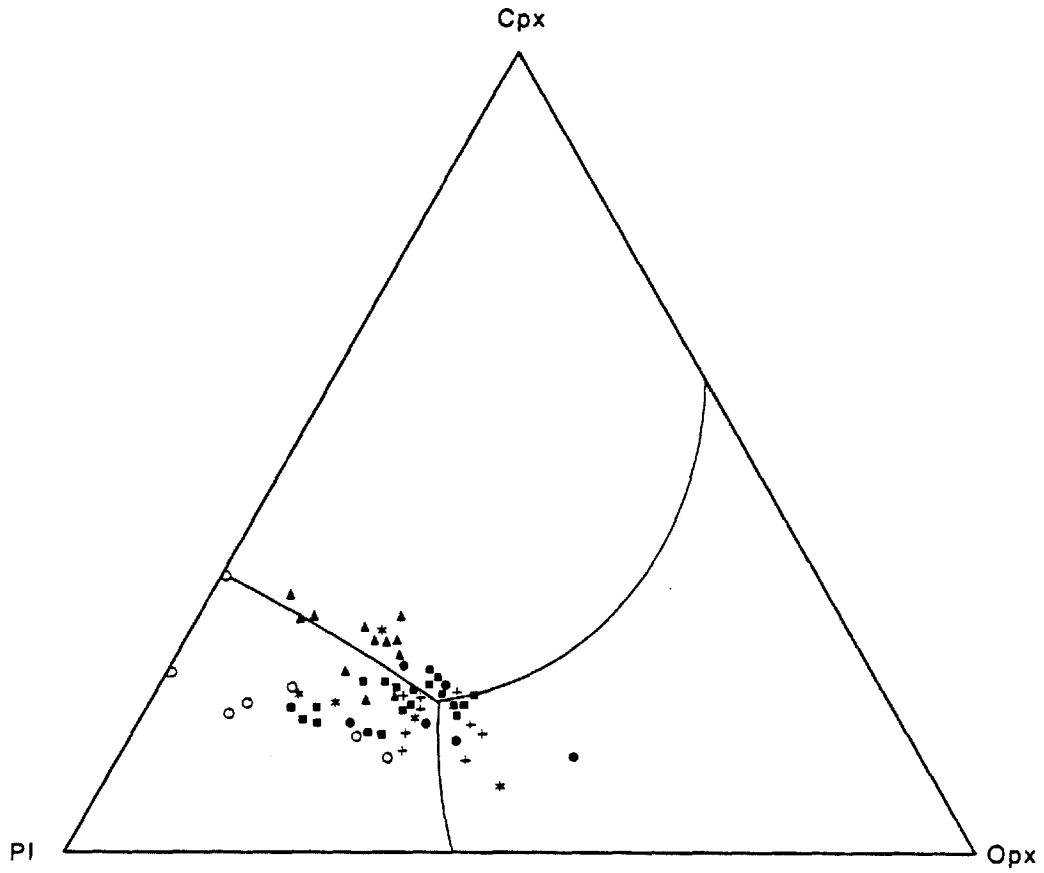


FIGURE 94 - Distribution des laves de la région Frotet-Troilus dans le diagramme ternaire Pl - Cpx - Opx (Irvine, 1970).

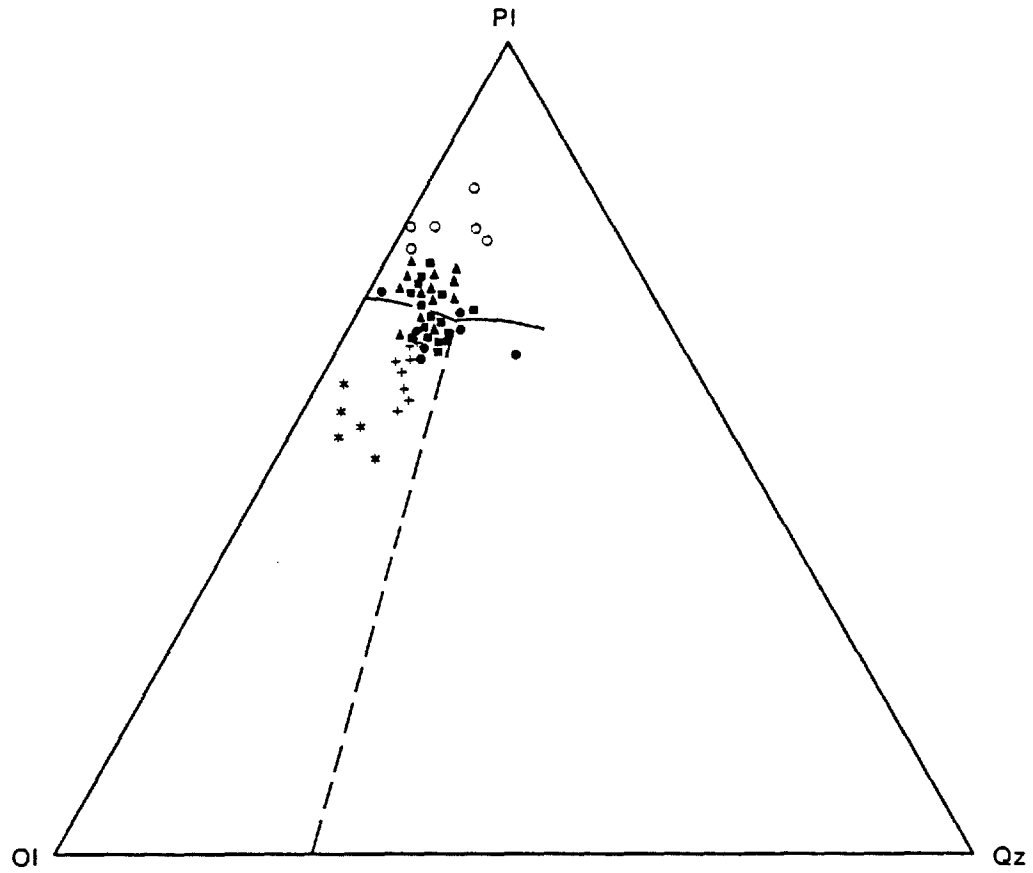


FIGURE 95 - Distribution des laves de la région Frotet-Troilus dans le diagramme ternaire OI - PI - Qz (Irvine, 1970).



P1 ; Cpx ; Opx	ferro-tholéiites (complexe de Domergue - sud)
O1 ; Opx ; Pl; Cpx	basaltes magnésiens (complexe de Domergue - sud)
O1 ; Pl - Cpx ; Opx	basaltes magnésiens (complexe de Domergue - nord)
O1 ; Pl ; Cpx ; Opx	basaltes (formation de Mésière)
O1 ; Pl ; Cpx ; Opx	basaltes komatiitiques (formation de Crochet)
O1 ; Pl - Opx ; Cpx	basaltes komatiitiques (formation d'Odon)

Au niveau des laves mafiques, l'olivine est souvent la première phase à cristalliser. Les gabbros/diorites semblent provenir de liquides plus évolués puisque le plagioclase est fréquemment la première phase à cristalliser. Notons cependant que dans le diagramme Pl - Cpx - Opx (figures 92 et 94) il y a peu de différences dans la répartition des points représentatifs des laves et des gabbros/diorites. Ainsi, la plupart des points se trouvent dans le champ du plagioclase: 24/45 (53%) pour les laves contre 21/32 (66%) pour les gabbros/diorites. Il y a peu d'échantillons dans le champ de l'orthopyroxène: 6/45 (13%) pour les laves contre 4/32 (13%) pour les gabbros/diorites. Il y a peu d'échantillons de gabbro/diorite dans le champ du clinopyroxène soit 5/32 (16%); il semble y en avoir davantage pour les laves soit 13/45 (29%) cependant, plusieurs de ces points sont situés tout près de la ligne cotectique. Signalons enfin que la dispersion des points est plus importante pour les gabbros/diorites que pour les laves; nous croyons que cela reflète, dans une certaine mesure, l'ampleur des phénomènes de différenciation qui se produisent après la mise en place des filons-couches.

Le diagramme MgO - CaO - Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (figure 96) montre que l'évolution des liquides ultramafiques est régie par l'accumulation de l'olivine (+ orthopyroxène) car le rapport CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> varie peu; l'inflexion observée près du pôle MgO peut être causé par le lessivage du CaO lors de la serpentinisation (Arndt et al., 1977). Les rapports plus faibles des roches mafiques sont expliqués par le fractionnement du clinopyroxène et/ou l'accumulation du plagioclase. Le patron évolutif des laves, bien que moins étendu, coïncide avec celui des gabbros-diorites.

## V.6 LES GRANITOÏDES

### V.6.1 Introduction

Deux générations de granitoïdes sont reconnues à l'intérieur du Bouclier Canadien dans la province de Supérieur (Ayres et Cerny, 1982). La génération la plus ancienne comprend surtout des tonalites mais également des diorites dont les âges varient entre 2,85 et 3,05

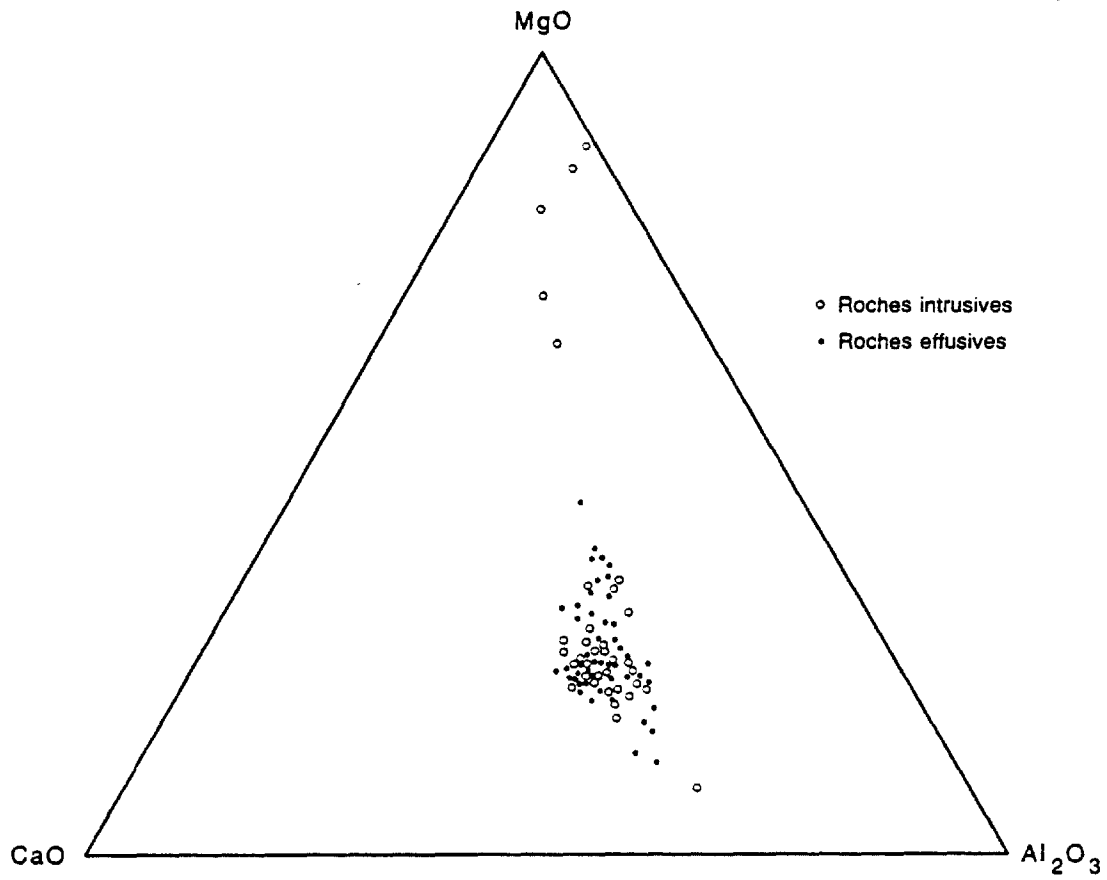


FIGURE 96 - Distribution des échantillons de lave et de roches intrusives mafiques et ultramafiques dans le diagramme terraire CaO - MgO - Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

milliards d'années (Clark et al., 1981; Corfu et al., 1981; Goodwin, 1977; Nunes et Thurston, 1980; Nunes et Wood, 1980). La seconde génération est surtout formée de granodiorites; elles se sont mises en place entre 2,5 et 2,75 milliards d'années soit à la fin de l'Archéen (Corfu et al., 1981; Davis et al., 1980; Nunes et Thurston, 1980; Nunes et Wood, 1980). Ces granitoïdes se trouvent soit à l'intérieur soit en bordure des bandes volcano-sédimentaires.

Lors de notre cartographie nous avons limité notre étude aux granitoïdes de la seconde génération. Nous avons retenu, pour fins d'analyses chimiques, dix-neuf échantillons qui proviennent de six plutons différents (figure 55; tableau 30).

#### V.6.2. Minéralogie

Du point de vue de la composition minéralogique, les granodiorites du lac Châtillon et du lac Cuvette s'apparentent (tableau 20); les roches contiennent des phénocristaux de feldspath potassique. Les granodiorites des lacs Saigne et Morissette se ressemblent également (tableau 20); les échantillons contiennent des quantités comparables de microcline, cependant, à cause de la recristallisation, les textures originelles ne peuvent être reconnues. La tonalite du lac Troilus-sud diffère des granodiorites, notamment par son faible contenu en feldspath potassique. La diorite quartzique du lac Domergue diffère nettement des autres plutons étudiés. Plutôt que la biotite, c'est la hornblende qui est le principal minéral ferro-magnésien; elle est abondante, constituant 25% de la roche.

#### V.6.3 Les éléments majeurs

Les résultats des analyses chimiques, compilés en annexe et, résumés dans le tableau 31, permettent les constatations suivantes:

1. Les écart-types qui ont été calculés pour les différents éléments analysés sont faibles. Ils témoignent d'une certaine homogénéité dans la composition de chaque pluton. Il apparaît peu probable que les plutons de l'intérieur de la bande volcano-sédimentaire, bien circonscrits, soient composites.
2. La composition chimique des différentes intrusions de granodiorite post-tectoniques ou tardi-tectoniques diffère peu; celles du lac Châtillon et du lac Cuvette contiennent un peu plus de  $K_2O$  que les autres.
3. Le caractère hyperalumineux des granodiorites est indiqué par la présence du corindon virtuel. Les granodiorites diffèrent, en cela, de la tonalite et de la diorite quartzique étudiées.

Tableau 30 - Caractéristiques des plutons dont la composition chimique nous est connue.

NOM	LOCALISATION	TEXTURE	STRUCTURE	MISE EN PLACE
Granodiorite	lac Saigne <sup>1</sup>	granoblastique (recristallisé)	foliée; myloni- tisation; pegma- tites	syn- ou tardi- tectonique
Granodiorite	lac Morissette <sup>1</sup>	granoblastique (recristallisé)	foliée; myloni- tisation	syn- ou tardi- tectonique
Diorite quartzique	lac Domergue <sup>2</sup>	isométrique	massive; frag- ments d'amphi- bolite	tardi-tectonique
Tonalite	lac Troïlus <sup>2</sup>	isométrique	massive	tardi-tectonique
Granodiorite	lac Cuvette <sup>2</sup>	porphyrique (feldspath po- tassique)	massive	post-tectonique
Granodiorite	lac Châtillon <sup>2</sup>	porphyrique (feldspath po- tassique)	massive	post-tectonique

<sup>1</sup> Granitoïdes situés en bordure de la bande volcano-sédimentaire.

<sup>2</sup> Granitoïdes situés à l'intérieur de la bande volcano-sédimentaire.

Tableau 31 - Analyses moyennes (normalisées sans les éléments volatils et le soufre) des granitoïdes étudiés. Les oxydes sont données en % et les éléments traces en ppm. L'écart-type est donné entre parenthèses.

	Saigne	Morissette	Cuvette	Châtillon	Domergue	Troïlus
SiO <sub>2</sub>	72,12 (0,97)	71,63 (0,93)	73,29 (0,51)	69,80 (0,93)	63,49 (1,67)	68,74
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,18 (0,35)	15,82 (0,50)	15,01 (0,39)	15,64 (0,29)	15,59 (0,44)	15,12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,59 (0,11)	0,56 (0,06)	0,63 (0,04)	1,16 (0,26)	1,52 (0,50)	2,04
FeO	1,41 (0,25)	1,14 (0,01)	0,66 (0,04)	1,54 (0,12)	3,27 (0,18)	1,29
MgO	0,68 (0,19)	0,49 (0,05)	0,92 (0,37)	1,30 (0,44)	4,22 (0,93)	1,67
CaO	2,31 (0,08)	2,17 (0,24)	1,06 (0,13)	1,83 (0,50)	4,46 (0,04)	3,92
Na <sub>2</sub> O	4,34 (0,11)	5,30 (0,16)	4,79 (0,16)	4,79 (0,40)	4,17 (0,18)	4,87
K <sub>2</sub> O	2,99 (0,25)	2,67 (0,36)	3,46 (0,13)	3,40 (0,24)	2,49 (0,49)	1,94
TiO <sub>2</sub>	0,27 (0,06)	0,18 (0,04)	0,15 (0,02)	0,38 (0,06)	0,57 (0,06)	0,32
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11 (0,02)	0,05 (0,01)	0,05 (0,01)	0,16 (0,05)	0,22 (0,05)	0,09
	3*	3	5	4	3	1
Ni	10,2 (0,42)	90 (0,8)	9,4 (0,9)	14,2 (0,6)	82,5 (14,2)	
Rb	91,5 (14,6)	59,3 (6,2)	86,0 (15,1)	84,0 (3,6)	62,2 (1,6)	50
Sr	357,0 (20)	431,0 (66)	663,0 (46)	837,0 (153)	756,0 (90)	550
Y	8,2 (2,8)	4,0 (0,7)	3,3 (1,1)	6,4 (1,3)	10,0 (1,1)	9
Zr	125,6 (16,2)	95,8 (11,2)	86,4 (8,7)	138,4 (11,8)	133,6 (3,0)	120
Nb	8,0 (1,1)	6,3 (0,7)	6,2 (1,2)	8,0 (1,1)	6,35 (0,2)	4

\* nombre d'échantillon

Tous les échantillons étudiés figurent dans le champ calco-alkalin du diagramme AFM (figure 97). Les granodiorites occupent un champ restreint dans ce diagramme; la composition chimique des différents échantillons varie peu.

Deux tendances évolutives peuvent être distinguées lors de l'étude du chimisme des granitoïdes (Ermanovics et al., 1979). Le patron trondjhemitique est caractéristique d'une génération de granitoïdes (2,85 à 3,05 milliards d'années) alors que le patron calco-alkalin est typique d'une autre génération (2,55 à 2,75 milliards d'années). Les granitoïdes que nous avons étudié déterminent un patron calco-alkalin (figures 98 et 99). Celui-ci n'est pas très net étant donné le nombre d'échantillons, la composition homogène des intrusions et les faibles variations de composition qui existent entre les différents plutons.

#### V.6.4 Les éléments traces

Les éléments traces de chacun des plutons (figures 100 et 101) font ressortir certaines filiations qui sont peut-être génétiques; la granodiorite du lac Saigne s'apparente à celle du lac Morissette et celle du lac Cuvette à celle du lac Châtillon. Il faut souligner la constance des rapports K/Rb qui peut être expliquée par la relation de camouflage qui existe entre le rubidium et le potassium.

Les quatre profils de terres rares de la figure 102 proviennent de quatre intrusions différentes. On peut y faire les observations suivantes:

1. Les teneurs en terres rares diminuent lorsque le contenu en SiO<sub>2</sub> augmente. Ceci a également été noté ailleurs à l'Archéen notamment pour les granitoïdes tardi-tectoniques de la ceinture de Wabigoon (Birk et al., 1979), pour les granitoïdes post-tectoniques de la région de Chibougamau (Gariépy, 1984) et pour les volcanoclastites de la région Frotet-Troilus (voir p. 225 de ce chapitre).
2. Il n'y a pas d'anomalie positive ou négative d'euporium; il s'agit d'une caractéristique des granitoïdes de la fin de l'Archéen (Birks et al., 1976; Shaw, 1976). En effet, les granitoïdes post-archéens montrent généralement une anomalie négative d'euporium (Condie, 1981); il en va de même pour les granitoïdes dont l'âge excède 2,85 milliards d'années (Cerny et al., 1978; Chow, 1978; Williams, 1978).
3. Les profils montrent un important enrichissement en terres rares légères; il s'agit d'une caractéristique des granitoïdes (Koljonen et Rosenberg, 1974).

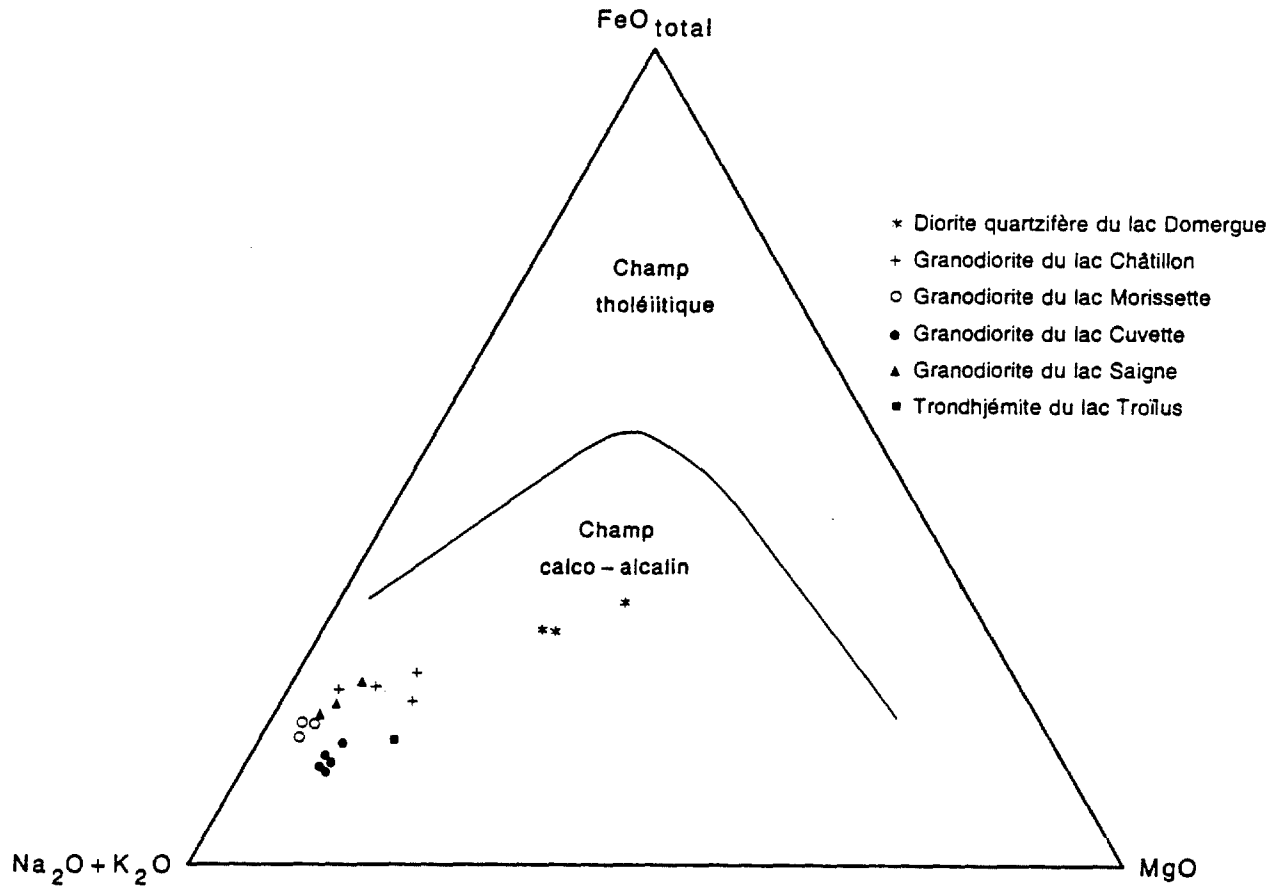


FIGURE 97 - Distribution des intrusions granitoïdes de la région Frotet-Troilus dans le diagramme AFM. Elles occupent le champ calco-alcalin d'Irvine et Baragar (1971).

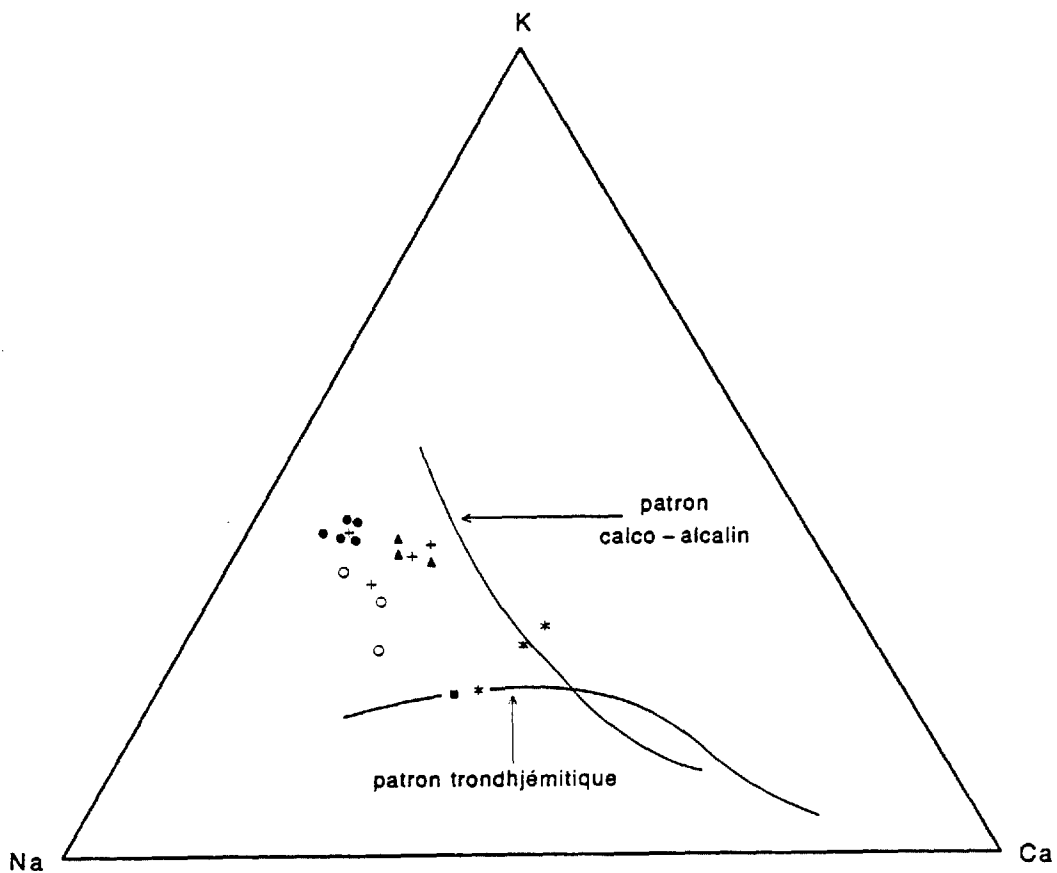


FIGURE 98 - Distribution des roches granitoïdes de la région Frotet-Troilus dans le diagramme Na - K - Ca. Elles définissent un patron calco-alcalin (Barker et Arth, 1976). Voir la figure 97 pour la signification des symboles.



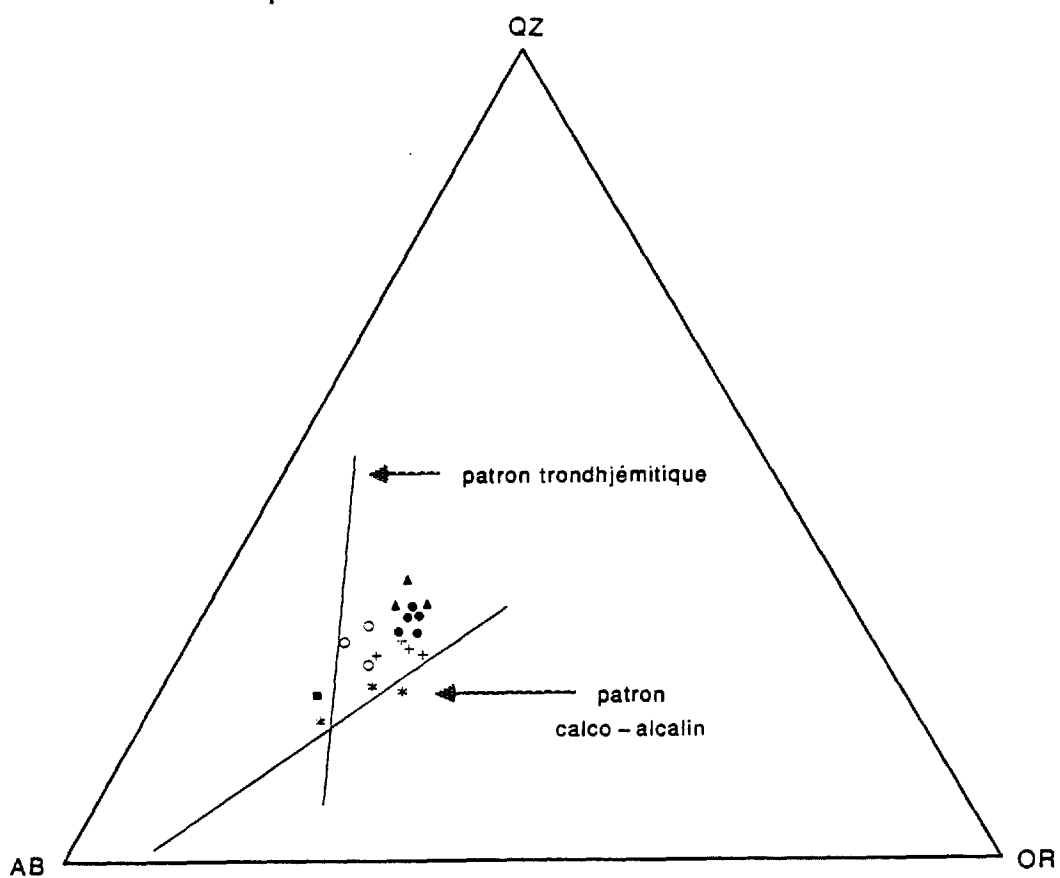


FIGURE 99 - Distribution des roches granitoïdes de la région Frotet-Troilus dans le diagramme Ab - Qz - Or (minéraux virtuels). Elles définissent un patron calco-alcalin. Voir la figure 97 pour la signification des symboles.

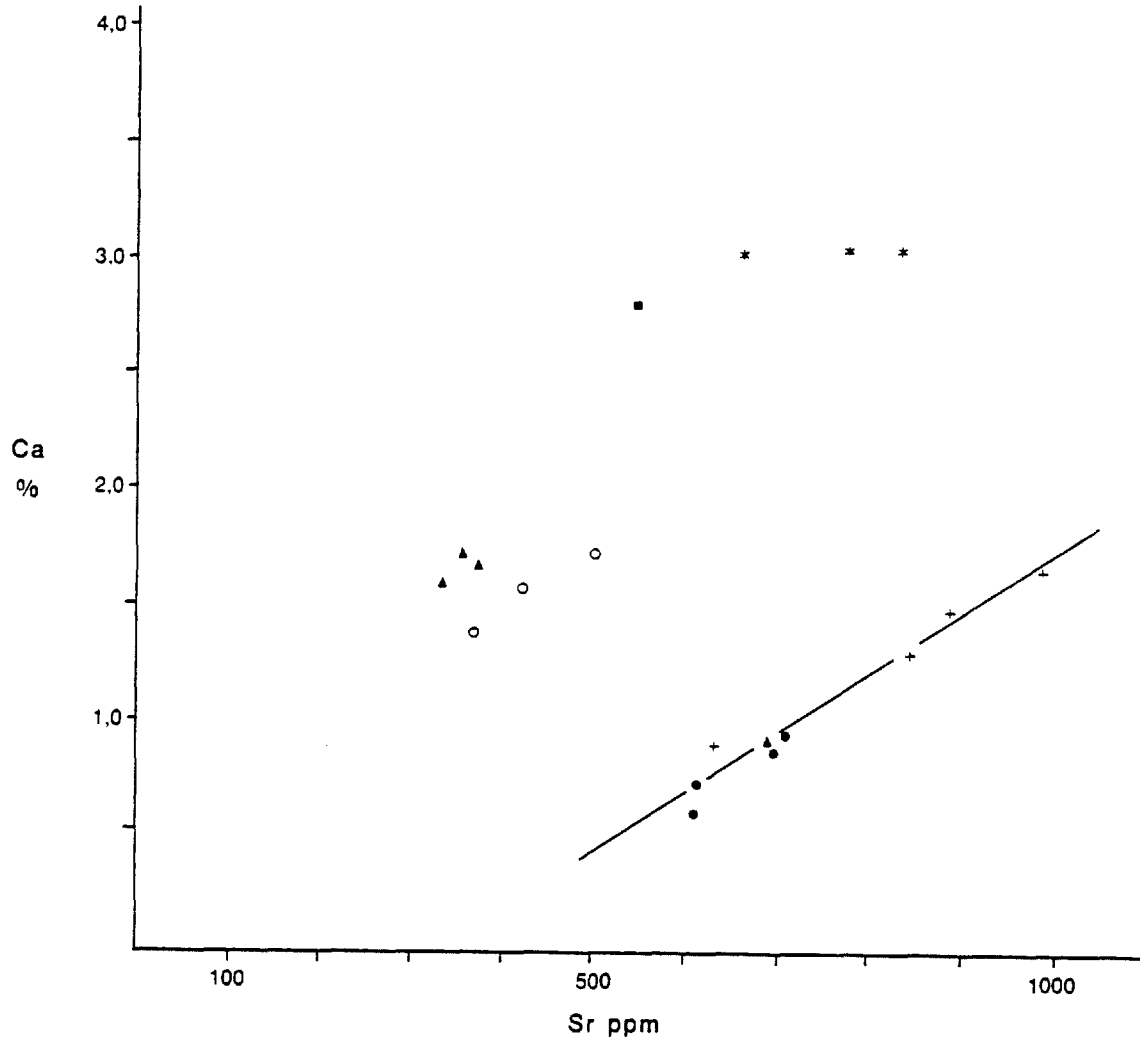


FIGURE 100 - Distribution des roches granitoïdes de la région Frotet-Troilus dans le diagramme Ca-Sr. Voir la figure 97 pour la signification des symboles.

