

UNIVERSITE DU QUEBEC A CHICOUTIMI

Pétrographie, géochimie et interprétation d'un
assemblage à cordiérite - anthophyllite dans les
roches mafiques archéennes de Macanda, Canton
Beauchastel, Noranda, Québec.

Par:

Vital Pearson

Département des Sciences Appliquées

Mémoire présenté en vue de l'obtention du diplôme de

M.Sc.A (sciences de la terre)

Decembre 1986



Mise en garde/Advice

Afin de rendre accessible au plus grand nombre le résultat des travaux de recherche menés par ses étudiants gradués et dans l'esprit des règles qui régissent le dépôt et la diffusion des mémoires et thèses produits dans cette Institution, **l'Université du Québec à Chicoutimi (UQAC)** est fière de rendre accessible une version complète et gratuite de cette œuvre.

Motivated by a desire to make the results of its graduate students' research accessible to all, and in accordance with the rules governing the acceptance and diffusion of dissertations and theses in this Institution, the **Université du Québec à Chicoutimi (UQAC)** is proud to make a complete version of this work available at no cost to the reader.

L'auteur conserve néanmoins la propriété du droit d'auteur qui protège ce mémoire ou cette thèse. Ni le mémoire ou la thèse ni des extraits substantiels de ceux-ci ne peuvent être imprimés ou autrement reproduits sans son autorisation.

The author retains ownership of the copyright of this dissertation or thesis. Neither the dissertation or thesis, nor substantial extracts from it, may be printed or otherwise reproduced without the author's permission.

RESUME

La région à l'étude appartient à la ceinture de roches vertes de l'Abitibi, dans la province tectonique du Supérieur et se situe à moins de douze kilomètres à l'ouest de Noranda.

Les études pétrographiques et géochimiques des andésites de ce secteur démontrent la présence d'un conduit d'altération hydrothermale volcanogène. Le coeur de la zone d'altération montre un lessivage en Ca, Na, Fe⁺³, Cu, Sr, Y et un enrichissement en K, Mg, H, Fe⁺², Zn, Zr, Rb, Nb. Deux constantes ont pu être identifiées dans ces processus métasomatiques: le contenu en aluminium et le volume.

Pétrographiquement, les halos d'altération sont mis en évidence par l'évolution des paragenèses, passant d'un assemblage du faciès des schistes verts à celui d'une cornéenne à cordiérite.

La mise en place d'une masse syénitique sur le versant occidental du secteur a initié une auréole métamorphique prograde atteignant le faciès amphibolite. Ce métamorphisme a développé au coeur du conduit de nouveaux assemblages progrades à cordiérite -anthophyllite et biotite. Les paragenèses et les textures progrades suggèrent un métamorphisme thermal sans contrainte à une température de 500 à 600 degrés centigrades et à une pression de 2 à 3 kilobars. Le rétro-morphisme régional subséquent a déstabilisé les assemblages progrades et contribué au développement des nouvelles paragenèses à quartz-séricite et chlorite-quartz. Mésoscopiquement, l'empreinte de l'épisode

métamorphique se reconnaît par l'aspect tacheté (dalmatianite) des roches altérées.

Il est suggéré que le conduit d'altération se situe sur le flanc nord d'un axe de synclinal est-ouest à déformation synvolcanique cassante, associée à un mécanisme d'effondrement.

TABLE DES MATIERES

RESUME	ii
TABLE DES MATIERES	iv
LISTE DES FIGURES	viii
LISTE DES PHOTOS	x
LISTE DES TABLEAUX	xii
LISTE DES SECTIONS	xiii
REMERCIEMENTS	xv
CHAPITRE 1: INTRODUCTION	1
CHAPITRE 2: GEOLOGIE REGIONALE	2
2.1 Généralités	2
2.2 Stratigraphie	4
2.3 Structure	6
2.4 Roches intrusives	8
2.5 Métamorphisme	9
2.6 Métallogénie	9
CHAPITRE 3: GEOLOGIE LOCALE	14
3.1 Localisation	14
3.2 Travaux antérieurs	14
3.3 Généralités	16
3.4 Description des lithologies	19
3.4.1 Roches extrusives	19
3.4.1.1 Andésites	19
3.4.1.2 Rhyolites	20
3.4.1.3 Brèches à fragments rhyolitiques	23
3.4.2 Roches intrusives	23
3.4.2.1 Diorites	23

3.4.2.2	Porphyres à quartz et feldspath.....	25
3.4.2.3	Porphyre syénitique.....	25
3.4.2.4	Diabase.....	27
CHAPITRE 4: METHODE D'ECHANTILLONNAGE ET		
	LOCALISATION DU MATERIEL UTILISE.....	29
CHAPITRE 5: PETROGRAPHIE		
5.1	Introduction.....	32
5.2	Textures primaires.....	32
5.2.1	Roches extrusives.....	32
5.2.1.1	Andésites.....	33
5.2.1.2	Rhyolites.....	36
5.2.1.3	Tuf exhalatif.....	36
5.2.2	Roches intrusives.....	38
5.2.2.1	Porphyres à quartz et feldspath.....	38
5.2.2.2	Dykes syénitiques.....	40
5.2.2.3	Dykes dioritiques.....	42
5.2.2.4	Dyke de diabase.....	42
5.3	Descriptions minéralogiques.....	44
5.3.1	Quartz.....	44
5.3.2	Plagioclase.....	45
5.3.3	Hornblende - actinote.....	49
5.3.4	Séricite - muscovite.....	51
5.3.5	Chlorites.....	53
5.3.6	Biotite	59
5.3.7	Anthophyllite	61
5.3.8	Cordiérite	63
5.3.9	Grenat.....	66
5.3.10	Andalousite	66

5.3.11 Epidote - Calcite	68
5.4 Paragenèses	69
5.4.1 Paragenèses du faciès des schistes-verts	
des roches non altérées	69
5.4.2 Paragenèses du faciès amphibolite	
des roches non altérées	70
5.4.3 Paragenèses du faciès amphibolite	
des roches altérées	71
5.4.4 Estimation des conditions pression-température	72
5.5 Distribution des assemblages minéralogiques	75
5.6 Conclusions de l'étude pétrographique	75
CHAPITRE 6: GEOCHIMIE	79
6.1 Introduction	79
6.2 Critères d'altération	79
6.3 Caractères géochimiques du volcanisme	83
6.4 Caractères géochimiques des altérations	91
6.4.1 Note sur la silicification	96
6.5 Diagrammes de variations	100
6.5.1 Introduction	100
6.5.2 Etude des diagrammes volume-composition	101
6.5.3 Seconde note sur la silicification	112
6.5.4 Quantification du métasomatisme	115
6.6 Géométrie des altérations en surface	117
6.7 Conclusions de l'étude géochimique	121
CHAPITRE 7: DISCUSSION	125
CHAPITRE 8: CONCLUSIONS GENERALES ET INTERPRETATION	
PALEOGEOGRAPHIQUE	127
REFERENCES	132

Annexe I	: Localisation des échantillons	142
Annexe II	: Descriptions pétrographiques.	144
Annexe III	: Analyses géochimiques.....	148
Annexe IV	: Description de la méthode de Gresens (1967).....	153
Annexe V	: Sections	157
Annexe VI	: Carte en pochette: carte géologique	

LISTE DES FIGURES

Figure 1:	Ceinture de l'Abitibi et complexes volcaniques de Goodwin et Ridler (1970).....	3
Figure 2:	Stratigraphie régionale.....	5
Figure 3:	Géologie du complexe volcanique de Noranda.....	7
Figure 4:	Section typique d'une lentille de sulfures massifs.....	12
Figure 5:	Relation stratigraphique des sulfures massifs du secteur Noranda.....	13
Figure 6:	Carte de localisation de la région à l'étude.....	15
Figure 7:	Evaluation modale des minéraux dans le forage Mac.79-1.....	48
Figure 8:	Caractéristiques Optiques des chlorites.....	54
Figure 9:	Diagramme pression-température.....	73
Figure 10:	Distribution des assemblages minéralogiques.....	76
Figure 11:	Paragenèses associées aux différents taux d'altérations.....	80
Figure 12:	Diagramme de MacDonald-Katsura (1964).....	84
Figure 13:	Diagrammes de Miyashiro (1974).....	85
Figure 13a:	FeO (t) - vs. - FeO (t)/MgO.....	85
Figure 13b:	SiO ₂ - vs. FeO (t)/MgO.....	85
Figure 14:	Diagramme A-F-M.....	87
Figure 15:	Diagramme des alcalis de Hughes (1973).....	88
Figure 16:	Tétraèdre des basaltes de Yoder et Tilley (1962).....	89
Figure 17:	Tétraèdre des granites.....	90
Figure 18:	Diagramme C-N-K.....	94

Figure 19:	Tétraèdre F-C-A-K de Riverin (1977).....	95
Figure 20:	Tétraèdre des basaltes de Yoder et Tilley (1962) représentant les faciès silicifiés.....	97
Figure 21:	Tétraèdre des granites représentant les faciès silicifiés.	98
Figure 22:	Diagramme C-N-K représentant les faciès silicifiés.	99
Figure 23:	Diagramme volume-composition.	104
Figure 24:	Histogrammes des facteurs volumes (à composition constante).	106
Figure 25:	Variation de la composition (à volume constant).	108
Figure 26:	Diagrammes Rb-vs-Sr et K_2O -vs-CaO.....	111
Figure 27:	Variation du facteur volume en fonction de la silicification.	116
Figure 28:	Géométrie des altérations en surface.	120
Figure 29:	Carte d'isocontours du contenu en alcalis.	122
Figure 30:	Carte d'isocontours du contenu en silice.....	123

LISTE DES PHOTOS ET MICRO-PHOTOGRAPHIES

photo 1:	Tuf andésitique - portion grenue	21
photo 2:	Tuf andésitique - sommet fin	21
photo 3:	Brèche andésitique à fragments rhyolitiques	24
photo 4:	Brèche andésitique à fragments rhyolitiques (zone à petits fragments)	24
photo 5:	Andésite microlitique	34
photo 6:	Texture plumeuse	34
photo 7:	Sphérules de chalcédoine	35
photo 8:	Relique fibro-radié	35
photo 9:	Rhyolite recristallisée	37
photo 10:	Tuf exhalatif	37
photo 11:	Q-F-P frais	39
photo 12:	Q-F-P granoblastique	41
photo 13:	Q-F-P micro-granophyrique	41
photo 14:	Syénite à corindon	43
photo 15:	Méta-andésite poëciloclastique	50
photo 16:	Pseudomorphe pinnitisé de cordiérite	52
photo 17:	Cordiérite pinnitisée avec auréole de chlorite	57
photo 18:	Pseudomorphe de cordiérite chloritisée	57
photo 19:	Chlorite fibro-radiée en bout de fibre l'anthophyllite	58
photo 20:	Chlorite massive	58
photo 21:	Cordiérite pinnitisée et auréole de biotite	60
photo 22:	Rhyolite à porphyroblastes de biotite	62
photo 23:	Anthophyllite fibro-radiée	62

photo 24:	Cordiérite pseudo-hexagonale.....	65
photo 25:	Cordiérite maclée avec inclusion Biot-Anth.....	65
photo 26:	Grenat.	67
photo 27:	Andalousite.	67

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1:	Liste chronologique des travaux antérieurs.....	17
Tableau 2:	Valeurs moyennes du contenu (% poids) des différents oxydes pour chacun des groupes d'altération.	92
Tableau 3:	Transfert de masse à volume constant pour les roches silicifiées.	113
Tableau 4:	Transfert de masse à volume constant pour les roches lessivées en silice.	114
Tableau 5:	Budget des transferts de masse	118
Tableau 6:	Budget net du métasomatisme.....	119

LISTE DES SECTIONS

section 1:	27 + 00 est.....	158
section 2:	13 + 00 est.....	159
section 3:	7 + 00 est.....	160
section 4:	5 + 00 est.....	161
section 5:	3 + 00 est.....	162
section 6:	1 + 00 est.....	163
section 7:	1 + 00 ouest.....	164
section 8:	3 + 00 ouest.....	165
section 9:	5 + 00 ouest.....	166
section 10:	7 + 00 ouest.....	167
section 11:	9 + 00 ouest.....	168

N.B. Localisation des sections sur la **carte** en pochette.

N.B. Chaque section constitue une projection des forages se situant à moins de 100 pieds de part et d'autres de la section. Le choix des forages paraissant sur une section est établi d'après l'arpentage exact et non d'après la localisation approximative présentée sur la **carte géologique**.

N.B. Toutes les sections sont nord-sud et regardent vers l'ouest.

N.B. Toutes les élévations ont été ramenées à un même niveau de référence.

N.B. La ligne de base (B.L. 0+00) correspond à la ligne de rang VI - VII.

Abréviations utilisées

cpy.	chalcopyrite
po.	pyrrhotine
py.	pyrite
act.	actinote
ab.	albite
qtz	quartz
ser.	séricite
chlor.	chlorite
carb.	carbonate
opa.	opaque
epid.	epidote
mgt.	magnétite
hornbl.	hornblende
olig.	oligoclase
plagio.	plagioclase
biot.	biotite
cord.	cordiérite
anth.	anthophyllite
musc.	muscovite
Al ₂ SiO ₅	alumino-silicate
KSp	feldspath potassique

REMERCIEMENTS

Les soutiens financiers et techniques à l'élaboration de ce travail ont été assurés par la compagnie Exploration Noranda. Je remercie tout particulièrement messieurs Ian Atkinson et Yvon Trudeau qui ont respectivement été instigateurs et sources fort appréciées de motivation. Le suivi de l'entente a été assuré par la suite par M. Claude Britt.

Je remercie sincèrement M. Jacques Carignan, qui a dirigé mes travaux de même que messieurs Erich Dimroth, Edward H. Chown et Jayanta Guha pour leurs conseils, commentaires et lectures critiques du manuscrit.

Mes remerciements vont également à M. Yvon Boudreault, pour son assistance technique, à Mme Brigitte Pearson pour la dactylographie du manuscrit. Enfin, j'aimerais remercier Sylvie Gagnon pour ses constants encouragements tout au cours de l'élaboration du mémoire.

CHAPITRE 1

1 INTRODUCTION

La propriété Macanda constitue un "projet conjoint" regroupant deux partenaires financiers dont la compagnie d'Exploration Noranda. Suite aux nombreux travaux d'explorations infructueux exécutés sur la propriété, le projet fut mis en veilleuse afin d'intégrer l'ensemble des données déjà acquises au cours des décades soixante et soixante-dix.

Le présent projet a vu jour au cours de l'été 1983. Trois semaines de travaux de terrain ont permis de vérifier la cartographie exécutée antérieurement, et d'échantillonner les différents secteurs.

Plus de cent vingt lames minces et analyses de roches entières ont servi à l'étude pétrographique au microscope polarisant et à l'étude géochimique du métasomatisme selon la méthode proposée par Gresen (1967). Des quarante mille pieds de sondage au diamant forés sur la propriété, neuf mille ont été vérifiés par l'auteur afin de compléter l'échantillonnage et d'établir une corrélation réaliste entre les différentes sources de documentations.

Les objectifs poursuivis par ce travail sont de déterminer la nature exacte des altérations, d'estimer la forme et l'orientation de la zone altérée et d'en clarifier l'encadrement physique.

CHAPITRE 2

2 GEOLOGIE REGIONALE

2.1 Généralités

Le secteur faisant l'objet de la présente étude appartient à la ceinture de roches vertes archéennes de l'Abitibi. D'aspect linéaire et d'orientation est-ouest, la ceinture de l'Abitibi constitue la plus grande structure archéenne du Bouclier Canadien et se situe au sud-est de la province tectonique du Supérieur. Elle est spatialement limitée au nord et au sud par des ceintures granitiques et méta-sédimentaires, alors que les extensions est et ouest sont respectivement tronquées par les provinces de Grenville et sous-provinces de Kapuskasing. On reconnaît dans la ceinture de l'Abitibi onze complexes volcaniques majeurs (figure 1), principalement composés de basaltes et d'andésites et de façon moindre, de rhyolites et de sédiments (Goodwin and Ridler , 1970). Les principaux complexes volcaniques sont ceux de Noranda, Timmins, Val D'Or, Chibougamau et Matagami.