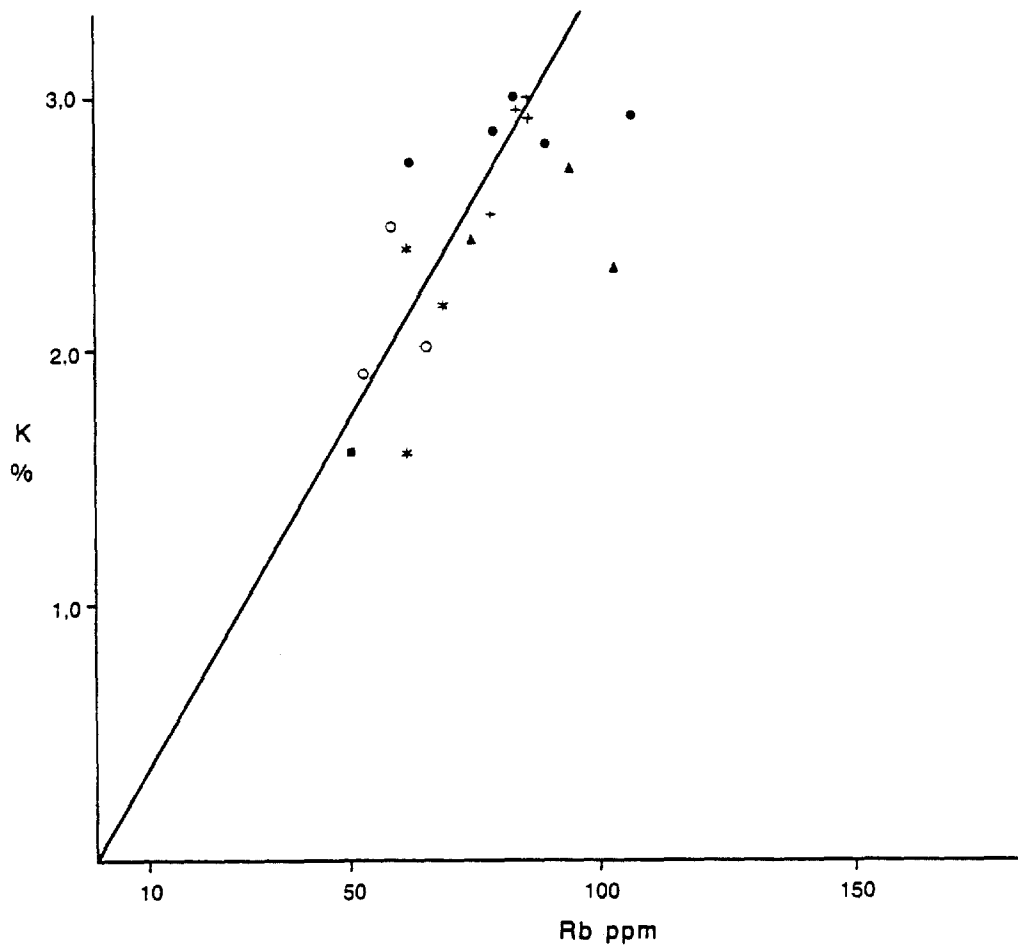


FIGURE 101 - Distribution des roches granitoïdes de la région Frotet-Troilus dans le diagramme K- Rb. Voir la figure 97 pour la signification des symboles.

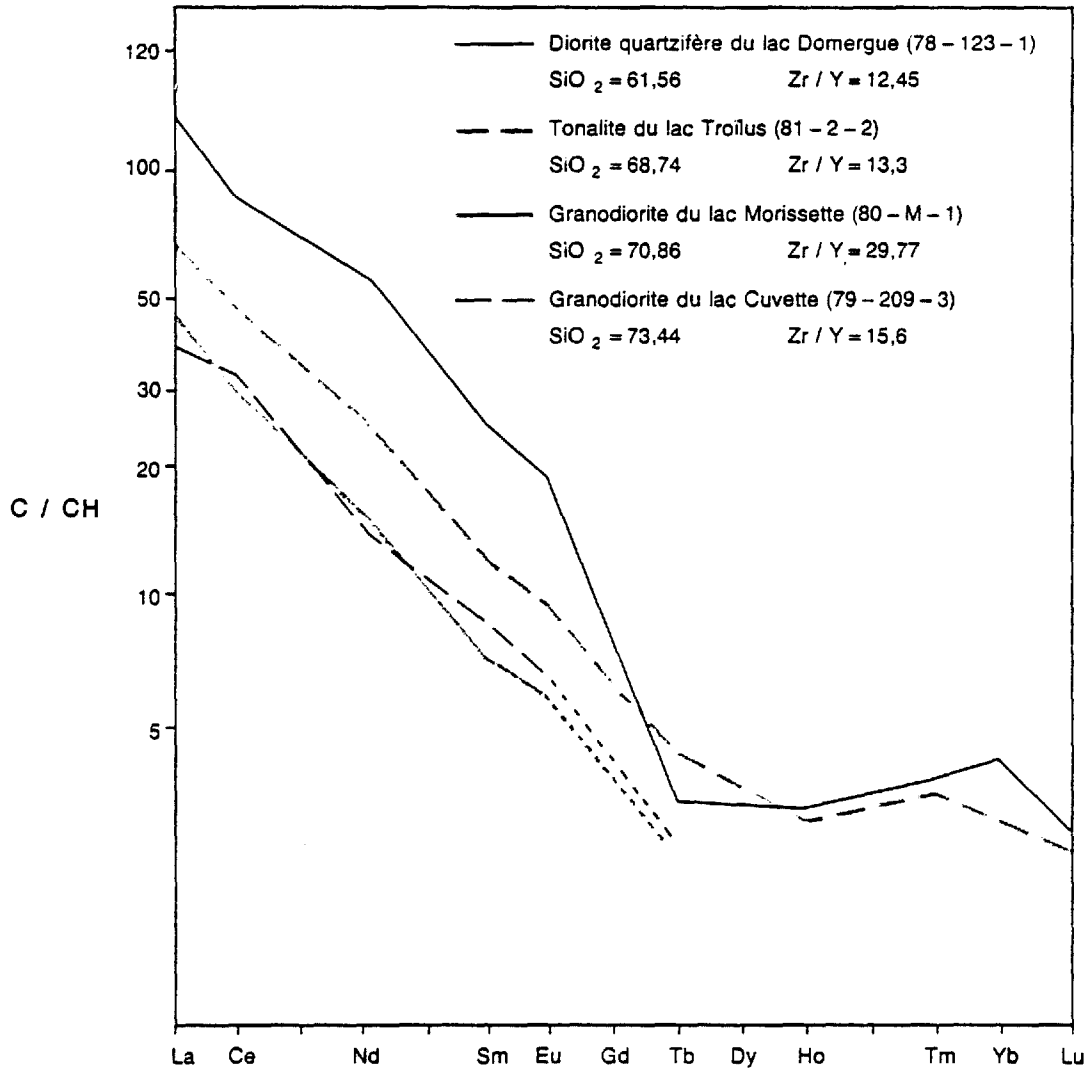


FIGURE 102 - Profils des terres rares représentatifs de diverses intrusions granitoïdes de la région Frotet-Troilus.

4. Les terres rares légères donnent pour tous les échantillons, des pentes négatives, prononcées et similaires. Ceci est reflété par les valeurs du rapport (La/Sm) normalisé: 4,4 - 4,5 - 5,9 - 5,66.
5. Les profils sont caractérisés par un appauvrissement marqué en terres rares lourdes; ceci est particulièrement vrai des échantillons de granodiorite. Pour ces derniers, nous n'avons pu détecter les teneurs en terres rares lourdes qui sont inférieures à trois fois la valeur des chondrites. Ces basses teneurs sont reflétées par les teneurs en Y (3,2 et 5,0 ppm). Il est possible que cette déficience en terres rares lourdes soit causée par le fractionnement de la hornblende (Birks et al., 1979; Frey et al., 1978).

#### V.6.5 Considérations génétiques

L'étude pétrographique suggère, que pour tous les granitoïdes étudiés, le plagioclase est le premier minéral à cristalliser. Ceci est supporté par l'utilisation des résultats du calcul de la norme (CIPW) dans le système QZ - AN - AB - OR - (H<sub>2</sub>O) des granites. Sur le diagramme AB - QZ - OR de ce système, les roches étudiées se regroupent à proximité des points eutectiques ternaires (figure 103). Cette distribution des points indique que les roches échantillonnées, aussi bien celles qui proviennent de la bordure de la bande volcanique (batholites syn- à tardi-tectoniques) que celles qui proviennent des plutons post-tectoniques qui recourent l'empilement volcanique sont issues de liquides résiduels dont la cristallisation s'est produite à des pressions d'eau variant entre 2 et 5 kb. Ces chiffres sont compatibles avec ceux qui ont été obtenus empiriquement lors de l'étude du métamorphisme des roches volcaniques (tableau 10). Le diagramme ternaire AB - QZ - OR ne permet pas d'établir des liens génétiques entre les granitoïdes et les roches volcaniques felsiques ou intermédiaires (figure 104). Nous croyons, que pour les roches volcaniques, la forte dispersion des points est due, en partie, à divers phénomènes d'altération auxquels les alcalis sont particulièrement sensibles. Malgré cela, la distribution des points suggère que les liquides qui sont à l'origine des roches volcaniques contenaient moins de K<sub>2</sub>O que les magmas granitiques.

Le caractère hyperalumineux des granodiorites post-tectoniques étudiées (lac Châtillon, lac Cuvette) tel qu'indiqué par la présence de muscovite modale et de corindon virtuel supporte une source sédimentaire pour ces granitoïdes (Chappell et White, 1974). Les granodiorites syn- ou tardi-tectoniques trouvées en bordure de la bande volcanosédimentaires (lac Morissette, lac Saigne) sont également hyperalumineuses mais à un degré moindre que les granodiorites post-tectoniques; elles contiennent moins de 1% de corindon virtuel. Les granodiorites post-

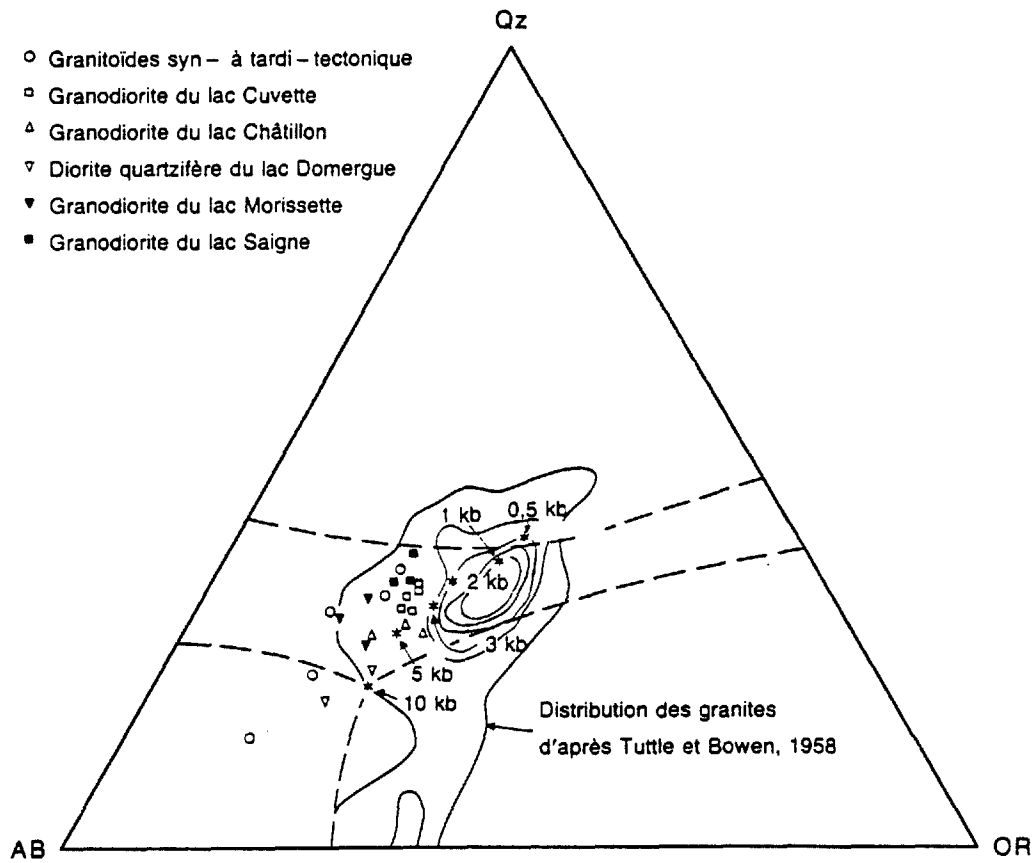


FIGURE 103 - Distribution des roches granitiques de la région Frotet-Troilus dans le diagramme ternaire AB-QZ-OR.

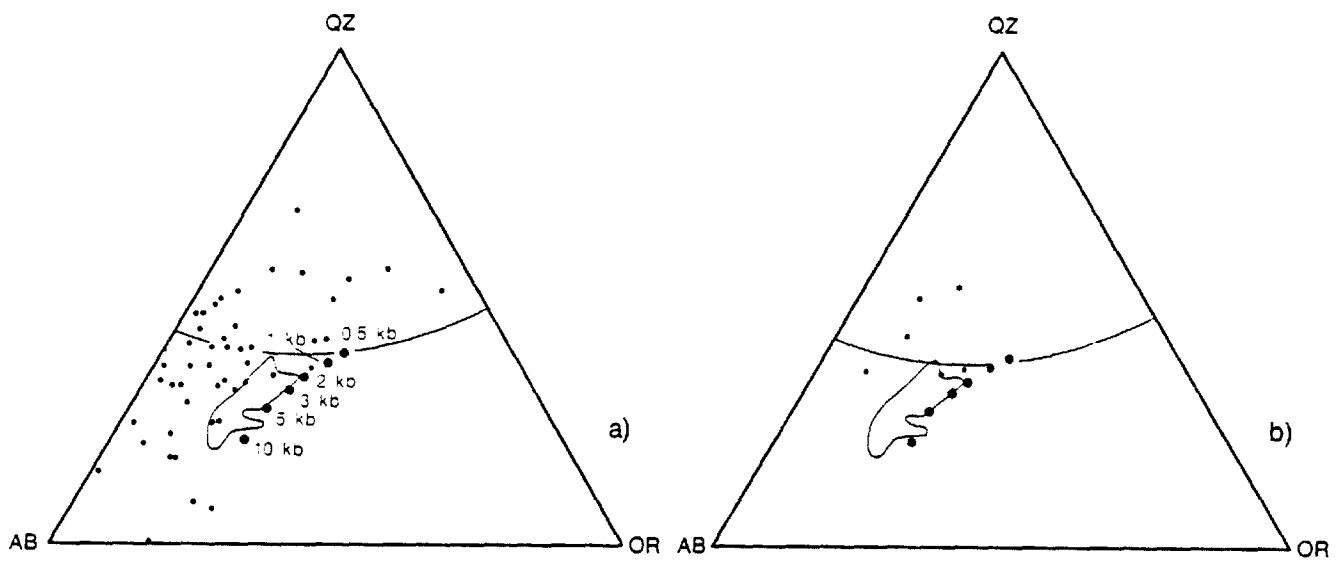


FIGURE 104 - Distribution des volcanoclastites (a) et des porphyres felsiques (b) de la région Frotet-Troilus dans le diagramme AB-QZ-OR. Le domaine gris est celui des roches granitiques de la région Frotet-Troilus.

tectoniques de la région Frotet-Troilus s'apparentent à celles de la région de Chibougamau pour lesquelles Gariépy (1984) propose une origine par fusion partielle d'une croûte continentale comportant des matériaux juvéniles dérivés du manteau et des quantités non-négligeables de matériaux sialiques plus anciens. Cette interprétation s'appuie sur des données isotopiques (Pb).

À ce jour, diverses études isotopiques et géochronologiques portant sur les granitoïdes (Dallmeyer, 1974; Gariépy, 1984) de même que sur les volcanites (Thibault, 1985) suggèrent l'existence d'une croûte sialique ancienne dans la région Frotet-Troilus.



## CHAPITRE VI

## FORMATION ET ÉVOLUTION DE L'EMPILEMENT VOLCANO-SÉDIMENTAIRE

## VI.1 INTRODUCTION

Dans les chapitres précédents, nous avons présenté les données recueillies sur le terrain et en laboratoire; nous avons discuté du métamorphisme, de la géologie structurale, de stratigraphie et de géochimie. Le présent chapitre vise l'intégration des principaux résultats obtenus afin de permettre une discussion de la formation et de l'évolution de l'empilement volcano-sédimentaire de la région Frotet-Troilus. Il comporte trois parties principales. La première partie consiste en un rappel des principaux éléments de conclusion qui ont pu être dégagés jusqu'à maintenant. Dans la deuxième partie, nous avons tenté de déterminer quelles sont les grandes lignes de l'évolution du volcanisme dans la région Frotet-Troilus. Nous avons voulu également comparer les terrains volcaniques étudiés à d'autres terrains volcaniques archéens du Supérieur. Enfin, nous avons cherché les liens qui existent entre le volcanisme et les zones minéralisées. Dans la troisième partie, nous proposons d'élargir la discussion et d'intégrer l'évolution du volcanisme dans un cadre tectonique plus large.

## VI.2 PREMIÈRE PARTIE: ÉLÉMENTS DE CONCLUSION

Notre plan de travail a été établi en fonction d'une meilleure connaissance de la stratigraphie de l'empilement volcano-sédimentaire. L'étude du métamorphisme et l'étude structurale ont permis de fixer les limites de l'étude stratigraphique. Nous avons tenté de compléter celle-ci à l'aide de la géochimie qui nous a fourni des outils supplémentaires pour caractériser les différentes unités cartographiées. Désormais, la poursuite de la discussion s'appuie sur certains éléments de conclusion tirés des chapitres précédents et qui sont subséquentement énoncés.

VI.2.1 Le métamorphisme

Notre étude du métamorphisme a porté essentiellement sur les roches mafiques. Trois assemblages minéralogiques ont été observés:

1. Actinote / hornblende + plagioclase calco-sodique + chlorite + quartz;
2. Actinote + albite + clinozoïsite + chlorite + quartz;
3. Hornblende + plagioclase sodi-calciq̄ue + quartz + ép̄idote.

Il ressort de notre étude que c'est la plagioclase qui permet le mieux de caractériser les différents assemblages. La présence du plagioclase calciq̄ue primaire indique des conditions métamorphiques de

basse pression (environ 2 kb). Elle suggère également l'enfouissement rapide des laves, qui limite les échanges avec l'eau et permet d'expliquer l'absence de l'altération typique des fonds marins (spilitisation). Par ailleurs, l'association albite - clinozoïsite est caractéristique du faciès schiste vert alors que le plagioclase sodi-calci-que marque le passage au faciès amphibolite.

Nous avons noté une évolution du métamorphisme à partir du coeur de la région étudiée jusqu'à ses limites, principalement dans le sens d'une augmentation de température. Le gradient de température observé semble relié à la mise en place des intrusions granitiques syn- et/ou tardi-tectoniques.

### VI.2.2 La géologie structurale

Nos travaux de terrain ne nous ont pas permis de comprendre, de façon satisfaisante, la déformation des roches de la région Frotet-Troïlus. Nous avons relevé les principaux plis, les principales failles, sans pouvoir établir très bien quelles relations (chronologiques et spatiales) existent entre ces structures.

À partir des failles majeures mises en évidence par notre étude, nous avons subdivisé la région Frotet-Troïlus en quatre secteurs principaux entre lesquels il n'y a pas de corrélation lithostratigraphique apparente. À cause d'une connaissance insuffisante de la géométrie, des empilements de roches volcaniques contenus dans les secteurs Domergue - sud, Domergue - nord et De Maurès, il nous apparaît impossible pour le moment d'y établir des colonnes stratigraphiques. Par ailleurs, une séquence homoclinale épaisse et continue se trouve à l'intérieur du secteur Troïlus: elle permet l'étude (stratigraphie) de l'empilement volcanique.

### VI.2.3 Lithostratigraphie

Le groupe de Troïlus a été défini à l'intérieur du secteur Troïlus. Il est constitué de six formations représentant une épaisseur de plus de 6 600 m. Le groupe de Troïlus présente les particularités suivantes:

1. Il montre l'alternance des formations sédimentaires (volcano clastites intermédiaires ou acides) et des formations de laves mafiques;
2. Les formations volcaniques ou sédimentaires sont continues et varient peu en épaisseur;
3. Chaque formation est constituée d'un petit nombre de lithologies (formations d'Odon, de Crochet et de Mésière);

4. Il n'y a pas de variations latérales de faciès qui ont été observées à l'intérieur des différentes unités et ceci vaut aussi bien pour celles qui sont constituées de roches sédimentaires que pour celles qui sont constituées de laves;
5. L'évolution faciologique verticale suivante peut être notée à l'intérieur des différentes unités volcanoclastiques du groupe de Troïlus. Ainsi, de la base au sommet:
  - L'épaisseur des lits et la granulométrie diminuent;
  - Les structures syngénétiques (granoclassement, laminations parallèles et obliques) sont plus fréquemment observées;
  - La composition des roches évolue d'intermédiaire à acide;
  - Les niveaux remaniés et/ou épicastiques sont plus fréquents.

A partir des caractéristiques texturales et structurales des roches nous avons pu établir que l'empilement volcano-sédimentaire de la région Frotet-Troïlus s'est formé dans un milieu aquatique relativement profond.

En plus du groupe de Troïlus, nous avons reconnu trois complexes, les complexes de Domergue - sud, Domergue - nord et De Maurès. Ils ne peuvent être corrélés entre eux ou avec le groupe de Troïlus. Ces complexes ont ceci en commun qu'ils sont constitués essentiellement de coulées basaltiques, coussinées ou massives. Entre les unités de lave, des dépôts pyroclastiques et, exceptionnellement, de minces dépôts épicastiques (turbidites), se sont formés. Toutes ces unités semblent s'être formées en milieu aquatique relativement profond à l'exception d'un niveau de laves coussinées andésitiques très vésiculées cartographié dans le complexe de De Maurès (Simard, 1986).

Les roches intrusives représentent près de 50% de l'empilement volcanique étudié. La plus grande partie de celles-ci forment des filons-couches mafiques et/ou ultramafiques différenciés. Ces filons-couches sont syn-volcaniques et anté-tectoniques. L'empilement volcanique est recoupé par des plutons granitoïdes. Ceux-ci sont anté-tectoniques (tonalites), tardi-tectoniques (diorites quartziques) ou post-tectoniques (granodiorites porphyriques).

Les batholites qui délimitent la bande volcano-sédimentaire sont syn- et/ou tardi-tectoniques et leur mise en place est liée à l'orogénie kénoréenne. Il s'agit essentiellement de granodiorites ou tonalites gneissiques. Ces intrusions ont joué un rôle important lors de la déformation et du métamorphisme.

#### VI.2.4 La géochimie

La plus grande partie de notre étude a porté sur les laves, notre objectif principal étant d'établir des corrélations chimico-stratigraphiques ou de trouver des liens génétiques entre les différentes unités. Nous avons étudié de façon moins approfondie les volcanoclastites, les roches intrusives mafiques et ultramafiques ainsi que les roches granitiques. Nous avons tenté de caractériser chimiquement les différentes unités et de vérifier certains liens génétiques possibles.

Pour toute la région Frotet-Troïlus, les coulées de lave sont formées essentiellement de basaltes. Les laves, subalcalines, sont d'affinité tholéiitique ou komatiitique. Chacune des unités stratigraphiques constituée de laves présente des caractéristiques chimiques qui lui sont propres. Ainsi nous pouvons distinguer:

1. Les basaltes magnésiens du complexe de Domergue - sud;
2. Les ferro-tholéiites du complexe de Domergue - sud;
3. Les basaltes magnésiens du complexe de Domergue - nord;
4. Les basaltes komatiitiques de la formation d'Odon (groupe de Troïlus);
5. Les basaltes komatiitiques de la formation de Crochet (groupe de Troïlus);
6. Les basaltes magnésiens de la formation de Mézière (groupe de Troïlus)

Des liens génétiques ont pu être mis en évidence entre certaines unités notamment à partir de l'étude du comportement des éléments hygromagmatophiles. Ainsi, à l'intérieur du groupe de Troïlus, les laves des formations de Crochet et de Mézière peuvent être reliées par un processus de cristallisation fractionnée. Il est également suggéré que les laves du complexe de Domergue - nord sont associées aux laves du groupe de Troïlus par un processus de cristallisation fractionnée. Il est aussi possible que les basaltes magnésiens et les ferro-tholéiites du complexe de Domergue - sud soient reliés entre eux par un processus de cristallisation fractionnée. Par ailleurs, les basaltes magnésiens du complexe de Domergue - sud peuvent être reliés à ceux des formations d'Odon et de Crochet par un processus de fusion partielle.

Les roches volcanoclastiques sont généralement de composition andésitique ou dacitique: il n'y a pas de basalte et peu de rhyolite. Toutes ces roches sont d'affinité calco-alcaline.

Les roches qui proviennent des filons-couches mafiques et ultramafiques sont issues de magmas d'affinité tholéitique. Les intrusions mafiques et ultramafiques semblent co-magmatiques. Pour une bonne partie de la région, il en va de même pour les laves et les filons-couches gabbroïques qui leur sont associés.

La composition chimique de chacune des différentes intrusions granitoïdes étudiées varie peu. Les échantillons analysés montrent une affinité calco-alcaline. Contrairement aux tonalites et aux diorites quartziques, les granodiorites sont hyperalumineuses: elles sont caractérisées par la présence de corindon virtuel dans leur norme (CIPW). Une forte proportion des roches granitiques étudiées sont issues de liquides résiduels dont la cristallisation s'est produite sous des pressions variant entre 2 et 5 kb.

### VI.3 DEUXIÈME PARTIE: LE VOLCANISME

#### VI.3.1 Évolution du volcanisme

La région Frotet-Troïlus représente une importante section d'un empilement volcano-sédimentaire. Jusqu'à maintenant nous avons reconnu les principales caractéristiques de dépôts et des roches de sorte qu'il nous est possible d'évaluer certaines des conditions qui prévalaient lors de la formation de l'empilement volcanique. Nous croyons qu'il peut être intéressant de chercher, au Phanérozoïque, un milieu qui réunit, en totalité ou en partie les mêmes conditions.

##### VI.3.1.1 Milieu et accumulation

- L'empilement volcano-sédimentaire s'est formé dans un milieu aquatique profond.

Le caractère aquatique du milieu est indiqué par la présence de coussins. Ils sont observés à tous les niveaux stratigraphiques, aussi bien à l'intérieur du groupe de Troïlus qu'à l'intérieur des différents complexes. D'autres évidences, indirectes, suggèrent que l'empilement dans son entier s'est formé en milieu aquatique:

1. Nous n'avons pas observé la soudure des fragments dans les dépôts pyroclastiques. La soudure est caractéristique des milieux subaériens même si elle peut être parfois observée en milieu aquatique (Francis et Howells, 1973).
2. Nous avons rarement observé des fragments pyroclastiques vésiculés. Ceci suggère que ces roches proviennent d'un milieu soumis à des pressions élevées c'est-à-dire un milieu aquatique profond (McBirney, 1963).

3. Toutes les unités sédimentaires épyclastiques sont constituées de turbidites. Celles-ci sont formées de grès, mudstone et shale; il n'y a pas de conglomérat.
4. Nous avons observé plusieurs niveaux d'argilite dans toutes les formations sédimentaires étudiées; ils résultent d'une sédimentation pélagique.

Les pourcentages de vésicules notés partout dans le groupe Troilus et dans les complexes de Domergue - sud et Domergue - nord varient peu soit, entre 0 et 2%. Ces vésicules ont rarement plus de 1 ou 2 millimètres de diamètre. Ces faits suggèrent que ces roches se sont mises en place dans un milieu aquatique relativement profond c'est-à-dire 2 000 mètres ou plus (Moore, 1965; Murayama et Yamasaki, 1978). Ceci est confirmé par la rareté des brèches de coussins dans la région; celles-ci abondent dans les empilements de lave formés en milieu d'eau peu profonde (Sigvaldsson, 1968; Dimroth et al., 1978). En effet, dans les milieux où la pression de la colonne d'eau est élevée, l'expansion de la zone de trempe des coussins est inhibée (Hargreaves et Ayres, 1979).

Pour toutes les raisons énumérées précédemment, nous croyons que la plus grande partie des roches de la région s'est formée dans un milieu aquatique profond (2 000 m ou plus).

- Les unités volcaniques ne présentent pas les caractéristiques morphologiques des unités associées aux complexes volcaniques centraux.

Les formations de lave varient peu d'épaisseur et elles peuvent être suivies sur plusieurs dizaines de kilomètres; les laves forment des plaines. La distribution aléatoire des faciès proximaux de laves massives suggère la présence de plusieurs centres éruptifs mineurs (fissuraux) dans la région (Dimroth et al., 1982; Hargreaves et Ayres, 1979); ceci est comparable à ce qui est observé actuellement au niveau des rides océaniques (Ballard et al., 1979) et des bassins marginaux (Karig, 1971).

Les dépôts volcanoclastiques de notre région diffèrent tout à fait de ceux qui sont trouvés au niveau des complexes felsiques ponctuels de la région de Rouyn-Noranda (Gélinas et al., 1982a). Les formations sédimentaires, tout comme les formations de laves, sont continues sur plusieurs dizaines de kilomètres; leur épaisseur varie peu.

Les dépôts volcanoclastiques forment des masses tabulaires qui ne montrent pas des variations horizontales de faciès mais certaines variations verticales graduelles. Les dépôts de la partie inférieure des formations de Frotet (tuf à lapilli et blocs) et de l'Habitation (tuf à minéraux) sont massifs; nous avons rarement observé le litage.

Ailleurs dans la colonne stratigraphique, notamment dans la partie sommitale des différentes formations, les dépôts de cendres sont finement lités; on y observe des séquences de structures sédimentaires de traction.

- La rareté des sédiments épicastiques de type flysch indique qu'il n'y a pas de masse continentale à proximité de l'empilement volcanique.

Les roches sédimentaires épicastiques sont peu abondantes dans la région; les shales graphiteux (argilite) constituent la lithologie dominante. Ces sédiments proviennent de la sédimentation pélagique normale; ils sont présents à tous les niveaux stratigraphiques.

Les turbidites épicastiques sont exclusives au complexe de Domergue (parties nord et sud). Elles s'apparentent à celles qui ont été décrites en Abitibi, dans le Groupe de Timiskaming (Rocheleau, 1980). Nous croyons que ces dépôts se sont formés sur une plaine, au pied d'une cône sous-marin à cause de la faible épaisseur des lits et des dépôts, de la granulométrie (sables fins, silt, argile), des séquences de structures sédimentaires observées et de la morphologie de l'empilement volcano-sédimentaire.

- La dualité du chimisme est caractéristique des roches volcaniques de la région

Les coulées de lave de la région sont formées essentiellement de basaltes; les andésites sont rares. Ces laves ont la composition des ferro-tholéiitiques (complexe de Domergue-sud), des basaltes magnésiens (complexe de Domergue-sud, complexe de Domergue-nord, formation de Mésière) et des basaltes komatiitiques (formation de Crochet et formation d'Odon); les laves calco-alcalines sont inexistantes.

À l'exception des basaltes komatiitiques, peu différenciées, les basaltes présentent des caractéristiques chimiques comparables à celles des laves des fonds océaniques. Les laves qui proviennent des bassins marginaux intra-océaniques ne peuvent être chimiquement distinguées des laves des rides océaniques (Saunders *et al.*, 1979); ces laves présentent un large éventail de compositions résultants de l'interaction complexe des processus de fusion partielle et de cristallisation fractionnée ainsi que de la nature hétérogène du manteau. Par ailleurs, les basaltes des îles en arc sont caractérisés par de faibles rapports Mg/Mg + Fe et de basses teneurs en Cr et Ni qui témoignent du rôle prédominant de la cristallisation fractionnée dans la genèse de ces roches (Stern, 1979). Les basaltes de notre région s'apparentent plutôt à ceux des rides océaniques ou des bassins marginaux.

Bien que la composition des volcanoclastites soit très variable (SiO<sub>2</sub> varie entre 54 et 72%), l'ensemble des échantillons définit un

patron calco-alcalin très net. Nous n'avons pas reconnu d'unité volcanoclastique d'affinité tholéiitique.

- La source des basaltes est multiple et proximale (fissures, petits volcans) alors que celle des volcanoclastites est relativement éloignée (complexes centraux)

L'empilement volcano-sédimentaire est formé de l'alternance de deux types de dépôts soit des épanchements de lave (affinité tholéiitique) soit des accumulations de volcanoclastites (affinité calco-alcaline).

La distribution aléatoire des faciès de lave de même que l'importance des filons-couches (co-génétiques) suggèrent une origine multiple et proximale pour les laves de la région.

Les volcanoclastites, de par leur composition, proviennent d'une source différente de celle des laves. Une source éloignée est indiquée par la nature des dépôts, détachés des centres éruptifs calco-alcalins (édifices volcaniques centraux).

#### VI.3.1.2 Modèle évolutif

Plusieurs chercheurs ont expliqué l'évolution du volcanisme dans la province de Supérieur à partir du concept de la tectonique des plaques (Blackburn et al., 1985; Burke et al., 1976; Dimroth et al., 1982; Douglass et Price, 1972; Langford et Morin, 1976; Trudel, 1979). Bien que conscients du caractère hypothétique de cette approche, nous avons cherché, au Phanérozoïque, un milieu analogue à celui que nous avons écrit dans notre région. Les bassins marginaux, encore peu étudiés à ce jour, représentent un milieu qui s'apparente à celui que nous avons décrit.

Nous remarquons des ressemblances frappantes entre l'empilement volcano-sédimentaire étudié et ceux qui sont trouvés au niveau des bassins marginaux du Phanérozoïque. Ces ressemblances peuvent être notées aussi bien au niveau de la stratigraphie ou de la composition chimique des roches qu'au niveau du style structural (déformation) et du métamorphisme.

Les bassins marginaux du Pacifique ouest, par exemple, se sont formés en milieu marin relativement profond, soit aux environs de 4000 mètres (Karig, 1971a). Ces bassins sont remplis par des laves mafiques, des sédiments pyroclastiques et des sédiments terrigènes. Les sédiments terrigènes proviennent des masses continentales; ils forment des turbidites. Lorsque les bassins sont éloignés ou à l'abri des sources continentales, les sédiments terrigènes s'accumulent au plus sur quelques centaines de mètres (notre situation). Plusieurs kilomètres de sédiments peuvent être déposés dans les bassins lorsque le



continent forme l'un des flancs (Karig, 1971a). Les dépôts pyroclastiques proviennent des îles en arc adjacentes aux bassins. Ces dépôts peuvent former des empilements de plusieurs kilomètres d'épaisseur comme c'est le cas dans le bassin miocène Pareca Vela (Karig, 1971a). Les coulées de lave sont formées essentiellement de basaltes d'affinité tholéitique dont la composition s'apparente à celle des basaltes des rides océaniques modernes (Hart et al., 1972; Hawkins, 1976; Saunders et al., 1979; Saunders et Tarney, 1979).

Les bassins marginaux du Pacifique ouest notamment ceux du type inter-arc, d'âge Pliocène, sont formés essentiellement de basaltes tholéitiques et de volcanoclastites (pyroclastites, surtout) calco-alcalines qui proviennent de deux sources différentes. Les laves basaltiques proviennent de fissures situées le long de la zone axiale du bassin alors que les sédiments volcanoclastiques proviennent des complexes d'îles en arc adjacents (Karig, 1971 a et b; Tarney et al., 1976).

Le bassin marginal "Rocas Verdes", au sud du Chili, s'est formé derrière une île en arc andésitique, au début du Crétacé. L'empilement volcano-sédimentaire qui s'y est formé est comparable à ceux des bandes volcano-sédimentaires archéennes. Il est constitué de gabbro, laves à coussins, chert, volcanoclastites andésitiques, sédiments terrigènes, roches effusives et intrusives acides. Par ailleurs, au milieu du Crétacé, lors de la fermeture du bassin, il y a eu déformation et métamorphisme. L'empilement présente maintenant l'allure d'un synforme allongé, délimité par des batholites granitoïdes; il est déformé et métamorphisé de la même manière que les empilements volcano-sédimentaires des bandes archéennes. La déformation est hétérogène. Elle se manifeste par des plissements de géométrie variable: les zones les plus déformées (polyphasées) se trouvent en bordure du synforme alors que de grandes zones peu déformées (une phase) se trouvent au coeur du synforme. Les conditions du métamorphisme dans le bassin "Rocas Verdes" s'apparentent à celles qui sont trouvées en Abitibi; elles varient entre celles du faciès schiste vert inférieur et supérieur. Ces conditions régionales sont modifiées par le métamorphisme de contact causé par les batholites granitoïdes syn-orogéniques qui délimitent la bande volcano-sédimentaire.

Il est maintenant établi que la formation des bassins marginaux constitue l'un des traits structuraux importants de la tectonique des plaques telle qu'elle s'applique au Phanérozoïque. Il est possible qu'il en soit de même à l'Archéen si la tectonique des plaques y est opérante. Il n'en demeure pas moins que sous certains aspects, la tectonique globale du Phanérozoïque et de l'Archéen diffèrent certainement. Par exemple, le gradient géothermique plus élevé à l'Archéen a influé sur le type de convection, le taux de génération de la croûte et

par conséquent, sur la dimension et le mouvement des plaques (Shaw, 1980; Tarney, 1976; West, 1980).

### VI.3.2. Unicité de la région Frotet-Troïlus

Dans les chapitres précédents, nous avons tenté de bien caractériser l'empilement volcanique de la région Frotet-Troïlus et ce, principalement à partir de considérations lithologiques, stratigraphiques et géochimiques. Cette partie de notre étude comporte deux volets. Dans un premier temps, nous allons chercher à caractériser la région Frotet-Troïlus par rapport au reste de la bande Frotet-Evans; dans un deuxième temps, nous allons comparer, dans ses grandes lignes, l'empilement volcanique de la région Frotet-Troïlus à d'autres empilements de la province de Supérieur.

#### VI.3.2.1 La région Frotet-Troïlus et la bande Frotet-Evans

La bande Frotet-Evans compte trois hiatus principaux qui sont définis essentiellement à partir de changements lithologiques majeurs (figure 105). Ils permettent de définir les quatre segments suivants:

1. Le segment des lacs Frotet et Troïlus;
2. Le segment des lacs Assinica et Malicorne;
3. Le segment des lacs Storm et Malicorne;
4. Le segment du lac Evans.

#### i) Particularités lithologiques

Les principales différences lithologiques qui existent entre les différents segments sont présentées dans le tableau 32. Les segments qui forment les extrémités de la bande soit les segments Frotet-Troïlus et Evans ont ceci de commun qu'on y trouve des empilements constitués essentiellement de roches volcaniques. Ces empilements sont envahis par de nombreux filon-couches mafiques et ultramafiques. Le segment Storm-Malicorne est constitué surtout de sédiments épicastiques alors que le segment Assinica-Malicorne, transitionnel, comporte autant de roches épicastiques que de volcanoclastites.

Les principales caractéristiques des unités de lave de la région Frotet-Troïlus sont retrouvées ailleurs dans la bande Frotet-Evans. Par exemple, les laves sont généralement massives ou coussinées et elles forment des unités continues d'épaisseur relativement constante. Franconi (1974) décrit une unité de laves mafiques de 40 km de longueur dont l'épaisseur varie entre 2 et 3 km. La composition chimique des laves de la région Frotet-Troïlus est remarquablement semblable

TABLEAU 32 - Distribution des principales classes lithologiques, par région, dans la bande Frotet-Evans.

	Frotet-Troilus	Assinica	Storm	Evans
Laves mafiques	29 %	33 %	10 %	45 %
Volcanoclastites	22	24	1	15
Épiclastites	1	27	78	5
Filons-couches de gabbro/diorite	38	10	4	10
Filons-couches ultramafiques	4	--	--	18
Intrusions granitiques	7	6	7	7

à celle des autres unités de lave de la bande Frotet-Evans (figures 73 et 106). Les basaltes magnésiens sont prédominants; les roches contiennent environ 8% de MgO (figure 107) et moins de 54% de SiO<sub>2</sub> (figure 108).

Nulle part dans la bande Frotet-Evans il n'existe de niveau volcanoclastique grossier comparable en importance à la formation de Frotet située dans la région Frotet-Troilus. À l'extérieur de celle-ci les principales roches volcanoclastiques sont des tufs: tufs sombres, tufs leucocrates, tufs à cristaux, tufs bicolores (Franconi, 1974, 1976).

Les principaux types de roches sédimentaires rencontrés à l'intérieur de chaque segment figurent dans le tableau 33. On y note que les roches sont davantage métamorphosées dans les parties étroites de la bande volcano-sédimentaire. Les conglomérats n'ont été cartographiés que dans le segment Storm-Malicorne. Ils forment une lentille de 5 km de longueur qui peut atteindre 2 km de largeur. Ils sont polygéniques; on y trouve des galets de granite (Franconi, 1974).

Les segments Frotet-Troilus et Evans représentent des empilements volcaniques où les sédiments épicyclastiques sont rares; il s'agit de matériaux détritiques fins (grès fin, mudstone).

Dans la bande volcano-sédimentaire Frotet-Evans, les intrusions mafiques se présentent sous forme de filons-couches différenciés; ils sont anté-tectoniques. Ces filons-couches sont très nombreux dans la région Frotet-Troilus. Bien qu'ils soient observés plus fréquemment à l'intérieur des unités de lave, ils sont présents à tous les niveaux stratigraphiques. Ils peuvent s'étendre sur plusieurs kilomètres et leur épaisseur varie entre quelques dizaines de mètres et mille mètres.

Au nord du lac Assinica, quelques filons-couches ont été cartographiés (Gillett, 1966); ils sont moins volumineux que ceux de la région Frotet-Troilus. Ailleurs dans la bande Frotet-Evans seulement quelques filons-couches ont été cartographiés; ils sont de grandes dimensions. Franconi (1974) rapporte qu'un filon-couche de gabbro dont l'épaisseur pouvait atteindre 6 km a été suivi sur 23 km.

De gros filons-couches ultramafiques sont caractéristiques des deux extrémités de la bande Frotet-Evans c'est-à-dire des segments Evans et Frotet-Troilus; ils sont totalement absents des segments Storm-Malicorne et Assinica-Malicorne. Ces intrusions sont constituées essentiellement de péridotite serpentinisée.

Les principales intrusions qui sont trouvées à l'intérieur de la bande Frotet-Evans sont des granodiorites ou des tonalites. Les grano-

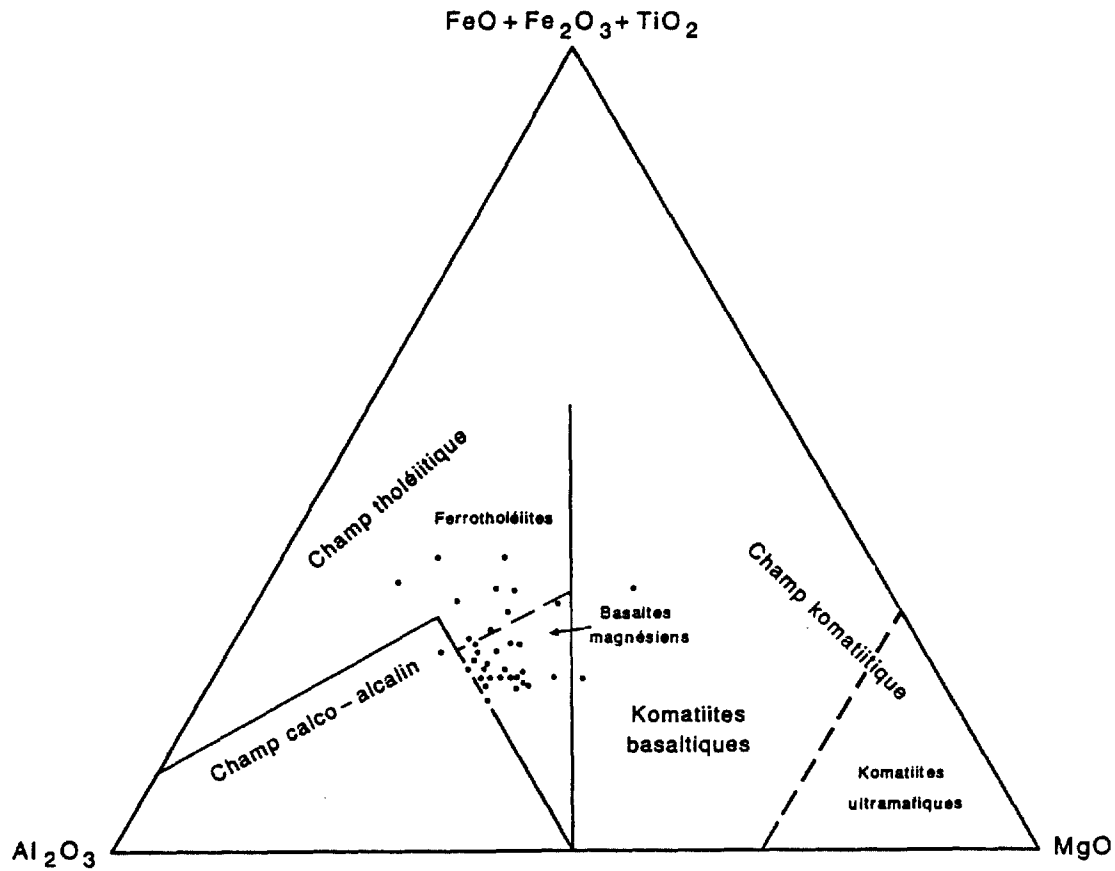


FIGURE 106 - Composition chimique des laves mafiques de la bande Frotet-Evans, à l'exception de celles de la région Frotet-Troïlus; diagramme  $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 - \text{MgO}$  (Jensen, 1976).

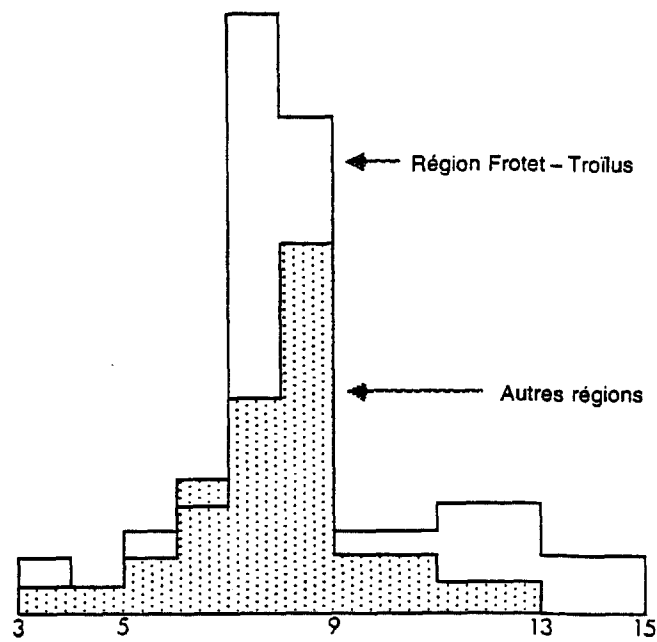


FIGURE 107 - Contenu en MgO (%) des laves de la bande Frotet-Evans.

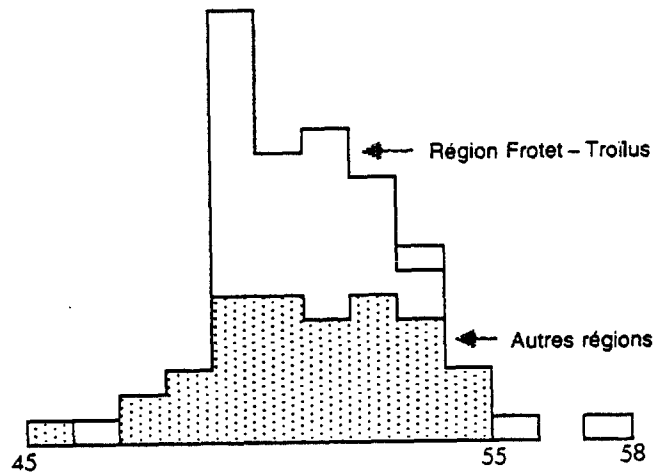


FIGURE 108 - Contenu en  $\text{SiO}_2$  (%) des laves de la bande Frotet-Evans.

Tableau 33 - Distribution des principaux types de roches sédimentaires, par région, dans la bande Frotet-Evans.

	Frotet-Troïlus	Assinica	Storm	Evans
LITHOLOGIES	<ul style="list-style-type: none"> <li>- grès (grès feldspathique à andalousite et schiste à grenat)</li> <li>- mudstone</li> <li>- formation de fer</li> <li>- (sulfures + magnétite)</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- grauwackes</li> <li>- schistes à andalousite, grenat et cordiérite</li> <li>- gneiss à biotite</li> <li>- formation de fer</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- grauwacke</li> <li>- grès feldspathique micacé</li> <li>- gneiss à biotite</li> <li>- paragneiss à andalousite</li> <li>- conglomérat</li> <li>- formation de fer</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- grès</li> <li>- mudstone</li> <li>- formation de fer</li> </ul>
ABONDANCE	rare	abondantes	très abondantes	rare
MILIEU	volcanique	de transition	sédimentaire (bassin)	volcanique



diorites porphyriques (feldspath potassique) sont caractéristiques de la région Frotet-Troilus. La seule intrusion syénitique provient du lac Assinica (Gillett, 1966).

## ii) Métamorphisme

En dehors de la région Frotet-Troilus, les basaltes sont généralement métamorphisés au faciès des schistes verts. Le grade métamorphique atteint le faciès amphibolite à proximité des intrusions granitoïdes (métamorphisme thermique). Les assemblages minéralogiques observés au faciès des schistes verts sont les mêmes que ceux que nous avons relevé dans la région Frotet-Troilus (voir chapitre II):

1. Actinote + albite + clinozoïsite + épidote + sphène + oxyde de fer; Evans (Franconi, 1974).
2. Actinote + plagioclase calco-sodique + clinozoïsite + sphène + oxyde de fer; Assinica (Franconi, 1976).

Au faciès amphibolite, la texture granoblastique est caractéristique des roches mafiques. L'assemblage minéralogique observé ne diffère pas de celui de la région Frotet-Troilus:

Hornblende ou actinote + plagioclase sodi-calcique + pistachite + biotite + chlorite + sphène + oxyde de fer (Franconi, 1976).

Exception faite de la région Frotet-Troilus, une grande variété d'assemblages minéralogiques sont observés dans les métasédiments de la bande Frotet-Evans. Ces assemblages résultent soit du métamorphisme régional, soit du métamorphisme thermique, soit des deux. A titre d'exemple le tableau 34 présente les principaux assemblages minéralogiques observés par Franconi (1976) dans la région du lac Assinica.

## iii) Géologie structurale

La structure de la bande Frotet-Evans est mal connue et il en sera ainsi tant qu'il n'y aura pas de travaux de recherche ou de cartographie axés sur ce problème. Il est suggéré (Gillett, 1966; Franconi, 1976) que la bande volcano-sédimentaire représente, en partie du moins, une structure synclinale principale même si certaines cartes géologiques suggèrent la présence de plusieurs phases de plissement (Franconi, 1974). Quoiqu'il en soit, nous n'avons pas reconnu cette structure dans la région Frotet-Troilus.

## iv) Géologie économique

A ce jour, peu d'indices minéralisés ont été découverts à l'extérieur de la région Frotet-Troilus (Avramtchev et LeBel-Drolet, 1981);

Tableau 34 - Associations minéralogiques du faciès schiste vert et du faciès amphibolite observées dans les métasédiments de la partie médiane de la bande Frotet-Evans, d'après Franconi (1976).

---

Oligoclase + quartz + biotite + (muscovite) + (grenat) + (chlorite)

Oligoclase + quartz + biotite + andalousite + (staurodite) + (muscovite) + (grenat)

Oligoclase + quartz + biotite + andalousite + cordiérite + (muscovite) + (grenat)

Oligoclase + quartz + biotite + cordiérite + sillimanite + (muscovite)

Andésine + quartz + andalousite + sillimanite + (muscovite) + (chlorite)

Andésine + quartz + biotite + (amphibole) + (sillimanite)

---

ils sont mineurs. Ceux-ci sont surtout des indices de cuivre ou de lithium bien qu'il y ait des indices de nickel, de molybdène, d'argent et d'or de rapporter. Le potentiel minéral de la région Frotet-Troilus est par contre bien établi. (voir p. 222 et suivantes). Elle présente un intérêt certain pour les métaux de base comme le cuivre et le zinc (Assad et Favini, 1980), pour les métaux précieux comme l'or et l'argent et pour le molybdène (Trudel, 1980).

#### v) Conclusion

La bande volcano-sédimentaire Frotet-Evans est composée de deux ensembles volcaniques à ses extrémités (segments Frotet-Troilus et Evans); ils sont séparés par un bassin sédimentaire (segments Storm-Mallicorne et Assinica-Mallicorne). La région Frotet-Evans apparaît unique même si elle partage certaines caractéristiques avec la région du lac Evans. En effet, ces deux régions délimitent des empilements volcaniques constitués essentiellement de laves basaltiques et de volcanoclastites de compositions intermédiaire et acide; ils ont été envahis par d'importants filons-couches ultramafiques.

La région Frotet-Troilus est unique de par la présence de puissants filons-couches de gabbro-diorite à tous les niveaux stratigraphiques; ils représentent plus de 30% de la surface cartographiée. La formation de Frotet constitue un élément distinctif de la région Frotet-Troilus. Cette unité épaisse (environ 2 000 m) et continue (plusieurs dizaines de kilomètres) constituée essentiellement de tufs à blocs n'a pas d'égale. Enfin, la région Frotet-Troilus est unique par la présence de nombreuses intrusions granitoïdes et notamment par la présence de plusieurs intrusions porphyriques (granodiorite à phénocristaux de feldspath potassique).

#### VI.3.2.2 La région Frotet-Troilus et les autres bandes volcanosédimentaires du Supérieur.

Nous avons rencontré certaines difficultés dans cette partie de notre étude étant donné que seulement quelques régions volcaniques du Supérieur ont été étudiées de façon approfondie et comportent des synthèses. Ces régions correspondent aux principaux districts miniers de l'Abitibi (Chibougamau, Rouyn-Noranda, Val d'Or, Timmins, Kirkland Lake). Nous n'avons pas limité nos comparaisons aux empilements de l'Abitibi qui, à plusieurs égards sont uniques. Nous nous sommes également intéressés aux bandes volcaniques étroites dont les grands traits structuraux et métamorphiques sont semblables à ceux de la bande Frotet-Evans et ce, même si les données disponibles sont souvent fragmentaires et incomplètes.

## i) L'Abitibi

La sous-province tectonique de l'Abitibi est unique de par ses dimensions (700 km x 300 km; Goodwin, 1982). On y retrouve plusieurs complexes volcaniques plus ou moins contigus (Goodwin et Ridler, 1970). Ceux-ci sont constitués essentiellement d'unités de laves et d'unités pyroclastiques d'affinité tholéiitique ou calco-alkaline dont la composition varie de mafique à acide (Goodwin, 1977; Gélinas et al., 1977, 1983). Ces empilements reposent sur un substratum formé surtout de laves mafiques et ultramafiques.

## - Rouyn-Noranda

L'empilement volcanique représenté par le Groupe de Blake River est caractéristique de la région de Rouyn-Noranda. Il diffère de celui de la région Frotet-Troilus à plusieurs points de vue; nous n'en retiendrons que quelques-uns.

## 1. Les rhyolites

Les rhyolites ( $\text{SiO}_2 \geq 71\%$ ) sont beaucoup plus abondantes à l'intérieur du Groupe de Blake River où elles forment des concentrations ponctuelles, que dans le groupe de Troilus. Dans la région de Rouyn-Noranda, on a retracé cinq épisodes d'activité volcanique rhyolitique (Spence, 1967) durant lesquels se sont formées des unités dont l'épaisseur peut atteindre 1300 m (de Rosen Spence, 1976).

Une importante fraction des rhyolites est d'origine pyroclastique (Gélinas et al., 1982 a). Ces pyroclastites diffèrent de celles de la région Frotet-Troilus sous plusieurs aspects:

- . Elles sont visiblement formées, en grande partie, de fragments de verre (Gélinas, 1980; Gélinas et al., 1982a, Verpaelst, 1980).
- . Les fragments vésiculés et les ponces sont communément observés (Gélinas, 1980; Gélinas et al., 1982a; Verpaelst, 1980).

Les pyroclastites de la région Frotet-Troilus comme celles de la bande Frotet-Evans dans son entier contiennent, souvent, une importante fraction de cristaux de plagioclase (tuf à cristaux) ce qui est plus rare dans la région de Rouyn-Noranda. Par ailleurs, nous n'avons pas trouvé de fragments de verre dans les pyroclastites de la région Frotet-Troilus et les fragments vésiculés y sont rares.

Une autre particularité des rhyolites de la région de Rouyn-Noranda est la présence de corps linguiformes décamétriques à l'intérieur des dépôts pyroclastiques; il s'agit d'intrusions qui se

sont mises en place dans des sédiments non consolidés (Gélinas et al., 1982a).

Il faut également souligné le contenu en SiO<sub>2</sub> extrêmement élevé des rhyolites de Rouyn-Noranda. Celui-ci peut atteindre 87% et excède fréquemment 75% (Gélinas, 1980). Dans la région Frotet-Troilus, le contenu en SiO<sub>2</sub> des volcanoclastites ne dépasse pas 72% (tableau 28). Notons également que les niveaux pyroclastiques grossiers (brèches, tufs à blocs) de la région de Rouyn-Noranda sont de composition acide (Gélinas, 1980; Verpaelst, 1980) alors que ceux de la région Frotet-Troilus et ceux d'autres régions semblables (Ayres, 1974; Blackburn, 1982) sont plutôt de composition intermédiaire.

## 2. Les laves

Les laves du Blake River diffèrent de celles du groupe de Troilus au niveau de la morphologie des coulées, au niveau des caractères texturaux des roches et au niveau de la composition chimique des magmas.

Le faciès "brèche de coulée", extrêmement rare dans la région Frotet-Troilus, est commun dans les laves du Blake River. Les fragments qui forment ces brèches contiennent des pourcentages variables de vésicules pouvant atteindre 40% (Hocq, 1979; Sanschagrín et Leduc, 1979). Dans la région Frotet-Troilus, les pourcentages de vésicules sont invariables et toujours inférieurs à 5%. Les basaltes magnésiens prédominent dans la région Frotet-Troilus mais ils sont rares dans le Groupe de Blake River (Gélinas et al., 1977) où les laves de composition andésitique prédominent (Gélinas et al., 1983). Les laves de la région Frotet-Troilus sont exclusivement d'affinité tholéiitique (figure 70 et 73) chaque unité étant peu différenciée. Dans le Groupe de Blake River, on trouve des unités de lave d'affinité calco-alkaline; les unités tholéiitiques sont différenciées et montrent un patron très net d'enrichissement en fer (Gélinas et al., 1977, 1983).

Le substratum des édifices volcaniques de l'Abitibi (Groupe de Kinojévis) est formé essentiellement de laves mafiques et ultramafiques. L'épaisseur de ce niveau varie entre 4000 et 9300 m (Goodwin, 1982). Les coulées sont épaisses et étendues (10 x 10 km d'après Dimroth et al., 1978); les laves sont peu vésiculées (Dimroth, 1982). Sur ces derniers points, ces laves s'apparentent à celles de la région Frotet-Troilus cependant, l'alternance caractéristique entre les unités de lave et les unités volcanoclastiques telle qu'observée dans la région Frotet-Troilus (figure 25) n'est pas observée au niveau du substratum abitibien où les roches volcanoclastiques sont des constituants mineurs.

## Chibougamau

La région de Chibougamau est située à moins de 100 km au sud-est de la région Frotet-Troilus. Elle se distingue des autres régions volcaniques du Supérieur par la présence d'un complexe stratiforme, le complexe du lac Doré (Allard, 1976). Celui-ci est une intrusion étagée comparable à celle du Bushveld (Daigneault et Allard, 1983; Allard, 1976). Le complexe de Cummings (Duquette, 1976) est également unique. Il est formé de trois filons-couches différenciés qui totalisent un maximum de 1000 m d'épaisseur; ils peuvent être suivis sur une distance de 160 km (Daigneault et Allard, 1983).

Le Groupe de Roy (Daigneault et Allard, 1983) présente certaines similitudes avec le groupe de Troilus:

1. Les formations sont continues et d'épaisseur relativement constante;
2. Les formations constituées de laves alternent avec les formations de roches volcanoclastiques;
3. Les laves sont formées essentiellement de basaltes tholéïtiques;
4. La composition des volcanoclastites varie d'intermédiaire à acide et elles sont d'affinité calco-alkaline;
5. L'empilement volcanique a été envahi par de nombreux filons-couches mafiques.

Il existe toutefois une différence importante dans la composition des laves du groupe de Troilus et celles du Groupe de Roy. En effet, les basaltes magnésiens sont rares à l'intérieur du Groupe de Roy et les basaltes komatiitiques inexistantes (Allard, 1976; Charbonneau et al., 1982).

### ii) Les autres bandes volcaniques

Nous avons cherché à comparer l'empilement volcanique de la région Frotet-Troilus à ceux qui sont trouvés dans les bandes volcaniques dont les dimensions, les principaux traits structuraux et métamorphiques sont comparables à ceux de la bande Frotet-Evans (tableau 35). Pour ce faire, dans un premier temps, nous avons dressé une liste des caractéristiques principales d'un empilement volcanique typique de la région Frotet-Troilus représenté par le groupe de Troilus. Les principales caractéristiques du groupe de Troilus sont les suivantes:

Tableau 35 - Provenance des empilements volcaniques considérés dans l'étude comparative de l'empilement de la région Frotet-Troilus.

RÉGION	BANDE VOLCANO-SÉDIMENTAIRE	SOUS-PROVINCE TECTONIQUE	RÉFÉRENCES
----- Hemlo - Heron Bay	Shebandowan Schreiber - White River	Wawa Wawa	Stott et Schneiders, 1983 Muir, 1983.
----- Rainy Lake Savant Lake Sturgeon Lake	Gamitagama Lake ----- Savant Lake - Crow Lake "	Wawa Wabigoon - Quetico Wabigoon "	Ayres, 1983. Poulsen et al., 1980. Trowell et al., 1980. Blackburn et al., 1985. Trowell, 1974; Trowell et al., 1980. Blackburn et al., 1985.
Sioux - Lookout Wabigoon - Manitou	" "	" "	Idem Trowell, 1974; Trowell et al., 1980; Blackburn, 1982; Blackburn et al., 1985.
Kakagi - Atikwa	"	"	Trowell et al., 1980; Schwerdtner et al., 1979; Blackburn et al., 1985.
-----	Beardmore - Geraldton Red Lake	" Uchi	Mason et McConnell, 1983. Crocket et al., 1981; Pirie, 1981; Andrews et Wallace, 1983; Durocher, 1983.
Confederation Lake Lake St-Joseph	Confederation Lake -----	" "	Thurston et Fryrer, 1983. Clifford, 1969; Clifford et McNutt, 1971.
Trout Lakes Muskrat Dam Lake Setting Net Lake Opapimiskan Lake Rivière Eastmain Lac Guyer	Favourable Lake Muskrat Dam Lake Favourable Lake North Caribou Lake Rivière Eastmain La Grande Rivière	Sachigo " " " Baie James Baie James	Ayres, 1974. Ayres, 1969; Ayres, 1978. Ayres, 1978. Blackburn et Janes, 1983. Franconi, 1977, 1978 b Sharma, 1976 Stamatelopoulou Seymour et al., 1983.
LG - 3	La Grande Rivière	Baie James	Sharma, 1977 Rivard et Francis, 1984 Skulski et al., 1984.

1. L'alternance répétée de formations mafiques constituées de laves coussinées ou massives et des formations volcanoclastiques de composition intermédiaire à acide.
2. La composition des laves. Il s'agit de basaltes: les andésites sont extrêmement rares. La composition des laves oscille entre celle des ferro-tholéiites et celle des basaltes komatiitiques: les basaltes magnésiens sont communs, partout dans la région. Toutes ces laves sont d'affinité tholéiitiques sur le diagramme AFM.
3. Les volcanoclastites forment des unités tabulaires et continues (plusieurs dizaines de kilomètres). Les principales lithologies sont les tufs à blocs de composition intermédiaire, les tufs à cristaux de composition intermédiaire et les tufs leucocrates (acides).
4. Les sédiments épicyclastiques sont peu abondants. Il s'agit de turbidites formées essentiellement de grès, mudstone et shale.
5. Les filons-couches mafiques sont très communs (38% de la surface cartographiée). Les filons-couches ultramafiques sont moins nombreux mais ils sont généralement épais (plusieurs centaines de mètres) et étendus (plusieurs kilomètres).
6. L'empilement volcanique est recoupé par plusieurs intrusions granitoïdes.

Le tableau 36 a été réalisé à partir des caractéristiques précédemment énoncées. Il permet de comparer l'empilement volcanique de la région Frotet-Troilus à d'autres empilements semblables.

L'alternance des formations constituées de laves mafiques et des formations composées de volcanoclastites est une caractéristique fondamentale du groupe de Troilus. Le tableau 36 indique que cette bimodalité est présente dans 9 des 26 empilements considérés. La bimodalité des empilements est souvent reliée à la notion de cycles volcaniques (Sturgeon Lake - Trowell, 1980; Confederation Lake - Thurston et Fryer, 1983; Trout Lakes - Ayres, 1974; Setting-Net Lake - Ayres, 1978). L'existence de ces cycles peut être reliée à la formation de strato-volcans (Ayres, 1978; Trowell, 1980). Il n'est pas possible de définir des cycles volcaniques à l'intérieur du groupe de Troilus. En effet, la principale caractéristique des cycles volcaniques est que les roches qui les constitue sont génétiquement associées. Ainsi, de telles associations ont été démontrées en Abitibi par Gélinas *et al.* (1977, 1983) pour les andésites calco-alcalines et les rhyolites des complexes rhyolitiques et par Jensen (1978 a et b) et Pyke (1978, 1980) pour les basaltes, andésites tholéiitiques et les rhyolites. Dans le



TABLEAU 36 - Comparaison entre l'empilement volcanique de la région Frotet-Troilus et ceux d'autres régions volcaniques archéenne du Québec et de l'Ontario. Les #1 et #6 représentent les principales caractéristiques du groupe de Troilus telles que définies au pages 297 et 298. Par rapport à une région donnée, X signifie que la caractéristique considérée est partagée; 0 signifie qu'elle ne l'est pas; --- signifie qu'il n'y a pas suffisamment d'information disponible.

RÉGION	alternance des unités de laves mafiques et des unités volcanoclastiques	les basaltes dominant nettement	présences d'unités volcanoclastiques tabulaires et continues avec tuf à blocs	sédiments épi- clastiques peu abondants: turbidites	filons-couches gabbroïques et ultramafiques communs	granitoïdes communs
	#1	#2	#3	#4	#5	#6
Shebandowan	X	---	---	X	X	X
Hemlo	---	0	X	X	---	X
Gamitagama	X	0	X	0	---	---
Rainy Lake	0	---	0	0	---	---
Savant Lake	0	X	X	0	X	X
Sturgeon Lake	X	0	X	X	---	---
Sioux - Lookout	0	0	X	0	---	X
Manitou						
groupe de Wapageisi	0	X	---	X	---	---
" " Manitou	0	0	---	0	X	X
" " Stormy Lake	0	0	---	0	---	X
" " Boyer	0	X	---	X	X	---
" " Blanchard	0	X	---	X	---	---
" " Upper Manitou	0	0	X	0	---	---
" " Pincher	X	---	X	X	---	---
Kakagi	---	0	X	X	X	---
Beardmore - Geraldton	0	---	---	0	X	---
Confederation Lake	X	0	X	X	---	---
Lake St-Joseph	0	0	---	0	---	---
Red lake	0	0	X	X	X	X
Trout Lakes	X	0	---	0	X	X
Muskrat Dam Lake	X	0	---	0	0	0
Setting Net Lake	X	0	---	0	---	---
Opapimiskan Lake	0	---	---	0	---	---
Rivière Eastmain	---	0	X	---	0	0
Lac Goyer	0	X	0	0	X	X
LG - 3	X	X	0	0	X	X

groupe de Troilus, les volcanites mafiques, d'affinité tholéiitique, ne possèdent pas de liens génétiques apparents avec les volcanoclastites d'affinité calco-alkaline. Par ailleurs, les différentes unités de lave qui forment le groupe de Troilus sont très peu différenciées par rapport à celles qui forment les empilements bimodaux du tableau 36; pour ces dernières la composition des laves varie entre celle des basaltes magnésiens et celle des andésites.

### iii) Conclusion

Parmi les neuf empilements bimodaux considérés aucun ne présente exactement les mêmes traits caractéristiques que celui de la région Frotet.

Les empilements de la région de Shebandowan et du groupe de Pincher dans la région de Manitou s'apparentent davantage à celui du groupe de Troilus que les autres.

Au niveau actuel des connaissances sur les régions volcaniques archéennes du Québec et de l'Ontario, l'empilement volcanique de la région Frotet-Troilus semble unique. L'unicité de celui-ci tient principalement à la composition des laves mafiques et au caractère bimodal de l'empilement qui se traduit par l'alternance des formations de laves mafiques avec les formations volcanoclastiques intermédiaires et acides d'affinité chimique distincte. Elle est renforcée par d'autres caractéristiques mineures parmi lesquelles nous retenons les suivantes:

1. Les brèches des coulées et les hyaloclastites sont extrêmement rares;
2. Les laves sont faiblement vésiculées (quelques pourcents) et ce, à tous les niveaux stratigraphiques;
3. Les différentes unités volcaniques sont remarquablement continues;
4. Les formations de lave sont constituées exclusivement de lave et les formations de volcanoclastites exclusivement de volcanoclastites;
5. Le plagioclase calcique primaire est observé dans certaines parties de l'empilement.

Sur ce dernier point, précisons que bien que ce soit exceptionnel, le plagioclase calcique primaire a été observé ailleurs dans les laves mafiques archéennes. (Ayres, 1974; Trowell, 1974).

### VI.3.3 Considérations géologiques

Les bandes volcano-sédimentaires archéennes de partout dans le monde recèlent d'importantes réserves de métaux. La province tectonique de Supérieur renferme les terrains archéens les plus riches au monde (Franklin et Thorpe, 1982). Les métaux proviennent essentiellement des bandes volcaniques même si celles-ci forment à peine 12% de la province de Supérieur (Franklin et Thorpe, 1982).

La connaissance approfondie de la région Frotet-Troilus acquise, suite aux travaux de cartographie réalisés depuis 1978, nous a permis d'élaborer certaines hypothèses quant à la distribution de la minéralisation et sa genèse. Celles-ci pourront s'avérer fort utiles pour l'exploration minérale.