Le complexe de Noranda, dans lequel est sise la région à l'étude, constitue un édifice volcanique différencié Goodwin (1977) subdivise le complexe en quatre sous-groupes partiellement superposés. On y retrouve de la base au sommet (de l'ouest vers l'est), les sous-groupes de Bowman (tholéiite-Mg), Garisson (tholéiite-Fe), Misema (calco-alcalin) et de Noranda (tholéiitique à calco-alcalin), ce qui dans les

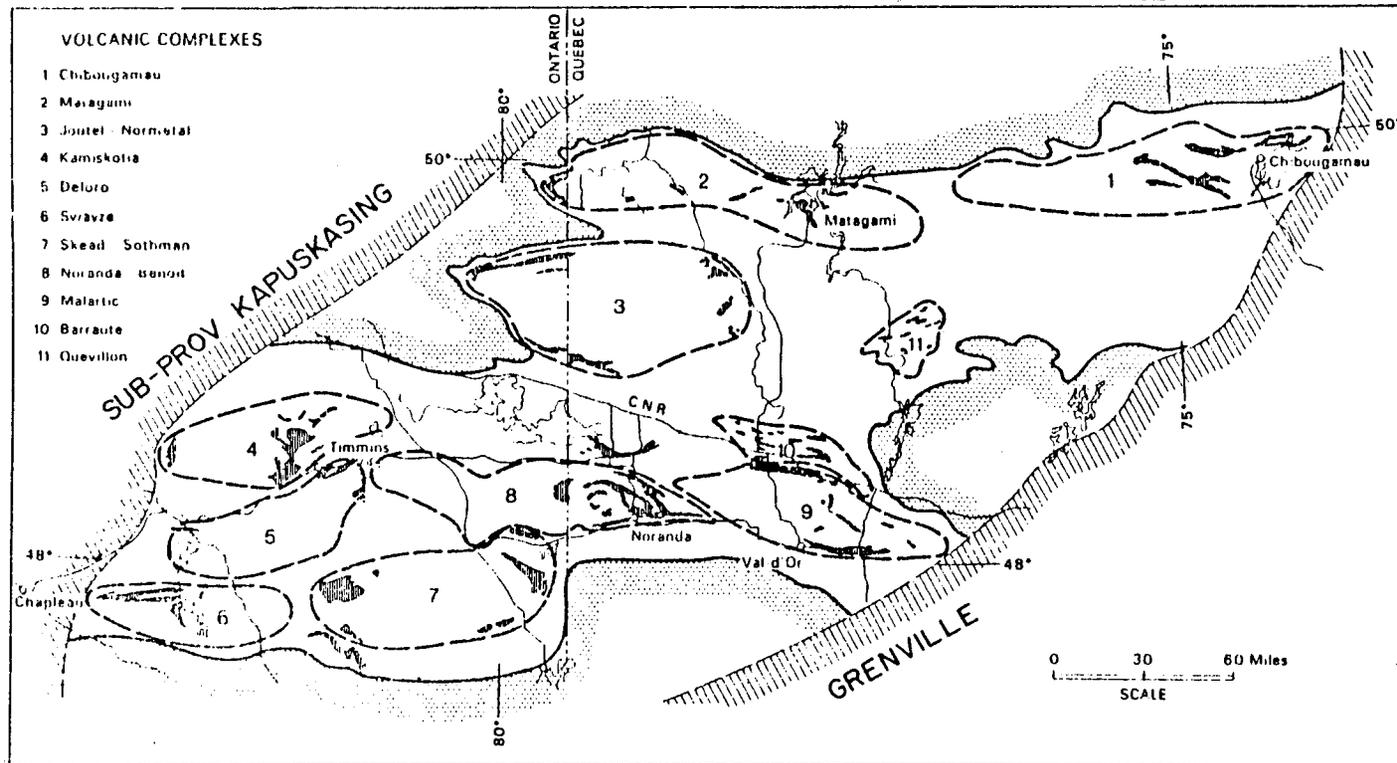


Figure 1. Ceinture de l'Abitibi et complexes volcaniques de Goodwin et Ridler (1970)

grandes lignes corroborent les travaux de Jolly (1975); ce dernier inclut les ultra-mafiques de Munro à la base, donc au sous-groupe de Bowman.

Ces quatre sous-groupes sont également connus sous les appellations de Groupes de Kinojévis et de Blake River que nous verrons à l'instant.

Dans un autre ordre d'idée, Dimroth et al. (1982), dans leur synthèse stratigraphique de la partie sud de la ceinture de l'Abitibi, reconnaissent une plate-forme de basalte tholéiitique monotone de grande étendue (Groupe de Kinojévis) reposant sur un substratum ultramafique et surmonté des formations différenciées du Groupe de Blake River (figure 2). Selon des critères essentiellement paléogéographiques, ils interprètent l'évolution de la ceinture de l'Abitibi comme étant analogue à celle des arcs insulaires océaniques immatures. Par ailleurs, les travaux de Gélinas et Ludden (1984), conduits selon des critères géochimiques et pétrogénétiques, reconnaissent la présence d'une contamination sialique des épanchements volcaniques et proposent un environnement de rift continental.

2.2 Stratigraphie

Depuis la reconnaissance générale de la nature volcanogénique des dépôts de sulfures massifs - dont la localisation est reliée au sommet felsique de l'activité volcanique - il y a eu un attrait croissant de la part de l'industrie minière pour l'étude détaillée de la stratigraphie

Stratigraphie Régionale

Dimroth et al. 1982		Gélinas et al. 1984 Hubert et al. 1984 Gélinas et al. 1977	Dénomination locale des principales unités	Spence et Rosen- Spence 1975	
Timiskaming		Timiskaming			
Cadillac		Kewagama			
Pontiac		Cadillac			
		Pontiac			
Cycle II	(Division Diverse Supérieure) Blake River	Dufresnoy(thol.)		Cycle 5	
		Renault (C-A.)			
		Destor(thol.)			
		Clericy (C-A.)			
		Tremoy(thol.)			
			Dufault(C-A.)	Andésite Amulet Rhyolite Waite Andésite Waite Rhyolite Amulet	Cycle 4
			Pelletier (thol.)		
				And. Rusty Ridge Rhyo. North-West Andésite Flavrian	Cycle 3
			Duprat-Montbray (thol., C-A.)		Cycle 2
			Rouyn-Noranda (thol.)		Cycle 1
	(Division Médiane Tholéitique) Kinojevis	Destor (thol.) Dequisier(thol.) Hunter mine			
	(Division Inférieure Ultra-Mafique) Roquemaure La Motte-Vassan				
Cycle I	Groupe de Hunter				

Mise en place du Pluton de
Flavrian (Kennedy, 1984)

Fig. 2 , Stratigraphie Régionale

locale. C'est donc avec enthousiasme qu'ont été accueillis les travaux de De Rosen-Spence (1976) qui présente une synthèse de la stratigraphie du Groupe de Blake River. Cette dernière se subdivise en cinq cycles volcaniques ayant de la base au sommet une dénomination numérique croissante informelle de 1 à 5 (figure 3). Dans ce patron pour le moins simple et éloquent, l'apogée de l'activité hydrothermale se situe à la fin du troisième cycle felsique appelé le "Mine Horizon". De fait, le "Mine Horizon" associé aux rhyolites de Waite et d'Amulet, auxquelles sont associés la majorité des dépôts de sulfures massifs de la région (Spence et De Rosen-Spence, 1975).

Les décades 60-70 ont vu déferler une multitude de travaux ponctuels portant autant sur les altérations, les gisements, les structures que sur la paléogéographie. Aussi, l'accumulation de données a-t-elle permis de qualifier le style de volcanisme (Dimroth et al, 1982) et de différencier les unités sub-alcalines du Groupe de Blake River (Gélinas et al, 1984, figure 2).

2.3 Structure

Contemporaine à la mise en place de l'édifice volcanique, il y a eu subsidence de la portion centrale, générant ainsi un grand axe de synclinorium affecté de nombreux plis de second ordre (Dimroth et al, 1983a). Cette structure pré-kénoréenne est d'orientation est-ouest plongeant vers l'est. Les noyaux plus compétents, représentés par les complexes centraux, ont développé des structures en dômes. La majorité des structures

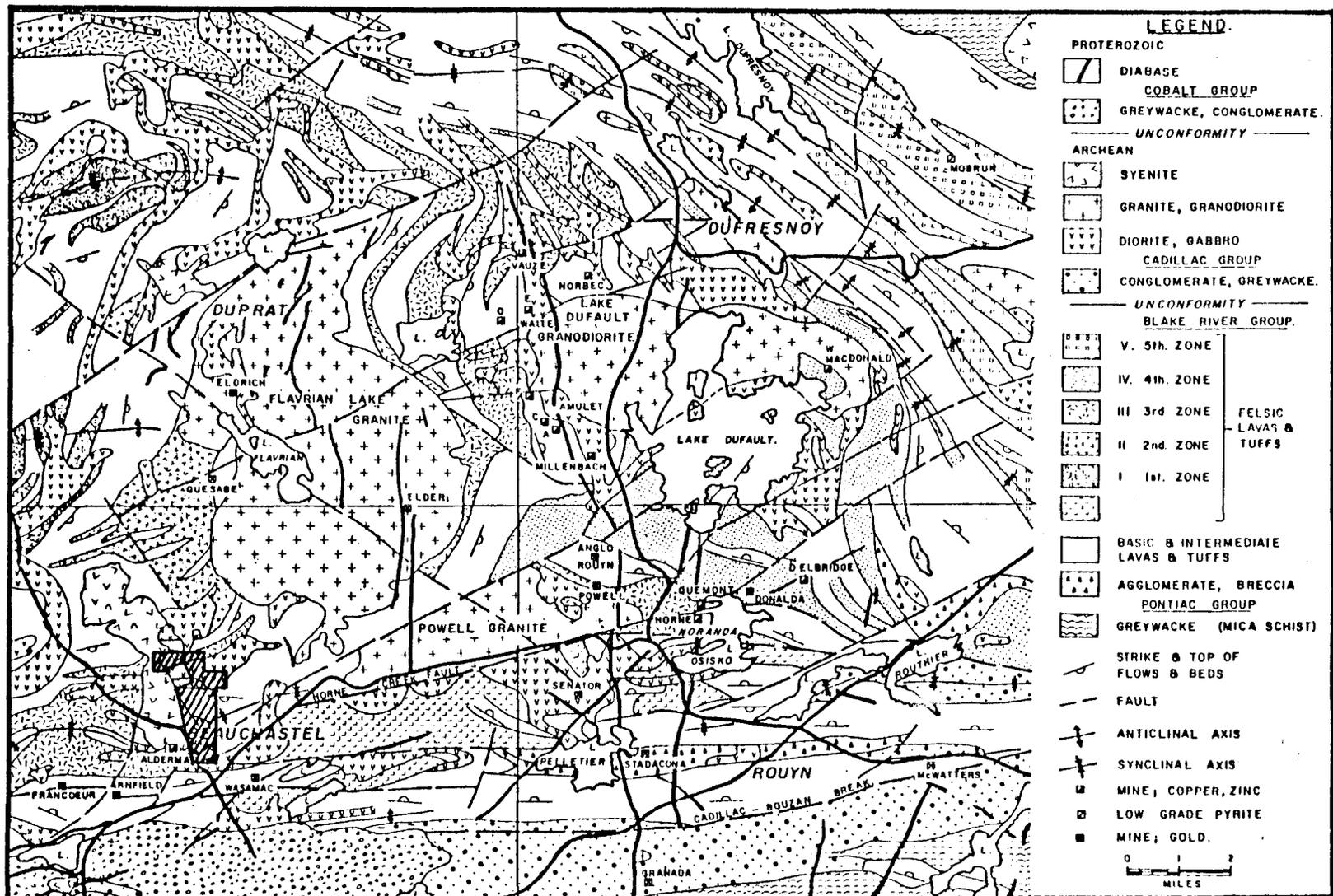


FIGURE 3. Géologie du complexe volcanique de Noranda. La surface hachurée délimite le secteur à l'étude. Tirée de Spence et De Rosen-Spence (1975).

pré-kénoréennes sont de nature syn-volcanique et ont d'ailleurs fait l'objet de nombreuses études ponctuelles (Cousineau, 1980; Litchblau et Dimroth, 1980; Tassé et al, 1982; Sanchagrin, 1982; Leduc, 1982; Dimroth et Demarcke, 1978; De Rosen-Spence et al, 1980 et de nombreux autres). Lors de l'orogénie kénoréenne, la ceinture a été plissée, métamorphisée et recoupée par de nombreuses intrusions, syn- et post-cinématiques.

Deux structures majeures caractérisent la région, ce sont les failles de Cadillac et de Porcupine-Destor. Ces structures sont interprétées comme étant des failles de croissances résultant de la déformation d'une croûte anisotrope (Dimroth et al, 1982; Archambault, 1985). Une autre interprétation suggère qu'il s'agit de l'empreinte d'un méga-décrochement du type Californien - "Wrench Fault" (Hubert et al., 1984).

2.4 Roches intrusives

Le plutonisme pré-kénoréen est étroitement relié à l'évolution de la séquence volcanique. Ainsi, retrouve-t-on dans le Groupe de Kijôjévis des dykes et filon-couches gabbroïques, alors que les complexes centraux du Groupe de Blake River voient la mise en place de complexes dioritiques et de plutons grano-dioritiques, granitiques, tonalitiques et trondhjémiques (Dimroth et al., 1983 b). Le centre volcanique de Noranda présente trois masses intrusives majeures, soit les plutons Flavrian, Dufault et Powell. Le pluton de Flavrian constitue une masse syn-volcanique polyphasée dont la mise en place, comme le montre la figure 2, couvre un long épisode de

l'activité volcanique (Kennedy, 1984). Le pluton de Powell en représente l'extension au sud de la faille Beauchastel (Goldie, 1978). La granodiorite du lac Dufault pour sa part est le dernier représentant intrusif, donc tardi- volcanique; il est nettement recoupant et montre une auréole de métamorphisme. Dans cet ensemble, la chronologie du stock syénitique d'Aldermac, à la limite ouest du secteur étudié, n'est pas établie mais est fort possiblement tardive.

L'orogénie kénoréenne marque le début d'une deuxième phase de granitisation dont les représentants englobent la ceinture de l'Abitibi. Le dernier épisode intrusif de la région est caractérisé par la mise en place des essaims de dykes protérozoïques de métadiabase.

2.5 Métamorphisme

Le métamorphisme de la ceinture de l'Abitibi se subdivise en trois faciès distincts (Jolly, 1978). On retrouve dans la partie la plus large de la ceinture le sous-faciès des schistes à prehnite-pumpellyite, où l'on retrouve des textures primaires fort bien conservées. Le faciès des schistes-verts affecte la majeure partie de la ceinture et certains secteurs atteignent le faciès amphibolite. Ce dernier est presque exclusivement relié aux auréoles de contact autour des intrusifs.

2.6 Métallogénie

La province du Supérieur possède une très grande diversité

de contextes métallogéniques qui en font l'une des plus importante source archéenne de minéralisation (Franklin et Thorpe 1982). Les principaux types de minéralisation rencontrés sont les dépôts de Ni-Cu associés aux roches ultra-mafiques et gabbros, les dépôts d'or épi- et syngénétiques, les dépôts de sulfures massifs et les formations de fer. La majorité de ces dépôts sont associés aux éléments intrusifs, structuraux et stratigraphiques syn-volcaniques et/ou syn-sédimentaires.

Dans cet ensemble, la ceinture de l'Abitibi - qui contribue pour une forte part à la production totale de la province tectonique du Supérieur - montre deux grands types de minéralisation, c'est-à-dire les dépôts de sulfures massifs et les dépôts aurifères.

Depuis les dernières années, une somme impressionnante de travaux ont été exécutés sur la métallogénie de l'or. Selon Hodgson (1985), cinq types majeurs de roches-hôtes caractérisent les dépôts de l'Abitibi: les roches mafiques, intermédiaires à felsiques, ultra-mafiques, les sédiments clastiques et les sédiments chimiques. L'or y est soit syn- ou épigénétique. L'importance des structures régionales dans la localisation des dépôts aurifères épigénétiques est fort bien démontrée par les compilations de Kutina et Fabbri (1971). Notons le contexte tout particulier du dépôt Chadbourne (Walker et Cregheur, 1982), où le minerai est contenu dans une brèche d'explosion à matrice de quartz-carbonate-pyrite.

Les dépôts de sulfures massifs de la ceinture de l'Abitibi sont pour l'ensemble de nature volcanogénique. D'aspect lenticulaire, ils présentent un conduit d'altération à sulfures dissiminés discordant, coiffé d'un amas de sulfures massifs (Cu-Zn) fortement zoné et parfois bréchifié au centre. Le contact inférieur est généralement graduel alors que celui supérieur est net et concordant. Les extensions latérales sont généralement litées et se terminent par un sédiment exhalatif chertueux (figure 4). Ces lentilles se regroupent en essaims donnant lieu à un camp minier. L'encaissant est généralement composé de roches felsiques massives et/ou de volcanoclastites acides à intermédiaires à la base (Footwall) et de roches mafiques au sommet (Hanging Wall) (Sangster, 1972). Dans la stratigraphie locale, l'apogée de l'activité hydrothermale se situe généralement dans le deuxième cycle volcanique ou à un cycle supérieur (Lydon, 1984). La relation stratigraphique des sulfures massifs du secteur Noranda est démontrée à la figure 5.

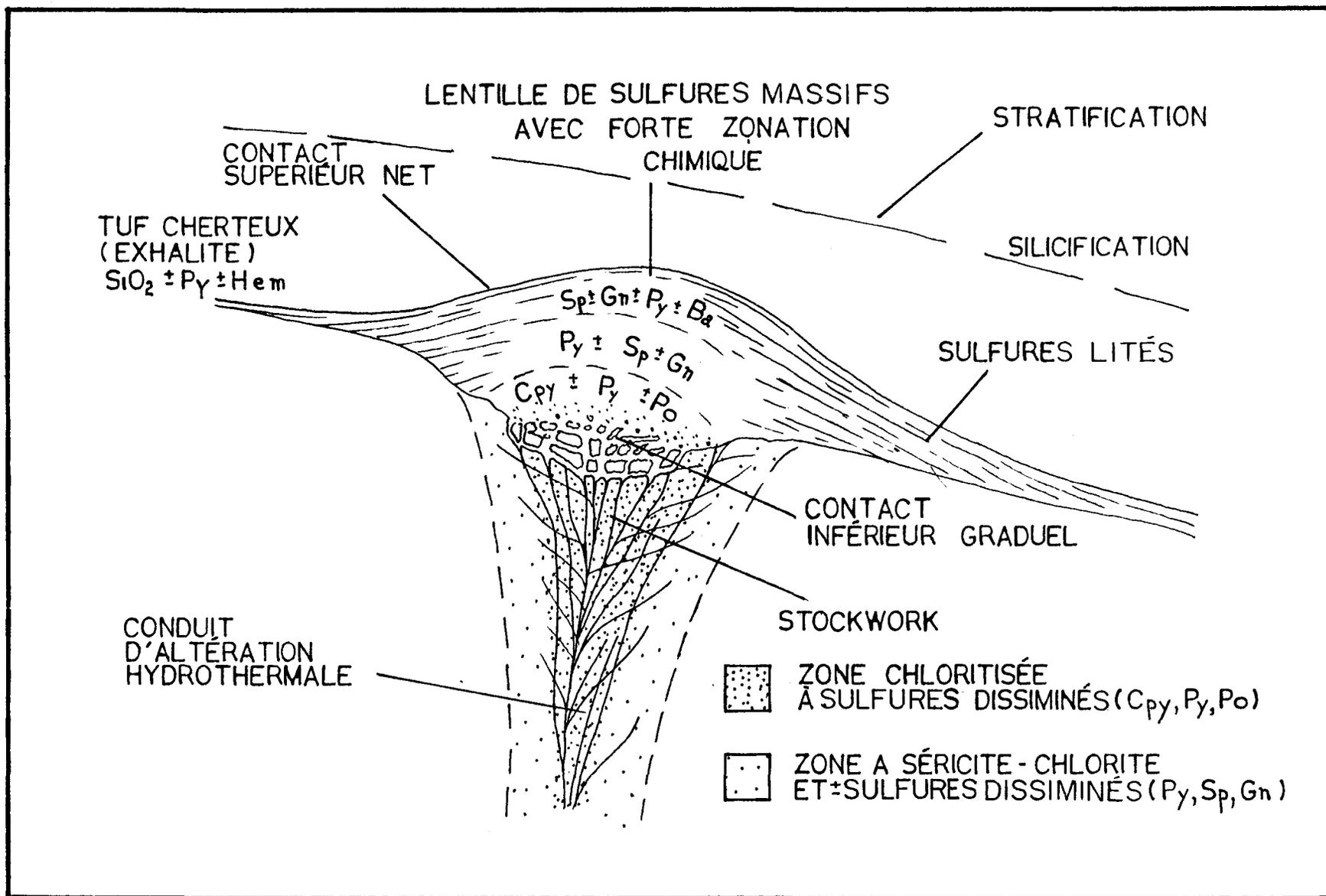


Fig.4. Section typique d'une lentille de sulfures massifs.

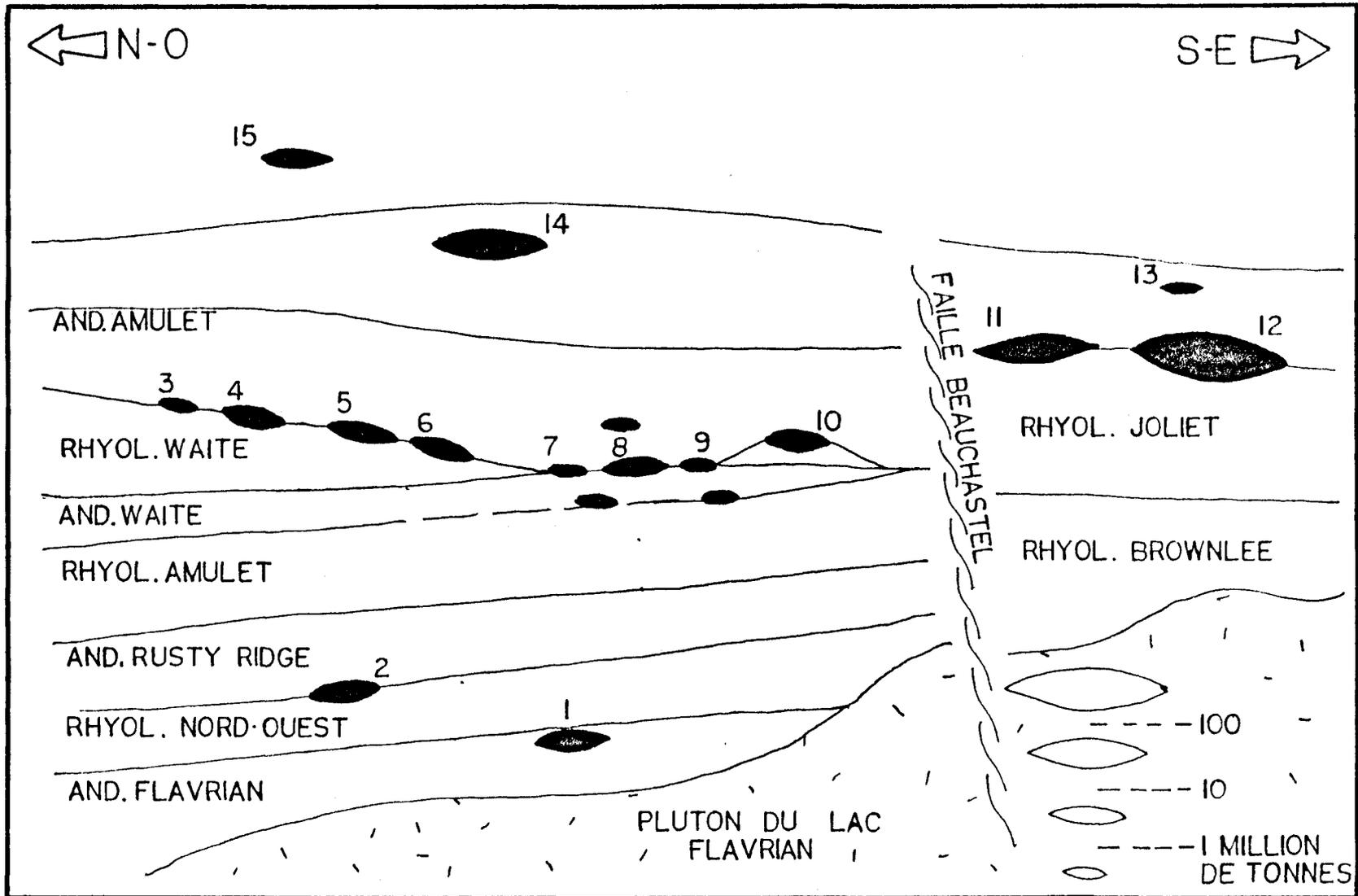


FIGURE 5. Relation stratigraphique des sulfures massifs dans le secteur de Noranda. 1-Corbet; 2-Ansil; 3-Vauze; 4-Norbec; 5-E.Waite; 6-O.Waite; 7-Amulet C et F; 8-Amulet Upper A et Lower A; 9-Dufault No 1; 10-Millennbach; 11-Quemont; 12-Horne; 13-Delbridge; 14-Gallen; 15-Mobrun. Modifiée de Lydon (1984).

CHAPITRE 3

3 GEOLOGIE LOCALE

3.1 Localisation

Le secteur à l'étude a une superficie de près de deux kilomètres carrés. Il englobe la totalité des lots 24-25 et 26 du rang VI et une partie des lots 17 à 28 du rang VII appartenant au canton de Beauchastel. La carte de localisation (figure 6) montre les limites exactes du secteur à l'étude, qui est connu sous l'appellation de Propriété Macanda. Située à moins de douze kilomètres à l'ouest de Noranda, on y accède facilement en empruntant la route 117 conduisant vers Arntfield.

3.2 Travaux antérieurs

La prospection dans la région a débuté au cours des années vingt. La découverte du gisement de Aldermac par un relevé magnétique - Dip Needle - constitue la première découverte attribuée à une méthode géophysique dans le camp minier de Noranda (Boldy, 1979). Avant les années soixantes, l'exploration minière était essentiellement basée sur un modèle de minéralisation épigénétique (i.e. Riddell, 1952). Ainsi, la présence de structures majeures, d'intrusifs et d'altérations constituaient des éléments essentiels à la formation d'un dépôt (Price, 1948). Sous cet angle, le secteur Aldermac - Macanda constitue un site intéressant. Il est difficile de retracer la chronologie et l'ampleur des travaux exécutés sur la propriété

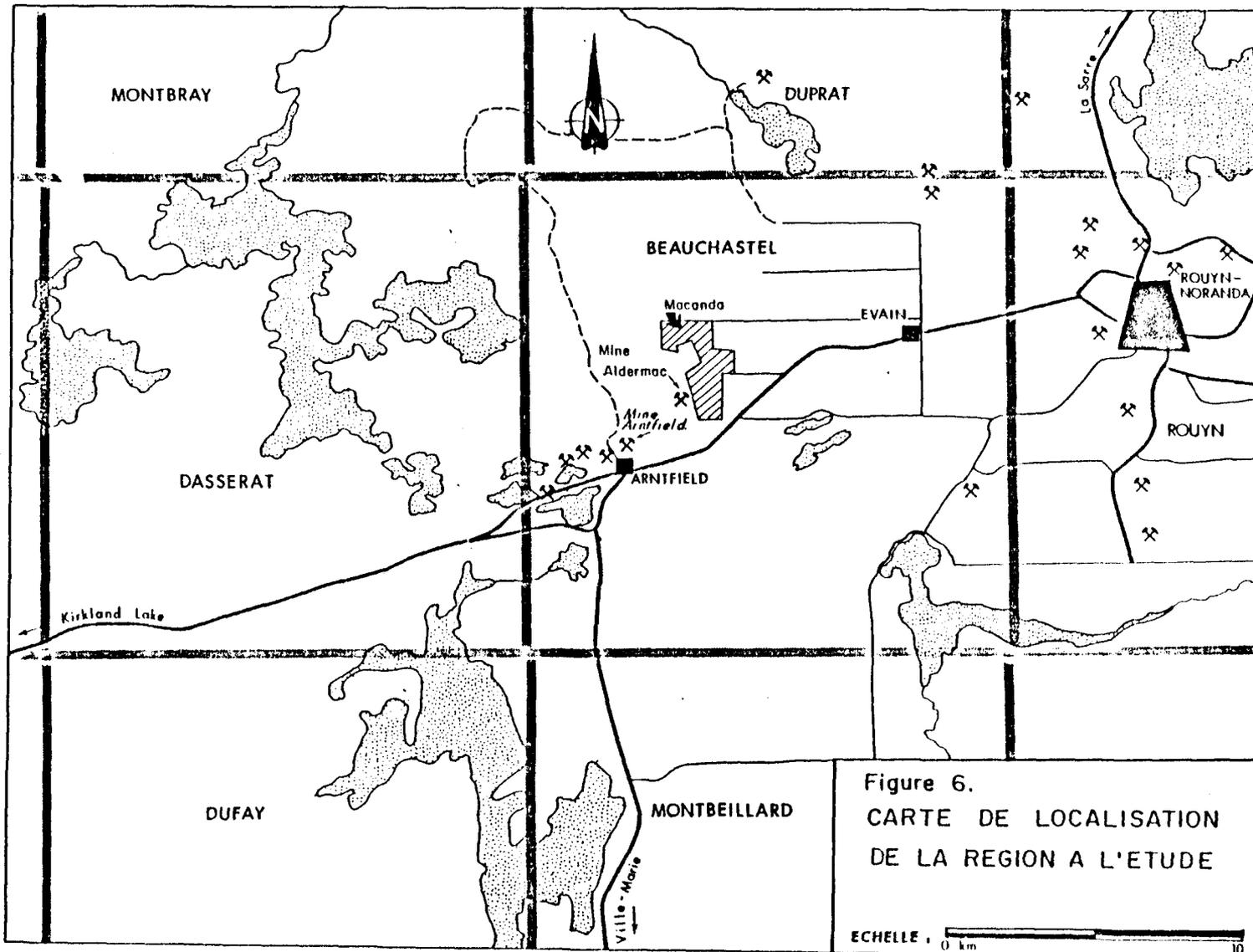


Figure 6.
 CARTE DE LOCALISATION
 DE LA REGION A L'ETUDE

ECHELLE : 0 km 10

Macanda durant cette période. Ce n'est qu'au début des années soixantes qu'ont débuté les travaux de forage dont les cibles étaient encore et toujours évaluées selon des critères de minéralisation épigénétique (MacGregor, 1963). Avec l'arrivée d'un modèle de minéralisation syngénétique, plusieurs trous de forage ont été repris et prolongés jusqu'au contact rhyolite-andésite et un levé géologique à l'échelle 1:4, 800 a également été exécuté (Pollock, 1967). De 1963 à 1971 un programme d'exploration continu se solde par une seule intersection de sulfures dissiminés (D.D.H. B26). Briggs et Tays (1971) concluent que toutes les cibles potentielles ont été vérifiées et recommandent de cesser l'exploration. De 1974 à 1977, un programme d'exploration (dans le secteur sud) est élaboré afin de vérifier l'extension est de l'horizon du dépôt de Aldermac (Archibald et Sakrison, 1974). La dernière période d'exploration (1979 - 1981) voit la prolongation de certains trous de forages afin d'établir le plan contour du contact rhyolite - andésite et d'évaluer la paléotopographie. Au total, plus de cinquante-cinq milles pieds de forage ont été faits sur la propriété. Le tableau 1 montre la liste chronologique des travaux exécutés sur le secteur étudié.

3.3 Généralités

Nonobstant la quantité importante de travaux exécutés à ce jour, notons que du point de vue semi-régional le secteur ouest du pluton de Flavrian présente une carence d'information conduisant selon les auteurs à des interprétations fortement

TABLEAU 1
Liste chronologique des travaux antérieurs

- 1932, Bruce, E.L. Geologie de la région des mines Arntfield - Aldermac, Canton de Beauchastel, Bur. Mines. Qué., Rap. Ann. 1932, partie C, pp 37 - 103.
- 1945, Ambrose, J.W. and Ferguson, S.A., Geology and Mining Properties of Part of the West half of Beauchastel Township, Temiscamingue County, Quebec; Geol. Surv. Can., pp 45-17.
- 1948, Hawley, J.E., The Aldermac Copper deposit. In: Structural Geology of Canadian Ore Deposits; C.I.M. Sp. Vol., pp. 719- 730.
- 1961, Edward, R.C.J. Report on Beauchance Mines Ltd., Beauchastel Township, P.Q. (Rapport interne).
- 1963, MacGregor, J.G., The Beaumac Project Beauchastel, twp. P.Q., (Rapport interne).
- 1964, Mac Gregor, J.G., Report on "Beaumac Project" (Rapport interne).
- 1964, Faessler, C.W., Report on Geophysical Surveys, Beauchastel Township, Quebec. (Rapport interne).
- 1965, Mac Gregor, J.G., Report on Macanda Copper Mines Ltd., (Rapport interne).
- 1967, Pollock, D.W., Report on the Geology of the Macanda Property, Noranda, Que. (Rapport interne).
- 1967, Anonyme, Cartes de levé géochimique en ppm Zn, Cu et ppb Hg.
- 1967, MacGregor, J.G., Report on Macanda Copper Mines Ltd. (Rapport interne).
- 1968, MacGregor, J.G., Macanda Copper Mines Ltd. No. 8, Altered Area - Review of current Situation. (Rapport interne).
- 1968, MacGregor, J.G., Macanda Copper Mines Ltd., No. 8 Altered Area - Revised Plans and Sections. (Rapport interne).