Nous avons choisi, dans le cadre de cette étude, de ne considérer que les éléments suivants: Cu, Zn et Au. Ce choix est guidé par les considérations suivantes:

1. Les bandes volcano-sédimentaires sont, au Québec, la principale source pour ces métaux;
2. Dans la région Frotet-Troilus, de nombreux indices minéralisés en Cu, Zn et Au ont été rapportés;
3. Compte tenu des conditions actuelles du marché des métaux et de facteurs politiques, l'exploration minière est axée sur la découverte de minéralisations aurifères, zincifères et cupifères.

#### VI.3.3.1 Exploration minière et découvertes dans la région Frotet-Troilus

Nous avons pu regrouper les travaux d'exploration réalisés à ce jour à l'intérieur des trois périodes suivantes:

##### i) Période I (1958 - 1967)

Les premiers travaux d'exploration effectués dans la région Frotet-Troilus datent de 1958 alors que des blocs nickélifères furent découverts au sud du lac Domergue. Peu d'indices nickélifères furent découverts par la suite, par contre, plusieurs zones minéralisées en cuivre et en zinc furent trouvées. Parmi celles-ci, seul l'indice du lac Moléon (tableau 37) est digne de mention. Plusieurs dizaines de compagnies différentes ont participé à cette phase d'exploration.

NOM	LOCALISATION	FORME	ENCAISSANT	TONNAGE  (millions de tonnes)	TENEURS			
					(1) Cu	(1) Zn	(2) Ag	(2) Au
Gîte Lessard	à l'ouest du lac Domergue	stratiforme	tuf felsique	1,46	1,73	2,96	38,0	0,7
Gîte Moléon	lac Moléon	stratiforme	schiste à chlorite et rhyolite	0,20	2,0	4,25	39,7	1,0
Gîte Odon	lac Odon	zone de cisaillement injectée	gabbro	0,005 (#1)	3,34			
				0,004 (#2)	2,60			
Indice Muscocho	lac Troïlus-sud (rive est)	veines et veinules de quartz et carbonates	volcanites mafiques et intermédiaires				$\frac{18}{1,3}$	$\frac{19}{1,3}$
Indice Dauphin	lac Dauphin	veine de quartz	granitoïde		$\frac{0,51}{6,2}$		$\frac{106}{1,9}$	$\frac{3,1}{1,9}$

Tableau 37 - Principales zones minéralisées découvertes dans la région Frotet-Troïlus.

- (1) Teneur donnée en pourcents;
- (2) Teneur donnée grammes par tonne;
- (3) Meilleurs intersection lors des sondages: le dominateur donne la longueur de l'intersection en mètres et le numérateur donne la teneur en grammes par tonne.

## ii) Période II (1971 - 1976)

Cette période axée essentiellement sur la recherche des métaux de base a débuté avec la découverte, en 1971, du gîte Lessard situé près de la rive ouest du lac Domergue. Ce gîte volcanogène constitue encore aujourd'hui la plus importante découverte réalisée dans la région (tableau 37). Beaucoup de travaux d'exploration ont été réalisés durant cette période mais, contrairement à la précédente, ils furent menés par quelques compagnies seulement. La compagnie la plus active fut la Selco Mining qui a couvert une grande partie de la région par des levés géophysiques (magnétisme, électromagnétisme). Elle a réalisé la cartographie de plusieurs cibles géophysiques parmi lesquelles plusieurs ont été forées.

## iii) Période III (1976 ...)

Malgré les nombreux indices cupro-zincifères et un dépôt sub-économique, les travaux d'exploration les plus récents, dans la région Frotet-Troilus, portent sur l'or. Une zone aurifère située à proximité du lac Troilus (partie sud) a été délimitée lors de récents sondages.

## VI.3.3.2 La minéralisation cupro-zincifère

## i) Considérations géologiques

Il est établi que la plupart des dépôts cupro-zincifères canadiens sont volcanogènes (Sangster, 1972; Franklin et Thorpe, 1982). Les principales découvertes réalisées à date dans la région Frotet-Troilus sont de ce type (tableau 37).

En fait, toutes les caractéristiques des districts miniers volcanogènes (Sangster, 1972, 1980) sont retrouvées dans la région Frotet-Troilus. Le volcanisme est sub-aquatique et près de la moitié des roches volcaniques sont d'affinité calco-alcaline. Plusieurs autres conditions géologiques favorables sont représentées dans la région Frotet-Troilus, parmi celles-ci notons les suivantes:

1. La présence dans l'empilement volcanique de nombreux filons-couches mafiques et ultramafiques et de quelques stocks granitiques;
2. La présence d'une épaisse unité de tufs à blocs (mill-rock) qui constitue, en partie, la formation de Frotet;
3. La présence de plusieurs intrusions de rhyolite porphyrique quartzifère notamment dans les environs immédiats du lac Troilus;

4. La présence d'une importante fraction de pyroclastites remaniées et d'épiclastites au sommet des formations de Testard et de l'Habitation.

Il peut être établi, de façon empirique, qu'une région aussi favorable à la découverte des gîtes de cuivre et zinc volcanogènes que la région Frotet-Troïlus cache une douzaine de dépôts de sulfures massifs dont un de cinquante millions de tonnes (Sangster, 1980). Assad et Favini (1980) sont parvenus à des conclusions similaires dans le cadre d'une étude de prévision minière.

#### ii) Considérations stratigraphiques et minéralisation syngénétique

Les dépôts de sulfures massifs volcanogènes se forment à la faveur de l'activité hydrothermale associée à la phase terminale du volcanisme. Celle-ci se manifeste également par la formation de dépôts pyroclastiques acides. La précipitation des métaux se produit pendant la période de quiétude qui précède le début d'un nouveau cycle volcanique caractérisé par l'effusion de laves mafiques. Nous nous sommes donc appliqués à retracer et à suivre les contacts entre les roches acides et mafiques et à y chercher des indications d'une pause dans l'activité volcanique ainsi que des manifestations de l'activité hydrothermale. A l'intérieur du groupe de Troïlus, nous avons identifié trois niveaux favorables:

- Le contact entre la formation de Frotet et la formation de Crochet.

La formation de Frotet est constituée, en majeure partie, de tufs à blocs (mill-rock). La diminution de la granulométrie vers le sommet de la formation suggère une baisse de l'activité volcanique; les tufs à cristaux succèdent aux tufs à blocs. La diminution de l'activité volcanique est également indiquée par la présence de niveaux volcanoclastiques leucocrates (pyroclastites remaniées ou épicastites) et par la présence de minces lits de chert (quelques millimètres).

Le long du contact entre les tufs de la formation de Frotet et les basaltes komatiitiques de la formation de Crochet, particulièrement au niveau du lac Troïlus, nous avons relevé certaines manifestations de l'activité hydrothermale:

- . De fins grains de chalcopyrite (minéralisation syngénétique) sont dissiminés dans les tufs altérés (addition de  $K_2O$ ) à la base de la formation de Crochet;
- . L'altération intense (carbonatisation, silicification, présence de fuchsite) et stratiforme des basaltes komatiitiques de la formation de Crochet peut être liée à l'activité hydrothermale.

- . De nombreuses veines de quartz-carbonates minéralisées en cuivre et zinc ont été interceptées par des sondages localisés au contact entre la formation de Frotet et la formation de Crochet. Ces structures représentent des conduits par lesquels les solutions hydrothermales ont circulé dans l'empilement volcanique.

- Le contact entre la formation de Testard et la formation de Mésière.

La formation de Testard affleure peu et elle est constituée principalement de pyroclastites felsiques primaires ou secondaires. La partie sommitale de la formation affleure le long du bras nord-est du lac Châtillon. A cet endroit, l'arrêt momentané de l'activité volcanique est indiqué surtout par la présence de lits de mudstone noir silicifié (argilite) qui peuvent contenir, à l'occasion, de fins cristaux d'arsénopyrite. Par ailleurs, la présence de fragments de sulfures et de fragments de rhyolite dans les coulées de lave qui forment la base de la formation de Mésière témoigne d'une activité hydrothermale minéralisatrice synchrone avec l'accumulation de sédiments felsiques.

- Le sommet de la formation de l'Habitation.

Comme nous l'avons déjà souligné au chapitre IV, la formation de l'Habitation est constituée essentiellement de volcanoclastites. La base de la formation est surtout composée de pyroclastites; la partie sommitale est caractérisée par la présence de pyroclastites remaniées (?) et d'épiclastites. Celle-ci est jugée favorable à la présence d'un gîte même si aucun indice minéralisé d'importance n'a été relevé. En effet, la minéralisation y est omniprésente; elle se présente sous la forme de fins grains ( 1 mm) de chalcopryrite, sphalérite, pyrrhotine et pyrite disséminés dans les roches sédimentaires. Le pourcentage de sulfures peut atteindre 10% par endroit. Des fragments de pyrrhotine dont le diamètre peut atteindre plusieurs centimètres ont été trouvés à l'intérieur des brèches polygéniques. Par ailleurs, la mise en place d'une intrusion tonalitique au niveau du lac Troilus peut avoir favorisé la mobilisation de la minéralisation et sa concentration dans des zones de fractures.

### iii) Considérations génétiques

La plupart des gisements stratiformes de sulfures massifs de la province de Supérieur sont proximaux; ils sont localisés près des centres volcaniques calco-alcalins (Sangster, 1980). Considérant les principaux traits évolutifs du volcanisme (première partie de ce chapitre), la région Frotet-Troilus et en particulier le groupe de Troilus semble plus propice à la formation de dépôts volcanogènes de type distal (figure 109). Cela tient surtout au fait que le groupe de Troilus ne représente pas un édifice volcanique mais plutôt un bassin adjacent au volcan.

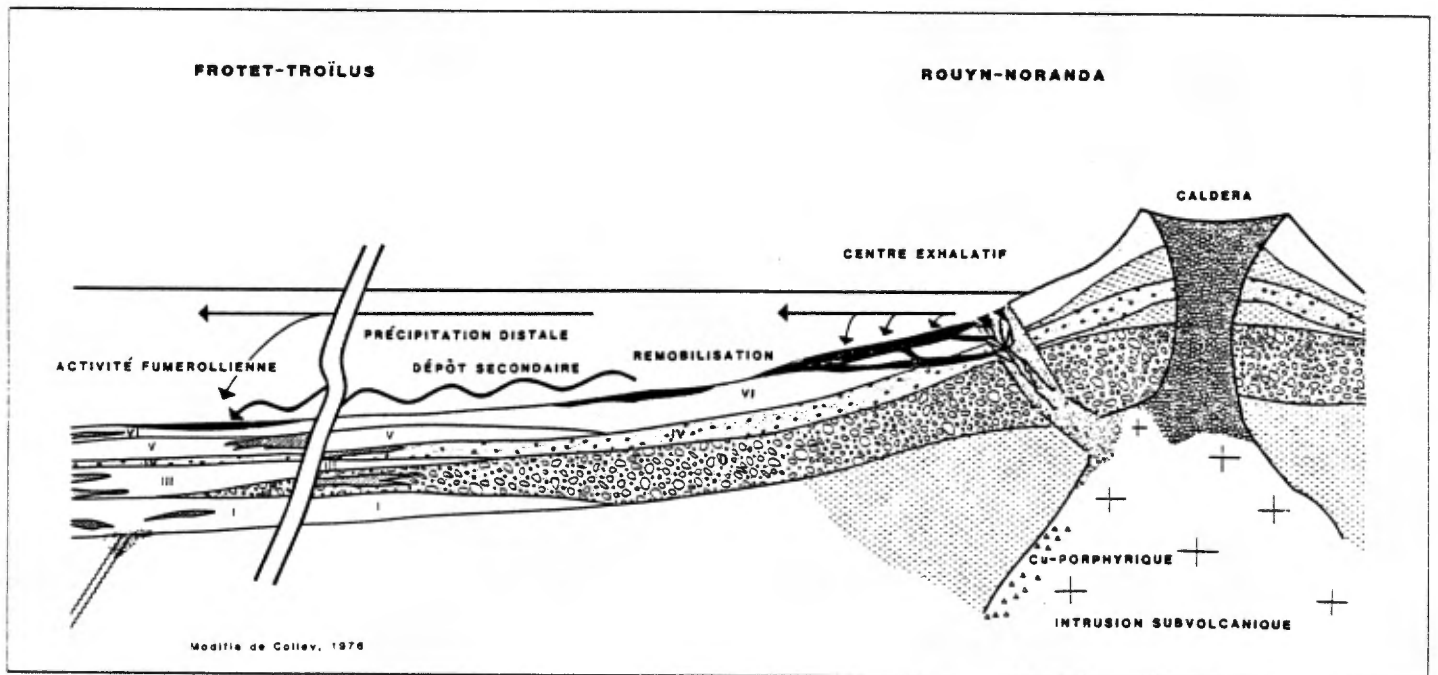


FIGURE 109 - Minéralisation d'origine volcanique en Abitibi: modèle spéculatif



Les dépôts volcanogènes distaux se forment de deux façons:

- Les métaux précipitent dans des dépressions topographiques localisées à une certaine distance de la cheminée volcanique (Colley, 1976; Tatsumi et Watanabe, 1970). Ces dépôts sont plus riches en zinc que les dépôts proximaux.
- Les dépôts proximaux sont déracinés lors d'avalanches (Schermerhorn, 1970; Spence, 1975). L'accumulation est régie par des processus sédimentaires.

Les dépôts distaux sont détachés de leurs sources hydrothermales et conséquemment, ils ne peuvent être retracés à partir de l'altération chimique. La position des dépôts est quand même contrôlée par la stratigraphie (Colley, 1976) puisque comme pour les dépôts proximaux, ils se forment à la fin d'un épisode volcanique acide.

Les teneurs en zinc sont anormalement élevées dans les sédiments silicieux qui se forment lors de la formation des dépôts volcanogènes; les teneurs baissent à mesure que l'on s'éloigne de la source (Sakrison, 1966; Comba, 1975). Il nous semble donc possible à partir de l'analyse du zinc dans certains niveaux sédimentaires continus de retracer des sites intéressants pour la recherche de dépôts distaux.

#### VI.3.3.3 La minéralisation aurifère.

À ce jour, l'exploration minière, dans la région Frotet-Troilus fut orientée principalement vers la recherche de métaux de base. La plupart des sites de travaux d'exploration représentent des conducteurs stratiformes détectés au moyen d'outils géophysiques (électromagnétisme, magnétisme).

Suite à l'examen des indices aurifères découverts dans la région et suite aux résultats d'une étude lithogéochimique (Simard et Roy, 1984), nous croyons que le potentiel aurifère de la région a été sous-estimé.

##### i) Les indices aurifères

Les quatre principaux indices aurifères de la région Frotet-Troilus sont les suivants:

- L'indice du lac Dauphin (tableau 37). L'or a été trouvé dans une veine de quartz polymétallique contenant de la pyrite, de la chalcopryrite, de la bornite, de la sphalérite et de la molybdénite. La veine longue de plus de vingt mètres recoupe le stock tonalitique du lac Dauphin. Pour des échantillons choisis, les teneurs en or peuvent atteindre 32 g/t.

- L'indice du lac Troïlus. L'or est contenu dans les veines de quartz et carbonates riches en sulfures qui recoupent la tonalite du lac Troïlus ainsi que dans les roches volcaniques cisailées qui forment l'encaissant. Pour des échantillons choisis, les teneurs en or peuvent atteindre 19 g/t.
- L'indice du lac Epervanche. L'or est contenu dans des veines de quartz qui recoupent les roches volcaniques près du contact avec les roches granitiques. Lors des sondages, la meilleure intersection a donné 11,2 g/t d'or pour une section de 0,6 m.
- L'indice Muscocho (tableau 37) L'or est associée à la pyrite et contenu dans les veinules de quartz et carbonates qui sont trouvées dans les volcanites mafiques et intermédiaires fortement cisailées. Lors des sondages, la meilleure intersection a donné 19 g/t pour une section de 1,3 m (0,56 onces à la tonne pour une section de 4,4 pieds).

En combinant les résultats de la lithogéochimie avec les données géologiques nous sommes parvenus à délimiter neuf cibles aurifères (figure 110).

Les plus fortes teneurs en or (jusqu'à 32 g/t) proviennent des veines de quartz polymétalliques qui recoupent des stocks tonalitiques possiblement associés au volcanisme (cibles 1 et 6). Certains dykes aplitiques associés aux granitoïdes qui délimitent la bande volcano-sédimentaire contiennent des sulfures (chalcopryrite et molybdénite) et un peu d'or (750 ppb ou moins). Des traces d'or (quelques centaines de ppb) ont été détectées dans les zones de sulfures volcanogènes (cibles 3 et 4) qui se sont formées au contact entre les unités volcanoclastiques d'affinité calco-alcaline et les laves mafiques d'affinité tholéitique. L'or peut être associé aux sulfures massifs remobilisés dans les zones cisailées qui recoupent les charnières de pli (cible 7). Les amphibolites qui forment l'encaissant des batholites syn- à tardi-tectoniques qui délimitent la bande volcano-sédimentaire peuvent contenir de l'or (cibles 5 et 8); nous avons trouvé jusqu'à 1900 ppb d'or dans les roches qui contiennent de la pyrite et de la pyrrhotine. Des traces d'or (quelques centaines de ppb) ont été mises en évidence dans les structures (cisaillements, veines de quartz ou carbonates) associées à la faille majeure qui se trouve au niveau du lac Frotet (cible 2).

#### ii) Considérations génétiques

Nous avons étudié davantage le secteur sud du lac Troïlus (cible 1) car on y trouve de nombreux indices aurifères et un contexte géolo-

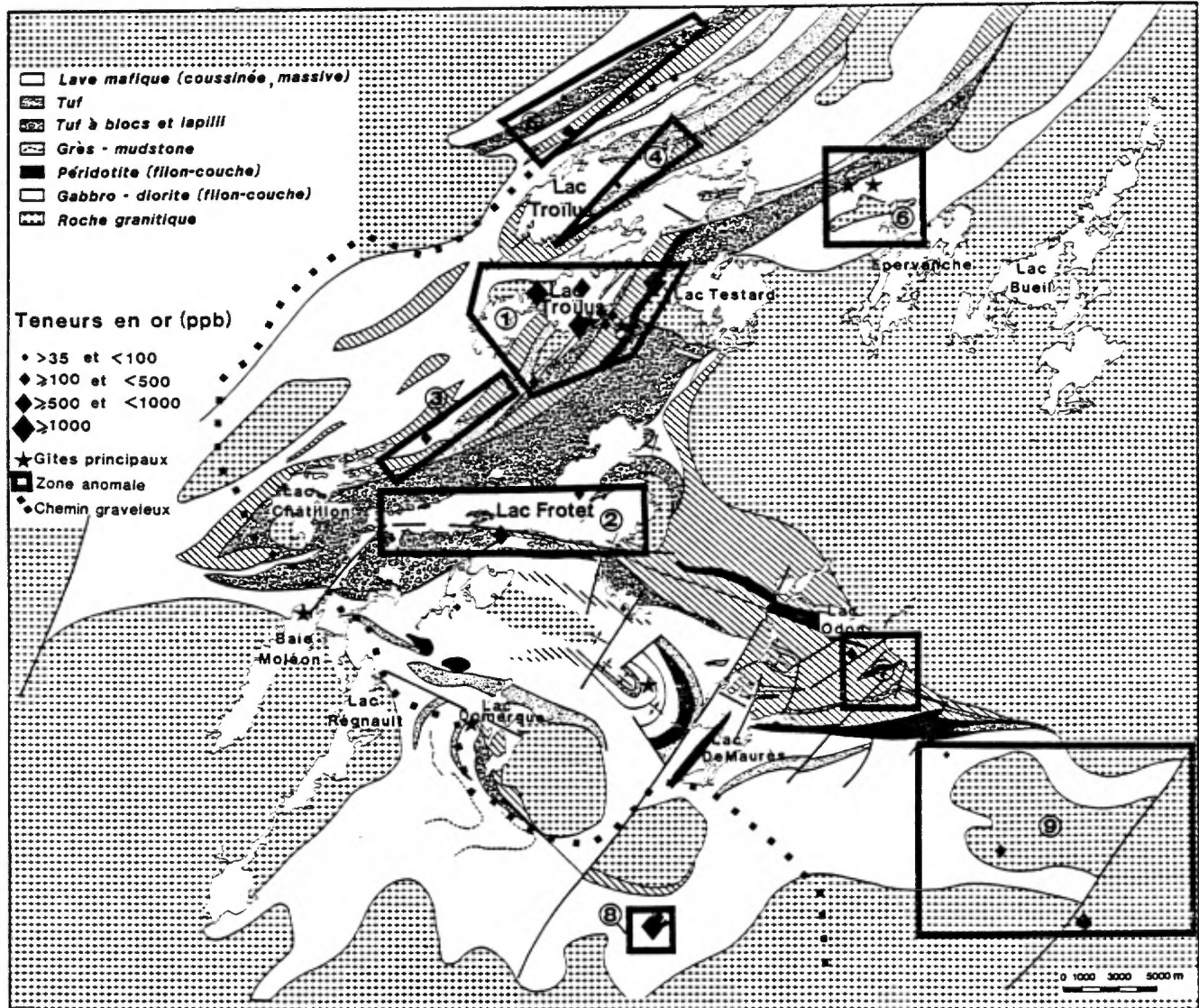


FIGURE 110 - Zones aurifères potentielles dans la région Frotet-Troilus. Les limites de celles-ci ont été établies à partir du levé géologique et des résultats d'une étude lithogéochimique. (Simard et Roy, 1984).

gique très favorable. L'intérêt particulier que nous portons à ce secteur est dû à quatre facteurs principaux:

- Les intrusions felsiques. Elles se présentent sous la forme de petits stocks tonalitiques auxquels sont associés des porphyres rhyolitiques. L'association spatiale de ces intrusions avec les gîtes aurifères est bien documentée dans plusieurs régions volcaniques de l'Archéen (Hodgson et MacGeehan, 1982; Marmont, 1983; Cherry, 1983).
- Les basaltes komatiitiques (formation de Crochet). Cette unité est intensément altérée sur toute son étendue. Les roches ont été silicifiées et carbonatisées; la fuchsite est communément observée. Ces roches pâles à petits spinifex ( $\approx 10$  mm) s'apparentent aux roches ultramafiques altérées qui sont associées aux gîtes aurifères de la région de Timmins (Karvinen, 1981; Pyke, 1981) et de la région de Red Lake (Pirie, 1981).
- Les éléments structuraux. La densité de la fracturation ainsi que la fréquence des zones cisailées sont beaucoup plus grandes dans ce secteur et plus particulièrement dans la section comprise entre les tonalites des lacs Dauphin et Troilus. Le caractère plus ou moins fragile de la déformation est fonction de la compétence des roches.
- Les sulfures. Ils sont abondants; ils sont présents dans toutes les lithologies.

L'or est associé aux sulfures présents dans les veines de quartz, les fractures et les zones cisailées qui recoupent les granitoïdes ainsi que leur encaissant. Les structures minéralisées sont particulièrement fréquentes dans le secteur compris entre les tonalites du lac Troilus et du lac Dauphin. La relation spatiale qui existe entre les structures minéralisées et ces intrusions suggère qu'il y a une relation génétique entre les deux. Les intrusions tonalitiques peuvent avoir joué un rôle important au niveau de la concentration et du transport de la minéralisation.

Il semble peu probable que l'or soit transporté par des solutions génétiquement associées aux magmas felsiques (Marmont, 1983). L'or peut provenir de l'encaissant volcano-sédimentaire à la faveur d'une activité hydrothermale dont le moteur principal pourrait être la mise en place des intrusions felsiques. En ce sens, l'association spatiale entre les intrusions felsiques (moteur) et les basaltes komatiitiques altérés (source possible de l'or) est des plus intéressante dans la région Frotet-Troilus, comme ailleurs (Pyke, 1981; Karvinen, 1981; Pirie, 1981).

#### VI 3.3.4 Conclusion

Les minéralisations observées dans la région Frotet-Troilus peuvent être départagées en deux grands groupes:

1. Les minéralisations syngénétiques;
2. Les minéralisations épigénétiques.

Les dépôts syngénétiques sont associés à l'activité volcanique. Bien qu'on y trouve des traces d'or ils sont constitués essentiellement de sulfures de cuivre et zinc; ils forment des corps stratiformes (gîte Lessard, gîte Moléon). Dans un tel contexte, l'établissement de la stratigraphie est primordial. En définissant le groupe de Troilus nous avons pu reconnaître des contacts stratégiques pour l'exploration minérale. Ceux-ci témoignent à la fois d'une période de quiétude dans l'activité volcanique, à la fois d'une activité hydrothermale minéralisatrice.

Les zones minéralisées épigénétiques sont généralement polymétalliques (Cu, Zn, Ag, Au, Mo). La minéralisation occupe des structures discordantes dans la roche soit des zones cisailées, soit des veines de quartz ou carbonates, soit des fractures. Les minéralisations aurifères de la région appartiennent surtout au type épigénétique. Les zones les plus favorables pour l'or se situent au niveau des terrains volcaniques qui sont envahis par les stocks tonalitiques de l'épizone.

Le contexte géologique et la distribution de l'or dans la région étudiée suggèrent que les concentrations primaires d'or pourraient être produites lors de l'activité volcanique, l'or étant remobilisé et concentré lors du métamorphisme et de la déformation ou encore à la faveur de l'activité hydrothermale générée lors de la formation des stocks et batholites granitoïdes.

#### VI.4 TROISIÈME PARTIE: FORMATION ET ÉVOLUTION DE LA PARTIE EST DE LA BANDE VOLCANO-SÉDIMENTAIRE FROTET-EVANS.

Dans cette partie finale du chapitre VI, qui tient lieu de conclusion, nous nous proposons d'intégrer l'évolution du volcanisme dans un cadre tectonique plus large. Ceci peut être fait en reliant entre eux les éléments de conclusion qui proviennent des différentes parties de notre étude et qui sont résumés dans la première partie de ce chapitre.

##### VI.4.1 Schéma évolutif

- Le schéma évolutif suivant (résumé par le tableau 38) se dégage de notre étude:

TABLEAU 38 - Formation et évolution de la partie est de la bande volcano-sédimentaire Frotet-Evans: schéma évolutif.

1. Le stade ancien: formation d'un socle sialique.			
2. Le stade du rift: formation d'un micro-océan et début de l'activité volcanique	Tectonique de mouvements verticaux		
3. Le stade volcanique: formation d'un empilement typique des fonds océaniques (bassins marginaux)	Tectonique de mouvements horizontaux	Métamorphisme des fonds marins	Minéralisation syngénétique et volcanogène
4. Le stade orogénique: subsistance de l'empilement volcano-sédimentaire et mise en place des batholites granitoïdes	Tectonique de mouvements verticaux	Métamorphisme régional et métamorphisme de contact	Minéralisation épigénétique
5. Le stade post-orogénique: mise en place de plutons granodioritiques	Tectonique de mouvements verticaux	Métamorphisme de contact	

### 1. Le stade ancien: formation d'une croûte sialique.

Sur le terrain, nous n'avons pas relevé d'évidences qui puissent témoigner de l'existence d'un socle ancien. La présence d'une croûte ancienne est toutefois suggérée par l'identification de zircons anciens dans des tufs. L'âge de ces zircons a été évalué à 3003 m.a. + 28 (Thibeault, 1985). L'âge des tufs est au minimum de 2750 + 28 m.a. et possiblement de 2780 + 28 m.a (Thibeault, 1985). La présence d'un socle sialique est suggérée par les données pétrochimiques qui nous parviennent des granitoïdes. En effet, plusieurs des batholites syn- et/ou tardi-tectoniques qui bordent la bande volcano-sédimentaire sont formés de granodiorite et sont hyperalumineux; ces roches s'apparentent aux roches granitiques de type S (Chappell et White, 1974). L'existence d'un socle ancien, sialique, est également suggérée par les données géochronologiques et isotopiques provenant de roches granitoïdes échantillonnées au sud de la région Frotet-Troilus (Dallmeyer, 1974) ou dans la région de Chibougamau située à environ 100 km de la région Frotet-Troilus (Groupe II de Gariépy, 1984).

### 2. Le stade du rift

Il implique la formation d'un micro-océan et il marque le début de l'activité volcanique. Le stade du rift est requis pour passer de stade ancien, qui précède, au stade volcanique qui suit. Il est déduit à partir des caractéristiques des empilements volcaniques. Ainsi, ceux-ci se sont formés en milieu aquatique, de plus, ils présentent les caractéristiques morphofaciologiques et la composition chimique des empilements des fonds marins.

### 3. Le stade volcanique

Nous avons pu définir les principales caractéristiques du volcanisme dans la région Frotet-Troilus. Parmi celles-ci, les suivantes sont dignes de mention:

- L'empilement volcanique s'est formé dans un milieu aquatique profond, la profondeur variant peu au cours de sa formation;
- Les unités volcaniques présentent les caractères morphofaciologiques des unités rencontrées dans les fonds marins;
- Il n'y a pas de masse continentale à proximité de l'empilement volcanique;
- La composition des roches volcaniques est bimodale traduisant ainsi l'existence de deux sources distinctes;

- La source des basaltes est multiple et proximale (fissures et petits volcans) alors que celle des volcanoclastites est relativement éloignée du bassin étudié;
- Les laves se sont empilées rapidement ce qui explique les échanges limités entre l'eau et la roche d'où l'absence d'altération marquée des roches (spilitisation) et la conservation du plagioclase calco-sodique primaire;
- La minéralisation syngénétique s'est formée à la faveur de l'activité hydrothermale associée au volcanisme. Il y a eu remobilisation et concentration des métaux à partir de l'activité hydrothermale générée lors de la mise en place des intrusions granitoïdes dont certaines pourraient être syn-volcaniques.

L'empilement volcano-sédimentaire étudié dans la région Frotet-Troïlus s'apparente aux empilements décrits dans les fonds océaniques et particulièrement à ceux des bassins marginaux du Phanérozoïque. Les laves basaltiques proviennent de fissures situées le long de la zone axiale du bassin alors que les sédiments volcanoclastiques proviennent des complexes d'île en arc adjacents.

#### 4. Le stade orogénique

La déformation des bandes volcaniques archéennes peut être due à des mouvements tectoniques essentiellement horizontaux qui sont reliés à l'interaction de plaques (Douglas et Price, 1972; Burke et al., 1976; Langford et Morin, 1976; Windley, 1977; Blackburn, et al., 1985; Ludden et al., 1986) et/ou à des mouvements tectoniques principalement verticaux issus du déséquilibre isostatique (Glickson, 1971 et 1972; Anhaeusser, 1973 et 1974; Schwerdtner et al., 1979; Mareschal et West, 1980; Dixon et Summers, 1983). Dans ce dernier cas, les contraintes essentiellement horizontales, originent à la fois de la montée diapirique des batholites granitoïdes et de la subsidence de l'empilement volcano-sédimentaire.

Dans la région Frotet-Troïlus, la prédominance d'une tectonique de mouvements verticaux est suggérée en tout premier lieu par la forme de la bande volcano-sédimentaire qui s'apparente à celles d'autres bandes volcaniques très bien étudiées d'un point de vue structural comme celle de Barberton en Afrique (Anhaeusser, 1984, p. 60) pour laquelle la prédominance d'une tectonique de mouvements verticaux est démontrée.

Par ailleurs, la mise en place des batholites syn- à tardi-tectoniques a provoqué la déformation de l'encaissant. Celle-ci se manifeste, à l'échelle régionale, par des plis ouverts auxquels est souvent associé un clivage de crénelure et dont il existe de bons



exemples, à l'ouest du batholite qui occupe le lac Testard et à l'est du batholite occupant les lacs Moléon et Régeault (figure 9, en pochette). D'autre part, la relation qui semble exister entre le plutonisme et le métamorphisme suggère que la mise en place des batholites a pu être déterminante dans l'évolution tectono-métamorphique de la bande volcanique. Cette relation est suggérée par les conditions métamorphiques de haute température et basse pression qui prévalent dans la région et par le passage des roches du faciès schiste vert, au coeur de la bande volcanique, aux roches du faciès amphibolite en s'approchant des batholites.

La nature variée des roches qui forment les batholites ainsi que les relations qui existent entre les différentes intrusions (Rondot, 1972) indiquent que celles-ci n'ont pas toutes la même origine et que leur mise en place n'est pas synchrone. Ceci suggère que la déformation induite par la mise en place des granitoïdes s'est produite de façon continue pendant une certaine période de temps et qu'elle débute tôt dans l'histoire tectonique de la région. Ce dernier point est démontré ailleurs dans des terrains semblables à partir des données de terrain et à partir des données isotopiques et géochimiques (Gariépy, 1984; Turek et al., 1984; Bickle et al., 1985; Blackburn et al., 1985).

## 5. Le stade post-orogénique

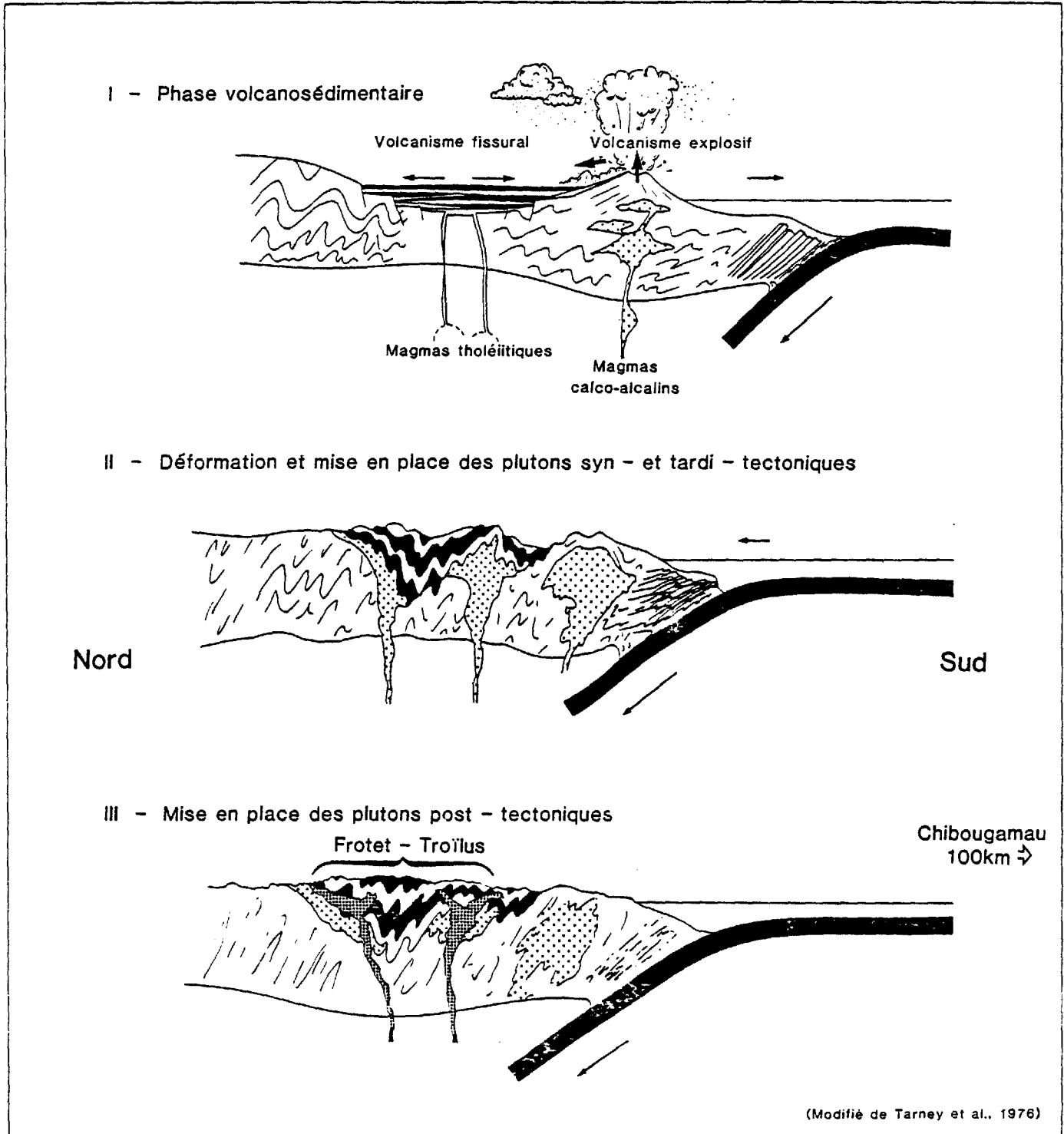
Il est caractérisé par la mise en place de plutons granodioritiques et porphyriques (phénocristaux de feldspath potassique) à l'intérieur de la bande volcano-sédimentaire. Il en résulte la déformation de l'encaissant (déviations des couches) et la formation d'une mince zone de métamorphisme de contact.