TABLEAU 1
(suite)

- 1968, MacGregor, J.G., Macanda Copper Mines Ltd.,
Memorandum Re Proposed Drilling Program.
(Rapport interne).
- 1969, MacGregor, J.G., Macanda Copper Mines Ltd.,
No. 8 Altered Area - Review. (Rapport
interne).
- 1971, MacGregor, J.G., Macanda Copper Mines Ltd,
Review (Rapport interne).
- 1971, Briggs, D.N. and Tays, R.H., Review of the
Macanda Option Beauchastel Township, P.Q.
(Rapport interne).
- 1974, Archibald, G.F., and Sakrison, H.C.,
Preliminary geological Report, West Wasa Mines
Ltd. (Rapport interne).
- 1976a, Archibald, G.F., Progress Report, Beauchastel
Township Project. (Rapport interne).
- 1976b, Archibald, G.F. Beauchastel Township
Project, progress Report to July 15, 1976.
Macanda drilling Program. (Rapport interne).
- 1976, Hunter, D., Report on the Geology on Macanda
Copper Mines Ltd. (Rapport interne).
- 1977, Archibald, G.F., Progress Report, Beauchastel
Township Project. (Rapport interne).
- 1980, Hogg, W.A., Beauchastel Claims, Macanda
Group Beauchastel Township, Que. (Rapport
interne).
- 1980, Price, P., Thin Section, Hole: Mac 79-1,
Macanda property Beauchastel Township, Noranda
Exploration internal report., 10 p.
- 1981, Crone, J.D., Borehole Pulse E.-M. Surveys,
Ribago Beauchastel and Macanda Properties,
Noranda Arca, P.Q. (Rapport interne).
- , Anonyme, Beauchastel Syndicate, no 5 Altered
Area, Plans, Sections and Drills Logs.
(Rapport interne).

divergentes.

Les corrélations de De Rosen-Spence (1976) suggèrent une affinité stratigraphique possible entre les roches de Macanda et celles de la formation de Amulet et ce, tout en réitérant la précarité de l'interprétation (Spence et De Rosen-Spence, 1975) due au manque d'information. Selon Dimroth et al. (1983a), ce secteur est affecté d'un plissement et de structures complexes. Gélinas et al. (1984) associent le secteur de Macanda à la formation mixte (calco-alcaline à tholéitique) de Montbray-Duprat. Cet unité couvre une très grande superficie et a fait l'objet d'un échantillonnage limité dont le site le plus près se situe à plus de douze kilomètres au nord de notre secteur. L'état actuel des connaissances ne permet donc pas de statuer de façon non-équivoque sur l'emplacement stratigraphique du secteur Macanda.

3.4 Description des lithologies

3.4.1 Roches extrusives -

3.4.1.1 Andésites -

La majeure partie de la propriété est constituée d'andésite coussinée et montre localement quelques développements de brèche de coulée (voir **carte** en pochette). Nous ne retrouvons que très peu de coulées massives. Les andésites sont généralement vertes avec une patine chamois. En cassure fraîche, elles montrent une texture finement granuleuse où l'on distingue nettement les

micro-phénocristaux feldspathiques et/ou les amygdules. Au nord du rang VI, elles sont généralement à phénocristaux de feldspath. La polarité des unités a pu être déterminée à l'aide des faciès coussinés très bien développés, qui indiquent un sommet vers le sud (N170 à N200). Plus au sud (ligne de rang VI - VII) nous retrouvons une large zone d'affleurement comprenant des méga-coussins montrant un développement impressionnant de fractures de contraction concentriques et radiales. Ici les andésites sont de couleur vert noirâtre, ont une cassure sub-conchoïdale et sont dites silicifiées. Il n'a pas été possible de déterminer de polarité dans ce secteur, les zones de trempe hyaloclastiques étant soit très minces ou soit absentes.

En progressant toujours vers le sud, une série d'affleurements a permis de mettre en relief sept niveaux andésitiques d'extension N070 à polarité vers le nord. Du nord vers le sud, on remarque les variations de faciès suivantes: 1) coussiné 2) coussiné à phénocristaux, 3) massif, 4) tuffacé 5) coussiné 6) bréchique et 7) bréchique à phénocristaux.

L'horizon tuffacé montre une extension en fuseau dont l'épaisseur maximum atteint quatre mètres. La granulométrie varie de 0.1 à 10 cm et constitue une séquence granoclassée dont la base (sud) est à grain grossier (photo 1) et le sommet (nord) à grain fin (photo 2).

3.4.1.2 Rhyolites -



Photo 1. Tuf andésitique - portion grenue

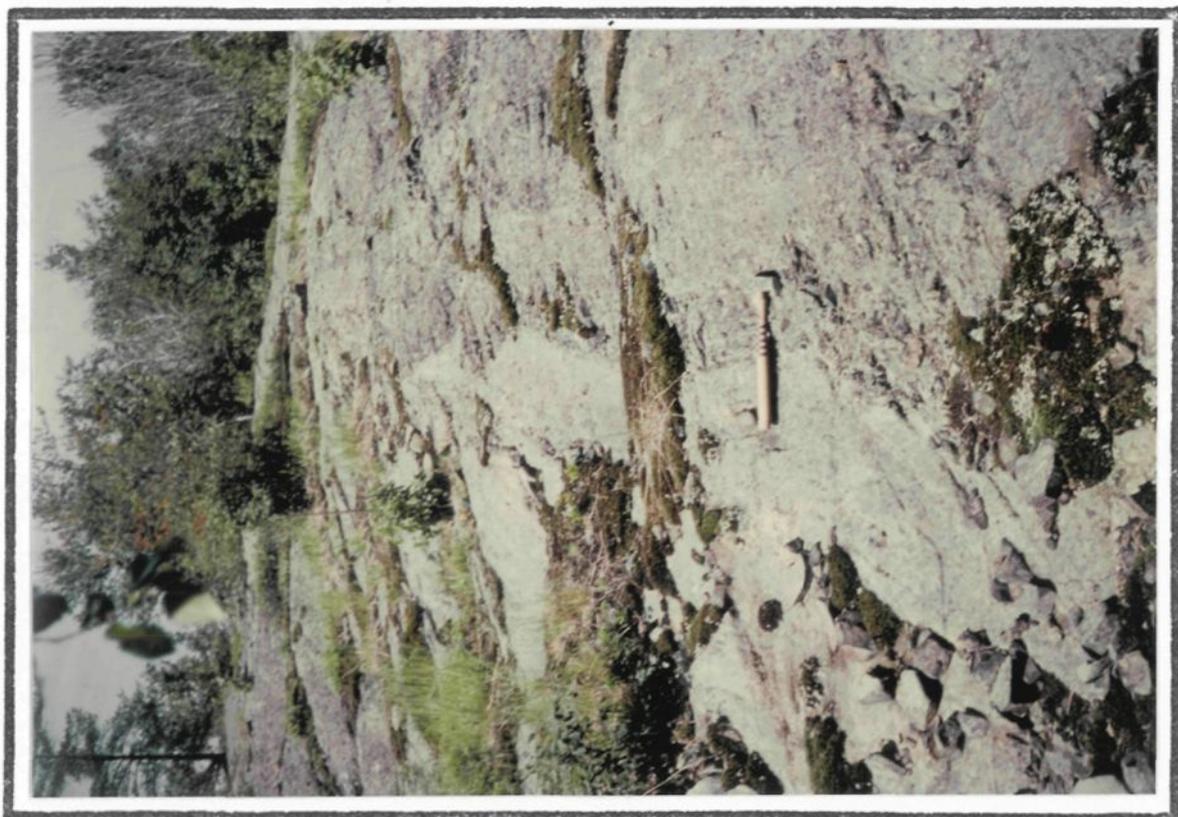


Photo 2. Tuf andésitique - sommet fin

Très peu de rhyolites sont observées sur la propriété (voir **carte** en pochette). Elles se limitent à deux endroits diamétralement opposées, situées au nord et au sud.

La rhyolite nord, dont la patine d'altération varie de blanc à beige, présente très peu de structures internes. Elle est massive, contient quelques micro-phénocristaux de feldspath et est fortement fracturée. En surface fraîche, elle montre une cassure conchoïdale et la couleur varie de noirâtre à rosée en raison de l'hématitisation. Le contact rhyolite - andésite est fortement oxydé (pyrite-limonite) et fracturé, mais ne montre aucune évidence d'activité exhalative.

La rhyolite sud montre un encadrement beaucoup plus complexe. Elle se situe sur ce qu'il est convenu d'appeler la colline Macanda (Macanda Hill), une zone d'affleurements de près de trois cents mètres de diamètre. Sur cet affleurement, la rhyolite est entièrement circonscrite dans une brèche andésitique. On y retrouve une rhyolite massive de près de cent mètres de diamètre dont l'extension-est, est constituée d'une brèche andésitique à larges fragments. Cette brèche contient plusieurs lobes rhyolitiques caractérisés par la présence de laminations d'écoulement sur toutes leurs circonférences. Le contact nord de la masse rhyolitique est surmonté d'un horizon d'une dizaine de centimètres d'épaisseur d'aspect chertueux et contenant de fines bandes de minéraux opaques. L'examen microscopique (voir pétrographie) confirme la nature de tuf rubané de cet horizon.

Contrairement à la conclusion de Hunter (1979) selon qui cette rhyolite est intrusive, nos observations démontrent qu'elle est extrusive et surmontée d'un tuf chertoux confirmant ainsi une polarité des couches vers le nord.

3.4.1.3 Brèche à fragments rhyolitiques

Cette brèche se retrouve au centre de la propriété, juxtaposée à la masse syénitique de Aldermac. C'est une brèche dont la matrice de composition andésitique montre des laminations d'écoulement qui contournent de larges blocs (0.5 à 1.5 mètres de diamètre) rhyolitiques sub-anguleux (photo 3). La matrice constitue environ cinquante pour cent du volume et contient une deuxième population de fragments de natures diverses (fragments andésitiques, de ponces, à phénocristaux, rhyolitiques). Cette deuxième population de fragments varie de 1 à 10 cm (photo 4). Tout comme pour la rhyolite sud, cette brèche montre un changement de faciès très rapide lorsque l'on progresse vers l'est. Il y a disparition des blocs rhyolitiques.

Le temps alloué à la cartographie n'a pas permis d'exécuter un relevé des structures internes pour tenter de déterminer la ou les directions d'écoulements.

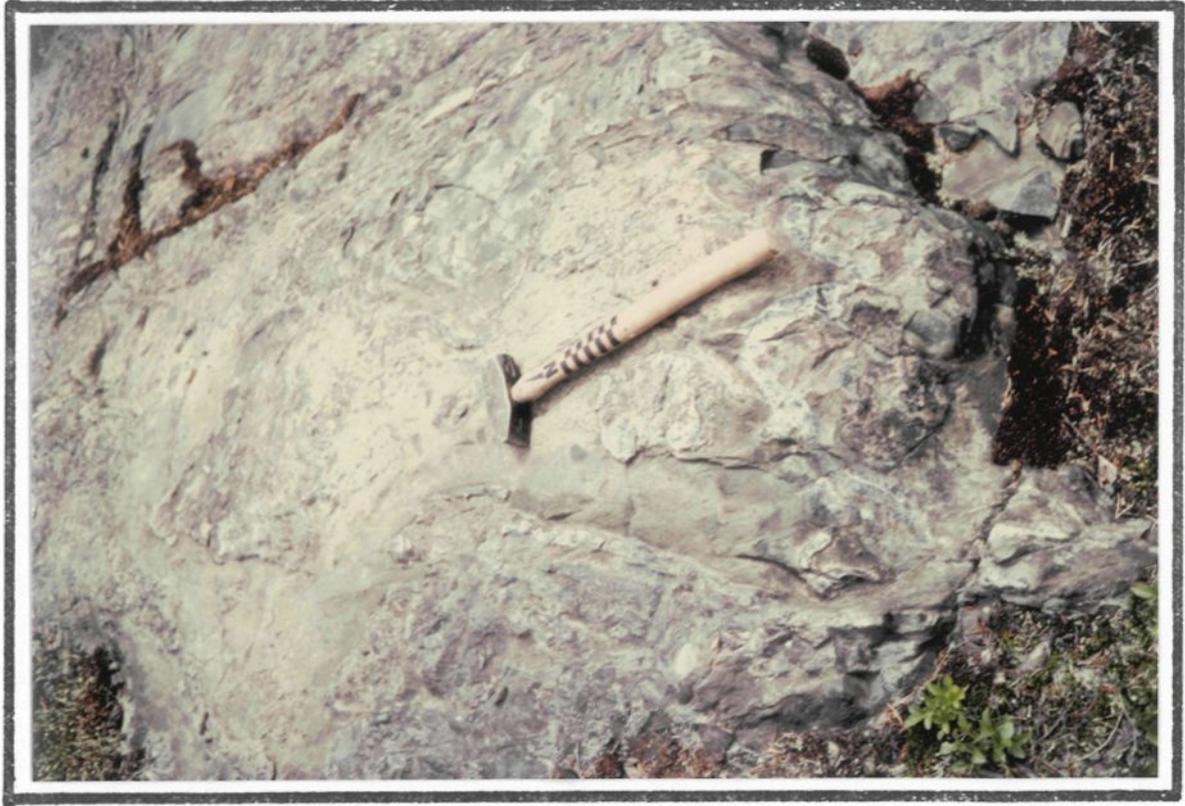


Photo 3. Brèche andésitique à fragments rhyolitiques



Photo 4. Brèche andésitique à fragments rhyolitiques
(zone à petits fragments)

3.4.2 Roches intrusives

3.4.2.1 Diorites

Les diorites se retrouvent aux extrémités nord et sud de la propriété (voir **carte** en pochette). Très massives, elles présentent une patine d'altération de couleur chamois et un grain variant de fin à grossier. En cassure fraîche, nous percevons très nettement les feldspaths et silicates ferro-magnésiens de même que localement la présence de leucoxène ou de quartz.

Aucune diorite ne se retrouve dans les faciès extrusifs décrits plus haut. Ce sont des masses intrusives qui appartiennent aux grands complexes sub-volcaniques régionaux.

3.4.2.2 Porphyres à quartz et feldspath

Les porphyres à quartz et feldspath (QFP) ont une texture aphanitique similaire aux rhyolites mais présentent une patine rugueuse due à l'altération différentielle laissant les phénocristaux de quartz en relief positif.

L'ensemble des affleurements laissent apparaître un système de dykes d'extension nord-sud affectés par de nombreuses failles à faible rejet (voir **carte** en pochette). L'intersection des dykes en forage suggère un fort pendage (80-90 degrés) vers l'est. Ces dykes présentent un bon développement au nord mais sont absents dans la partie sud.

3.4.2.3. Porphyre syénitique -

La présente cartographie n'inclut pas le stock syénitique de Aldermac. Seule une visite informelle de certains affleurements a été faite. Par contre, son importance et sa proximité en nécessite une brève description.

Le stock de Aldermac couvre toute la bordure occidentale du secteur à l'étude (voir **carte** en pochette). Il a une longueur nord-sud d'environ quatre kilomètres sur un de largeur. La masse se sépare en deux lobes réunis par un étranglement qui n'excède guère deux cents mètres (Robinson, 1948). La partie septentrionale ne montre que très peu d'affleurements alors que la partie méridionale permet un bon recouvrement de l'ensemble des variations de textures. La pétrographie indique la présence d'orthose, microcline, microperthite, anorthose, albite, biotite, muscovite, quartz, arfvedsonite-riébeckite, augite, hedenbergite, diopside, aégirine, aégirine augite, apatite, magnétite, ilménite, titanite, rutile et pyrite. Les minéraux d'altérations sont la calcite, l'épidote, la chlorite, la limonite, le kaolin et les zéolites (MacDonald, 1938).

On retrouve en bordure une zone à grain fin de composition mafique montrant une foliation minérale parallèle au contact. Dans la partie centrale, les cristaux de feldspath atteignent près de vingt centimètres et montrent encore ici une forte foliation dont le patron est complexe. On donne localement à ce faciès le nom descriptif de texture domino. Un même affleurement peut montrer de brusques variations de granulométrie, mais jamais de contact net indiquant des

injections multiples.

Dans le même ordre d'idée que Gunning (1927), MacDonald (1938) conclut en une mise en place polyphasée dont chaque nouvelle injection recoupe la précédente non entièrement consolidée. Notons que certaines phases tardives sont plus mafiques que les précédentes, ce qui exclut une évolution linéaire du magma parent.

Peu de travaux traitent de l'encadrement régional de la masse syénitique de Aldermac. Dimroth et al. (1983b) de même que Hubert et al. (1984) se limitent à lui attribuer une mise en place syn-volcanique. Kennedy (1984) suggère une affinité possible entre les xénolithes de porphyres syénitiques qu'il retrouve dans la brèche St-Judes - appartenant au pluton de Flavrian - et la syénite de Aldermac. Implicitement, ceci suggère que la masse de Aldermac est un dérivé différencié dont la mise en place correspond à la fin de la mise en place du pluton de Flavrian.

3.4.2.4 Diabase -

Ce dyke de diabase constitue le dernier épisode intrusif du secteur. Il recoupe tous les roches volcaniques de même que la syénite de Aldermac. La diabase montre une extension à N330, a une épaisseur de près de vingt-cinq mètres et semble avoir un pendage sub-vertical. D'aspect très massif, le grain est grossier et présente une texture ophitique grenue. La patine d'altération manifeste une couleur brunâtre très

caractéristique. Ce dyke appartient à l'essaim de dykes protérozoïques de Matachewan.

CHAPITRE 4

4 METHODE D'ECHANTILLONNAGE ET LOCALISATION DU MATERIEL UTILISE

La méthode d'échantillonnage peut constituer une source d'erreur appréciable face aux limites de détection de l'appareillage analytique employé. Afin de minimiser cette source d'erreur, une foule de techniques ont déjà été élaborées.

Avant même d'entreprendre l'étude pétrographique et géochimique, il est raisonnable de soupçonner la présence de trois types d'altérations, soit:

- les altérations précoces (intratellurique et deutérique);
- les altérations de fonds marins (halmyrolyse, spilitisation);
- les altérations hydrothermales.

Le but de cette étude étant de mettre en relief les altérations hydrothermales, nous tenterons donc de minimiser les variations parasites à l'échelle de l'affleurement. Il est intéressant de noter que les deux premiers types d'altération peuvent être considérés comme étant régionaux. Ils n'influencent donc pas le choix des sites d'échantillonnage. Par contre, dans un faciès de roches coussinées, les processus d'altération de basses températures (halmyrolyse) s'opèrent généralement de façon différentielle entre le coeur et la bordure du coussin (Scott et Hajash, 1976; Baragar et al, 1979).

De plus, dans les zones coussinées où l'altération hydrothermale affecte la chimie des roches, il a été démontré que la variation des altérations entre la bordure et le centre des coussins, constitue une réplique des altérations entre la bordure et le centre du conduit principal (Hall, 1982; Bachinski, 1977). Un comportement similaire caractérise les épontes des veinules de la zone de stringer versus le conduit principal du dépôt de Millenbach (Riverin, 1977; Riverin et Hodgson, 1980).

Un fait à remarquer est que, quelque soit les apports ou lessivages, ces altérations ont un comportement constant par rapport à la géométrie des coussins. Ainsi, afin d'éviter les variations parasites, seul le coeur des coussins (d'au moins 75 cm) a été échantillonné et ce, tout en évitant les veinules et leurs épontes immédiates.

Le matériel utilisé se divise en trois grands groupes, soit:

- une série de lames minces dont le numéro correspond au numéro d'analyse de roche entière;
- une série de lames minces dont le numéro correspond à l'échantillonnage de terrain;
- une dernière série échantillonnée le long des forages Mac 79-1 et Mac 81-1.

La localisation des échantillons utilisés est clairement indiquée à l'annexe I. Pour ce qui est des échantillons de forages, les localisations sont données à l'annexe II.

En tout plus de 120 lames-minces et analyses de roches entières ont servi à établir les caractères pétrographiques et géochimiques du secteur.

CHAPITRE 5

5 PETROGRAPHIE

5.1 Introduction

L'utilisation des valeurs normatives pour estimer la minéralogie virtuelle des roches volcaniques constitue un outil valable. Seule par contre, elle est impuissante à estimer la minéralogie réelle d'une roche ayant subi du métasomatisme et\ou du métamorphisme. C'est pourquoi l'aspect pétrographique revêt ici une réelle importance.

Les principaux objectifs de l'étude pétrographique sont de mettre en évidence:

- les textures primaires de nature volcanique,
- les paragenèses primaires, progrades et rétrogrades,
- les paragenèses dans la zone d'altération.

5.2 Textures primaires.

5.2.1 Roches extrusives. -

Quoique le métamorphisme en bordure de la syénite d'Aldermac soit de faciès amphibolite supérieur, les effets de ce dernier ne se font ressentir de façon appréciable que sur une bande d'environ 100 à 200 mètres. Ainsi est-il possible d'observer dans la zone périphérique du secteur étudié, la

présence de textures primaires fort bien conservées.

5.2.1.1 Andésites -

Les andésites montrent généralement une texture microlitique en tous points similaire aux descriptions de lave récente (Natland D.H., 1978; Kirkpatrick, 1978; Moorhouse W.W., 1970). Les bâtonnets de plagioclase au coeur évidé et d'aspect squelettique, caractérisent les zones massives et montrent parfois une texture pilotaxitique. Ils baignent dans une mésostase recristallisée, composée d'amphibole (actinote-hornblende), de chlorite, de minéraux opaques de même que d'une faible proportion de verre dévitrifié (photo 5; LM224). Localement, cette texture microlitique est accompagnée de gloméro-phénocristaux et/ou d'arborescences plumeuses de plagioclase (photo 6; LM224), caractéristiques d'une cristallisation sous un fort gradient thermique (Lofgren, 1974; 1980; 1983).

L'échantillonnage n'a pas permis de vérifier si la zone sphérulitique de bordure, telle que décrite par Dimroth et al. (1978), de même que Dimroth et Lichtblau (1979), a été conservée. Par contre, les faciès hyaloclastiques et brêchiques ont permis de mettre en relief la présence de sphérules de chalcédoine (photo 7; LG261), de même que des pseudomorphes de texture fibro-radiée, rétrogradée en épidote-opaques-chlorite et albite (photo 8; LG10). De plus, nous remarquons la présence de granules hyaloclastiques d'aspect anguleux aux formes convexes corrodées et aux parois d'amygdules.

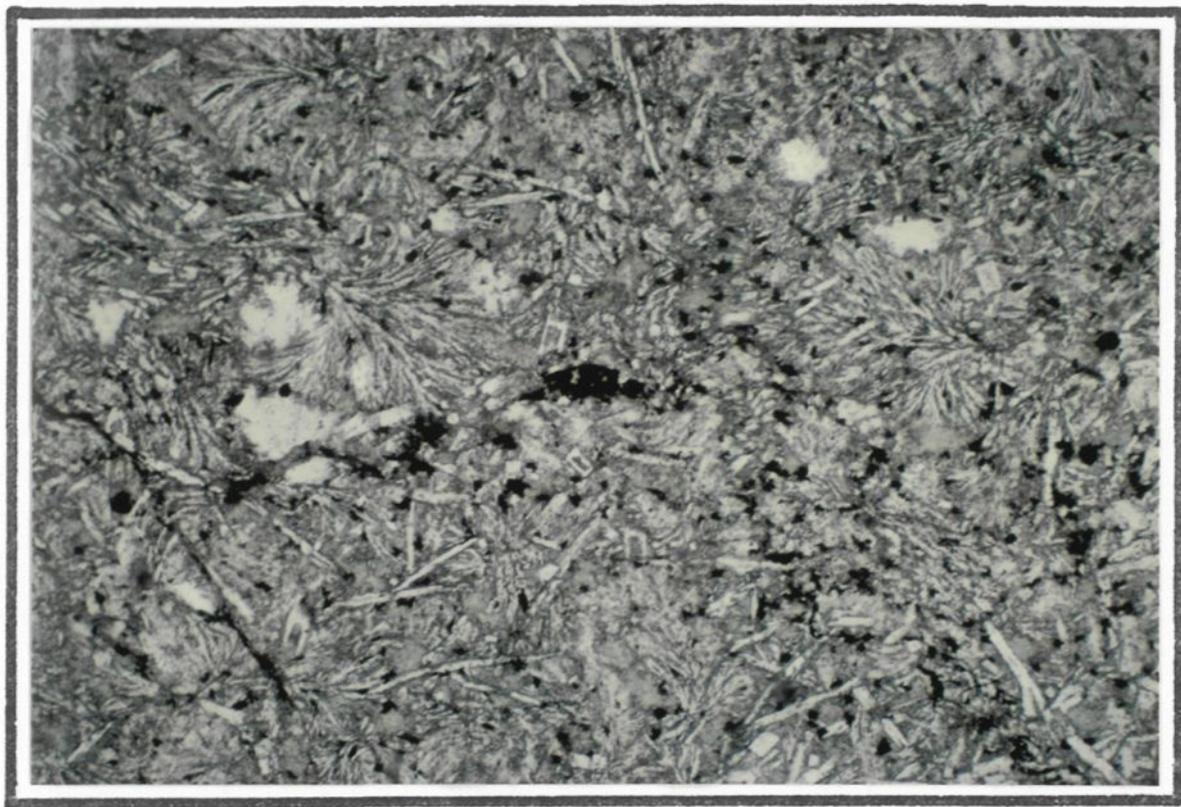


Photo 5. Andésite microlitique

.5mm

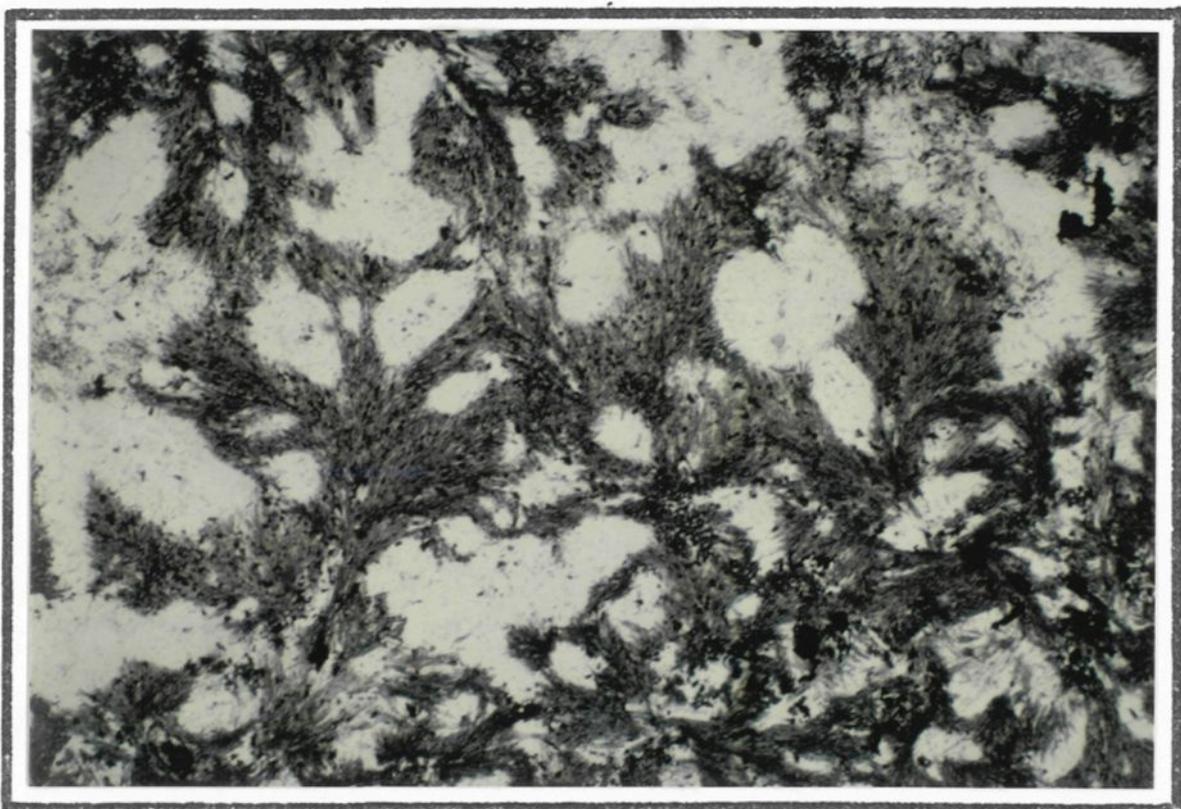


Photo 6. Texture plumeuse

.5mm.

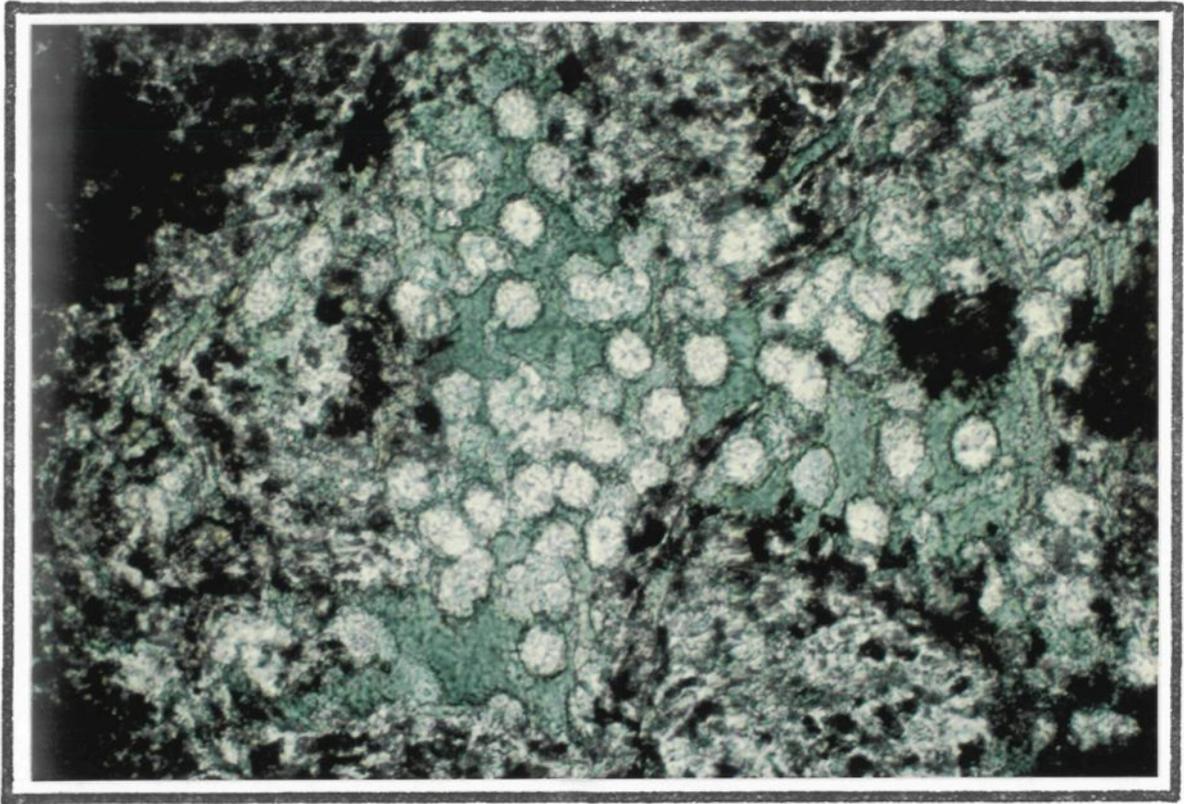


Photo 7. Sphérules de chalcédoine .5mm

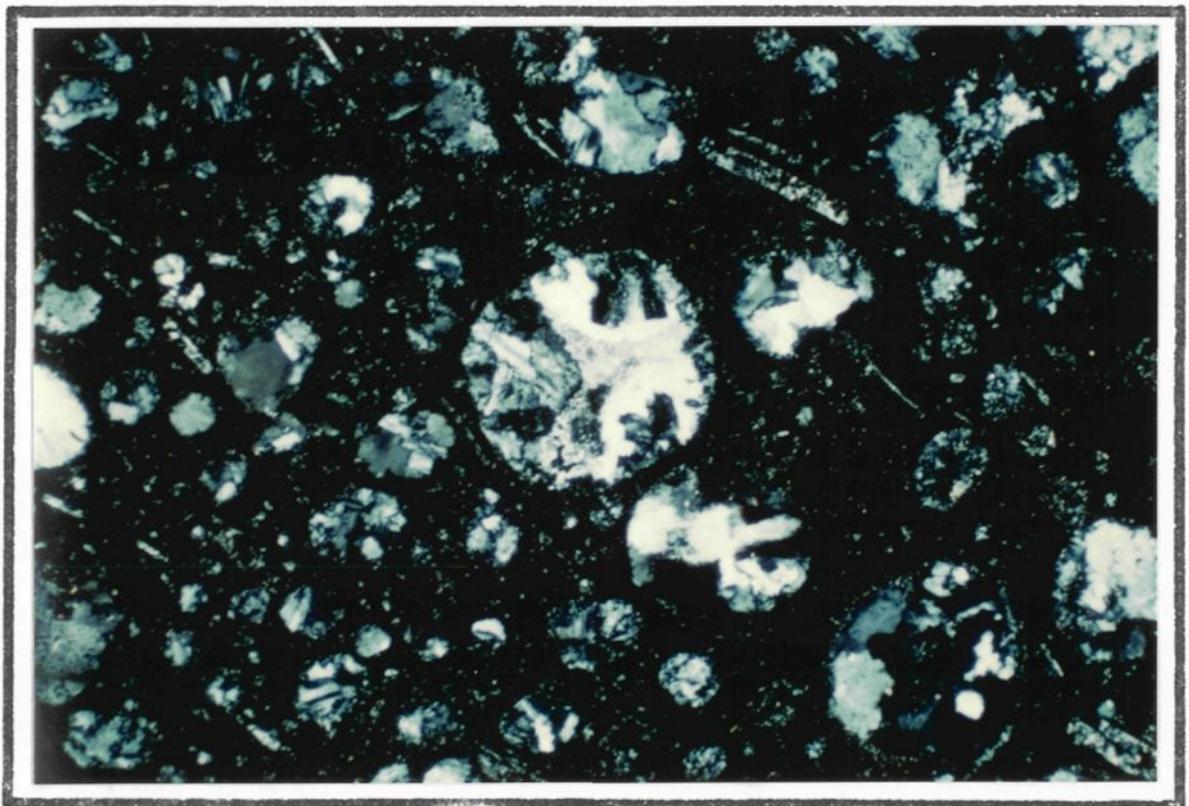


Photo 8. Relique fibro-radiée .5mm

Nous notons dans le faciès brèche un contenu accru en épidote et chlorite. Au microscope la brèche à blocs rhyolitiques se distingue par la nature diverse des fragments variant d'amygdalaires porphyriques, aphanitiques, microlitiques et ponceux flottant dans une matrice mafique microlitique. Cette dernière montre une texture fluidale contournant les fragments. Comme l'a indiqué Joly (1978) l'assemblage minéralogique est équivalent au métamorphisme régional du faciès des schistes verts inférieur.