La formation et l'évolution tectonique de la partie est de la bande volcanosédimentaire Frotet-Evans peut être illustrée de façon satisfaisante par le schéma évolutif de la figure 111. Ainsi, le dessin supérieur de la figure illustre à la fois le stade du rift et le stade volcanique; le dessin médian représente le stade orogénique; le dessin inférieur montre le stade post-orogénique.

### VI.4.2 Études complémentaires

L'étude que nous avons réalisé avait, comme objectif principal de tracer un portrait synthétique aussi complet que possible de la région Frotet-Troilus. C'est pourquoi nous avons dû faire appel à plusieurs disciplines de la géologie notamment la pétrologie ignée, la pétrologie métamorphique, la géologie structurale, la stratigraphie, la géochimie, la géologie. Beaucoup de problèmes n'ont pas été résolus, beaucoup d'autres ont été circonscrits de plus, certaines parties de notre étude nécessitent des vérifications ou des précisions. C'est ainsi que pour

FIGURE 111 - Schéma évolutif



détailler davantage le schéma évolutif et le rendre moins spéculatif, d'autres études doivent être envisagées:

1. Étude structurale et stratigraphique des régions du lac Assinica, du lac Storm et du lac Evans.

L'étude qui a été complétée dans la région Frotet-Troilus doit être poursuivie plus à l'ouest de façon à couvrir dans son entier la bande Frotet-Evans. Il en résultera une analyse plus complète et conséquemment, une meilleure compréhension des phénomènes qui ont mené à la formation du sillon volcano-sédimentaire et qui ont régi son évolution.

2. Étude des terrains granitoïdes qui entourent la bande volcano-sédimentaire Frotet-Evans.

Cette étude est primordiale si l'on veut comprendre davantage l'évolution tectonique de la région. Une telle étude doit permettre de:

- Caractériser les différentes générations de granitoïdes y compris le socle;
- Relier la mise en place des granitoïdes à la déformation et au métamorphisme de l'empilement volcano-sédimentaire.

Pour ce faire une cartographie détaillée est requise ainsi que des études pétrologiques, géochimiques et isotopiques permettant de réaliser une classification spatio-temporelle des batholites et de déterminer l'âge absolu des intrusions ainsi que leur origine.

3. Étude structurale approfondie des roches volcaniques et sédimentaires.

Cette étude est nécessaire afin de:

- Préciser la nature et le rôle des failles principales;
- Pouvoir reconnaître les différents épisodes de la déformation;
- Préciser la géométrie et l'origine des différents plis observés.

Pour ce faire, l'analyse micro-structurale est requise afin de pallier à la rareté des relations de recoupement entre foliations qui peuvent être observées au niveau de l'affleurement.

#### 4. Études métallogéniques.

Ces études devraient viser les objectifs suivants:

- Préciser quels sont les différents épisodes minéralisateurs;
- Situer les événements minéralisateurs dans le temps;
- Déterminer quels sont les principaux contrôles de la minéralisation;
- Découvrir la nature et l'origine des fluides hydrothermaux.

## BIBLIOGRAPHIE

- ALLARD, G. O. 1976. The Doré Lake Complex and its importance to Chibougamau geology and metallogeny. Ministère des Richesses naturelles du Québec, Rapport géologique DP-368, 446 p.
- ANDREWS, A.J., et WALLACE, H. 1983. Alteration, metamorphism and structural patterns associated with Archean gold deposits-Preliminary observations in the Red Lake area. In *The geology of gold in Ontario*. Edited by A. C. Colvine. Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper 110, pp. 111-122.
- ANHAEUSSER, C.R. 1973. The evolution of the early Precambrian crust of Southern Africa. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, A273, pp. 358-388.
- 1984. Structural elements of Archean granite-greenstone terrains as exemplified by the Barberton Mountain Land, southern Africa. In *Precambrian tectonics illustrated*. Edited by A. Kröner and R. Greiling. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller), Stuttgart, pp. 57-78.
- ARNDT, N.T., NALDRETT, A. J., et PYKE, D. R. 1977. Komatiitic and iron-rich tholeiitic lavas of Munro Township, Northeast Ontario. *Journal of Petrology*, 18, pp. 319-369.
- ASSAD, R., et FAVINI, G. 1980. Prévisions de minerai cupro-zincifère dans le nord-ouest québécois - Établissement et répartition. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Rapport géologique DPV-670, 59 p.
- AVRAMTCHEV, L. et LEBEL - DROLET, S. 1981. Carte des gîtes minéraux du Québec - Région de l'Abitibi. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DPV-744.
- AYRES, L. D. 1969. Geology of the Muskrat Dam Lake area. Ontario Department of Mines, Geological Report 74, 74 p.
- 1974. Geology of the Trout Lakes area. Ontario Division of Mines, Geological Report 113, 199 p.
- 1978. Metamorphism in the Superior Province of northwestern Ontario and its relationship to crustal development. In *Metamorphism in the Canadian Shield*. Edited by J.A. Fraser and W.W. Heywood. Geological Survey of Canada, Paper 78-10, pp. 25-36.
- AYRES, L. D., et CERNY, P. 1982. Metallogeny of granitoid rocks in the Canadian Shield. *The Canadian Mineralogist*, 20, pp. 439-536.

- AYRES, L. D. 1983. Bimodal volcanism in Archean greenstone belts exemplified by greywacke composition, Lake Superior Park, Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, pp. 1168-1194.
- AYRES, L. D., et THURSTON, P. C. 1985. Archean supracrustal sequences in the Canadian Shield: an overview. In *Evolution of Archean supracrustal sequences*. Edited by L. D. Ayres, P.C. Thurston, K.D. Card and W. Weber. Geological Association of Canada, Special Paper 28, pp. 343-380.
- BALLARD, R. D., HOLCOMB, R.T., et VAN ANDEL, T.H. 1979. The Galapagos Rift at 86° W.3: Sheet flows, collapse pits, and lava lakes of the Rift Valley. *Journal of Geophysical Research*, 84, pp. 5407-5422.
- BARAGAR, W. R. A., PLANT, A. G., PRINGLE, G. J., et SCHAU, M. 1977. Petrology and alteration of selected units of Mid-Atlantic Ridge basalts sampled from sites 332 and 335, DSDP. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 14, pp. 837-874.
- BARKER, F., et ARTH, J. G. 1976. Generation of trondhjemitic tonalitic liquids of Archean bimodal trondhjemite-basalt suites. *Geology*, 4, pp. 596-600.
- BELL, R. 1909. Rapport sur la géologie du bassin de la rivière Nottaway. Commission géologique du Canada, rapport séparé no 1070 et carte no 702.
- BENCE, A. E., et ALBEE, A. L. 1968. Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicates and oxydes. *Journal of Geology*, 76, pp. 382-404.
- BERGERIOUX, C., KENNEDY, G. and ZIKOVSKY, L. 1979. Use of the semi-absolute method in neutron activation analysis. *Journ. Radio-analyt. Chem.*, 50, pp. 229-234.
- BICKEL, M.J., MORANT, P., BETTENAY, L. F., BOUTLER, C. A., BLAKE, T.S. et GROVES, D. I. 1985. Archean tectonics of the Shaw Batholith, Pilbara Block western Australia: structural and metamorphic tests of the batholith concept. In *Evolution of Archean crustal sequences*. Edited by L. D. Ayres, P. C. Thurston, K.D. Card et W. Weber. Geological Association of Canada, Special Paper 28, pp. 325-344.
- BIRK, D., KOLJONEN, T., et ROSENBERG, R. J. 1979. Rare earth distribution in Archean granitoid plutons of the Wabigoon volcanic-plutonic Belt, northwestern Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 16, pp. 270-289.

- BLACKBURN, C. E. 1982. Geology of the Manitou Lakes area, District of Kenora (Stratigraphy and petrochemistry). Ontario Geological Survey, Geological Report 223, 61 p.
- BLACKBURN, C. E., et JANES, D. A. 1983. Gold deposits in northwestern Ontario. In *The geology of gold in Ontario*. Edited by A. C. Colvine. Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper 110. pp. 194-210.
- BLACKBURN, C. E., BOND, W. D., BREAKS, F. W., DAVIS, D. W., EDWARDS, G. R., POULSEN, K. H., et TROWELL, N. F. 1985. Evolution of Archean volcanic-sedimentary sequences in the western Wabigoon subprovince and its margin: a review. In *Evolution of Archean supracrustal sequences*. Edited by L. D. Ayres, P. C. Thurston, K. D. Card and W. Weber. Geological Association of Canada, Special Paper 28, pp. 89-116.
- BOUMA, A. H. 1962. *Sedimentology of some flysch deposits*. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, 168 p.
- BOWEN, N. L. 1928. *The evolution of igneous rocks*. Princeton University Press, Princeton, New-Jersey, 334 p.
- BROOKS, C., HART, S. R., KROGH, T. E., et DAVIS, G. L. 1970. Initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios of regionally sampled metavolcanics from the Canadian Shield. *Carnegie Institution Yearbook*, 68, pp. 425-426.
- BURKE, K., DEWEY, J. F., et KIDD, W. S. F. 1976. Dominance of horizontal movements, arc and microcontinental collisions during the later premobile regime. In *The early history of the earth*. Edited by B. F. Windley, Wiley, London, pp. 113-130.
- CERNY, P., GOAD, B. E., et TRUEMAN, D. L. 1978. Petrogenetic relationship in the Winnipeg River Pegmatite District, southeastern Manitoba. *Geological Association of Canada, Program with Abstracts*, 3, p. 378.
- CHAPPELL, B. W. et WHITE, A. J. R. 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8, pp. 173-174.
- CHARBONNEAU, J.-M., PICARD, C. et DUPUIS-HÉBERT, L. 1982. Géologie des unités stratigraphiques affleurant dans les cantons de Daubrée, Dolomieu, Saussure et La Ribourde. In *Rapports d'étape des travaux en cours à la division du Précambrien*. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Rapport géologique ET 82-01, pp. 1-68.

- CHERRY, M. E. 1983. The association of gold and felsic intrusions - Examples from the Abitibi Belt. In *The geology of gold in Ontario*. Edited by A. D. Colvine. Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper 110, pp. 48-55.
- CHOU, C.-L. 1978. Trace element studies in the gneiss region - Eastern Lac Seul area. In *Proceedings of the 1978 Archean geochemistry conference*. Edited by I. E. M. Smith and J. G. Williams. University of Toronto Press, Toronto, pp. 151-159.
- CLARK, G. S. BALD, R., et AYRES, L. D. 1981. Geochronology of orthogneiss adjacent to the Archean Lake of the Woods Greenstone Belt, northwestern Ontario: a possible basement complex. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18, pp. 94-102.
- CLIFFORD, P. M. 1969. Geology of the Western Lake St-Joseph area. Ontario Department of Mines, Geological Report 70, 61 p.
- CLIFFORD, P. M., et Mc NUTT, R. H. 1971. Evolution of Mt. St-Joseph - An Archean volcano. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, pp. 150-161.
- COLLEY, H. 1976. Classification and exploration guide for Kuroko-type deposits based on occurrence in Fiji. *Institution of Mining and Metallurgy Transactions*, 85, pp. B190-B199.
- COMBA, D. 1975. Metal ratios in the Millenbach area. M. Sc. thesis, Queen's University, Kingston, Ontario.
- CONDIE, K. C. 1976. Trace element geochemistry of Archean greenstone belts. *Earth Science Reviews*, 12, pp. 393-417.
- CONDIE, K. C. 1981. Archean greenstone belts. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, 434 p.
- COOK, H. C. 1914. Les sources du Broadback dans le nord-ouest de la province de Québec. *Commission géologique du Canada, Rapport Sommaire 1912*, pp. 338-342.
- CORFU, F., NUNES, P. D., KROGH, T. E., et AYRES, L. D. 1981. Comparative evolution of a plutonic and polycyclic volcanic terrain near Favourable Lake Ontario - as inferred from zircon U-Pb ages. *Geological Association of Canada, Program with abstracts*, 6, p. 11.
- CROCKET, J. H., COWAN, P., et KUSMIRSKI, R. T. M. 1981. Gold content of volcanic-hosted interflow sedimentary rocks in the Red Lake area: implications on ore genesis at the Dickenson mine. In *Genesis of Archean volcanic-hosted gold deposits*. Edited by R. G.



- Roberts and E. G. Pye. Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper 97, pp. 128-143.
- DAIGNEAULT, R., LUDDEN, J. N. et ROY, C. 1982. Au-mineralization and rare earth mobility. Geological Association of Canada, Program with abstracts, 6, p. 44.
- DAIGNEAULT, R., et 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. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Publication spéciale DV 83-11, pp. 1-18.
- 1984. Évolution tectonique d'une portion du sillon de roches vertes de Chibougamau-Chapais. In Chibougamau-Stratigraphy and Mineralization. Edited by J. Guña and E. H. Chown. The Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 34, pp. 212-228.
- DALLMEYER, R. D. 1974.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  incremental release ages of biotite and hornblende from Pre-Kenoran gneisses between the Matagami-Chibougamau and Frotet-Troilus Greenstone Belts, Québec. Canadian Journal of Earth Sciences, 11, pp. 1586-1593.
- DAVIS, D. W., BLACKBURN, C. E. TROWELL, N. F. et EDWARDS, G. R. 1980. Geochronology of the Savant-Crow Lakes area western Wabigoon subprovince, Districts of Kenora, Rainy River and Thunder Bay. In Summary of geochronology studies 1977-1979. Edited by E. G. Pye. Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper 92, pp. 24-33.
- DE ROSEN SPENCE, A. F. 1976. Stratigraphy, development and petrogenesis of the central Noranda volcanic pile, Noranda, Quebec. Ph. D. thesis, University of Toronto, Toronto, Ontario.
- DIMROTH, E., COUSINEAU, P., LEDUC, M. et SANSCHAGRIN, Y. 1978. Structure and organization of Archean subaqueous basalt flows, Rouyn-Noranda area, Québec, Canada. Canadian Journal of Earth Sciences, 15, pp. 902-918.
- DIMROTH, E., et LICHTBLAU, A. P. 1979. Metamorphic evolution of Archean hyaloclastites, Noranda area, Québec, Canada. Part I: Comparison of Archean and Cenozoic sea-floor metamorphism. Canadian Journal of Earth Sciences, 16, pp. 1315-1340.
- DIMROTH, E., IMREH, L., ROCHELEAU, M., et GOULET, N. 1982. Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi Belt, Québec. Part I: Stratigraphy and paleogeographic model. Canadian Journal of Earth Sciences, 19, pp. 1729-1758.

- DIXON, J. M., et SUMMERS, J. M. 1983. Patterns of total and incremental strain in subsiding troughs: experimental centrifuged models of inter-diapir synclines. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, pp. 1843-1861.
- DOUGLAS, R. J. W., et PRICE, R. A. 1972. Nature and significance of variation in tectonic styles in Canada. *In Variations in tectonic styles in Canada*. Edited by R. A. Price and R. J. W. Douglas. Geological Association of Canada, Special Paper 11, pp. 626-688.
- DUQUETTE, G. 1970. Stratigraphie de l'Archéen et relations métallo-géniques dans la région de Chibougamau. Ministère des Richesses naturelles du Québec, Étude spéciale 8, 18 p.
- DUROCHER, M. E. 1981. The nature of hydrothermal alteration associated with the Madsen and Starratt-Olsen gold deposits, Red Lake area. *In The geology of gold in Ontario*. Edited by A. C. Colvine, Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper 110, pp. 123-140.
- ERMANOVICS, I. F., MC RITCHIE, W. D. S. et HOUSTON, W. N. 1979. Petrochemistry and tectonic setting of plutonic rocks of the Superior Province in Manitoba. *In Trondhjemites, dacites and related rocks*. Edited by C. F. Barker, Elsevier, Amsterdam.
- EXLEY, R. A. 1980. Microprobe studies of REE-rich accessory minerals: implications for Skye Granite petrogenesis and REE mobility in hydrothermal system. *Earth and Planetary Science Letters*, 48, pp. 97-110.
- FISHER, R. V. 1961. Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 72, pp. 1409-1414.
- 1966. Rocks composed of volcanic fragments and their classification. *Earth-Science Reviews*, 1, pp. 287-298.
- FRANCIS, E. H. et HOWELLS, M. F. 1983. Transgressive welded airflow tuffs among the Ordovician sediments of NE Snowdonia, North Wales. *Journal of the Geological Society*, 129, pp. 621-641.
- FRANCONI, A. 1974. Géologie de la moitié ouest de la bande volcano-sédimentaire Frotet - Evans, territoire d'Abitibi. Ministère des Richesses naturelles du Québec, Rapport géologique DP-265, 108 p.
- 1976. Région au confluent des rivières Broadback et Assinica. Ministère des Richesses naturelles du Québec, Rapport géologique DPV-362, 91 p.

- 1977. Partie est de la bande volcanosédimentaire de la rivière Eastmain inférieure. Ministère des Richesses naturelles du Québec, Rapport géologique DPV-450, 22 p.
- 1978 a. Secteur de la rivière Broadback entre la Baie du Corbeau (lac Evans) et le lac Storm, territoire d'Abitibi. Ministère des Richesses naturelles du Québec, Rapport géologique DPV-542, 26 p.
- 1978 b. La bande volcanosédimentaire de la rivière Eastmain inférieure. Ministère des Richesses naturelles du Québec, Rapport géologique DPV-575, 177 p.
- FRANKLIN, J. M., et THORPE, R. I. 1982. Comparative metallogeny of the Superior, Slave and Churchill Provinces. In Precambrian sulphide deposits (H. S. Robinson Memorial Volume). Edited by R. W. Hutchinson, C. D. Spence, and J. M. Franklin. Geological Association of Canada, Special Paper 25, 791 p.
- FREY, F. A., BRYAN, W. B., et THOMPSON, G. 1974. Atlantic Ocean Floor: geochemistry and petrology of basalts from legs 2 and 3 of the deep-sea drilling project. *Journal of Geophysical Research*, 79, pp. 5507-5527.
- FREY, F. A., CHAPPELL, B. W., et ROY, S. D. 1978. Fractionation of rare-earth elements in the Tuolumne Intrusive Series, Sierra Nevada Batholith, California. *Geology*, 6, pp. 239-242.
- FREY, F. A. 1980. Applications of neutron analysis in mineralogy and petrology. In Neutron activation analysis in the geosciences. Mineralogical Association of Canada Short Course, pp. 167-210.
- GARIEPY, C. 1980. Analyse des terres rares et de quelques éléments en traces par activation neutronique. Laboratoire de géochimie, département de géologie, Université de Montréal, notes non publiées, 32 p.
- GARIEPY, C. 1984. Développement de la croûte continentale: exemples de l'Himalaya, de l'Abitibi et des îles Feroes. Thèse Ph. D., Université de Montréal.
- GÉLINAS, L., et BROOKS, C. 1974. Archean quench-texture tholeiites. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 11, pp. 324-340.
- GÉLINAS, L., BROOKS, C., PERRAULT, G., CARIGNAN, J., TRUDEL, P., et GRASSO, F. 1977. Chemo-stratigraphic divisions within the Abitibi Volcanic Belt, Rouyn-Noranda, Québec. In Volcanic regimes in Canada. Edited by W. R. A. Baragar, L. C. Coleman and J. H.

- Hall. Geological Association of Canada, Special Paper 16, pp. 265-295.
- GÉLINAS, L. 1980. Secteur nord du complexe rhyolitique de Don. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Rapport géologique DPV-747, 23 p.
- GÉLINAS, L., LAJOIE, J., BOUCHARD, M., SIMARD, A., VERPAELST, P., GAUTHIER, N., et TASSE, N. 1982 a. Les complexes rhyolitiques de la région de Rouyn-Noranda. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Rapport géologique DPV-847, 45 p.
- GÉLINAS, L., MELLINGER, M., et TRUDEL, P. 1982 b. Archean mafic metavolcanics from the Rouyn-Noranda, Abitibi Greenstone Belt, Québec. 1. Mobility of the major elements. Canadian Journal of Earth Sciences, 19, pp. 2258-2275.
- GÉLINAS, L., TRUDEL, P., et HUBERT, C. 1984. Chemostratigraphic division of the Blake River Group, Rouyn-Noranda area, Abitibi, Québec. Canadian Journal of Earth Sciences, 21, pp. 220-231.
- GILBERT, C. M. 1955. Sedimentary rocks. In Petrography. H. Williams, F. J. Turner and C. M. Gilbert (authors). W. H. Freeman and Co., San Francisco, pp. 251-384.
- GILLET, L. B. 1966. Géologie de la région du lac Assinica, territoires d'Abitibi. Ministère des Richesses naturelles, Rapport géologique RP 550, 18 p.
- GLICKSON, A. Y. 1971. Primitive Archean element distribution patterns: chemical evidence and geotectonic significance. Earth and Planetary Science Letters, 12, pp. 309-320.
- 1972. Early Precambrian evidence of a primitive ocean crust and island nuclei of sodic granite. Geological Society of America Bulletin, 83, pp. 3323-3344.
- GOODWIN, A. M., et RIDLER, R. H. 1970. Abitibi orogenic belt. In Symposium on basins and geosynclines of the Canadian Shield. Edited by A. Baer. Geological Survey of Canada, Paper 70-40, pp. 1-30.
- GOODWIN, A. M. 1977. Archean basin-craton complexes and the growth of Precambrian shields. Canadian Journal of Earth Sciences, 14, pp. 2737-2759.

- 1982. Archean volcanoes in southwestern Abitibi Belt, Ontario and Quebec: form composition and development. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 19, pp. 1140-1155.
- GREEN, D. H. 1975. Genesis of Archean peridotitic magmas and constraints on Archean geothermal gradients and tectonics. *Geology*, 3, pp. 15-18.
- GUNTER, W. L. 1977. Région du lac Bueil. Ministère des Richesses naturelles du Québec, Rapport géologique RG-189, 113 p.
- HANSON, G. N., et LANGMUIR, C. H. 1978. Modelling of major elements in mantle-melt systems using trace element approaches. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42, pp. 725-741.
- HARGRAVES, R. B. 1976. Precambrian geologic history, *Science*, 193, pp. 363-371.
- HARGREAVES, R., et AYRES, L. D. 1979. Morphology of Archean metabasalt flows, Utik Lake, Manitoba. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 16, pp. 1452-1466.
- HART, S. R., GLASSLEY, W. E., et KARIG, D. E. 1972. Basalts and seafloor spreading behind the Mariana Island Arc. *Earth and Planetary Science Letters*, 15, pp. 12-18.
- HALL, J. M., et ROBINSON, P. T. 1979. Deep crustal drilling in the North Atlantic Ocean. *Science*, 204, no 4393, pp. 573-586.
- HARRIS, P. G. 1974. Origin of alkaline magmas as a result of anatexis. In *The alkaline rocks*. Edited by H. Sorensen. Wiley, New York, pp. 427-436.
- HAWKINS, J. W. 1976. Petrology and geochemistry of basaltic rocks of the Lau Basin. *Earth and Planetary Science Letters*, 28, pp. 283-297.
- HEDBERG, H. D. (éditeur) 1979. Guide stratigraphique international. Réalisé par la sous-commission internationale de classification stratigraphique (IUGS). Doin Editeurs, Paris, 233 p.
- HELLMAN, P. L. 1979. The mobility of the rare earth elements: evidence and implications from selected terrains affected by burial metamorphism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 71, pp. 23-44.
- HOCQ, M. 1979. Canton d'Aiguebelle, comté d'Abitibi. Ministère des Richesses naturelles du Québec, Rapport géologique DPV-644, 37 p.

- HODGSON, C. J., et MAC GEEHAN, P. J. 1982. Geological characteristics of gold deposits in the Superior Province of the Canadian Shield. In *Geology of Canadian gold deposits*. Edited by R. W. Hodder and W. Petruk. The Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 24, pp. 211-236.
- HUMPHRIES, S. E., et THOMPSON, G. 1978. Hydrothermal alteration of oceanic basalts by seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42, pp. 107-126.
- IRVINE, T. N. 1970. Crystallization sequences in the Muskox Intrusion and other layered intrusions. In *Symposium on the Bushveld Igneous Complex and other layered intrusions*. Edited by D. Visser, G. von Groenewaldt. Geological Society of South Africa, Special Publication no 1, pp. 441-476.
- IRVINE, T. N., et BARAGAR, W. R. A. 1971. A guide to the classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, pp. 523-549.
- JAHN, B., et SHIH, C.-Y. 1974. On the age of the Onverwacht Group, Swaziland Sequence, South Africa. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38, pp. 873-885.
- JAHN, B., et CONDIE, K. C. 1976. On the age of Rhodesian greenstone belts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 57, pp. 317-330.
- JENSEN, L. S. 1976. A new cation plot classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper 66, 22 p.
- 1978 a. Geology of Thackeray Elliott, Tannahill and Dokis Townships, District of Cochrane. Ontario Geological Survey, Report 165.
- JENSEN, L.S. 1978 b. Geology of Stoughton and Marriott Townships, District of Cochrane. Ontario Geological Survey, Report 173.
- JOLLY, W. T. 1980. Development and degradation of Archean lavas, Abitibi area, Canada, in light of major element geochemistry. *Journal of Petrology*, 21, pp. 323-363.
- KARIG, D. E. 1971 a. Structural history of the Mariana Island Arc System. *Geological Society of America Bulletin* 82, pp. 323-344.
- 1971 b. Origin and development of marginal basins in the Western Pacific. *Journal of Geophysical Research*, 76, pp. 2542-2561.

- KARVINEN, W. O. 1981. Geology and evolution of gold deposits, Timmins area, Ontario. In *Genesis of Archean volcanic-hosted gold deposits*. Edited by R. G. Roberts and E. G. Pye. Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper 97, 29-46.
- KAY, R. W., et SENECHAL, R. G. 1976. The rare earth geochemistry of the Troodos Ophiolite Complex. *Journal of Geophysical Research*, 81, pp. 964-970.
- KERRICH, R., et FRYER, B. J. 1979. Archean precious metal hydrothermal systems, Dome mine, Abitibi Greenstone Belt, II. REE and oxygen isotope relations. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 16, pp. 440-458.
- KINDLE, E. D. 1942. Brock River map area, Mistassini Territory, Québec. Geological Survey of Canada, Paper 42-4.
- KINDLE, E. D., and RILEY, G. C. 1958. Brock River, Abitibi and Mistassini Territories and Abitibi County, Québec. Geological Survey of Canada, map 1060 A.
- KOLJONEN, T., and ROSENBERG, R. J. 1974. Rare-earth elements in granitic rocks. *Lithos*, 7, pp. 249-261.
- LAMBERT, R. St. J. 1976. Archean thermal regimes, crustal and upper mantle temperatures and a progressive evolutionary model for the earth. In *The early history of the earth*. Edited by B. F. Windley. John Wiley, New York, pp. 363-373.
- LANGFORD, F. F., et MORIN, J. A. 1976. The development of the Superior Province of Northwestern Ontario by merging island arcs. *American Journal of Sciences*, 276, pp. 1023-1034.
- LANGMUIR, C. H., BENDER, J. F., BENCE, A. E., HANSON, G. N., et TAYLOR, S. R. 1977. Petrogenesis of basalts from FAMOUS area: Mid-Atlantic Ridge. *Earth and Planetary Science Letters*, 36, pp. 133-156.
- LEAKE, E. B., 1978. Nomenclature of amphiboles. *The Canadian Mineralogist*, 16, pp. 501-520.
- LIU, J. G., KUNYOSHI, S., et ITO, K. 1974. Experimental studies of phase relations between greenschist and amphibolite in a basaltic system. *American Journal of Science*, 274, pp. 613-632.
- LOOMIS, A. A. 1966. Contact metamorphic reactions and processes in the Mt Tallac roof remnant, Sierra Nevada, California. *Journal of Petrology*, 7, pp. 221-245.

- LUDDEN, J., GELINAS, L., et TRUDEL, P. 1982. Archean metavolcanics from the Rouyn-Noranda District, Abitibi Greenstone Belt, Québec. 2. Mobility of trace elements and petrogenetic constraints. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 19, pp. 2276-2287.
- LUDDEN, J., HUBERT, C. et GARIÉPY, C. 1986. The tectonic evolution of the Abitibi greenstone belt of Canada. *Geological Magazine*, 123 (2), pp. 153-166.
- MAC DONALD, G. A., et KATSURA, T. 1964. Chemical composition of Hawaiian lavas. *Journal of Petrology*, 5, pp. 82-133.
- MARESCHAL, J. C., et WEST, G. F. 1980. A model for Archean tectonism, Pt. 2. Numerical models of vertical tectonism in greenstone belt. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 17, pp. 60-70.
- MARMONT, S. 1983. The role of felsic intrusions in gold mineralization. In *The geology of gold in Ontario*. Edited by A. C. Colvine. Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper 110, pp. 38-47.
- MARUYAMA, S., et YAMASAKI, M. 1978. Paleozoic submarine volcanos in the high P/T metamorphosed Chichibu System of eastern Shikoku. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 4, pp. 199-216.
- MASON, R. 1978. *Petrology of the metamorphic rocks*. George Allen & Unwin LTD., London, 254 p.
- MASON, J. K., et MC CONNELL, C. D. 1983. Gold mineralization in the Beardmore-Geraldton area. In *The geology of gold in Ontario*. Edited by A. C. Colvine. Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper 110, pp. 84-97.
- MASUDA, A., et NAKAMURA, N. 1973. Fine structures of mutually normalized rare earth patterns of chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37, pp. 239-248.
- MC BIRNEY, A. 1963. Factors governing the nature of submarine volcanism. *Bulletin Volcanologique*, 26, pp. 455-468.
- M E R Q (Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec) 1984. Levé input dans la région de Troilus-Frotet, district de Chibougamau, DP 84-48.
- MIYASHIRO, A., SHIDO, F., et EWING, M. 1969. Diversity and origin of abyssal tholeiite from the Mid-Atlantic Ridge near 24° and 30° Latitude. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 23, pp. 38-52.



- 1971. Metamorphism in the Mid-Atlantic Ridge near 24° and 30° N. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, A268, pp. 589-603.
- MIYASHIRO, A. 1973. *Metamorphism and metamorphic belt*. George Allen and Unwin, London, 492 p.
- MOORE, J. G. 1965. Petrology of deep-sea basalt near Hawaii. *American Journal of Science*, 263, pp. 40-52.
- MOTTL, M. J., et HOLLAND, H. D. 1978. Chemical exchange during hydrothermal alteration of basalt by sea water. I. Experimental results for major and minor components of sea water. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42, 1103-1115.
- MOTTL, M. J. 1983. Metabasalts, axial hot springs, and the structure of hydrothermal systems at mid-ocean ridges. *Geological Society of America Bulletin*, 94, pp. 161-180.
- MOYER, P. T. 1961. Région de St-Urcisse, territoire de Mistassini. Ministère des Richesses naturelles du Québec, Rapport préliminaire, RP-460, 10 p.
- MOYER, P. T. 1968. The geology and amphibolites of the Brock-St-Urcisse area, Abitibi and Mistassini Territories, Québec. Ph. D. thesis, University of Michigan, 255 p.
- MUIR, T. L. 1983. Geology of the Helmo-Heron Bay area. In *The geology of gold in Ontario*. Edited by A. C. Colvine. Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper 110, pp. 230-239.
- MURPHY, D. L. 1966. Région des lacs Frotet et Troilus, territoires d'Abitibi et de Mistassini. Ministère des Richesses naturelles du Québec, Rapport géologique RG-123, 40 p.
- NUNES, P. D., et THURSTON, P. C. 1980. Two hundred and twenty million years of Archean evolution: a zircon U-Pb age stratigraphic study of the Uchi-Confederation Greenstone Belt, northwestern Ontario. *Canadian Journal of earth Sciences*, 17, pp. 710-721.
- NUNES, P. D., et WOOD, J. A. 1980. Geochronology of the North Spirit Lake area, District of Kenora - Progress Report. In *Summary of geochronology studies 1977-1979*. Edited by E. G. Pye. Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper 92, pp. 7-14.
- PEARCE, J. A., et CANN, J. R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth and Planetary Science Letters*, 19, pp. 290-300.

- PEARCE, A. J., et NORRY, M. J. 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69, pp. 33-47.
- PICARD, C. 1984. Évolution génétique et géodynamique du sillon de roches vertes archéennes de Matagami-Chibougamau dans la partie occidentale du synclinal de Chapais, Abitibi-est, Québec. Thèse de 3<sup>e</sup> cycle, Université Claude Bernard, Lyon, 233 p.
- PIRIE, J. 1981. Regional geological setting of gold deposits in the Red Lake area, northwestern Ontario. In *Genesis of Archean volcanic hosted fold gold deposits*. Edited by R. G. Roberts and E. G. Pye. Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper 97, pp. 71-93.
- POULSEN, K. H., BORRADAILE, G. J., et KEHLENBECK, M. 1980. An inverted succession at Rainy Lake, Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 17, pp. 1358-1369.
- PRESNALL, D. C. 1969. The geometric analysis of partial fusion. *American Journal of Sciences*, 267, pp. 1178-1194.
- PYKE, D. R. 1978. Geology of the Peterlong Lake area, Districts of Timiskaming and Sudbury, Ontario. Ontario Geological Survey, Report 171.
- 1980. Geology of the Timmins area. Ontario Geological Survey, Open File report 5280.
- 1981. Relationship of gold mineralization to stratigraphy and structure in Timmins and surrounding area. In *Genesis of Archean volcanic-hosted gold deposits*. Edited by R. G. Roberts and E. G. Pye. Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper 97, pp. 1-15.
- RAUDSEPP, M., et AYRES, L. D. 1982. Emplacement and differentiation of an Archean suvolcanic metapyroxenite-metagabbro sill in the Favourable Lake area, northwestern Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 19, pp. 837-858.
- REED, M. H. 1983. Seawater-basalt reaction and the origin of greenstones and related ore deposits. *Economic Geology*, 78, pp. 466-485.
- ROCHELEAU, M. 1980. Stratigraphie et sédimentologie de l'Archéen dans la région de Rouyn, Abitibi, Québec. Thèse Ph. D., Université de Montréal, 313 p.

- RONDOT, J. 1972. Région du lac Régneault, territoire d'Abitibi. Ministère des Richesses naturelles du Québec, Rapport géologique RG-149, 54 p.
- ROY, C. 1983. Partie orientale de la région des lacs Frotet et Domergue. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Carte annotée DP 83-24.
- 1986. Région Frotet-Domergue. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Rapport géologique ET 84-08.
- SAKRISON, H.C. 1966. Variation in rock composition around Lake Dufault ore bodies, Noranda district. Ph. D. thesis McGill University, Montréal, 138 p.
- SANGSTER, D. F. 1972. Precambrian volcanogenic massive sulphide deposits in Canada: a review. Geological Survey of Canada, Paper 72-22, 44 p.
- 1980. Quantitative characteristics of volcanogenic massive sulphide deposits; 1. metal content and size distribution of massive sulphide deposits in volcanic centres. The Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Bulletin 73, no 814, pp. 74-81.
- SANSCHAGRIN, Y., et LEDUC, M. 1979. Quart sud-est du canton d'Aiguelle. Ministère des Richesses naturelles du Québec, Rapport géologique DPV-676, 42 p.
- SAUNDERS, A., et TARNEY, J. 1979. The geochemistry of basalts from a back-arc spreading centre on the East Scotia Sea. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43, pp. 555-572.
- SAUNDERS, A. D., TARNEY, J., MARSH, N. G., WOOD, D. A., et PANAYIOTOU, A. 1979 a. Ophiolites as ocean crust or marginal basin crust: a geochemical approach. In *Ophiolites; Proceedings, International Ophiolite Symposium, Cyprus*. Ministry of Agriculture and Natural Resources, Geological Survey Department, Nicosia, Cyprus.
- SAUNDERS, A., et TARNEY, J. 1979. The geochemistry of basalts from a back-arc spreading center in the East Scotia Sea. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43, pp. 555-572.
- SAUVÉ, P. 1957. The geology of the east half of the Gerido Lake area, New-Quebec, Canada. Ph. D. thesis, John Hopkins University, Baltimore, Maryland.

- SCHERMERHORN, L. J. G. 1970. The deposition of volcanics and pyrite in the Iberian Pyrite belt. *Mineralium Deposita*, 5, pp. 273-279.
- SCHROEDER, B., THOMPSON, G., SAUNALOWSKAM., et LUDDEN, J. 1980. Analysis of geologic materials using an automated X-ray fluorescence system. *X-Ray Spectrometry*, 9, pp. 198-205.
- SCHWERDTNER, W. M., STONE, D., OSADETZ, K., MORGAN, J., et STOTT, G. M. 1979. Granitoid complexes and the Archean tectonic record in the southern part of northwestern Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 16, pp. 1965-1977.
- SEKI, Y. 1961. Calcareous hornfelses in the Arisu district of the Kitakami Mountains, northeastern Japan. *Journal of Geology and Geography*, 32, pp. 55-78.
- SEYFRIED, W. E. jr., et BISCHOFF, J. L. 1981. Experimental seawater-basalt interaction at 300° and 500 bars: chemical exchange, secondary mineral formation and implication for the transport of heavy metals. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 45, pp. 135-147.
- SHAND, S. J. 1951. *Eruptive rocks*. John Wiley and Sons, New-York, 488 p.
- SHARMA, K. N. M. 1976. La Grande Rivière area (1976 Project), New-Québec Territory. Ministère des Richesses naturelles du Québec, Preliminary report DPV-493, 18 p.
- 1977. Région de la Grande Rivière. Ministère des Richesses naturelles du Québec. Rapport géologique RG-184, 75 p.
- SHAW, G. 1942. Assinica Lake Sheet. Geological Survey of Canada, map no 712A.
- SHAW, D. M. 1970. Trace element fractionation during anatexis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 34, pp. 237-243.
- SHAW, D. M., DOSTAL, J., et KEAYS, R. R. 1976. Additional estimates of continental surface Precambrian shield composition in Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 40, pp. 73-83.
- SHAW, D. M. 1980. Evolutionary tectonics of the earth in the light of early crustal structures. In *The continental crust and its mineral deposits*. Edited by D. W. Strangway. Geological Association of Canada, Special Publication 20, pp. 65-76.

- SHIDO, F. 1978. Plutonic and metamorphic rocks of the Nakoso and Iritono districts in the central Abukuma Plateau. *Journal of the Faculty of Science, University of Tokyo, Section II*, volume 11, pp. 131-217.
- SIGVALDASON, G. E. 1968. Structure and products of subaquatic volcanoes in Iceland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 18, pp. 1-16.
- SKULSKI, T., HYNES, A., et FRANCIS, D. 1984. Stratigraphic and Lithogeochemical characterization of cyclic volcanism in the LG-3 area, La Grande River Greenstone Belt, Quebec. In *Stratigraphy and Mineralization*. Edited by J. Guha and E. H. Chown. The Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 34, pp. 57-72.
- SIMARD, A. 1979. Quart sud-ouest du canton de Clairiy. Ministère des Richesses naturelles du Québec, Rapport géologique DPV-686, 17 p.
- 1980. Clairiy (NW) et 1222 (NE). Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Rapport géologique DPV-756, 17 p.
- 1981 a. Demie nord du canton 1323. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Carte annotée DP-843.
- 1981 b. Canton 1322 (SE) et canton 1323 (SW). Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Carte annotée DP-850.
- 1982. Demie sud du canton 1423. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Carte annotée DP 82-02.
- SIMARD, A., et ROY, C. 1984. Partie est de la bande volcano-sédimentaire Frotet-Evans: potentiel aurifère. In *Stratigraphy and Mineralization*. Edited by J. Guha and E. H. Chown. The Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 34, pp. 457-472.
- SIMARD, A. 1985. Évolution du volcanisme archéen dans la région du lac Troilus. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Rapport géologique ET 83-18, 43 p.
- 1986. Région du lac De Maurès. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Rapport géologique sous presse.
- SMITH, R. E., et SMITH, 1976. Comments on the use of Ti, Zr, Y, Sr, K, P and Nb in classification of basaltic magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, 32, pp. 114-120.

- SPENCE, C. D. 1967. The Noranda area. In Centennial Field Excursion Volume, NW Quebec and NE Ontario. The Canadian Institute of Mining and Metallurgy, pp. 33-39.
- 1975. Volcanogenic features of the Vauze sulphide deposit, Noranda, Quebec. Economic Geology, 70, pp. 102-114.
- SPOONER, E. T. C., et FYFE, W. S. 1973. Sub-sea-floor metamorphism, heat and mass transfer. Contribution to Mineralogy and Petrology, 42, pp. 287-304.
- STAMATELOPOULOU - SEYMOUR, K., FRANCIS, D., et LUDDEN, J. 1983. The petrogenesis of the Lac Guyer komatiites and basalts, and the nature of the komatiite - komatiitic basalt compositional gap. Contributions to Mineralogy and Petrology, 84, pp. 6-14.
- STEINBERG, M., TREUIL, M., et TOURAY, J. C. 1979. Géochimie - Principes et méthodes. II Cristallochimie et éléments en traces. Doin Éditeurs, Paris, 599 p.
- STERN, C., et ELTHON, D. 1979. Vertical variations in the effects of hydrothermal metamorphism in Chilean ophiolites; their implications for ocean metamorphism. Tectonophysics, 55, pp. 179-213.
- STERN, R. J. 1979. On the origin of andesite in the northern Mariana island arc: implications from Agrigan. Contributions to Mineralogy and Petrology, 68, pp. 207-219.
- STOTT, G. M., et SCHNIEDERS, B.R. 1983. Gold mineralization in the Shebandwan Belt and its relation to regional deformation patterns. In The geology of gold in Ontario. Edited by A. C. Colvine. Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper 110, pp. 181-193.
- STRECKEISEN, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. Earth Science Reviews, 12, pp. 1-33.
- TANATA, T. 1975. Geological significance of rare earth elements in Japanese geosynclinal basalts. Contributions to Mineralogy and Petrology, 52, pp. 233-246.
- TARNEY, J. I., DALZIEL, W. D., et DE WITT, M. J. 1976. Marginal basin "Rocas Verdes" complex from S, Chile: a model for Archean greenstone belt formation. In The early history of Earth. Edited by B. F. Windley, Wiley, London, pp. 131-146.

- TATSUMI, T., and WATANABE, T. 1970. Geological environment of formation of the Kuroko-type deposits. Soc. Irsne 3, pp. 216-220.
- THIBAUT, P. 1985. Application de la méthode de datation U-Pb (zircon) à des roches ignées des ensembles volcano-sédimentaires archéens de l'Abitibi et de Frotet-Evans. Mémoire de maîtrise (M. Sc.), Université de Montréal, 164 p.
- THURSTON, P. C., et FRYER, B. J. 1983. The geochemistry of repetitive cyclical volcanism from basalt to rhyolite in the Uchi-Confederation greenstone belt, Canada. Contributions to Mineralogy and Petrology, 83, pp. 204-226.
- TREUIL, M., et VARET, J. 1973. Critères volcanologiques pétrologiques et géochimiques de la gènèse et de la différenciation des magmas basaltiques: exemple de l'Afar. Bulletin de la Société géologique de France, pp. 506-540.
- TREUIL, M., et JORON, J. L. 1975. Utilisation des éléments hygro-magmatophiles pour la simplification de la modélisation quantitative des processus magmatiques. Exemples de l'Afar et le la dorsale médio-atlantique. Soc. Ital. Mineral. Petrol. XXXI, pp. 125-175.
- TROWELL, N. F. 1974. Geology of the Bell Lake-Sturgeon Lake area, Districts of Kenora and Thunder Bay, Ontario Division of Mines, Geological Report 114, 67 p.
- TROWELL, N. F., BLACKBURN, C. E., et EDWARDS, G. R. 1980. Preliminary geological synthesis of the Savant Lake - Crow Lake metavolcanic - metasedimentary Belt, Northwestern Ontario and its bearing upon mineral exploration. Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper 89, 30 p.
- TRUDEL, P. 1979. Le volcanisme archéen et la géologie structurale de la région de Cléricy, Abitibi, Québec. Thèse Ph. D., École Polytechnique, Montréal, Québec, 307 p.
- 1980. Metallogénie et prospection du molybdène au Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Rapport géologique DPV-733, 52 p.
- TUREK, A., SMITH, P. E., et van SCHMUS. W. R. 1984. U-Pb zircon ages and the evolution of the Michipicoten plutonic-volcanic terrane of the Superior Province, Ontario. Canadian Journal of Earth Sciences, 21, pp. 457-464.

- TURNER, F. J. 1968. Metamorphic petrology. Mc Graw-Hill book Company, New York, 403 p.
- TUTTLE, O. F., et BOWEN, N. L. 1958. Origin of granite in the light of experimental studies in the system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ . Geological Society of America, Memoir 74.
- VERPAELST, P. 1980. Rhyolites et roches associées du complexe volcanique de Duprat. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Rapport géologique DPV-752, 40 p.
- WALKER, R. G. 1979. Turbidites and associated coarse clastic deposits. In Facies Models. Edited by R. G. Walker. Geological Association of Canada, Reprint Series 1, pp. 91-104.
- WANKE, H., BADDENHANSEN, H., PALME, H. et SPETTEL, B. 1974. On the chemistry of the Allende inclusions and their origin as high temperature condensates. Earth and Planetary Science Letters 23, pp. 1-14.
- WEST, G. F. 1980. Formation of continental crust. In The continental crust and its mineral deposits. Edited by D. W. Strangway. Geological Association of Canada, Special Paper 20, pp. 117-148.
- WITHFORD, D. J., et ARDNT, N. T. 1978. Rare earth element abundances in a thick layered komatiite lava flow from Ontario, Canada. Earth and Planetary Science Letters, 41, pp. 188-196.
- WILLIAMS, J. G. 1978. Geology of the Crystal Lake area. In Proceedings of the 1978 Archean geochemistry conference. Edited by I.E.M. Smith and J. G. Williams. University of Toronto Press, Toronto, pp. 193-207.
- WINDLEY, B. F. 1977. The evolving continents. Wiley, New York, 385 p.
- WINKLER, H. G. F. 1976. Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer-Verlag, New-York, 334 p.
- WOOD, D. A. 1979. Dynamic partial melting: Its application to the petrogenesis of basalts erupted in Iceland, the Faeroe Islands, the Isle of Skye (Scotland) and the Troodos Massif (Cyprus). Geochimica et Cosmochimica Acta, 43, pp. 1031-1046.
- YODER, H. S., et TILLEY, C. E. 1962. Origin of basalt magmas. An experimental study of natural and synthetic rock systems. Journal of Petrology, 3, pp. 342-532.



## APPENDICE A

## ÉCHANTILLONNAGE ET MÉTHODES ANALYTIQUES

## ÉCHANTILLONNAGE

Tous les échantillons de roche analysés sont des échantillons de 1 à 2 kilogrammes qui ont été prélevés sur le terrain à l'aide d'un marteau ou d'une masse. Seules les analyses chimiques se rapportant aux échantillons les moins altérés figurent dans cet appendice (167 échantillons). Les échantillons sont localisés sur les cartes de l'appendice C.

## MÉTHODES ANALYTIQUES

### A) Éléments majeurs

La très grande majorité de ces analyses (150 échantillons sur 167) ont été réalisées au laboratoire de géochimie analytique de l'École Polytechnique. Les constituants suivants ont été analysés par spectrométrie des rayons X:  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{MgO}$  et  $\text{Fe}_{\text{total}}$ . Les teneurs en  $\text{FeO}$  et  $\text{P}_2\text{O}_5$  ont été déterminées par voie chimique. Le contenu en  $\text{Na}_2\text{O}$  a été fixé par spectrométrie d'absorption atomique. Les teneurs en  $\text{H}_2\text{O}_{\text{total}}$  et  $\text{CO}_2$  ont été obtenues par chromatographie en phase gazeuse. Enfin,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  a été calculé à partir des valeurs de  $\text{FeO}_{\text{total}}$  et  $\text{FeO}$ .

Douze échantillons ont été analysés par le CRM (Centre de recherche minérales) du MERQ. Ce sont les basaltes de la formation d'Odon (p. 383), certaines volcanoclastites du groupe de Troilus (# 81-2-12, 81-4-13, 81-21-8 et 81-39-12 ; p. 393) et une roche granitique (# 81-2-2, p. 402). La plupart des constituants majeurs de ces roches ont été analysés par spectrométrie d'absorption atomique tout comme ceux des cinq échantillons de la formation de Crochet (p. 384) analysés par la firme Chimitec Ltée.

### B) Les éléments traces

Nous avons pu nous-mêmes déterminer, au laboratoire de géochimie de l'université de Montréal et ce, grâce au concours du professeur John Ludden, les teneurs en Ni, Rb, Sr, Y, Zr, et Nb de 81 échantillons. Ces échantillons sont identifiés (1) à l'appendice B. Ceux-ci comprennent notamment toutes les laves du complexe de Domergue-nord et du complexe de Domergue-sud ainsi que celles de la formation de Mésière soit 58 échantillons, ainsi que les roches granitiques (17 échantillons). Les teneurs en éléments traces de ces roches ont été mesurées par fluorescence aux rayons X en utilisant un spectromètre automatique Philips 1410 selon la méthode décrite par Schroeder et al., 1980.

Par ailleurs, 24 échantillons ont été analysés au laboratoire de géochimie analytique de l'École Polytechnique (indiqué par (2) à

l'appendice B) pour le Ni (spectrométrie d'absorption atomique) le Rb et le Sr (spectrométrie des rayons X). Également, 17 échantillons ont été analysés par la CRM (indiqué par (3) à l'appendice B) pour plusieurs des éléments suivants: Rb, Sr, Zr, Nb (spectrométrie des rayons X) et Cu, Zn, Cr, Ni (spectrométrie d'absorption atomique).

### C) Terres rares

Les analyses de terres rares provenant de 22 échantillons figurent à l'appendice B. La méthode qui a été suivie est la méthode semi-absolue telle que décrite par Bergerioux et al., 1979 et Gariépy (1980). Cette méthode est spécialement adaptée au Slowpoke II, un réacteur très stable qui se trouve au laboratoire de génie nucléaire de l'École polytechnique. Soulignons les points suivants:

1. Les échantillons ont été irradiés pendant deux heures sous un flux de  $10^{12}$  n.  $\text{cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ;
2. Deux détecteurs furent utilisés soit un détecteur de basse énergie LEPS série 1000 fabriqué par Ortec et un détecteur de haute énergie Ge (Li) fabriqué par Canberra (modèle 7229);
3. Le temps de comptage varie selon la quantité de radionucléide, sa demi-vie et la précision recherchée, les meilleurs résultats étant obtenus après cinq comptages.

La précision des résultats est indiquée par le tableau suivant qui est tiré de Gariépy (1980): il a été construit à partir des résultats obtenus de six échantillons provenant d'un même standard.

	JB-1 A	JB-1 B	JB-1 C	JB-1 D
La	36,74	37,0	37,7	39,2
Ce	65,85	67,5	62,28	63,3
Nd	26,64	26,8	23,57	26,6
Sm	5,09	5,13	4,77	5,14
Eu	1,44	1,55	1,46	1,27
Gd	4,02	4,82	---	---
Tb	0,90	---	0,19	0,72
Dy	4,02	4,19	---	4,07
Ho	0,90	---	0,82	---
Tm	0,32	---	0,03	0,32
Yb	2,16	2,14	2,09	2,19
Lu	0,316	0,308	0,27	0,31

- A - Moyenne de six analyses réalisées par C. Gariépy (Gariépy, 1980).  
 B - Analyse par dilution isotopique tirée de Tanaka (1975).  
 C - Analyse du laboratoire de géochimie de l'université de Montréal (A. Simard).  
 D - Analyse du laboratoire de géochimie analytique de l'École Polytechnique.

APPENDICE B

RÉSULTATS DES ANALYSES CHIMIQUES

ABRÉVIATIONS UTILISÉES POUR  
LES MINÉRAUX VIRTUELS (NORME CIPW)

QZ	Quartz
OR	Orthose
AN	Anorthite
AB	Albite
NE	Néphéline
C	Corindon
WO	Wollastonite
DI	Diopside
HE	Hédenbergite
EN	Enstatite
FE	Ferrosilite
FA	Fayalite
FO	Forstérite
MT	Magnétite
IL	Ilménite
AP	Apatite
PO	Pyrrhotine
HM	Hématite

## BASALTES THOLÉIITIQUES DU COMPLEXE DE DOMERGUE-SUD

	78-11-9	78-19-9	78-50-1	78-65-2	78-73-1	78-75-2	78-111-10
Éléments majeurs (% oxydes)							
SiO <sub>2</sub>	52,44	51,57	48,80	52,83	52,21	45,85	53,43
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,53	15,85	14,97	15,67	17,43	13,52	15,53
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,57	1,49	2,93	1,54	1,51	3,10	1,38
FeO	6,84	7,75	12,39	9,42	9,29	13,04	8,65
MgO	7,05	5,02	5,28	3,74	3,63	5,53	4,37
CaO	9,62	9,29	8,04	9,72	9,83	11,68	8,71
Na <sub>2</sub> O	4,07	4,84	3,66	4,18	3,05	2,62	3,96
K <sub>2</sub> O	0,08	0,06	0,58	0,21	0,35	0,34	0,27
TiO <sub>2</sub>	0,85	1,75	1,54	1,52	1,60	2,10	1,65
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09	0,14	0,12	0,12	0,12	0,18	0,06
CO <sub>2</sub>	0,25	0,77	0,08	0,29	0,17	1,29	0,04
S	0,28	0,04	0,13	0,19	0,10	0,05	0,04
H <sub>2</sub> O	0,66	0,70	1,10	0,67	0,57	0,91	1,13
Total	99,33	99,27	99,42	100,10	99,86	100,21	99,22
Éléments traces (ppm) (1)							
Ni	117	86	80	82	77	49	92
Rb	4	5	31	8	10	4	9
Sr	330	160	147	179	143	323	211
Y	18	30	29	26	30	39	29
Zr	53	107	86	87	93	126	106
Nb	4	7	7	6	7	8	8
Résultats du calcul de la norme CIPW (% cationique)							
QZ	0,00	0,00	0,00	0,65	4,05	0,00	2,84
OR	0,47	0,36	3,54	1,26	2,12	2,10	1,64
AN	26,69	21,71	23,49	23,82	33,68	25,29	24,44
AB	36,67	44,19	33,99	38,25	28,09	24,65	36,50
DI	11,27	12,00	6,69	9,33	5,90	13,75	8,49
HE	5,22	7,39	6,88	10,30	6,54	13,62	7,13
EN	6,68	0,48	3,75	5,86	7,33	0,22	8,14
FE	3,10	0,29	3,86	6,47	8,13	0,22	6,84
FA	2,51	3,51	6,16	0,00	0,00	6,61	0,00
FO	5,41	5,71	5,99	0,00	0,00	6,68	0,00
MT	0,60	1,58	3,17	1,64	1,62	3,40	1,48
IL	1,19	2,48	2,22	2,16	2,29	3,07	2,36
AP	0,19	0,30	0,26	0,26	0,26	0,39	0,13

(1) Les analyses des éléments traces ont été réalisées au laboratoire de géochimie de l'Université de Montréal par Alain Simard.

## LAVES MAGNÉSIENNES DU COMPLEXE DE DOMERGUE-SUD

	78-15-1	78-15-3	78-17-2	78-17-7	78-20-3	78-57-12	78-F-1
Éléments majeurs (% oxydes)							
SiO <sub>2</sub>	54,45	52,69	52,02	51,38	53,62	49,55	56,86
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,12	12,89	13,70	13,35	14,56	15,22	15,32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,19	1,33	1,41	1,16	1,26	1,00	0,56
FeO	6,71	7,75	6,45	7,62	7,10	6,71	6,07
MgO	7,80	9,52	10,69	10,17	7,86	10,31	6,69
CaO	9,16	9,73	8,80	10,77	10,21	10,25	10,57
Na <sub>2</sub> O	2,90	3,46	2,86	2,49	2,56	2,58	1,92
K <sub>2</sub> O	0,34	0,18	0,06	0,01	0,63	1,15	0,01
TiO <sub>2</sub>	0,46	0,45	0,44	0,38	0,46	0,50	0,44
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,06	0,05	0,04	0,04	0,05	0,07
CO <sub>2</sub>	0,06	0,05	0,07	0,07	0,11	0,05	0,07
S	0,03	0,03	0,09	0,04	0,04	0,05	0,11
H <sub>2</sub> O	1,29	1,64	2,63	1,72	1,01	1,88	0,61
Total	99,55	99,78	99,27	99,20	99,46	99,30	99,30
Éléments traces (ppm) (1)							
Ni	166	180	332	238	115	371	198
Rb	14	6	3	2	30	68	2
Sr	101	74	128	80	154	168	131
Y	13	12	10	10	14	12	12
Zr	43	47	44	36	42	41	40
Nb	2	3	3	3	4	5	4
Résultats du calcul de la norme CIPW (% cationique)							
QZ	3,94	0,00	0,06	0,00	2,73	0,00	12,06
OR	2,03	1,07	0,36	0,06	3,77	6,85	0,06
AN	27,57	19,23	24,83	25,64	26,75	26,77	33,83
AB	26,36	31,26	26,16	22,73	23,31	23,36	17,59
DI	10,28	16,57	12,03	16,56	13,56	14,69	10,56
HE	4,26	6,59	3,42	6,17	5,92	4,65	4,80
EN	16,66	11,70	24,05	17,85	15,23	2,25	13,56
FE	6,91	4,65	6,84	6,65	6,65	0,71	6,17
FA	0,00	1,93	0,00	0,67	0,00	4,53	0,00
FO	0,00	4,85	0,00	1,81	0,00	14,32	0,00
MT	1,26	1,40	1,50	1,23	1,34	1,05	0,60
IL	0,65	0,63	0,62	0,54	0,65	0,70	0,63
AP	0,08	0,13	0,11	0,09	0,08	0,11	0,15

(1) Les analyses des éléments traces ont été réalisées au laboratoire de géochimie de l'Université de Montréal par Alain Simard

## BASALTES DU COMPLEXE DE DOMERGUE-NORD

	79-205-7A	79-J212-2	79-212J4	79-213-1	79-228-2	79-263-6	79-264-3	79-275-7	79-275-10
Éléments majeurs (% oxydes)									
SiO <sub>2</sub>	49,39	50,83	52,65	51,59	50,94	50,88	53,04	51,11	51,75
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,34	14,15	14,50	14,51	14,00	14,11	12,25	13,13	14,33
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,19	1,79	1,00	1,16	1,78	1,32	1,82	1,71	1,87
FeO	9,62	9,29	8,89	10,02	8,96	9,75	8,96	9,36	7,37
MgO	8,10	9,17	7,28	8,10	7,89	7,59	8,21	7,57	7,73
CaO	11,85	9,14	11,85	10,44	12,17	12,01	10,07	10,82	12,10
Na <sub>2</sub> O	2,28	2,62	2,32	2,58	2,49	2,34	3,31	3,10	2,52
K <sub>2</sub> O	0,49	0,67	0,08	0,01	0,04	0,08	0,12	0,69	0,11
TiO <sub>2</sub>	0,66	0,59	0,60	0,61	0,61	0,58	0,65	0,60	0,60
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,04	0,03	0,04	0,05	0,04	0,04	0,04	0,05
CO <sub>2</sub>	0,19	0,07	0,12	0,34	0,31	0,28	0,26	0,69	0,59
S	0,05	0,00	0,07	0,04	0,07	0,00	0,00	0,00	0,06
H <sub>2</sub> O	0,66	0,93	0,32	0,57	0,34	0,41	0,80	0,91	0,63
Total	99,87	99,29	99,71	100,01	99,65	99,39	99,53	99,73	99,71
Éléments traces (ppm) (1)									
Ni	150	194	164	124	146	182	96	150	91
Rb	6	47	8	3	2	6	6	6	7
Sr	164	94	153	81	84	65	36	164	72
Y	12	13	12	13	13	12	13	12	13
Zr	35	39	41	33	35	32	33	35	33
Nb	3	3	5	3	4	4	4	3	3
Résultats du calcul de la norme CIPW (% cationique)									
OZ	0,00	0,00	2,34	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	1,24
OR	2,94	4,01	0,48	0,06	0,24	0,48	0,72	4,15	0,66
AN	27,87	25,22	29,30	28,32	27,29	28,29	18,47	20,25	27,92
AB	20,79	23,85	21,11	23,44	22,68	21,41	30,14	28,36	23,00
DI	16,14	11,03	14,96	11,77	17,45	15,71	16,85	17,13	18,27
HE	9,06	5,37	9,11	7,30	9,45	10,03	8,70	10,22	7,94
EN	7,05	14,09	12,89	16,31	11,90	12,63	14,57	4,68	12,56
FE	3,96	6,86	7,85	10,11	6,44	8,06	7,52	2,79	5,46
FA	3,19	2,21	0,00	0,20	0,59	0,42	0,00	3,61	0,00
FO	5,69	4,55	0,00	0,32	1,10	0,65	0,00	6,04	0,00
MT	2,28	1,90	1,06	1,23	1,89	1,41	1,93	1,82	1,99
IL	0,93	0,83	0,85	0,86	0,86	0,82	0,92	0,85	0,85
AP	0,11	0,08	0,06	0,08	0,11	0,09	0,08	0,09	0,11

(1) Les analyses des éléments traces ont été réalisées au laboratoire de géochimie de l'Université de Montréal par Alain Simard.



## BASALTES DU COMPLEXE DE DOMERGUE-NORD

	79-309-10	79-362-4A	79-412-2	79-413-2	79-505-1	79-610-7
Éléments majeurs (% oxydes)						
SiO <sub>2</sub>	50,37	50,72	50,75	51,97	53,85	51,82
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,09	13,91	14,39	12,90	13,84	14,15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,41	1,20	2,37	2,26	1,89	1,78
FeO	9,29	9,82	8,96	8,49	7,43	10,62
MgO	8,08	8,32	7,79	7,54	7,27	7,64
CaO	12,26	11,07	10,35	11,95	10,40	9,81
Na <sub>2</sub> O	2,21	2,76	2,79	2,59	3,15	2,64
K <sub>2</sub> O	0,15	0,47	0,35	0,20	0,65	0,04
TiO <sub>2</sub>	0,57	0,59	0,62	0,58	0,63	0,64
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,05	0,05	0,06	0,08	0,04
CO <sub>2</sub>	0,24	0,27	0,34	0,31	0,09	0,18
S	0,04	0,01	0,00	0,03	0,04	0,07
H <sub>2</sub> O	0,55	0,47	1,08	1,30	0,40	0,16
Total	99,29	99,66	99,84	100,18	99,72	99,59
Éléments traces (ppm) (1)						
Ni	140	132	115	88	97	111
Rb	12	31	18	8	33	2
Sr	84	77	89	90	90	76
Y	12	13	13	13	14	14
Zr	37	31	37	36	39	36
Nb	4	3	3	5	4	3
Résultats du calcul de la norme CIPW (% cationique)						
OZ	0,00	0,00	0,00	1,11	1,36	0,93
OR	0,90	2,80	2,10	1,21	3,87	0,24
AN	28,63	24,42	26,18	23,46	21,85	27,06
AB	20,23	25,02	25,50	23,74	28,47	24,08
DI	16,96	15,45	13,26	19,07	16,16	10,54
HE	9,59	9,12	7,36	10,25	7,50	7,15
EN	11,68	6,38	11,76	11,71	12,13	16,16
FE	6,61	3,77	6,53	6,30	5,63	10,97
FA	1,10	4,02	1,46	0,00	0,00	0,00
FO	1,94	6,82	2,63	0,00	0,00	0,00
MT	1,50	1,27	2,23	2,20	1,99	1,89
IL	0,81	0,83	0,88	0,82	0,88	0,91
AP	0,06	0,11	0,11	0,13	0,17	0,08

(1) Les analyses des éléments traces ont été réalisées au laboratoire de géochimie de l'université de Montréal par A. Simard.

## BASALTES DE LA FORMATION D'ODON

	94592	94593	94594	94595	94597	94598	94606
Éléments majeurs (% oxydes)							
SiO <sub>2</sub>	47,90	47,50	47,30	47,60	49,30	47,20	48,80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,20	13,60	13,50	15,70	13,60	16,40	13,20
FeO	9,09	9,27	9,63	8,24	9,54	7,95	9,20
MgO	11,60	11,40	12,00	10,50	10,60	10,20	11,60
CaO	9,10	10,50	8,62	10,30	9,88	10,40	9,05
Na <sub>2</sub> O	2,17	1,25	1,57	1,66	2,22	1,50	2,19
K <sub>2</sub> O	0,21	0,34	0,22	0,07	0,06	0,24	0,13
TiO <sub>2</sub>	0,55	0,58	0,59	0,49	0,59	0,48	0,57
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
S	0,12	0,04	0,05	0,04	0,30	0,09	0,11
PAF	3,22	3,10	3,61	3,43	2,93	3,50	3,10
Total	97,16	97,58	97,09	98,03	99,02	97,96	97,95
Éléments traces (ppm) (3)							
Ni	280	280	310	280	300	290	280
Rb	5	7	8	5	5	9	5
Sr	90	100	60	110	130	160	90
Y	9	14	11	12	15	12	12
Zr	27	41	39	37	44	45	37
Nb	5	5	5	5	5	5	5
Résultats du calcul de la norme CIPW (% cationique)							
QZ	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
OR	1,29	2,14	1,36	0,41	0,35	1,47	0,82
AN	26,86	32,00	30,81	36,76	27,75	39,05	26,75
AB	20,41	11,79	14,89	15,58	20,48	14,05	20,44
DI	12,71	14,00	8,80	10,33	13,92	9,39	12,36
HE	3,44	4,02	2,56	2,79	4,06	2,42	3,37
EN	18,77	23,73	26,90	22,72	21,35	22,59	21,98
FE	5,08	6,84	7,81	6,14	6,23	5,82	5,98
FA	1,70	0,51	0,80	0,48	0,39	0,42	1,04
FO	6,29	1,75	2,77	1,79	1,33	1,64	3,81
MT	2,16	2,21	2,21	2,10	2,20	2,08	2,18
IL	0,80	0,85	0,86	0,71	0,85	0,69	0,83
AP	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06
PO	0,41	0,14	0,17	0,14	1,04	0,31	0,38

(3) Les analyses des éléments traces ont été réalisées au CRM (Centre de recherches minérales).

## BASALTES DE LA FORMATION DE CROCHET

	82-27-7	82-27-8	82-27-9	82-27-12	82-27-12B
Éléments majeurs (% oxydes)					
SiO <sub>2</sub>	47,00	49,00	46,00	48,90	48,30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,10	13,00	13,20	14,20	13,40
FeOt	12,15	10,89	11,79	12,42	11,16
MgO	13,80	11,30	13,70	13,20	13,50
CaO	8,80	11,40	9,05	8,79	9,07
Na <sub>2</sub> O	2,25	1,88	1,85	1,13	1,77
K <sub>2</sub> O	0,00	0,13	0,00	0,09	0,01
Ti <sub>2</sub> O	0,37	0,35	0,39	0,40	0,36
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,08	0,11	0,06	0,09	0,01
S	0,00	0,06	0,00	0,00	0,04
PAF	3,96	3,10	3,91	4,53	3,97
Total	101,51	101,22	99,95	103,75	101,59
Éléments traces (ppm) (3)					
Cu	19	42	24	13	26
Zn	85	73	81	95	86
Ni	220	250	220	230	240
Cr	900	1000	900	900	1000
Zr	18	25	21	30	26
Y	9	10	8	9	10
Résultats du calcul de la norme CIPW (% cationique)					
QZ	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
OR	0,00	0,77	0,00	0,53	0,60
AN	25,81	26,98	28,40	33,49	28,85
AB	20,36	17,08	17,01	10,17	16,04
DI	10,25	16,97	10,08	5,50	9,57
HE	3,86	6,66	3,67	2,21	3,78
EN	8,14	13,19	10,86	28,21	17,45
FE	3,06	5,17	3,96	11,32	7,90
FA	7,08	2,91	6,24	1,67	4,38
FO	18,81	7,42	17,14	4,17	8,77
MT	1,95	1,94	1,97	1,99	1,94
IL	0,52	0,49	0,55	0,56	0,51
AP	0,17	0,23	0,13	0,19	0,80
PO	0,00	0,21	0,00	0,00	0,00

(3) Les analyses des éléments traces ont été réalisées au CRM

## BASALTES DE LA FORMATION DE MÉSIÈRE

	80-700-11	80-701-12	80-701-19	80-704-7	80-720-1	80-720-4	80-721-11	80-722-4
Éléments majeurs (% oxydes)								
SiO <sub>2</sub>	47,89	47,29	48,12	48,21	49,77	50,52	47,81	48,30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,67	15,01	14,52	14,22	13,68	13,93	14,68	15,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,14	2,59	2,80	2,60	3,14	2,04	2,50	1,63
FeO	8,96	9,29	9,95	9,82	10,75	9,16	9,42	9,16
MgO	7,36	8,29	7,74	7,93	7,66	8,45	7,90	7,16
CaO	12,38	11,06	11,34	10,70	10,22	10,53	12,10	12,22
Na <sub>2</sub> O	1,37	1,66	1,41	2,08	1,08	1,04	1,02	1,86
K <sub>2</sub> O	0,00	0,01	0,00	0,01	0,09	0,08	0,06	0,09
Ti <sub>2</sub> O	0,86	0,83	0,92	0,94	0,69	0,61	0,81	0,83
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,05	0,05	0,05	0,03	0,02	0,05	0,06
CO <sub>2</sub>	0,05	0,05	0,04	0,03	0,06	0,11	0,40	0,35
S	0,13	0,05	0,13	0,16	0,05	0,23	0,08	0,27
H <sub>2</sub> O	2,41	3,21	2,33	2,91	3,05	2,92	2,43	2,42
Total	99,28	99,39	99,35	99,47	100,27	99,64	99,26	99,35
Éléments traces (ppm) (1)								
Ni	132	153	117	119	83	95	146	126
Rb	3	2	2	2	5	5	3	4
Sr	139	115	100	96	108	78	118	104
Y	20	21	20	21	14	13	19	19
Zr	56	51	52	60	38	41	53	50
Nb	4	4	4	3	5	4	4	3
Résultats du calcul de la norme CIPW (% cationique)								
QZ	1,55	0,00	2,28	0,04	5,49	7,09	2,98	0,79
OR	0,12	0,06	0,00	0,06	0,56	0,50	0,38	0,56
AN	33,53	35,24	35,06	30,89	34,04	35,01	37,36	34,12
AB	12,92	15,69	13,33	19,59	10,24	9,88	9,69	17,63
DI	14,21	11,74	12,02	12,66	8,98	10,94	13,45	15,40
HE	8,76	6,00	7,06	6,92	6,49	5,14	7,21	8,18
EN	14,24	18,00	16,49	16,64	17,86	19,20	16,36	13,17
FE	8,78	9,20	9,68	9,10	12,90	9,03	8,78	7,00
FA	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FO	0,00	0,17	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MT	2,54	2,49	2,61	2,61	2,37	2,26	2,49	1,80
IL	1,26	1,22	1,35	1,37	1,02	0,90	1,19	1,22
AP	0,09	0,11	0,11	0,11	0,07	0,04	0,11	0,13

(1) Les analyses des éléments traces ont été réalisées au laboratoire de géochimie de l'Université de Montréal par Alain Simard.