5.2.1.2 Rhyolites -

Les rhyolites pour leur part sont généralement massives et présentent un agrégat intersertal de bâtonnets de plagioclase et de grains de quartz entièrement recristallisés. Nous remarquons encore ici la présence de microlites de plagioclase dont la commune orientation dénote une texture pilotaxitique (photo 9; B335).

5.2.1.3 Tuf exhalatif -

La rhyolite du secteur sud est surmontée d'un horizon rubané dont l'étude microscopique démontre la nature tufacée. Nous y remarquons la présence de cendres finement litées dont les micro-fragments (0.1 à 0.5 mm) sont colmatés par du quartz micro-granoblastique. Les micro-fragments sont d'aspect anguleux et aux parois convexes (photo 10; LM15). Certains niveaux ne contiennent que du quartz et d'autres sont composés essentiellement d'opakes.

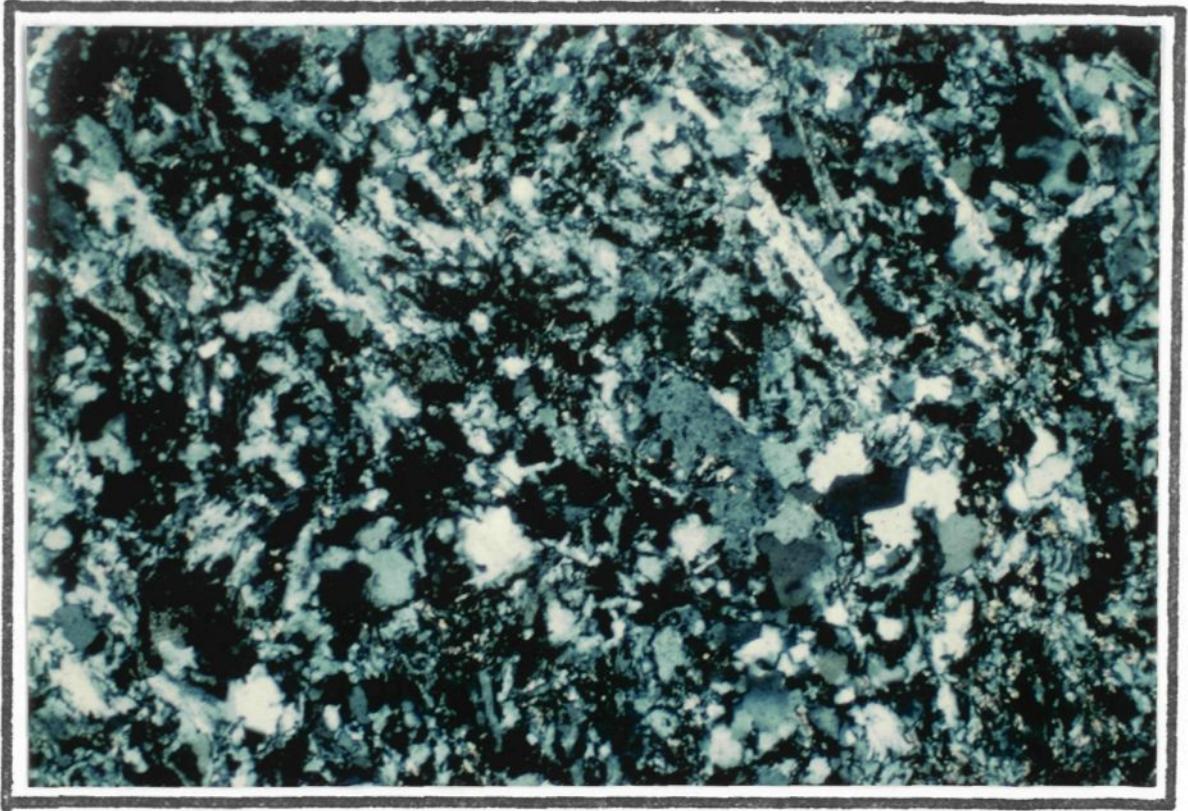


Photo 9. Rhyolite recristallisée

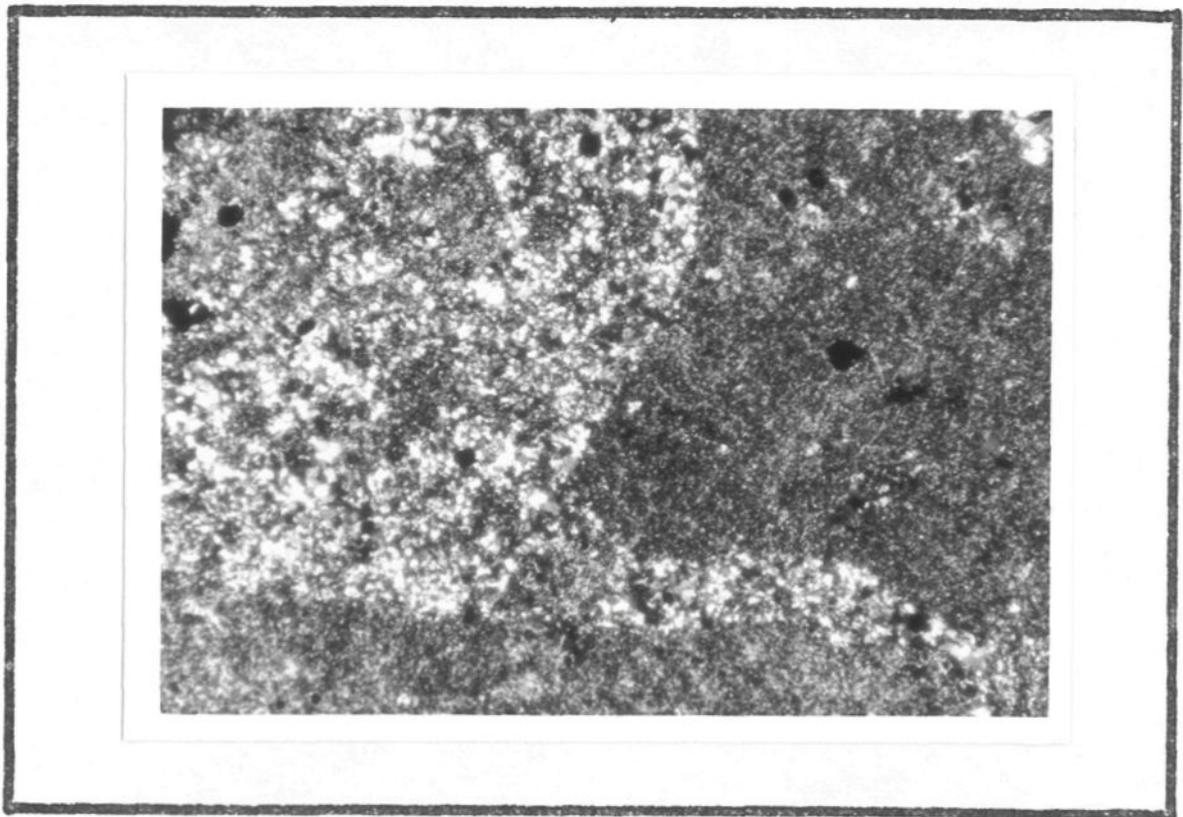
.5mm

Photo 10. Tuf exhalatif

.4mm

Notons enfin, que l'ensemble des roches extrusives montrent un contenu variable en amygdules. Ces dernières ont un remplissage très variable dont les plus importants sont le quartz, la chlorite, l'épidote et l'albite. On y dénote parfois des textures primaires fibro-radiées saines ou à l'état de relique, mais le plus souvent elles sont recristallisées.

5.2.2 Roches intrusives -

5.2.2.1 Porphyres à quartz et feldspath -

Plusieurs dykes à phénocristaux de quartz et feldspath sont présents sur la propriété. Ils présentent une composition similaire entre eux et une texture qui varie selon le degré de recristallisation. Les phénocristaux constituent environ 10 pour cent du volume et montrent des sections de quartz idio- à hypidiomorphes, parfois résorbées. Les phénocristaux de plagioclases sont idiomorphes et montrent les caractères optiques de l'oligoclase. La dévitrification totale de la mésostase a développé une texture micro-granulaire dont les interstices (5 pourcent) sont comblées par la chlorite, l'épidote et les opaques (photo 11;LM79-2). On y remarque parfois la présence d'une fine fracturation dont le remplissage est constitué de calcite.

Deux types de recristallisation métamorphique ont été observées. Le premier type montre des sections blastoporphyriques de quartz (utilisation du préfixe tel que défini par Spry, 1969), avec des auréoles d'impuretés en inclusions. La matrice

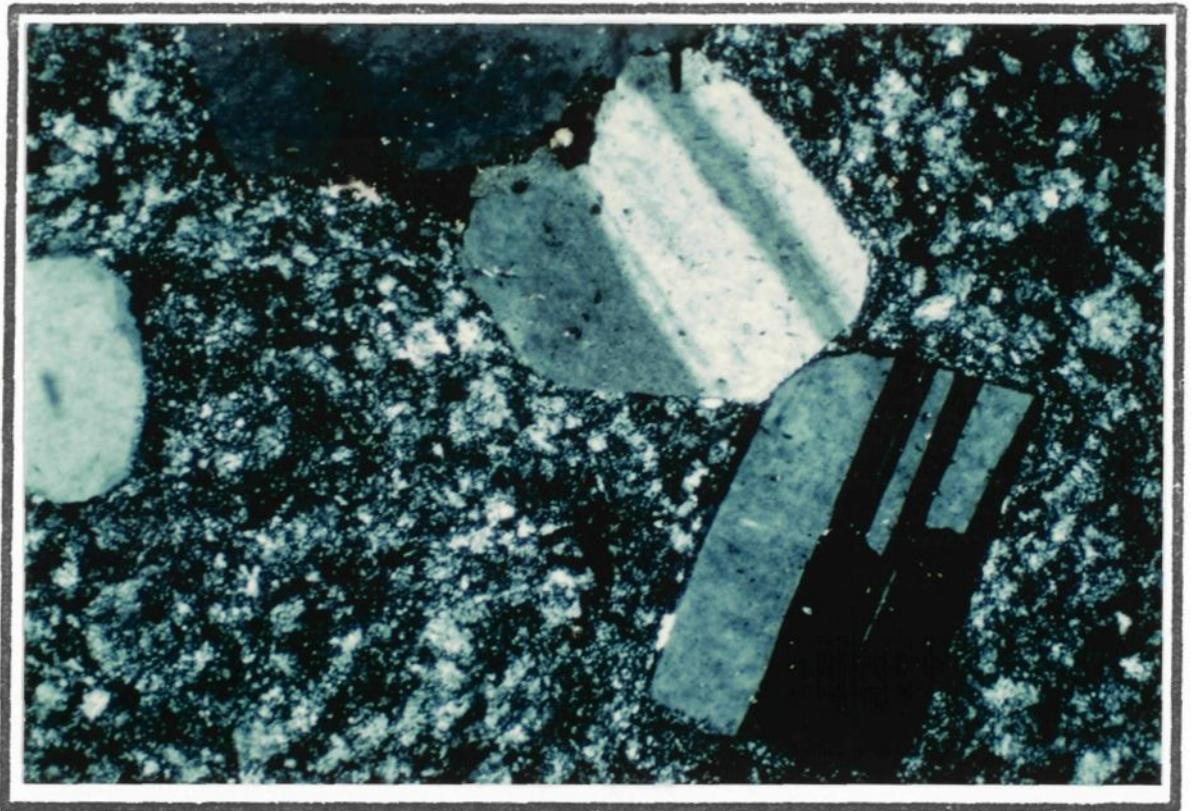


Photo 11. Q-F-P frais

.5mm

est composée de polygones granoblastiques de quartz et de plagioclase (photo 12;LM4). Le second type montre le développement d'une texture granophyrique (i.e. Bard 1980) accentuée par des auréoles micropegmatitiques autour des blasto-phénocristaux de quartz (croissance axiolitique). Certaines auréoles se développent autour de noyaux cryptocristallins (photo 13;LM501). Les masses orbiculaires ainsi développées sont composées de gerbes de quartz et feldspath micro-poékilitique, dont l'extinction radiale montre un balayage qui suggère une cristallisation à partir de fibres. Sous plus d'un aspect, cette texture nous rappelle les descriptions texturales de Yamagishi et Dimroth (en préparation) et de Lofgren (1971) sur la dévitrification de verre rhyolitique. Notons ici que les meilleurs développements obtenus par Lofgren ont été réalisés aux environs de 400-650 degrés centigrades et à moins de 3 kilobars de pression. Quoiqu'il soit hasardeux d'appliquer les résultats de Lofgren au cas présent, une telle correspondance n'est pas invraisemblable de par l'étroite similarité des compositions chimiques et des conditions d'hydratation. Les interstices sont essentiellement composés de chlorite et d'opagues. Les épontes de veinules de calcite sont ici partiellement tapissées de muscovite .

5.2.2.2 Dykes syénitiques -

Les dykes de syénites ont une composition modale à peu près similaire les uns par rapport aux autres. Ils sont principalement composés de phénocristaux de feldspath alcalin et