## BASALTES DE LA FORMATION DE MÉSIÈRE

	80-722-5b	80-723-3	80-724-12	80-725-12	80-727-18	80-732-9	80-733-1	80-733-4	80-756-11
Éléments majeurs (% oxydes)									
SiO <sub>2</sub>	48,22	48,32	48,87	50,22	47,86	48,40	51,33	51,42	47,47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,63	13,51	14,61	15,20	16,56	14,78	13,17	14,34	14,61
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,02	2,21	2,31	1,43	2,13	2,32	2,26	2,06	3,67
FeO	10,22	10,75	9,26	9,82	10,88	10,22	8,63	8,43	9,82
MgO	8,58	8,81	7,98	6,80	7,25	6,41	8,20	7,38	6,36
CaO	9,17	9,48	10,73	8,88	9,46	11,50	9,98	10,39	11,18
Na <sub>2</sub> O	2,38	2,35	1,64	3,55	2,64	2,60	2,62	1,84	1,95
K <sub>2</sub> O	0,11	0,00	0,02	0,07	0,15	0,25	0,02	0,16	0,14
TiO <sub>2</sub>	0,87	0,94	0,91	0,93	1,02	1,35	0,93	0,90	1,37
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,05	0,05	0,04	0,12	0,10	0,07	0,06	0,10
CO <sub>2</sub>	0,03	0,04	0,04	0,23	0,05	0,06	0,03	0,09	0,60
S	0,09	0,13	0,14	0,11	0,06	0,03	0,14	0,07	0,16
H <sub>2</sub> O	3,01	2,77	2,72	2,53	1,14	1,32	2,26	2,35	2,05
Total	99,38	99,36	99,31	99,81	99,32	99,34	99,64	99,49	99,48
Éléments traces (ppm) (1)									
Ni	151	140	148	134	142	120	94	64	90
Rb	5	1	2	3	5	7	2	7	3
Sr	82	71	76	82	114	116	154	173	206
Y	19	21	20	21	23	29	19	19	33
Zr	55	58	58	56	72	87	71	74	90
Nb	4	4	5	4	5	6	5	6	5
Résultats du calcul de la norme CIPW (% cationique)									
QZ	0,00	0,00	2,63	0,00	0,00	0,00	2,50	6,07	0,58
OR	0,68	0,00	0,12	0,43	0,92	1,53	0,12	0,99	0,87
AN	30,35	27,65	34,30	26,36	34,01	29,02	24,98	31,81	32,34
AB	22,43	22,17	15,57	33,16	24,51	24,26	24,36	17,29	18,44
DI	9,09	11,32	11,61	9,66	6,75	14,44	14,34	11,78	11,64
HE	4,56	5,81	5,70	5,70	4,22	9,24	6,32	5,60	8,68
EN	17,09	17,34	17,49	10,48	10,96	7,51	16,27	15,43	12,68
FE	8,57	8,90	8,58	6,18	6,85	4,81	7,17	7,34	9,46
FA	1,21	0,98	0,00	1,87	2,98	1,76	0,00	0,00	0,00
FO	2,42	1,91	0,00	3,17	4,77	2,75	0,00	0,00	0,00
MT	2,22	2,43	2,55	1,56	2,30	2,52	2,45	2,25	3,11
IL	1,27	1,38	1,34	1,35	1,47	1,95	1,34	1,31	2,01
AP	0,11	0,11	0,11	0,09	0,26	0,22	0,15	0,13	0,22

(1) Les analyses des éléments traces ont été réalisées au laboratoire de géochimie de l'Université de Montréal par A. Simard.

## BASALTES DE LA FORMATION DE MÉSÈRE

	80-757-14	80-761-13	80-761-15	80-762-2	80-762-16	80-763-13	80-803-2	80-803-5	80-917-4	80-939-5
Éléments majeurs (% oxydes)										
SiO <sub>2</sub>	49,66	49,10	45,40	49,57	48,46	47,75	47,70	47,03	48,51	48,93
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,70	15,50	15,18	14,52	14,95	15,79	15,77	15,77	14,49	14,64
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,55	2,03	2,87	2,56	3,15	3,02	1,73	2,49	3,19	2,51
FeO	8,69	9,56	8,29	8,10	8,63	9,22	9,89	9,49	9,69	9,22
MgO	7,27	7,13	6,75	6,55	7,81	7,77	7,56	7,91	8,27	8,21
CaO	11,40	9,34	15,12	11,67	11,54	9,30	10,39	10,40	10,59	10,81
Na <sub>2</sub> O	1,18	3,08	1,28	1,64	1,66	2,97	2,45	1,96	1,89	1,81
K <sub>2</sub> O	0,04	0,10	0,04	0,09	0,05	0,00	0,11	0,03	0,09	0,23
TiO <sub>2</sub>	0,81	0,87	0,81	0,84	0,93	0,92	0,90	0,94	0,81	0,87
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,09	0,10	0,04	0,05	0,06	0,09	0,05	0,09	0,05
CO <sub>2</sub>	0,54	0,56	0,75	1,08	0,11	0,51	0,31	0,07	0,18	0,15
S	0,09	0,17	0,17	0,15	0,04	0,43	0,17	0,28	0,12	0,03
H <sub>2</sub> O	2,40	2,55	2,37	2,05	2,72	3,04	2,79	3,06	2,14	1,89
Total	99,37	100,08	99,35	99,52	99,67	99,94	99,88	99,48	100,06	99,35
Éléments traces (ppm) (1)										
Ni	163	151	134	142	126	110	154	138	143	154
Rb	2	3	3	4	3	2	4	2	4	14
Sr	120	84	183	122	89	107	124	81	97	88
Y	18	18	20	20	22	21	21	22	18	20
Zr	55	52	47	58	59	55	57	59	52	56
Nb	4	2	4	4	3	4	5	4	4	4
Résultats du calcul le la norme CIPW (% cationique)										
QZ	6,12	0,00	0,00	4,59	1,29	0,00	0,00	0,00	0,00	0,70
OR	0,25	0,61	0,25	0,56	0,31	0,00	0,68	0,19	0,55	1,41
AN	36,70	29,32	38,18	35,64	33,43	28,66	33,27	35,92	31,88	32,30
AB	11,21	28,78	12,13	15,53	15,56	27,83	23,04	18,51	17,57	16,86
DI	11,83	9,36	20,12	12,88	13,40	9,68	10,43	9,49	10,96	12,13
HE	6,45	5,27	12,15	7,24	7,40	5,58	5,66	4,92	6,57	6,26
EN	15,32	11,43	4,25	12,63	15,81	8,73	11,06	16,09	17,18	17,45
FE	8,35	6,44	2,56	7,09	8,73	5,03	6,00	8,34	10,29	9,00
FA	0,00	1,85	2,43	0,00	0,00	3,81	2,27	0,83	0,44	0,00
FO	0,00	3,28	4,03	0,00	0,00	6,61	4,19	1,61	0,74	0,00
MT	2,49	2,21	2,49	2,52	2,60	2,57	1,89	2,61	2,46	2,53
IL	1,19	1,26	1,19	1,23	1,35	1,34	1,31	1,38	1,17	1,26
AP	0,09	0,20	0,22	0,09	0,11	0,13	0,20	0,11	0,19	0,11

1) Les analyses des éléments traces ont été réalisées au laboratoire de géochimie de l'université de Montréal par A. Simard.

## BASALTES DE LA FORMATION DE MÉSIÈRE

	80-940-10	80-954-11			
Éléments majeurs (% oxydes)					
SiO <sub>2</sub>	50,20	47,96			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,92	14,77			
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,59	2,21			
FeO	8,89	9,09			
MgO	6,81	8,28			
CaO	10,94	10,94			
Na <sub>2</sub> O	1,85	2,08			
K <sub>2</sub> O	0,10	0,21			
Ti <sub>2</sub> O	0,92	0,89			
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,06			
CO <sub>2</sub>	0,12	0,07			
S	0,04	0,04			
H <sub>2</sub> O	1,06	2,73			
Total	98,33	99,33			
Éléments traces (ppm) (1)					
Ni	97	148			
Rb	4	10			
Sr	133	97			
Yr	21	21			
Zr	58	53			
Nb	4	4			
Résultats du calcul de la norme CIPW (% cationique)					
QZ	4,42	0,00			
OR	0,62	1,30			
AN	33,13	31,72			
AB	17,39	19,52			
NE	0,00	0,00			
C	0,00	0,00			
WO	0,00	0,00			
DI	11,80	13,46			
HE	6,82	6,22			
EN	13,78	14,05			
FE	7,97	6,49			
FA	0,00	1,08			
FO	0,00	2,33			
MT	2,60	2,41			
IL	1,34	1,30			
AP	0,13	0,13			

(1) Les analyses des éléments traces ont été réalisées au laboratoire de géochimie de l'Université de Montréal par Alain Simard.

## VOLCANOCLASTITES DU COMPLEXE DE DOMERGUE-SUD

	78-3-4	78-3-9	78-4-12	78-5-1	78-7-6	78-10-2	78-13-2	78-19-6	78-25-4	78-25-6
Éléments majeurs (% oxydes)										
SiO <sub>2</sub>	67,37	53,02	70,78	67,93	58,09	64,61	60,41	67,30	57,01	66,18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,68	15,75	12,98	15,82	17,18	16,85	14,60	16,34	14,18	14,93
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,80	2,16	1,15	0,45	0,57	0,64	1,92	0,74	4,15	1,58
FeO	2,90	6,71	2,07	2,32	5,03	2,97	4,91	2,84	7,29	2,19
MgO	3,93	6,24	1,75	1,88	4,23	2,86	5,30	2,65	5,06	2,16
CaO	3,49	8,17	3,67	2,86	8,11	5,42	5,85	2,89	3,39	6,13
Na <sub>2</sub> O	3,11	3,23	4,97	6,73	3,14	3,67	3,07	4,70	1,37	5,01
K <sub>2</sub> O	0,74	0,97	0,52	0,81	0,35	0,89	1,39	0,00	1,34	0,30
TiO <sub>2</sub>	0,39	0,89	0,55	0,41	0,90	0,46	0,50	0,43	0,89	0,57
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,29	0,11	0,12	0,14	0,14	0,10	0,10	0,16	0,12
CO <sub>2</sub>	0,06	0,18	0,09	0,04	0,37	0,08	0,10	0,05	0,10	0,08
S	0,01	0,08	0,03	0,03	0,36	0,03	0,03	0,05	1,30	0,15
H <sub>2</sub> O	2,13	1,55	0,52	0,59	0,71	1,07	2,04	1,34	3,96	0,39
Total	99,73	99,24	99,19	99,99	99,18	99,69	100,22	99,43	100,20	99,79
Éléments traces (ppm)										
Ni	(2) 54	(1) 46	(2) 65	(2) 75	(1) 31	(2) 56	(1) 90	(2) 35	(2) 43	(2) 54
Rb	23	28	20	22	18	22	51	1	61	14
Sr	374	536	312	388	213	542	302	260	202	301
Y		23			24		12			
Zr		115			83		78			
Nb		6			5		5			
Résultats du calcul de la norme CIPW (% cationique)										
QZ	30,21	3,05	28,40	14,87	12,84	21,16	14,65	26,71	23,79	20,25
OR	4,51	5,88	3,13	4,73	2,12	5,34	8,40	0,00	8,61	1,78
AN	17,05	26,27	11,79	10,45	32,56	26,41	22,46	13,93	17,15	17,49
AB	28,81	29,74	45,44	59,74	28,91	33,50	28,20	42,96	13,38	45,30
NE	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
C	3,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,37	0,00	3,99	5,57	0,00
WO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
DI	0,00	7,40	3,60	1,48	4,07	0,00	3,80	7,45	0,00	7,90
HE	0,00	3,29	1,22	0,77	2,14	0,00	1,45	3,34	0,00	1,98
EN	11,19	13,97	3,12	4,39	9,94	8,03	13,07	0,00	15,19	2,06
FE	3,50	6,20	1,06	2,29	5,23	3,57	4,98	0,00	11,97	0,52
FA	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MT	0,86	2,32	1,22	0,47	0,61	0,68	2,05	0,79	2,62	1,66
IL	0,56	1,27	0,78	0,56	1,29	0,65	0,71	0,61	1,35	0,80
AP	0,26	0,62	0,23	0,25	0,30	0,30	0,21	0,21	0,36	0,25



## VOLCANOCLASTITES DU COMPLEXE DE DOMERGUE-SUD

	78-25-7	78-39-14	78-54-3	78-63-6	78-75-7
Éléments majeurs (% oxydes)					
SiO <sub>2</sub>	57,99	66,06	60,63	52,17	58,59
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,41	14,38	16,03	15,71	14,60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,45	0,89	1,89	1,08	2,00
FeO	6,00	4,26	4,39	5,16	7,23
MgO	4,89	2,79	3,48	4,49	5,36
CaO	4,32	6,10	7,23	11,72	3,94
Na <sub>2</sub> O	4,45	3,09	3,01	0,45	4,26
K <sub>2</sub> O	2,34	0,48	0,67	0,12	1,09
TiO <sub>2</sub>	0,81	0,54	0,81	0,67	0,58
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	0,13	0,21	0,12	0,08
CO <sub>2</sub>	0,05	0,07	0,04	3,93	0,04
S	0,01	0,02	0,10	0,04	0,16
H <sub>2</sub> O	1,28	0,46	1,09	0,60	0,37
Total	100,15	99,27	99,58	99,53	99,30
Éléments traces (ppm)					
	(2)	(2)	(1)	(2)	(2)
Ni	74	75	46	104	170
Rb	129	17	26	16	46
Sr	406	292	351	340	568
Y			16		
Zr			147		
Nb			10		
Résultats du calcul de la norme CIPW (% cationique)					
QZ	3,45	26,41	18,54	2,49	8,42
OR	13,86	2,91	4,07	2,79	6,58
AN	17,94	24,62	29,04	27,64	17,87
AB	40,05	28,51	27,78	31,96	39,07
NE	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
C	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
WO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
DI	1,34	2,68	3,54	17,28	0,78
HE	0,71	1,82	1,60	8,79	0,47
EN	12,86	6,58	8,11	4,38	14,73
FE	6,82	4,46	3,68	2,23	8,95
FA	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MT	1,52	0,96	2,03	1,19	2,14
IL	1,13	0,77	1,16	0,98	0,83
AP	0,31	0,28	0,45	0,26	0,17

Les analyses des éléments traces ont été réalisées au laboratoire de géochimie de l'Université de Montréal (1) ou à celui de l'École Polytechnique (2)

## VOLCANOCLASTITES DU COMPLEXE DE DOMERGUE-NORD

	79-287-13	79-287-28	79-325-14	79-333-3A	79-333-3B	79-359-6	79-512-1A	79-512-1B
Éléments majeurs (% oxydes)								
SiO <sub>2</sub>	63,70	48,27	67,35	62,57	48,54	64,11	63,96	66,91
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,36	11,04	13,36	18,76	10,72	15,46	20,63	14,08
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,18	0,06	0,55	0,85	0,61	0,84	0,89	0,71
FeO	2,32	5,75	4,25	2,32	4,98	4,51	1,46	3,05
MgO	4,15	6,11	4,23	1,96	5,62	4,60	1,95	2,52
CaO	3,14	11,40	4,16	4,70	13,07	6,29	2,61	5,16
Na <sub>2</sub> O	4,55	2,29	3,29	5,22	3,65	2,64	3,13	3,41
K <sub>2</sub> O	0,20	0,81	0,44	1,09	0,64	0,40	3,30	1,12
TiO <sub>2</sub>	0,48	0,34	0,52	0,68	0,42	0,52	0,81	0,57
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,09	0,22	0,27	0,18	0,17	0,21	0,16
CO <sub>2</sub>	0,06	12,82	0,05	0,73	9,01	0,05	0,14	1,76
S	0,76	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H <sub>2</sub> O	1,57	1,30	0,82	0,44	2,75	0,30	0,95	0,00
Total	99,51	100,28	99,26	99,59	100,19	99,89	100,04	99,45
Résultats du calcul de la norme CIPW (% cationique)								
QZ	21,44	2,53	27,51	13,67	0,00	23,01	23,32	26,42
OR	1,21	5,54	2,66	6,47	4,23	2,40	19,68	6,84
AN	15,66	20,21	19,68	21,66	12,28	29,56	11,69	20,47
AB	41,78	23,80	30,28	47,09	29,02	24,03	28,38	31,64
NE	0,00	0,00	0,00	0,00	4,58	0,00	0,00	0,00
C	3,40	0,00	0,49	1,20	0,00	0,00	8,45	0,00
WO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
DI	0,00	23,82	0,00	0,00	32,92	0,53	0,00	2,63
HE	0,00	11,85	0,00	0,00	14,22	0,24	0,00	1,30
EN	11,72	7,62	11,97	5,44	0,00	12,61	5,44	5,88
FE	1,96	3,79	5,61	2,06	0,00	5,64	0,52	2,90
FA	0,00	0,00	0,00	0,00	0,29	0,00	0,00	0,00
FO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,67	0,00	0,00	0,00
MT	2,07	0,07	0,59	0,89	0,71	0,89	0,94	0,77
IL	0,68	0,55	0,74	0,95	0,65	0,73	1,14	0,82
AP	0,09	0,22	0,47	0,57	0,42	0,36	0,44	0,35



## VOLCANOCLASTITES DU GROUPE DE TROÏLUS

	80-867-12	80-941-7	81-2-12	81-4-13	81-21-8	81-39-12
Éléments majeurs (% oxydes)						
SiO <sub>2</sub>	62,11	64,93	60,80	63,80	69,80	57,30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,16	17,09	11,70	14,60	15,70	14,80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,40	0,69	1,35	1,33	0,97	2,40
FeO	3,79	3,06	3,89	3,83	0,42	3,89
MgO	2,76	2,37	5,80	3,40	0,78	5,24
CaO	6,53	3,45	5,81	3,92	1,58	6,44
Na <sub>2</sub> O	3,17	4,82	1,84	4,03	3,08	4,10
K <sub>2</sub> O	1,52	0,78	0,81	0,15	3,80	1,12
TiO <sub>2</sub>	0,53	0,63	0,38	0,58	0,56	0,69
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,18	0,17	0,14	0,16	0,36	0,22
CO <sub>2</sub>	1,19	0,10	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
S	0,02	0,02	0,02	0,03	0,18	0,02
H <sub>2</sub> O	1,07	1,40	7,52*	2,44*	2,49*	2,24*
Total	100,43	100,00	100,06	98,27	99,72	98,46
Éléments traces (ppm)						
		(1)	(3)	(3)	(3)	(3)
Ni		34				
Rb		26	18	9	84	30
Sr		370	57	230	260	560
Y		11	9	11	12	13
Zr		164	12	150	230	168
Nb		10	4	4	4	4
Résultats du calcul de la norme CIPW (% cationique)						
QZ	18,90	20,35	25,60	23,80	32,46	8,29
OR	9,26	4,68	5,26	0,95	23,33	6,81
AN	23,36	16,25	23,25	19,24	5,70	19,28
AB	29,35	43,94	18,07	37,91	28,64	37,97
NE	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
C	0,00	2,72	0,00	1,22	5,10	0,00
WO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
DI	4,52	0,00	4,54	0,00	0,00	7,69
HE	2,55	0,00	1,27	0,00	0,00	2,05
EN	5,60	6,64	15,23	9,83	2,22	11,09
FE	3,15	3,43	4,27	4,29	0,00	2,96
FA	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MT	2,16	0,73	1,54	1,46	0,00	2,30
IL	0,76	0,89	0,58	0,85	0,00	1,00
AP	0,39	0,36	0,32	0,36	0,78	0,48
PO	0,00	0,00	0,07	0,10	0,34	0,07
HM	0,00	0,00	0,00	0,00	0,70	0,00

n.d.: non déterminé

\*PAF: (perte au feu)

Les analyses des éléments traces ont été réalisées au laboratoire de géochimie de l'Université de Montréal (1) ou au CRM (3).

## INTRUSIONS MAFIQUES ET ULTRAMAFIQUES DU COMPLEXE DE DOMERGUE-SUD

	78-2-6	78-7-1	78-8-8	78-25-2	78-32-5	78-33-1
Éléments majeurs (% oxydes)						
SiO <sub>2</sub>	45,94	48,46	52,12	51,23	48,80	47,97
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,37	15,67	11,19	7,32	16,12	13,86
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,62	3,71	3,25	3,42	2,34	2,90
FeO	7,87	4,65	10,32	8,84	7,75	9,94
MgO	13,22	12,52	7,70	14,86	9,39	8,05
CaO	11,09	9,53	9,76	9,07	11,00	11,19
Na <sub>2</sub> O	1,69	2,38	2,65	1,72	2,76	2,46
K <sub>2</sub> O	0,05	0,22	0,10	0,01	0,43	0,48
TiO <sub>2</sub>	0,30	0,39	0,63	0,42	0,64	0,51
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,05	0,06	0,02	0,04	0,02
CO <sub>2</sub>	0,07	0,05	0,05	0,08	0,04	0,19
S	0,03	0,04	0,14	0,07	0,06	0,22
H <sub>2</sub> O	2,52	2,62	1,22	2,15	1,42	1,56
Total	100,78	100,29	99,19	99,23	100,79	99,35
Éléments traces (ppm) (2)						
Ni	342	227	89	260	197	76
Rb	4	13	3	1	31	30
Sr	96	104	66	17	170	154
Y						
Zr						
Nb						
Résultats du calcul de la norme CIPW (% cationique)						
QZ	0,00	0,00	2,19	0,00	0,00	0,00
OR	0,30	1,30	0,61	0,06	2,53	2,93
AN	34,27	31,50	19,03	12,52	30,26	26,19
AB	15,20	21,42	24,68	15,82	24,72	22,81
NE	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
C	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
WO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
DI	12,59	10,12	14,34	19,96	13,84	14,97
HE	4,04	2,33	10,29	6,79	5,30	9,84
EN	3,95	11,15	14,88	29,76	1,48	2,77
FE	1,27	2,57	10,68	10,13	0,57	1,82
FA	6,34	3,18	0,00	0,58	5,01	6,26
FO	19,74	13,83	0,00	1,72	13,09	9,52
MT	1,85	1,94	2,27	2,00	2,22	2,13
IL	0,42	0,54	0,91	0,60	0,89	0,73
AP	0,02	0,10	0,13	0,04	0,08	0,04

(2) Les analyses des éléments traces ont été réalisées au laboratoire de géochimie analytique de l'École Polytechnique

## INTRUSIONS MAFIQUES ET ULTRAMAFIQUES DU COMPLEXE DE DOMERGUE-SUD

	78-43-4	78-44-2	78-47-4	78-51-10	78-69-1	78-104-1	78-105-5
Éléments majeurs (% oxydes)							
SiO <sub>2</sub>	51,26	51,41	47,90	49,09	49,88	48,74	50,28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,86	15,03	15,57	18,43	14,11	18,84	13,03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,63	1,26	2,56	0,56	4,36	0,99	3,04
FeO	7,10	9,02	8,13	6,45	8,91	5,42	11,10
MgO	14,99	7,41	9,19	9,13	7,52	9,11	6,63
CaO	8,99	10,26	11,15	11,00	9,22	10,95	9,71
Na <sub>2</sub> O	2,35	3,17	2,12	2,06	3,53	2,20	2,90
K <sub>2</sub> O	0,32	0,55	0,64	0,12	0,30	0,49	0,36
TiO <sub>2</sub>	0,67	0,53	0,55	0,27	0,76	0,22	1,01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,05	0,03	0,02	0,04	0,03	0,06
CO <sub>2</sub>	0,05	0,03	0,03	0,05	0,04	0,06	0,04
S	0,19	0,10	0,14	0,04	0,05	0,04	0,04
H <sub>2</sub> O	2,32	0,60	1,32	2,05	0,91	2,39	1,13
Total	99,78	99,42	99,33	99,27	99,63	99,48	99,33
Éléments traces (ppm) (2)							
Ni	457		199	157	96	154	79
Rb	11		37	9	8	24	15
Sr	310		122	105	278	129	139
Y							
Zr							
Nb							
Résultats du calcul de la norme CIPW (% cationique)							
QZ	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
OR	1,90	3,28	3,85	0,72	1,80	2,93	2,20
AN	15,48	25,40	31,66	41,30	22,14	40,60	22,21
AB	21,19	28,74	19,39	18,77	32,24	20,00	26,93
NE	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
C	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
WO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
DI	19,07	12,80	13,60	8,18	11,48	8,79	12,02
HE	4,11	7,73	5,99	2,99	7,82	2,59	9,75
EN	20,74	6,78	5,35	14,66	3,80	9,91	11,20
FE	4,47	4,10	2,36	5,36	2,59	2,92	9,08
FA	1,83	3,38	4,53	1,88	5,92	2,46	1,05
FO	8,46	5,60	10,27	5,13	8,69	8,37	1,29
MT	1,71	1,33	2,15	0,59	2,38	1,05	2,68
IL	0,94	0,75	0,78	0,38	1,08	0,31	1,46
AP	0,10	0,11	0,06	0,04	0,09	0,06	0,13

(2) Les analyses des éléments traces ont été réalisées au laboratoire de géochimie de l'École Polytechnique.

## INTRUSIONS MAFIQUES ET ULTRAMAFIQUES DU COMPLEXE DE DOMERGUE-NORD

	79-211-5	79-212-3A	79-211-11	79-227-4	79-310-10	79-365-13	79-415-3	79-512-20	79-288-1
Éléments majeurs (% oxydes)									
SiO <sub>2</sub>	50,68	51,49	50,61	50,27	50,82	52,43	63,81	43,99	40,39
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,33	13,80	14,93	13,86	15,39	13,81	11,01	12,18	3,01
F <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,37	0,67	1,84	2,32	1,83	2,89	5,85	6,53	10,90
FeO	6,50	9,29	8,96	8,49	7,50	9,49	6,83	14,86	4,05
MgO	9,69	8,78	7,43	8,21	7,68	6,09	1,91	4,91	24,12
CaO	8,11	11,92	12,44	11,11	11,29	9,30	3,35	8,08	2,83
Na <sub>2</sub> O	3,08	2,76	2,73	2,67	2,97	2,95	2,95	3,24	1,00
K <sub>2</sub> O	0,55	0,23	0,01	0,30	0,46	0,30	1,21	0,27	0,00
TiO <sub>2</sub>	0,37	0,54	0,55	0,62	0,69	0,99	0,94	4,06	0,14
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,02	0,03	0,04	0,07	0,09	0,19	0,15	0,01
CO <sub>2</sub>	1,84	0,10	0,04	0,92	0,12	0,03	1,11	0,47	1,26
S	0,00	0,01	0,03	0,01	0,07	0,14	0,79	0,27	0,06
H <sub>2</sub> O	2,86	1,00	1,40	0,50	0,54	1,48	0,71	1,68	12,10
Total	99,41	100,56	101,00	99,32	99,43	100,04	100,66	100,69	99,87
Résultats du calcul de la norme CIPW (% cationique)									
QZ	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,22	25,93	0,00	0,00
OR	3,37	1,36	0,06	1,81	2,74	2,13	7,61	1,70	0,00
AN	24,52	24,59	28,65	25,50	27,53	24,11	14,08	19,04	4,17
AB	28,67	24,79	24,68	24,50	26,89	27,28	28,19	30,96	10,04
NE	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
WO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
DI	10,29	17,85	16,89	16,39	15,80	10,57	0,55	8,60	7,20
HE	3,31	9,70	9,74	8,07	6,99	7,67	1,29	9,46	1,98
EN	16,26	6,45	7,00	10,14	6,69	12,03	5,34	3,44	21,89
FE	5,23	3,51	4,04	4,99	2,96	8,72	12,54	3,78	6,01
FA	1,53	3,61	2,25	1,78	2,25	0,00	0,00	5,51	10,08
FO	4,75	6,65	3,91	3,62	5,09	0,00	0,00	5,02	36,74
MT	1,48	0,70	1,94	2,23	1,93	2,65	2,67	6,15	1,66
IL	0,53	0,75	0,77	0,88	0,97	1,42	1,39	6,02	0,22
AP	0,07	0,04	0,06	0,09	0,15	0,19	0,42	0,33	0,02

## INTRUSIONS MAFIQUES ET ULTRAMAFIQUES DU COMPLEXE DE DOMERGUE-NORD

	79-329-2	79-368-4b	79-508-8c
Éléments majeurs (% oxydes)			
SiO <sub>2</sub>	55,32	37,66	39,26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,44	2,82	3,04
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,68	15,85	15,27
FeO	8,83	4,11	2,65
MgO	17,31	22,56	24,35
CaO	4,35	0,94	0,23
Na <sub>2</sub> O	1,50	1,15	1,03
K <sub>2</sub> O	0,07	0,00	0,00
TiO <sub>2</sub>	0,21	0,10	0,10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,02	0,03
CO <sub>2</sub>	0,16	1,11	0,15
S	0,00	0,02	0,00
H <sub>2</sub> O	2,38	13,31	13,83
Total	99,29	99,65	99,94
Résultats du calcul de la norme CIPW (% cationique)			
QZ	5,77	0,00	0,00
OR	0,42	0,00	0,00
AN	8,09	2,93	1,07
AB	13,78	11,95	10,49
NE	0,00	0,00	0,00
CO	0,00	0,00	1,24
WO	0,00	0,00	0,00
DI	8,35	1,31	0,00
HE	2,63	0,54	0,00
EN	44,72	16,88	27,37
FE	14,08	6,90	9,10
FA	0,00	16,72	12,20
FO	0,00	40,92	36,68
MT	1,77	1,64	1,62
IL	0,30	0,16	0,16
AP	0,09	0,05	0,07



## INTRUSIONS MAFIQUES ET ULTRAMAFIQUES DU GROUPE DE TRÖILUS

	79-224-19	77-264-9	79-200-10	80-706-6	80-709-16	80-712-1	80-713-9	80-716-2	80-719-8
Éléments majeurs (% oxydes)									
SiO <sub>2</sub>	48,61	49,63	43,68	49,36	48,24	49,68	60,83	42,93	48,16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,90	14,41	4,61	13,50	15,21	14,07	10,73	16,75	18,96
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,70	2,37	11,57	3,35	1,59	4,33	2,92	1,06	0,88
FeO	5,97	9,29	5,77	10,39	7,90	9,82	9,16	9,02	5,51
MgO	7,42	8,54	20,60	6,86	9,76	6,90	1,46	13,72	7,18
CaO	10,88	9,96	4,24	10,35	11,66	9,80	4,98	10,01	12,55
Na <sub>2</sub> O	2,90	2,66	1,50	1,79	1,62	1,19	2,84	0,90	1,15
K <sub>2</sub> O	0,16	0,31	0,00	0,00	0,08	0,04	0,01	0,00	0,00
TiO <sub>2</sub>	0,44	0,66	0,30	1,10	0,40	0,77	0,97	0,35	0,28
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,04	0,05	0,05	0,05	0,06	0,15	0,02	0,07
CO <sub>2</sub>	0,90	0,18	0,19	0,03	0,07	0,03	3,13	0,06	1,45
S	0,08	0,00	0,01	0,26	0,03	0,00	0,05	0,00	0,04
H <sub>2</sub> O	2,32	1,39	7,60	2,49	2,82	3,53	2,43	4,89	3,56
Total	99,34	99,44	100,12	99,53	99,43	100,22	99,66	99,72	99,79
Résultats du calcul de la norme CIPW (% cationique)									
QZ	0,00	0,00	0,00	3,85	0,00	5,59	27,74	0,00	3,74
OR	0,97	1,87	0,00	0,00	0,49	0,25	0,07	0,00	0,00
AN	36,39	27,05	6,25	30,44	35,28	34,79	18,33	43,61	49,35
AB	26,80	24,41	14,39	16,98	15,09	11,29	28,32	8,46	10,94
NE	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
WO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
DI	11,01	12,18	9,26	10,93	14,41	6,87	1,62	5,13	9,69
HE	4,00	6,37	3,44	8,02	5,12	6,06	4,80	1,46	3,22
EN	6,75	11,19	18,92	14,55	18,02	16,69	3,67	12,11	16,16
FE	2,45	5,85	7,03	10,68	6,40	14,73	10,85	3,45	5,37
FA	2,41	2,67	10,37	0,00	0,73	0,00	0,00	5,33	0,00
FO	6,63	5,11	27,91	0,00	2,05	0,00	0,00	18,73	0,00
MT	1,83	2,27	1,86	2,82	1,72	2,46	2,76	1,17	0,97
IL	0,63	0,94	0,45	1,62	0,58	1,13	1,50	0,51	0,41
AP	0,13	0,09	0,11	0,11	0,11	0,13	0,35	0,04	0,16

## INTRUSIONS MAFIQUES ET ULTRAMAFIQUES DU GROUPE DE TROÏLUS

	80-723-3	80-752-23	80-814-16	80-825-3	80-925-25
Éléments majeurs (% oxydes)					
SiO <sub>2</sub>	47,78	49,78	50,38	49,69	49,48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,65	16,67	15,60	16,91	12,08
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,56	1,09	3,11	1,90	5,24
FeO	7,90	5,84	9,36	6,50	11,88
MgO	8,38	10,64	6,60	7,35	5,24
CaO	11,70	9,52	8,55	9,94	7,81
Na <sub>2</sub> O	2,31	1,34	2,11	2,00	2,56
K <sub>2</sub> O	0,23	0,11	0,09	0,30	0,10
TiO <sub>2</sub>	0,75	0,26	0,91	0,45	1,96
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,06	0,06	0,04	0,19
CO <sub>2</sub>	0,03	0,05	0,07	1,34	0,86
S	0,12	0,05	0,01	0,07	0,29
H <sub>2</sub> O	2,42	4,19	3,30	3,02	2,57
Total	99,88	99,60	100,15	99,51	100,26
Résultats du calcul de la norme CIPW (% cationique)					
QZ	0,00	3,19	4,73	3,13	5,14
OR	1,40	0,68	0,56	1,86	0,63
AN	35,25	40,75	34,44	38,17	22,75
AB	21,32	12,52	19,87	18,89	24,70
NE	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
WO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
DI	13,79	5,16	4,54	7,72	6,70
HE	5,40	1,25	3,18	3,04	7,34
EN	6,46	28,00	16,84	17,49	12,20
FE	2,53	6,76	11,80	6,88	13,37
FA	3,07	0,00	0,00	0,00	0,00
FO	7,83	0,00	0,00	0,00	0,00
MT	1,68	1,19	2,59	2,06	3,82
IL	1,07	0,38	1,33	0,66	2,93
AP	0,11	0,13	0,13	0,09	0,43

## INTRUSIONS GRANITIKES DE LA RÉGION FROTET-TROÏLUS

GRANODIORITE DU LAC CHÂTILLON					GRANODIORITE DU LAC CUVETTE				
Éléments majeurs (% oxydes)									
	79-204-8	79-204-9	79-605-3	79-C-1	79-207-14	79-208-8	79-209-1	79-209-3	79-610-5
SiO <sub>2</sub>	69,28	69,03	70,48	71,36	72,44	73,58	73,63	73,76	73,69
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,69	15,96	15,77	15,36	15,68	14,99	14,70	15,04	14,78
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,35	0,84	1,38	1,07	0,61	0,57	0,63	0,63	0,69
FeO	0,93	1,33	0,66	0,86	0,27	0,27	0,33	0,27	0,27
MgO	1,68	1,64	1,16	0,74	0,96	0,93	0,95	0,90	0,87
CaO	2,08	2,29	1,14	1,82	1,08	0,85	1,18	1,03	1,15
Na <sub>2</sub> O	4,54	4,43	4,90	5,35	4,82	5,03	4,61	4,68	4,84
K <sub>2</sub> O	3,39	3,61	3,54	3,08	3,63	3,45	3,30	3,55	3,39
TiO <sub>2</sub>	0,44	0,42	0,35	0,32	0,14	0,13	0,15	0,14	0,17
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20	0,20	0,14	0,11	0,05	0,04	0,05	0,05	0,04
CO <sub>2</sub>	0,10	0,20	0,13	0,08	0,10	0,25	0,10	0,10	0,20
S	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H <sub>2</sub> O	0,50	0,30	0,44	0,49	0,20	0,30	0,10	0,10	0,20
Total	100,18	100,25	100,09	100,64	99,98	100,40	99,73	100,25	100,29
Éléments traces (ppm)(1)									
Ni	15	14	14	14	10	9	9	9	11
Rb	87	86	85	79	85	80	67	108	90
Sr	886	991	628	843	694	611	709	616	686
Y	7	8	5	6	3	3	2	5	4
Zr	142	153	127	132	81	81	94	78	98
Nb	9	9	7	7	8	5	6	7	6
Résultats du calcul de la norme CIPW (% cationique)									
QZ	21,14	20,24	22,26	21,27	24,59	25,58	27,91	27,00	26,45
OR	19,92	21,24	20,77	18,00	21,31	20,23	19,49	20,83	19,91
AN	8,97	10,02	4,71	8,22	5,00	3,93	5,53	4,75	5,41
AB	40,55	39,62	43,70	47,52	43,02	44,83	41,38	41,74	43,20
NE	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CO	1,36	1,17	2,32	0,19	2,15	1,66	1,66	1,89	1,25
WO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
DI	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
HE	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
EN	4,61	4,51	3,18	2,02	2,63	2,55	2,62	2,47	2,39
FE	1,03	1,33	0,84	1,00	0,37	0,36	0,44	0,37	0,35
FA	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MT	1,40	0,87	1,43	1,11	0,63	0,59	0,66	0,65	0,72
IL	0,61	0,58	0,48	0,44	0,19	0,18	0,21	0,19	0,24
AP	0,42	0,42	0,29	0,23	0,10	0,08	0,10	0,10	0,08

(1) Les analyses des éléments traces ont été réalisées au laboratoire de géochimie de l'Université de Montréal par Alain Simard.

## INTRUSIONS GRANITIKES DE LA RÉGION FROTET-TROÏLUS

	GRANODIORITE DU LAC SAIGNE			GRANODIORITE DU LAC MORISSETTE			DIORITE QUARTZIQUE DU LAC DOMERGUE		
Éléments majeurs (% oxydes)									
	80-S-1	80-S-2	80-S-3	80-727-6	80-728-1	80-M-1	78-123-1	78-D-1	78-D-2
SiO <sub>2</sub>	70,89	72,72	70,59	71,38	72,19	70,48	60,19	63,39	63,31
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,15	14,55	15,38	15,96	15,17	16,15	15,66	15,33	14,89
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,60	0,47	0,68	0,61	0,57	0,49	2,05	1,18	1,24
FeO	1,33	1,13	1,46	0,93	0,93	1,00	3,36	2,85	3,05
MgO	0,76	0,46	0,79	0,53	0,44	0,51	5,17	3,50	3,76
CaO	2,30	2,21	2,36	2,39	1,90	2,19	4,33	4,37	4,43
Na <sub>2</sub> O	4,25	4,22	4,46	5,43	5,09	5,31	4,21	4,17	3,90
K <sub>2</sub> O	3,23	2,91	2,74	2,31	2,66	3,00	1,91	2,57	2,85
TiO <sub>2</sub>	0,28	0,21	0,33	0,22	0,14	0,18	0,63	0,52	0,53
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11	0,09	0,12	0,05	0,06	0,04	0,27	0,19	0,19
CO <sub>2</sub>	0,08	0,12	0,07	0,17	0,10	0,05	0,10	0,29	0,24
S	0,02	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,13	0,00	0,00
H <sub>2</sub> O	0,34	0,29	0,49	0,40	0,35	0,41	1,79	1,09	0,96
Total	99,34	99,40	99,50	100,38	99,61	99,82	99,80	99,45	99,35
Éléments traces (ppm) (1)									
Ni	10	10	10	8	10	9	99	75	74
Rb	95	75	104	53	66	59	61	64	62
Sr	374	335	362	501	369	424	658	834	777
Y	11	5	8	4	5	3	11	9	10
Zr	132	107	137	107	85	95	137	134	133
Nb	9	7	8	5	7	7	6	6	7
Résultats du calcul de la norme CIPW (% cationique)									
QZ	25,58	29,39	25,92	22,66	25,32	20,47	10,25	13,72	13,71
OR	19,31	17,45	16,38	13,56	15,78	17,68	11,42	15,30	17,05
AN	10,82	10,54	11,06	11,46	9,07	10,58	18,42	15,74	14,90
AB	38,62	38,47	40,16	48,45	45,88	47,57	38,27	37,89	35,46
NE	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CO	0,82	0,73	1,26	0,33	0,66	0,31	0,00	0,00	0,00
WO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
DI	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,03	2,98	3,68
HE	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,21	0,98	1,21
EN	2,12	1,29	2,21	1,45	1,22	1,40	13,94	8,29	8,68
FE	1,46	1,15	1,58	1,04	1,15	1,14	2,83	2,71	2,86
FA	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MT	0,63	0,50	0,72	0,63	0,60	0,51	2,17	1,25	1,31
IL	0,39	0,30	0,47	0,30	0,20	0,25	0,89	0,73	0,75
AP	0,23	0,19	0,25	0,10	0,13	0,08	0,57	0,40	0,40

(1) Les analyses des éléments traces ont été réalisées au laboratoire de géochimie de l'Université de Montréal par Alain Simard.

## INTRUSIONS GRANITIQUES DE LA RÉGION DE FROTET-TROÏLUS

TONALITE DU LAC TROÏLUS-SUD					
Éléments majeurs (% oxydes)					
	81-2-2				
SiO <sub>2</sub>	66,40				
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,60				
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,97				
FeO	1,25				
MgO	1,61				
CaO	3,79				
Na <sub>2</sub> O	4,70				
K <sub>2</sub> O	1,87				
TiO <sub>2</sub>	0,31				
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09				
S	0,02				
PAF	1,41				
Total	98,02				
Éléments traces (ppm) (3)					
Ni					
Rb	50				
Sr	550				
Y	9				
Zr	120				
Nb	4				
Résultats du calcul de la norme CIPW (% cationique)					
QZ	21,45				
OR	11,46				
AN	13,65				
AB	43,66				
NE	0,00				
C	0,00				
WO	0,00				
DI	3,73				
HE	0,42				
EN	2,74				
FE	0,31				
FA	0,00				
FO	0,00				
MT	1,90				
IL	0,45				
AP	0,19				
PO	0,07				

(3) Les analyses des éléments traces ont été réalisées par le CRM.

## TERRES RARES (ppm)

	Ferro-tholéiites du complexe de Damergue-Sud			Laves magnésiennes du Complexe de Damergue-Nord					Basaltes de la for- mation de Mésièrè	
	78-19-9	78-73-1	78-75-2	79-212J4	79-309-10	79-362-4	79-413-2	79-509-3	80-722-5	80-733-1
La	6,04	5,11	6,92	1,31	1,21	1,51	1,29	2,31	2,75	5,18
Ce	16,50	12,90	16,30	1,14	2,84	2,98	3,76	5,30	6,44	12,51
Nd	3,10	9,20	12,10	1	1,93	2,80	2,19	6,00	5,60	8,59
Sm	4,19	3,50	4,62	1,00	0,99	1,02	1,04	1,38	1,87	2,51
Eu	1,12	1,00	1,38	0,37	0,47	0,34	0,50	0,58	0,57	0,84
Tb	0,68	0,73	0,91	0,07	0,29	0,12	0,28	0,44	0,46	0,40
Dy	4,74	4,83	5,69	2,03	n.d.	1,54	n.d.	2,27	n.d.	n.d.
Gd	8,10	5,70	8,50	3,05	n.d.	3,0	n.d.	3,0	n.d.	n.d.
Ho	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,39	n.d.	0,44	n.d.	0,73	0,71
Tm	0,38	0,38	0,43	0,29	0,19	0,11	0,25	0,25	0,10	0,06
Yb	2,57	2,61	3,37	1,39	1,39	1,22	1,49	1,43	1,96	2,13
Lu	0,42	0,40	0,53	0,22	0,18	0,24	0,22	0,21	0,33	0,27
	(2)	(2)	(2)	(2)	(1)	(2)	(1)	(2)	(1)	(1)

## TERRES RARES (ppm)

Volcanoclastites					Granitoïdes			
	78-3-9	78-7-6	78-13-2	78-54-3	78-123-1	79-209-3	80-M-1	81-2-2
La	28,40	16,10	6,67	16,10	35,86	12,0	14,53	19,79
Ce	56,50	36,60	12,50	33,80	69,40	25,45	25,02	36,04
Nd	26,10	20,50	8,30	14,90	32,33	9,19	9,23	14,73
Sm	6,06	4,75	1,68	3,69	4,87	1,65	1,41	1,97
Eu	1,39	1,06	0,47	1,02	1,38	0,46	0,44	0,63
Tb	0,85	0,71	0,32	0,35	0,18	n.d.	n.d.	0,20
Dy	3,88	3,31	1,89	2,45	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Gd	3,10	8,20	3,0	3,0	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ho	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,23	n.d.	n.d.	0,18
Tm	0,23	0,24	0,11	0,35	0,11	0,20	0,03	0,07
Yb	1,95	2,07	1,47	1,58	0,86	n.d.	0,18	0,70
Lu	0,30	0,31	0,16	0,23	0,09	n.d.	0,03	0,14
	(2)	(2)	(2)	(2)	(1)	(1)	(1)	(1)

n.a.: non analysé

n.d.: non détecté

(1) comptages réalisés au laboratoire de géochimie de l'université de Montréal  
(par Alain Simard sauf # 81-2-2)

(2) comptages réalisés au laboratoire de géochimie analytique de l'École Polytechnique

APPENDICE C

LOCALISATION DES ÉCHANTILLONS DE ROCHE ANALYSÉS



## LAVES BASALTIQUES

NUMÉRO INDIQUÉ SUR LA CARTE SUIVANTE	ANALYSES CHIMIQUES CORRESPONDANTES (ANNEXE B)	UNITÉ STRATIGRAPHIQUE
1	78-11-9	Complexe de Domergue- sud (basaltes tholéitiques)
2	78-19-9	"
3	78-50-1	"
4	78-65-2	"
5	78-73-1	"
6	78-75-2	"
7	78-111-10	"
8	78-15-1	Complexe de Domergue- sud (laves magnésiennes)
9	78-15-3	"
10	78-17-2	"
11	78-17-7	"
12	78-20-3	"
13	78-57-12	"
14	78-F-1	"
15	79-205-7A	"
16	79-J212-2	"
17	79-212J4	"
18	79-213-1	"
19	79-228-2	"
20	79-263-6	"
21	79-264-3	"
22	79-275-7	"
23	79-275-10	"
24	79-309-10	"
25	79-362-4A	"
26	79-412-2	Complexe de Domergue-nord
27	79-413-2	"
28	79-505-1	"
29	79-610-7	"
30	94592	Formation d'Odon
31	94593	"

NUMÉRO INDIQUÉ SUR  
LA CARTE SUIVANTE

ANALYSES CHIMIQUES  
CORRESPONDANTES  
(ANNEXE B)










UNITÉ STRATIGRAPHIQUE

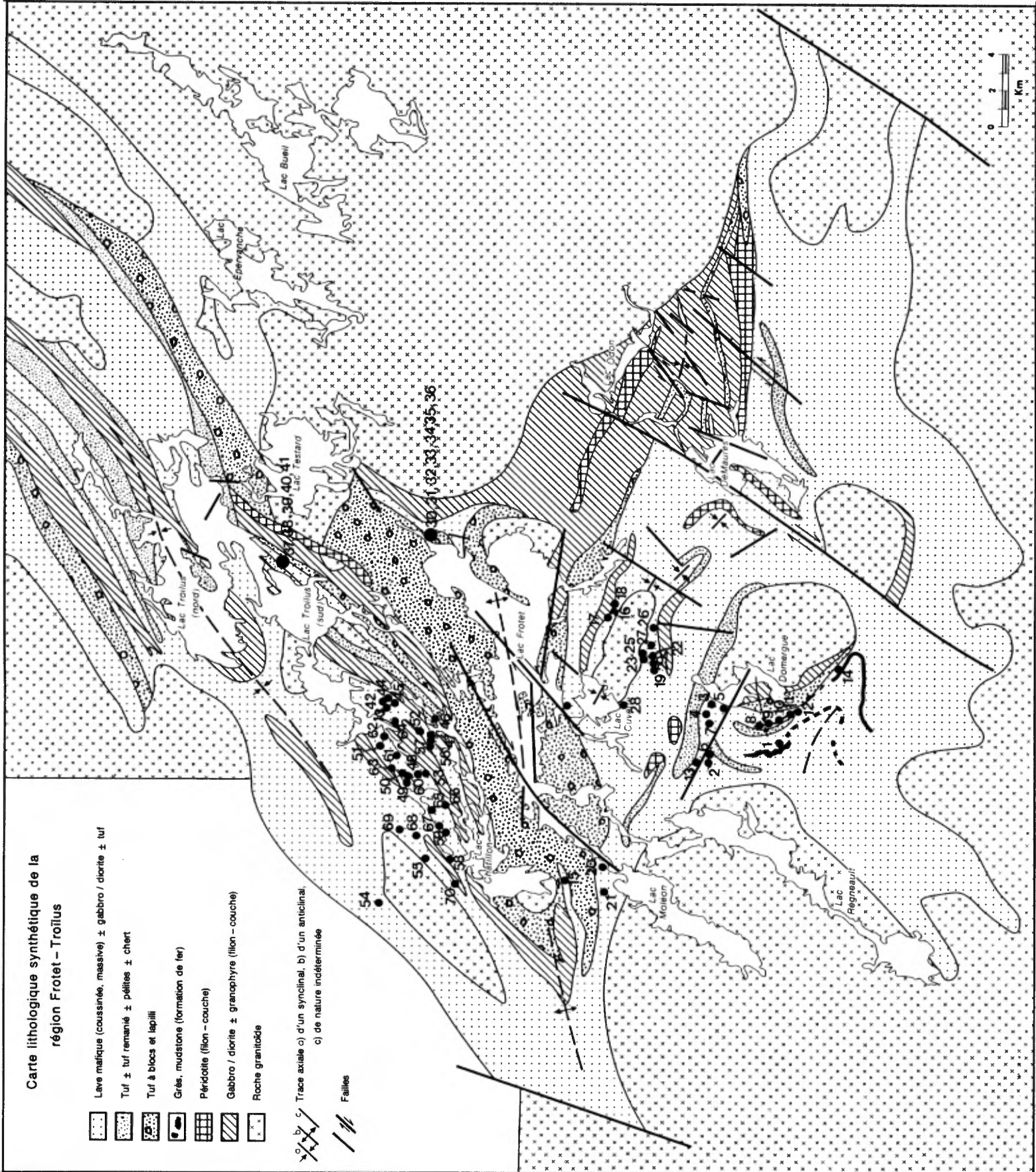
32	94594	Formation d'Odon
33	94595	"
34	94597	"
35	94598	"
36	94606	"
37	82-27-7	"
38	82-27-8	"
39	82-27-9	"
40	82-27-12	"
41	82-27-12B	"
42	80-700-11	Formation de Mésièrè
43	80-701-12	"
44	80-701-19	"
45	80-704-7	"
46	80-720-1	"
47	80-720-4	"
48	80-721-11	"
49	80-722-4	"
50	80-722-5b	"
51	80-723-3	"
52	80-724-12	"
53	80-725-12	"
54	80-727-18	"
55	80-732-9	"
56	80-733-9	"
57	80-733-4	"
58	80-756-11	"
59	80-757-14	"
60	80-761-13	"
61	80-761-15	"
62	80-762-2	"
63	80-762-16	"
64	80-763-13	"
65	80-803-2	"
66	80-803-5	"
67	80-917-4	"
68	80-939-5	"
69	80-940-10	"
70	80-954-11	"

74°00' 51°00' 75°00' 51°00'

50°30' 74°00' 50°30' 75°00'

**Carte lithologique synthétique de la région Frotet - Troilus**








-  Lave mafique (cousinée, massive) ± gabbro / diorite ± tuf
-  Tuf ± tuf remanié ± pétilles ± chert
-  Tuf à blocs et lapilli
-  Grès, mudstone (formation de fer)
-  Péridotite (filon - couche)
-  Gabbro / diorite ± granophyre (filon - couche)
-  Roche granitoïde
-  Trace axiale a) d'un synclinal, b) d'un anticlinal, c) de nature indéterminée
-  Failles




## VOLCANOCLASTITES

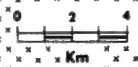
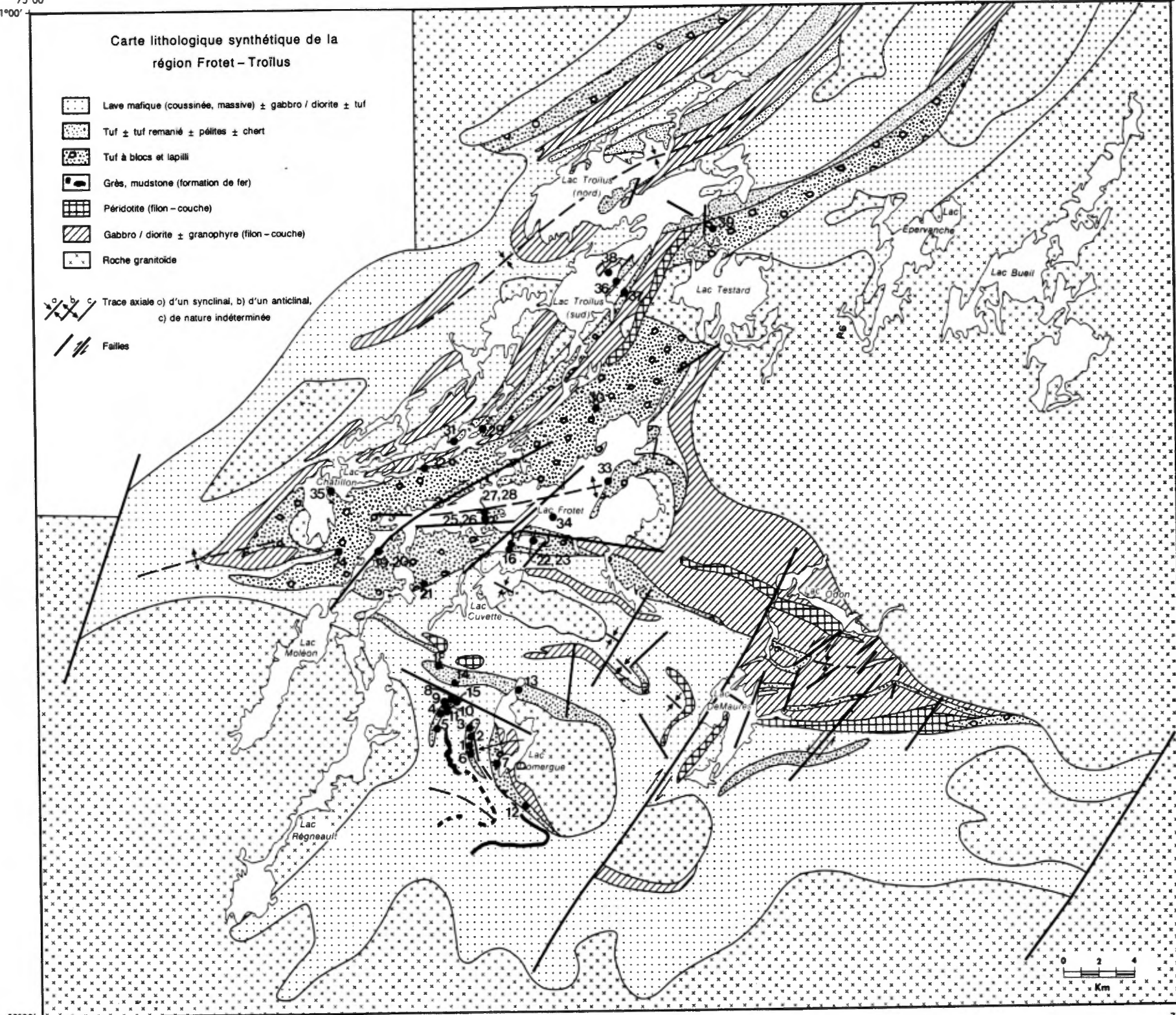
NUMÉRO INDIQUÉ SUR LA CARTE SUIVANTE	ANALYSES CHIMIQUES CORRESPONDANTES (ANNEXE B)	UNITÉ STRATIGRAPHIQUE
1	78-3-4	Complexe de Domergue-sud
2	78-3-9	"
3	78-4-12	"
4	78-5-1	"
5	78-7-6	"
6	78-10-2	"
7	78-13-2	"
8	78-19-6	"
9	78-25-4	"
10	78-25-6	"
11	78-25-7	"
12	78-39-14	"
13	78-54-3	"
14	78-63-6	"
15	78-75-7	"
16	79-287-13	"
17	79-287-28	"
18	79-325-14	"
19	79-333-3A	"
20	79-333-3B	"
21	79-359-6	"
22	79-512-1A	"
23	79-512-1B	"
24	79-204-12	Groupe de Troïlus
25	79-284-14	"
26	79-284-15	"
27	79-284-16A	"
28	79-284-16B	"
29	80-720-2	"
30	80-755-2	"
31	80-809-6	"
32	80-830-12	"
33	80-840-9	"
34	80-867-12	"
35	80-941-7	"
36	81-2-12	"
37	81-4-13	"
38	81-21-8	"
39	81-39-12	"

### Carte lithologique synthétique de la région Frotet - Troilus

-  Lave mafique (cousinée, massive) ± gabbro / diorite ± tuf
-  Tuf ± tuf remanié ± pérites ± chert
-  Tuf à blocs et lapilli
-  Grès, mudstone (formation de fer)
-  Périodite (filon - couche)
-  Gabbro / diorite ± granophyre (filon - couche)
-  Roche granitoïde

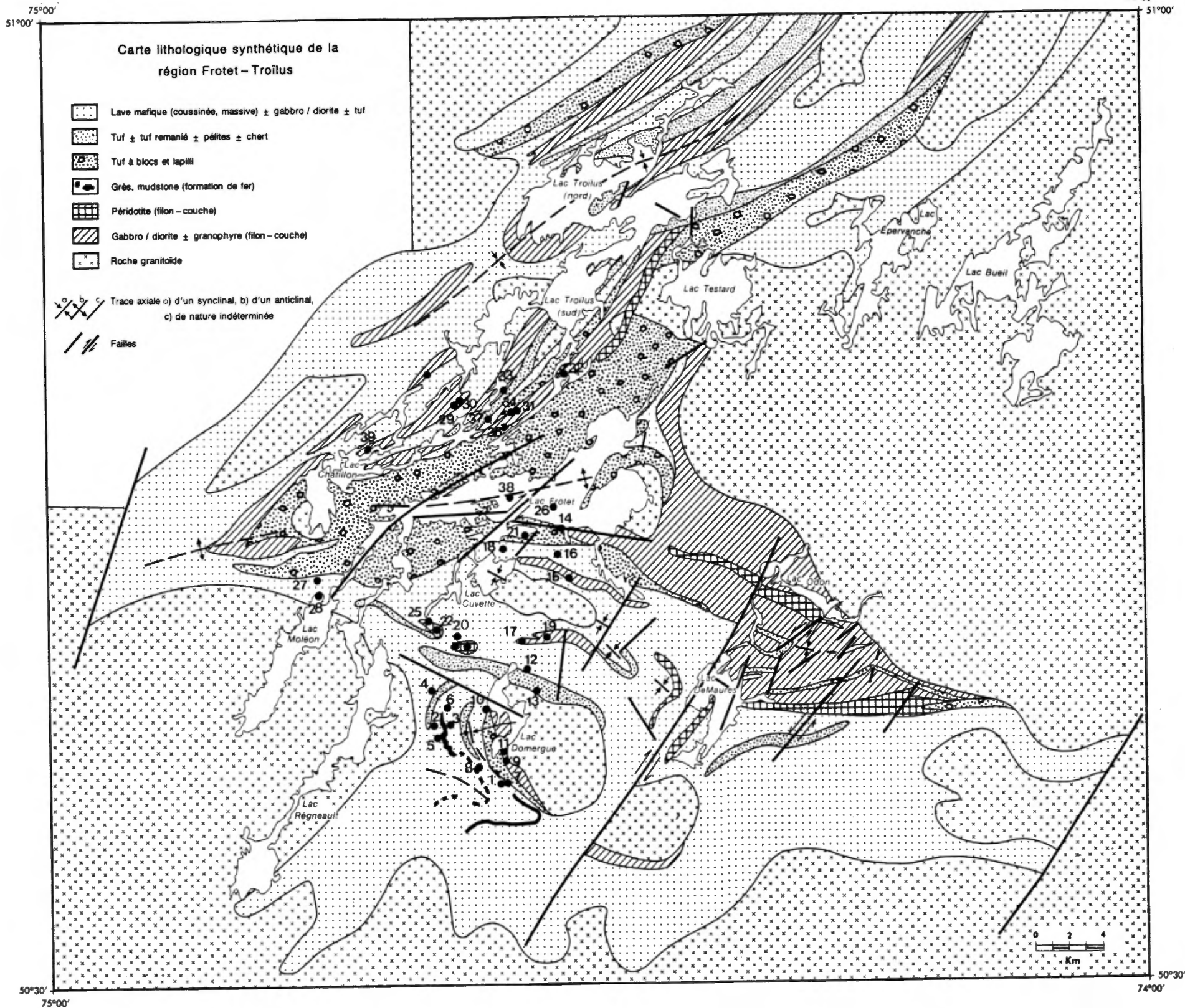
 a) Trace axiale d'un synclinal, b) d'un anticlinal, c) de nature indéterminée

 Failles












## INTRUSIONS MAFIQUES ET ULTRAMAFIQUE

NUMÉRO INDIQUÉ SUR LA CARTE SUIVANTE	ANALYSES CHIMIQUES CORRESPONDANTES (ANNEXE B)	UNITÉ STRATIGRAPHIQUE
1	78-2-6	Complexe de Domergue-sud
2	78-7-1	"
3	78-8-8	"
4	78-25-2	"
5	78-32-5	"
6	78-33-1	"
7	78-43-4	"
8	78-44-2	"
9	78-47-4	"
10	78-51-10	"
11	78-69-1	"
12	78-104-1	"
13	78-105-5	"
14	79-211-5	Complexe de Domergue-nord
15	79-212-3A	"
16	79-211-11	"
17	79-227-4	"
18	79-310-10	"
19	79-365-13	Complexe de Domergue-nord
20	79-415-3	"
21	79-512-20	"
22	79-288-1	"
23	79-329-2	"
24	79-368-4b	"
25	79-508-8c	"
26	79-224-19	Groupe de Troïlus
27	79-264-9	"
28	79-200-10	"
29	80-706-6	"
30	80-709-16	"
31	80-712-1	"
32	80-713-9	"
33	80-716-2	"
34	80-719-8	"
35	80-723-3	"
36	80-752-23	"
37	80-814-16	"
38	80-825-3	"
39	80-925-25	"



Carte lithologique synthétique de la région Frotet – Troilus

-  Lave mafique (coussinée, massive) ± gabbro / diorite ± tuf
-  Tuf ± tuf remanié ± pérites ± chert
-  Tuf à blocs et lapilli
-  Grès, mudstone (formation de fer)
-  Péridotite (filon – couche)
-  Gabbro / diorite ± granophyre (filon – couche)
-  Roche granitoïde

-  Trace axiale a) d'un synclinal, b) d'un anticlinal, c) de nature indéterminée
-  Failles











## INTRUSIONS GRANITIKUES

NUMÉRO INDIQUÉ SUR LA CARTE SUIVANTE	ANALYSES CHIMIQUES CORRESPONDANTES (ANNEXE B)	UNITÉ STRATIGRAPHIQUE
1	79-204-8	Granodiorite du lac Châtillon
2	79-204-9	"
3	79-605-3	"
4	79-C-1	"
5	79-207-14	Granodiorite du lac Cuvette
6	79-208-8	"
7	79-209-1	"
8	79-209-3	"
9	79-610-5	"
10	80-S-1	Granodiorite du lac Saigne
11	80-S-2	"
12	80-S-3	"
13	80-727-6	Granodiorite du lac Morissette
14	80-728-1	"
15	80-M-1	"
16	78-123-1	Diorite quartzique du lac Domergue
17	78-D-1	"
18	78-D-2	"
19	81-2-2	Tonalite du lac Troilus-sud

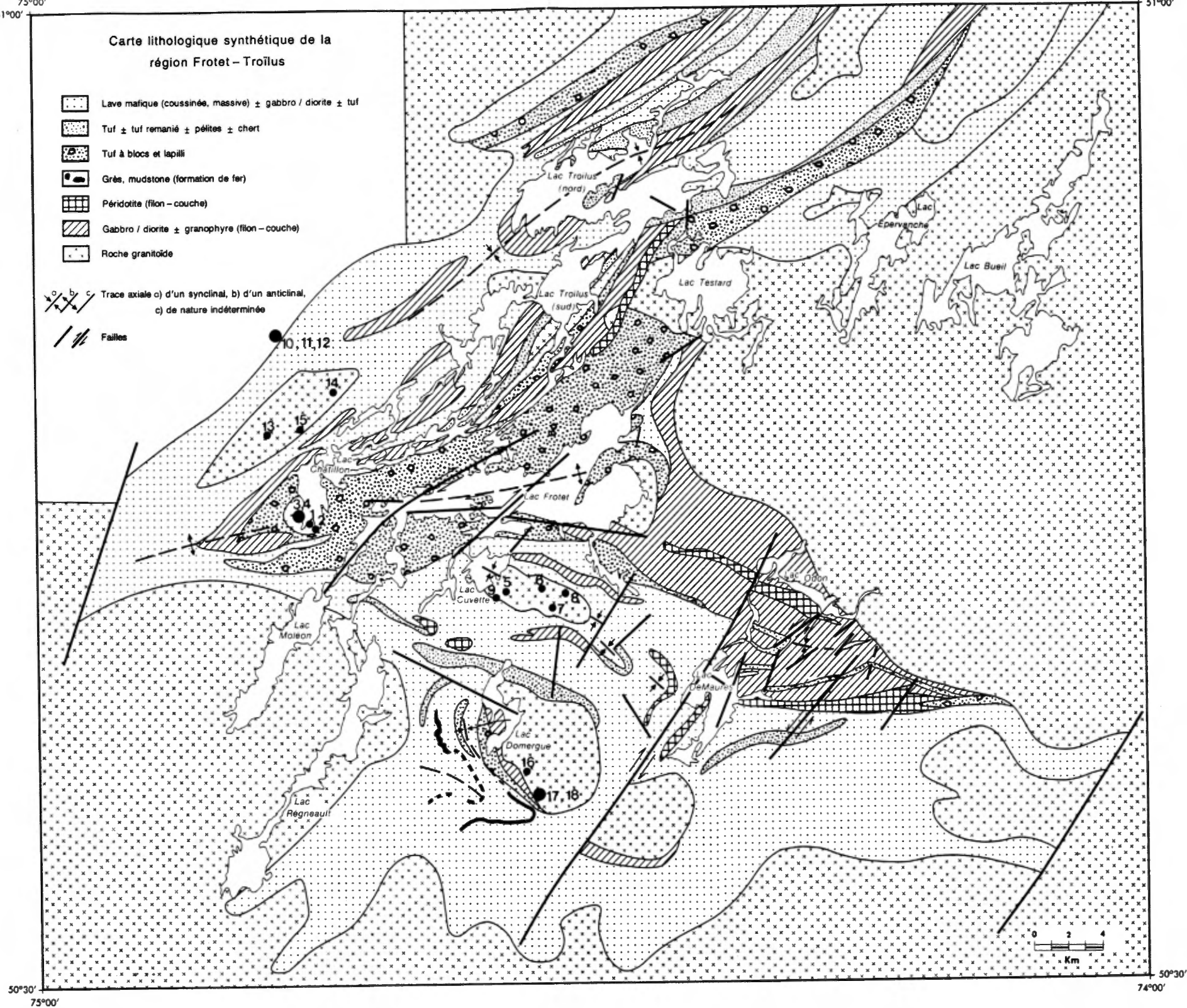


### Carte lithologique synthétique de la région Frotet - Troilus

-  Lave mafique (cousinée, massive) ± gabbro / diorite ± tuf
-  Tuf ± tuf remanié ± pérites ± chert
-  Tuf à blocs et lapilli
-  Grès, mudstone (formation de fer)
-  Périodite (filon - couche)
-  Gabbro / diorite ± granophyre (filon - couche)
-  Roche granitoïde

 Trace axiale a) d'un synclinal, b) d'un anticlinal,  
c) de nature indéterminée

 Failles



0 2 4  
Km