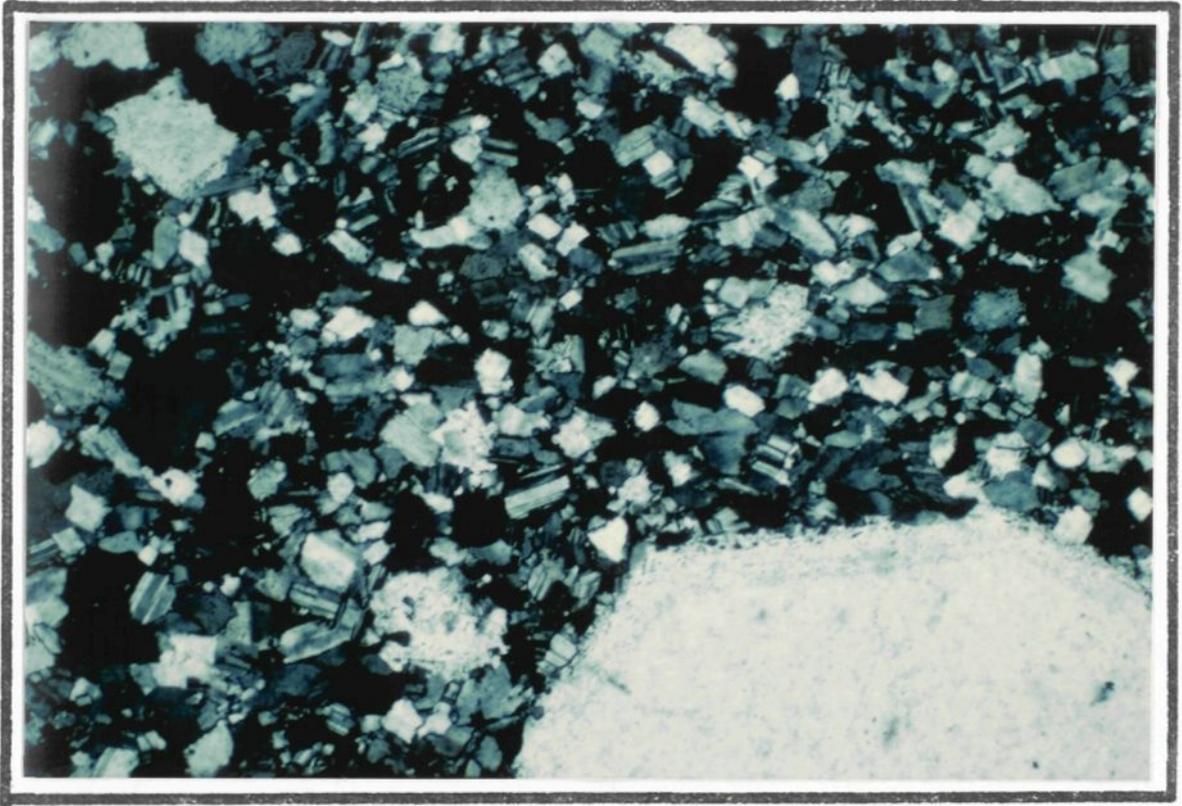


Photo 12. Q-F-P granoblastique

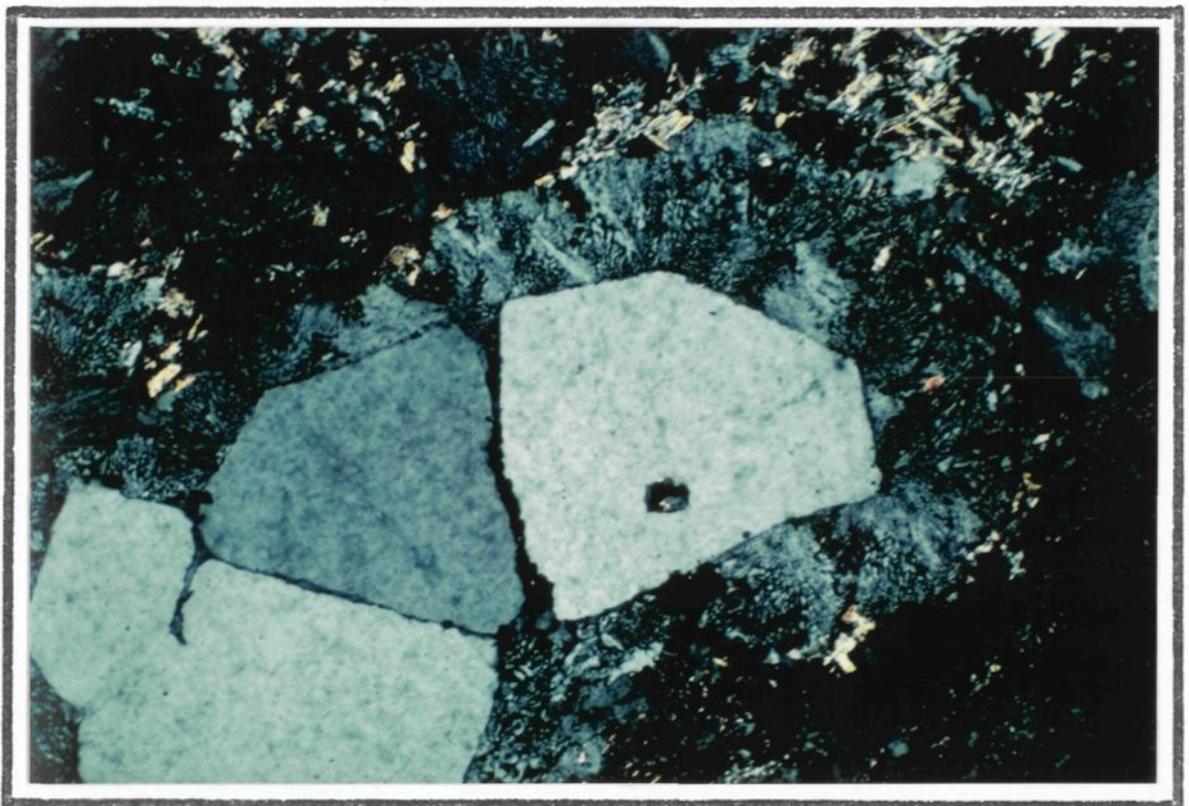
.5mm

Photo 13. Q-F-P micro-granophyrique

.5mm

de clinopyroxène, avec un contenu variable en quartz, hornblende, chlorite, albite, opaques et quelques traces de biotite, pistachite, sphène et apatite. La texture de ces dykes montre un orthocumulat porphyrique (Bard, 1980) et la matrice micro-grenue varie de cinq (5) à trente (30) pour cent du volume. Les feldspaths sont généralement zonés. La baisse progressive de la température lors de la mise en place de ces dykes est mise en évidence par la présence de coronite dont le coeur est constitué d'orthose et la bordure de microcline (Bard, 1980). L'albite, lorsque présente, est en excroissance autour de l'orthose. Notons enfin l'occurrence d'un dyke de syénite à corindon (Photo 14; LM79-18).

5.2.2.3 Dykes dioritiques. -

Aucune lame mince n'ayant été faite sur les diorites, nous référons donc le lecteur aux descriptions mégascopiques du présent ouvrage. Notons tout de même que les travaux de Hunter (1979) sur la propriété voisine de Aldermac, montrent la présence de plagioclase entièrement saussuritiisé formant un assemblage avec l'actinote et la chlorite dont la texture est intergranulaire à subophitique. On y suggère la présence possible de deux pyroxènes dans le protolithe.

5.2.2.4 Dyke de diabase. -

Ce dyke est principalement constitué de hornblende verte, de plagioclase, de pistachite, de quartz, de chlorite et de

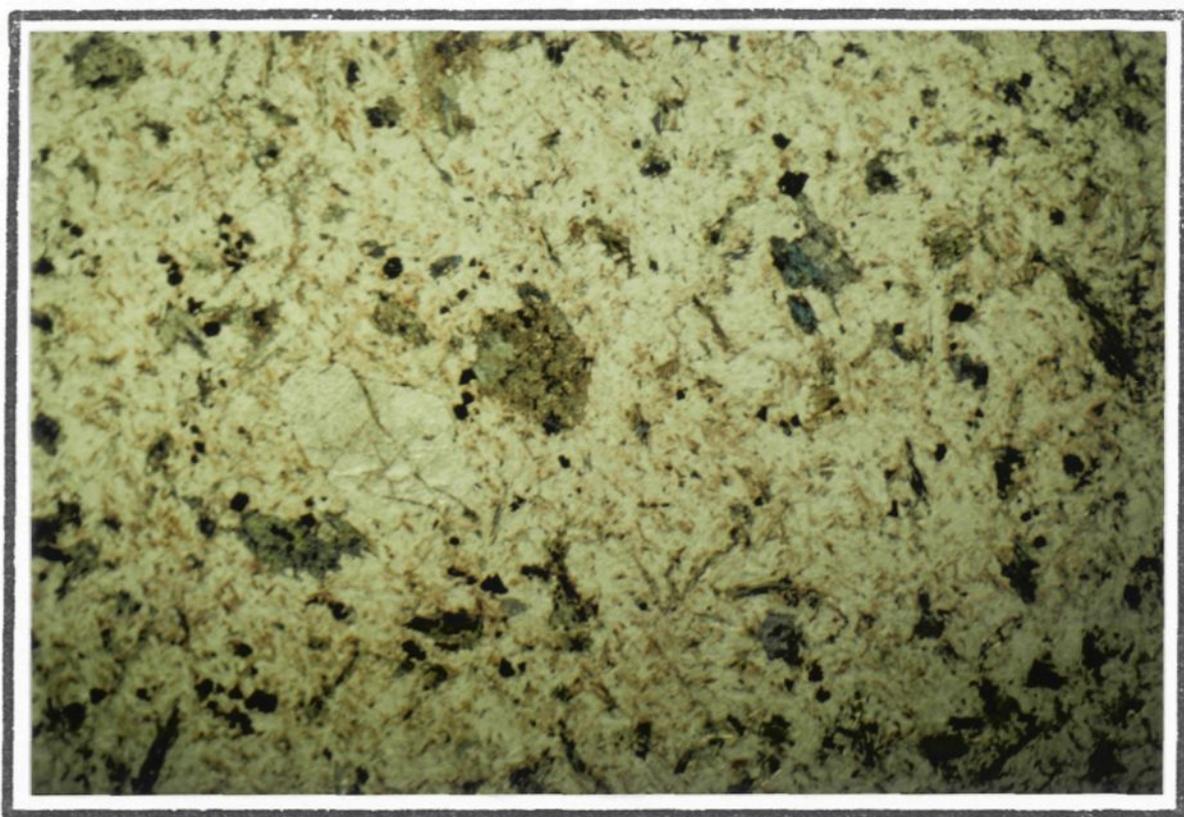


Photo 14. Syénite à corindon

3 mm

leucoxène. La texture intergranulaire à lamprophyrique montre des sections épidiomorphes de hornblende verte entourant les cristaux de plagioclase. Ces derniers montrent généralement de petits vermicules d'exsolution. Notons que ce dyke est affecté d'une très forte épidotisation s'initiant à partir de veinules d'aspect discontinu .

5.3 Descriptions Minéralogiques

La présente contribution se veut une étude détaillée des principales phases minéralogiques, de leurs distributions, leurs textures, leurs paragenèses et ce, en tenant compte du métamorphisme et des altérations. Les assemblages réfèrent toujours au protolithe le plus fréquent, c'est-à-dire les andésites. Les textures et assemblages particuliers aux rhyolites seront cités spécifiquement.

5.3.1 Quartz -

Le quartz est le minéral de loin le plus largement distribué. Il est présent dans presque toutes les paragenèses, ce qui nous informe sur l'aspect sursaturé en silice de tout assemblage. Il se présente soit en grains isolés où il exprime une silicification pénétrante, en agrégats constituant parfois jusqu'à 30 pour cent du volume, dans les amygdules ou dans les veinules. Le quartz présente toujours des sections xénomorphes à extinction uniforme. La recristallisation métamorphique

équigranulaire à point triple équilibré est fort bien développée. Cette texture est un premier indice de métamorphisme thermal sans contrainte (Spry, 1969). Dans le faciès à cordiérite, le quartz présente de fréquentes inclusions aciculaires d'anthophyllite, parfois rétrogradée en chlorite. Lorsqu'en veinules, il est généralement accompagné de calcite. Considérant un protolithe andésitique ayant un contenu en silice homogène, la présente distribution du quartz suggère une très grande mobilité de la silice, ce qui d'ailleurs corrobore diverses études, (Buttercup Hill: Gibson et Watkinson, 1979, Gibson et al., 1983; andésite d'Amulet: Atkinson et Watkinson, 1980; Matagami: MacGeehan, 1978 ;Carmichael, 1969).

5.3.2 Plagioclase -

Dans le présent contexte, le plagioclase semble avoir été soumis à différents types d'altération. La première altération qu'il est raisonnable de tenir compte est la spilitisation. De fait, le plagioclase généralement rencontré dans les andésites fraîches est de type labradorite (Hyndman, 1972; Williams et al. 1954; Vallance 1967; Hughes 1973; Kirkpatrick, 1978; Winkler, 1979). Un second indice sur la nature secondaire de l'albite est donné par la présence de sections montrant des arborescences plumeuses (Photo 6; LM224). Les travaux de Lofgren (1974) nous informent que de telles textures se développent dans les termes An40-An60 et ne sont jamais observées pour une calcicité inférieur à An15. Il est difficile de quantifier l'apport en albite, mais comme le fait remarquer Hunter (1979) sa présence

permet de distinguer entre les altérations de lessivage hydrothermal ponctuel où il y a destruction de l'albite et celles des fonds marins où il y a albitisation pénétrante. Notons qu'il peut y avoir également une perte en CaO et un ajout possible en SiO₂-K₂O (Gélinas et al., 1977).

La damouritisation est la principale altération des plagioclases. Elle se développe principalement le long des macles et clivages pour ne laisser que l'empreinte relique des phénocristaux. Les microlites sont entièrement détruits et ne se distinguent plus de la mésostase cryptocristalline. Notons que la saussuritisation est une altération mineure et montre ses meilleurs développements à l'extérieur du conduit d'altération. Lorsque le plagioclase est recristallisé, les marques de la damouritisation sont perçues par l'abondance d'inclusions de paillettes orientées de muscovite. Aussi le métamorphisme thermal développe-t-il un assemblage micro-granulaire de plagioclase et quartz avec conservation de la séricite et de la chlorite néoformées. La recristallisation quoique généralement partielle atteint localement l'équilibre.

Tout comme le quartz, le plagioclase montre une très large distribution. Par contre, la faible occurrence de phénocristaux ayant une section propice à l'évaluation des caractères optiques, rend difficile la détermination de la calcicité. Les quelques déterminations effectuées varient entre An₀₅ et An₄₀, ce qui correspond aux observations de Riddell (1952) de même qu'à celles faites à Amulet (De Rosen Spence, 1969) et à Aldermac (Hunter, 1979).

L'évaluation modale des minéraux le long du forage Mac 79-1 (Figure 7) met en relief que le contenu moyen en plagioclase des andésites non altérées, se situe aux alentours de 40 pour cent. Par contre, dans les zones altérées, ce contenu est reporté à l'état de trace. Riverin (1977) , Descarreaux (1973), Vivallo (1985) et Stanton (1982) stipulent les mêmes observations. Selon les conclusions de Riverin, les causes peuvent être:

- la spilitisation (Vallance 1967, Hyndman 1972);
- la dissociation d'un plagioclase calcique en albite et épidote lors du métamorphisme de contact (Turner 1968);
- la dissociation d'un plagioclase calcique en albite et épidote lors du métamorphisme rétrograde (Winkler 1979).

Les textures de l'albitisation se présentent sous trois (3) aspects. L'albite se présente soit sous la forme de pseudomorphes de phénocristaux primaires et de microlites, se retrouve parfois en veinules, ou enfin dans les amygdules. Dans ces deux derniers cas, elle tapisse les parois de sections fibro-radiées ce qui accentue sa nature secondaire pseudomorphique.

La faible fréquence de la paragenèse d'altération quartz-épidote-calcite suggère une faible calcicité du plagioclase ou encore , plus plausiblement, une altération postérieure à l'albitisation. Comba et al.(1981) relie le secteur de Macanda à la zone de fénitisation associée au dyke de diabase protérozoïque de Four Corners. Par contre, aucun indice pétrographique de fénitisation, tel la présence d'aégirine et de

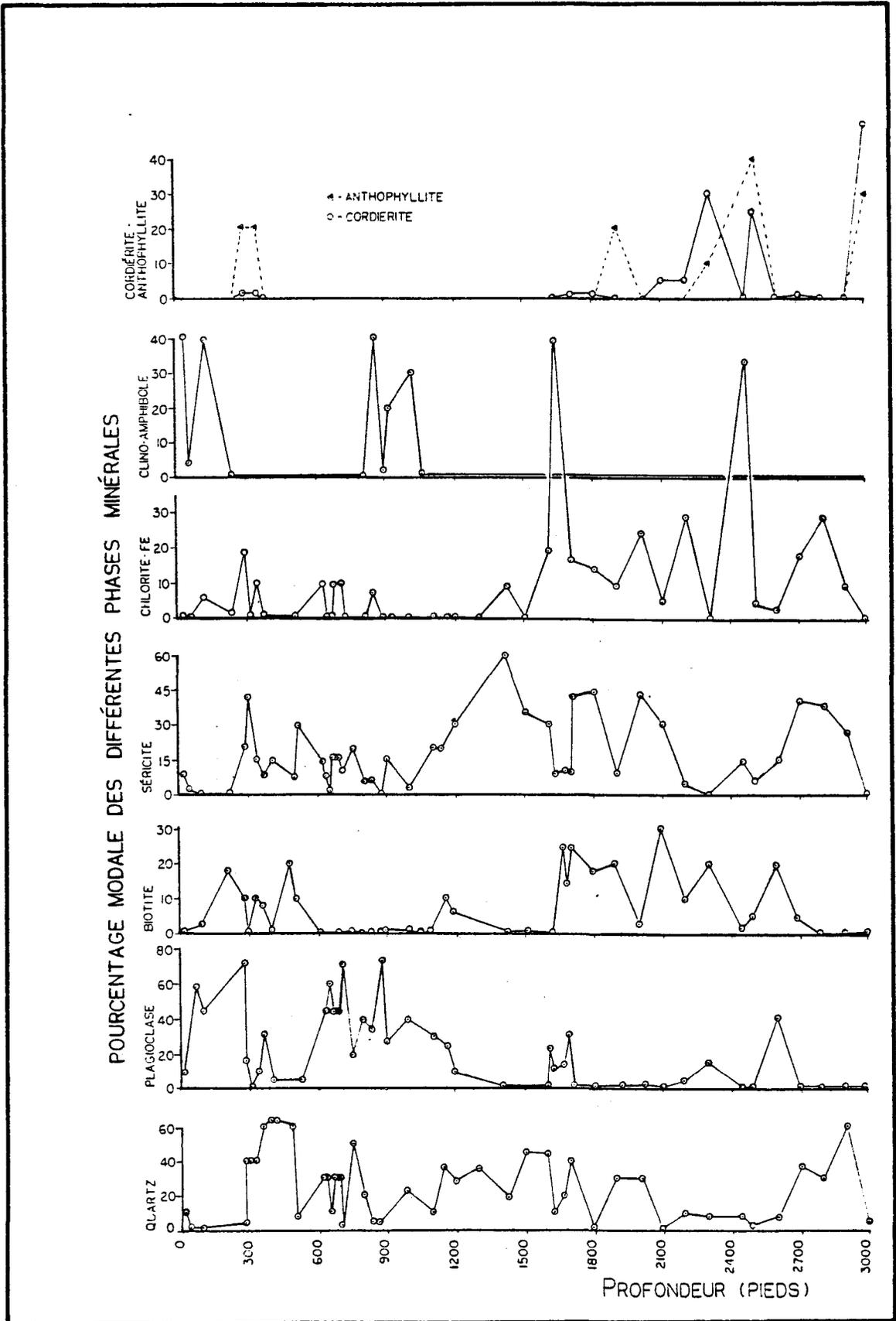


FIGURE 7. Evaluation modale des minéraux dans le forage Mac. 79-1.

riébeckite ou même d'altération complexe tel que décrite par Parry et Hutchinson (1981) n'a été observée. Ceci exclut la possibilité d'une albitisation tardive dans le secteur étudié.

5.3.3 Hornblende - Actinote -

Les amphiboles sont les principaux silicates ferro-magnésiens. Deux variétés ont été observées et définissent des paragenèses distinctes (l'anthophyllite sera traitée séparément). L'actinote se présente généralement en sections aciculaires microcristallines et se développe à partir de la mésostase des andésites. Elle montre parfois une texture fibro-radiée avec concentration d'opagues au bout des fibres (LM. B-322), où se présente en remplissage dans les amygdules avec le quartz (LM. B-333). Sur la propriété voisine de Aldermac, Hunter (1979) note la présence de pseudomorphes de clinopyroxène.

Le métamorphisme thermal semble favoriser la croissance de la hornblende verte. Celle-ci montre des sections trapues partiellement corrodées par la chlorite. En périphérie de la masse syénitique de Aldermac, on retrouve des coulées andésitiques coussinées montrant une texture mésoscopique granoblastique. Microscopiquement, la texture est de type décussate et montre des porphyroblastes de hornblende fortement poékiloblastiques. La continuité cristalline est mise en évidence par l'extinction commune des sections. Les inclusions sont formées de sections hypidiomorphes de plagioclase avec un résidu interstitiel de quartz et d'opagues (Photo 15; LM1).

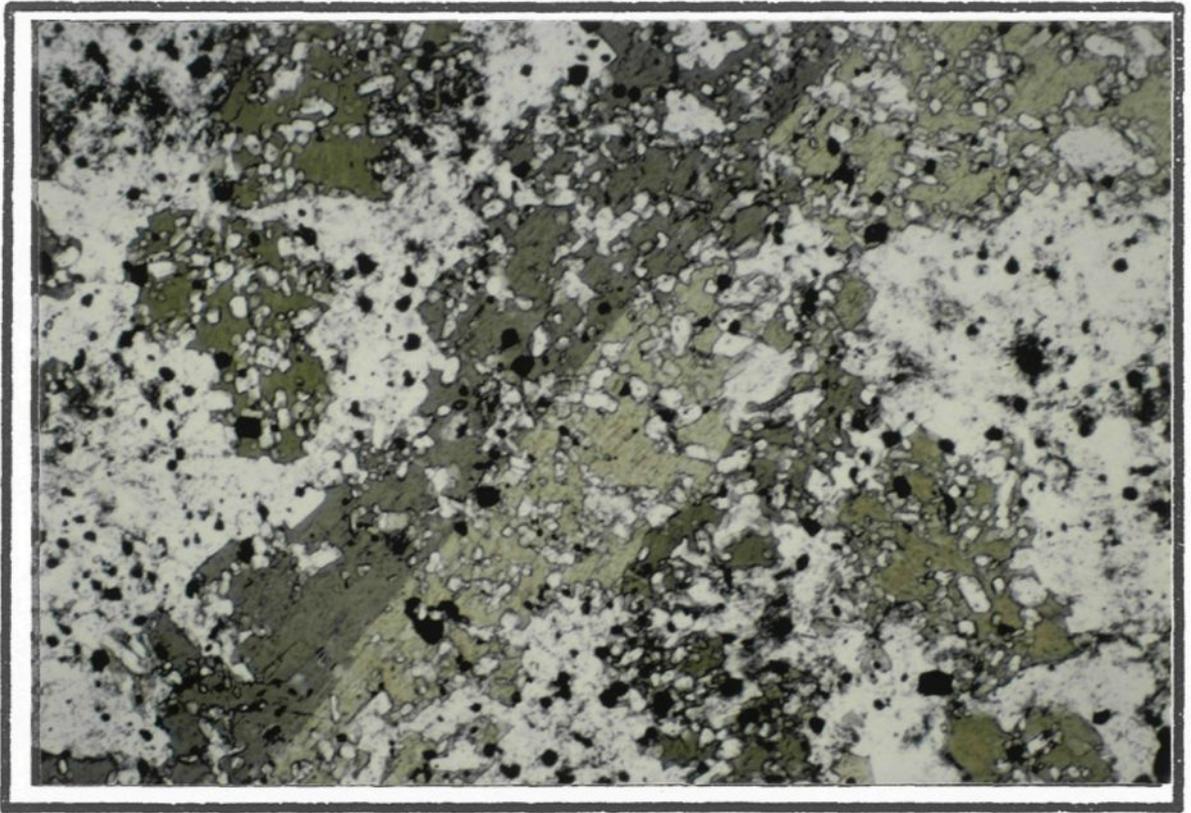


Photo 15. Méta-andésite à hornblende poékiloblastique
5mm

Cette texture montre toutes les caractéristiques d'un métamorphisme thermal sans contrainte (Spry, 1969).

5.3.4 Séricite - Muscovite -

Le terme de séricite est employé pour désigner les différentes espèces d'hydromuscovites, dont la pinnite et la damourite. Elle est caractérisée par l'occurrence d'agrégats de paillettes micro-cristallines. Elle est très largement distribuée et est présente dans toutes les lithologies. C'est le principal produit d'altération des plagioclases et elle est intimement associée au quartz, à la calcite et parfois à l'épidote et à la chlorite. Cet apport de séricite par la damouritisation est mis en évidence par la relation inverse qui existe entre l'abondance de séricite et de plagioclase (figure 7). La recristallisation des phénocristaux de plagioclase damouritisé conduit à la formation de sections de muscovites poékilitiques conservant le pseudomorphe des phénocristaux primaires.

L'assemblage quartz-séricite-opaques constitue le principal produit de la pinnitisation de la cordiérite. En lumière naturelle, cette paragenèse montre une teinte claire, est pauvre en élément chloriteux et donne un aspect tacheté à la roche. Elle forme des amas globulaires montrant parfois un pseudomorphe de cordiérite automorphe (Photo 16; LM79-4). Dans les faciès à cordiérite - anthophyllite, on retrouve également de fines paillettes de muscovite flottant dans la masse et non associées à l'altération de la cordiérite ou à celle du plagioclase.

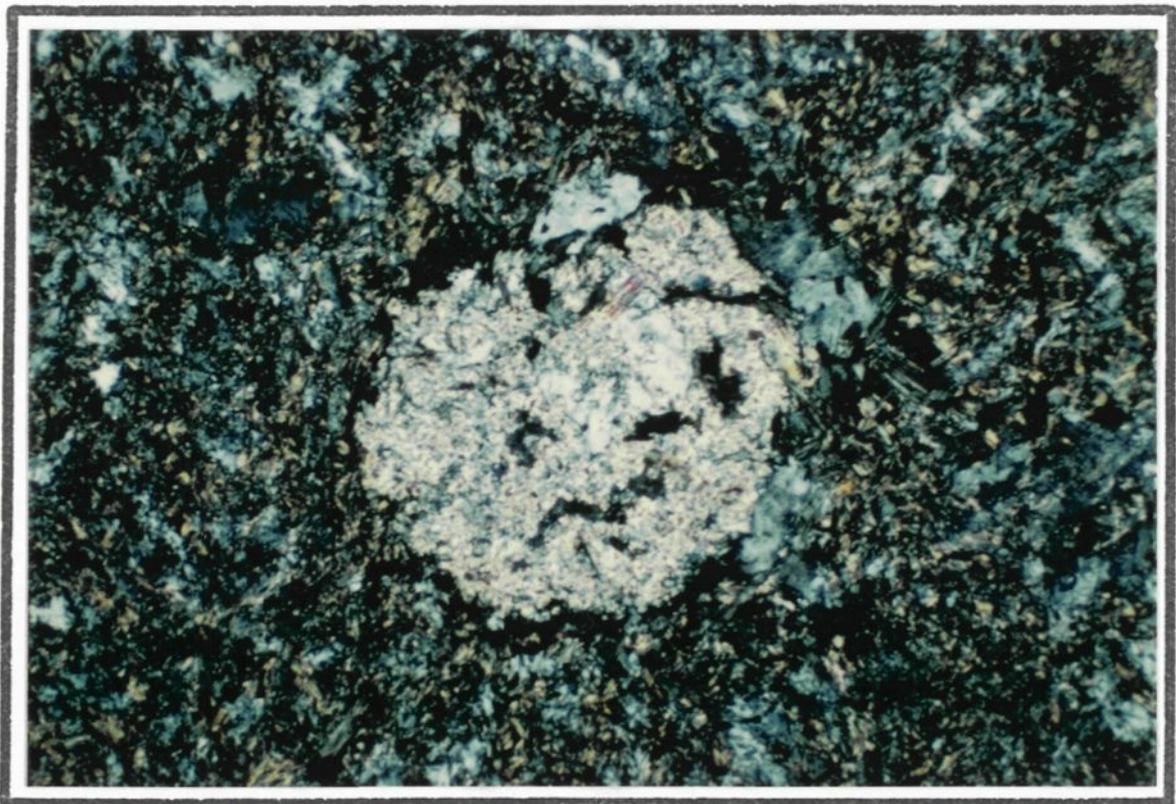


Photo 16. Pseudomorphe pinnitisé de cordiérite.

_____ .5mm

La séricité provient donc de trois sources possibles soit :

- La damouritisation des plagioclases,
- la pinnitisation de la cordiérite,
- le métamorphisme prograde (Winkler, 1979).

5.3.5 Chlorites -

Aucune étude de composition n'a été effectuée sur les chlorites. Par contre, leur importance n'étant plus à établir (Riverin, 1977; Hall, 1982; Urabe et Scott, 1983; Walford et Franklin, 1982; Atkinson et Watkinson, 1980; MacGeehan, 1978; etc.), nous avons tenté d'établir une correspondance entre les caractères optiques et la composition probable. Comme critère de base, nous avons utilisé les données de Albee (1962) et Lof (1983), dont un résumé est présenté à la figure 8. Afin d'en vérifier la validité, nous avons comparé les données à celles fournies par différents auteurs qui ont travaillé dans le secteur de Noranda (Riverin, 1977; Price, 1980). Il s'en dégage que les chlorites bleues (en nicols croisés) sont généralement ferrugineuses et que les chlorites brunes sont magnésiennes. Les chlorites de teintes anormales (brun pourpre, violacée) correspondent aux termes intermédiaires où les propriétés optiques de la maille cristalline s'inversent (Albee, 1962). Cette classification ne permet d'estimer que la tendance générale et exclut les compositions extrêmes en fer ou en magnésium, ce qui d'ailleurs est corroboré par l'absence de

CHLORITE-MG	CHLORITE INTERMEDIAIRE	CHLORITE-FE
BIAXE (+)	ISOTROPE	BIAXE (-)
ALLONGEMENT (-)		ALLONGEMENT (+)
FAIBLE 1.57-1.59	REFRINGENCE →	FORTE 1.66-1.68
FORTE	BIREFRINGENCE ← FAIBLE →	FORTE
BRUN	COULEUR ANORMALE GRIS-VERDATRE N.C.	BLEUE

FIGURE 8. Caractéristiques optiques des chlorites.
 Compilation des travaux de Lof (1983),
 Albee (1962), Riverin (1977), Price (1980).

phases équivalentes tel la staurotite dans les faciès métamorphisés.

Les chlorites se présentent soit dans les veinules, soit associées au métamorphisme régional des schistes verts ou associées à l'altération hydrothermale.

Les veinules de chlorites présentent parfois un patron de type network et se retrouvent essentiellement dans la zone fortement altérée (forage Mac 79-1, entre 1600 pieds et 2, 400 pieds). Cette fine fissuration est tapissée de flocons de chlorites-Fe, parfois accompagnées de quartz, de calcite et d'opagues. Les épontes montrent parfois une silicification ou une épidotisation.

Dans les roches altérées au faciès des schistes verts, la chlorite a généralement une composition intermédiaire. Elle se présente en fines sections dissimulées et intersticielles caractéristiques de la chloritisation normale des andésites. On ne l'observe que rarement en flocons. Dans ce dernier cas, elle constitue le pseudomorphe des clino-amphiboles et parfois du plagioclase.

Enfin, dans le faciès altéré et soumis au métamorphisme prograde, la chlorite est généralement de composition ferrigineuse. Elle présente dans ce faciès des textures caractéristiques:

- en auréoles autour de la cordiérite pinnitisée (Photo 17; LM B-346). Ces auréoles sont très fréquentes et caractérisent le rétro-morphisme de la cordiérite. De Rosen Spence (1969) décrit le même type d'occurrence, de même que Speakman et al. (1982);
- comme pseudomorphe idiomorphe de la cordiérite. Elle est alors accompagnée d'épidote et d'opagues (Photo 18; LM276);
- à texture fibro-radiée, comme pseudomorphe de l'anthophyllite. Elle montre parfois une arborescence mammelonnée recouvrant l'extrémité des rosettes d'anthophyllite (Photo 19; LM504);
- en larges sections rectangulaires, comme pseudomorphe de la biotite. Le remplacement s'initie à partir des clivages et des faces cristallines.

Localement elle atteint jusqu'à 70 pour cent du volume de la roche, elle est alors intimement reliée au grenat (Photo 20; LM B348). Dans ce cas particulier, la chlorite se présente en amas flexueux et feutrés, contrastant nettement avec les sections saines et hypidiomorphes du grenat. L'aspect non équilibré de cette paragenèse suggère que la chlorite est l'équivalent rétro-morphique d'une phase prograde (possiblement l'anthophyllite ou la biotite).

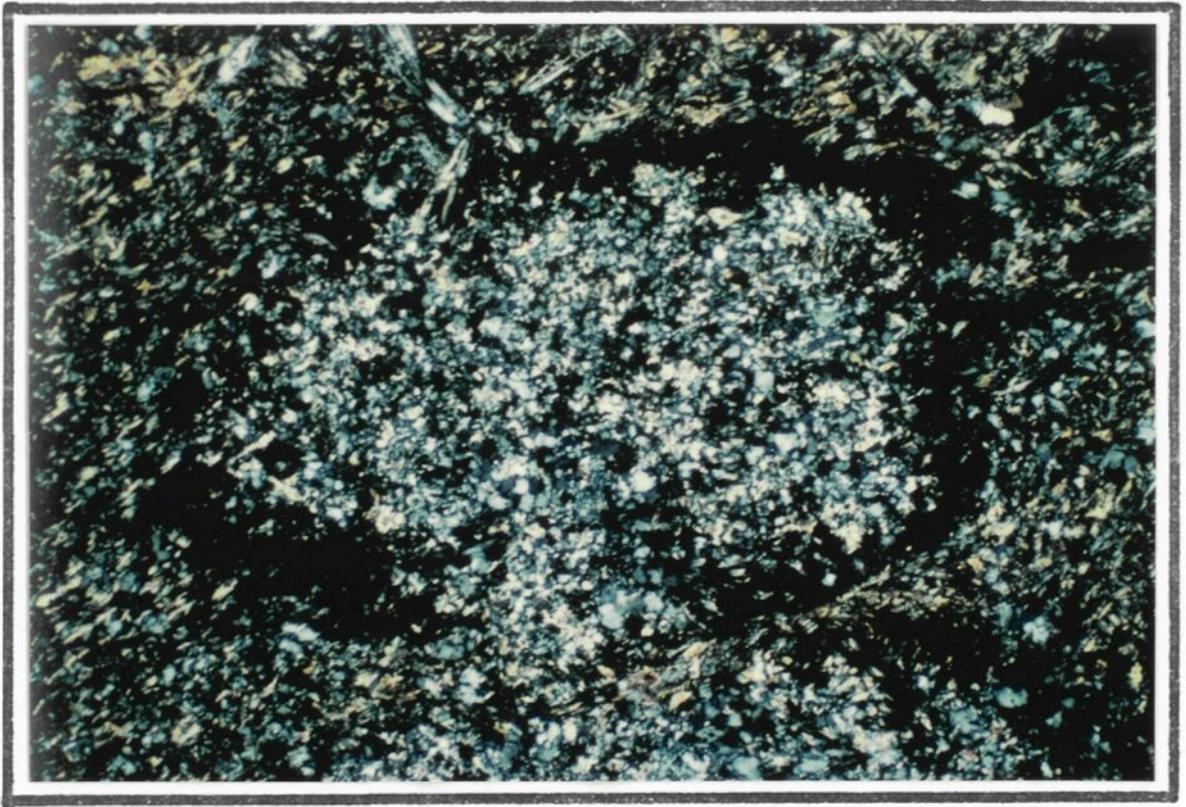


Photo 17. Cordiérite pinnitisée avec auréole
de chlorite. .5mm

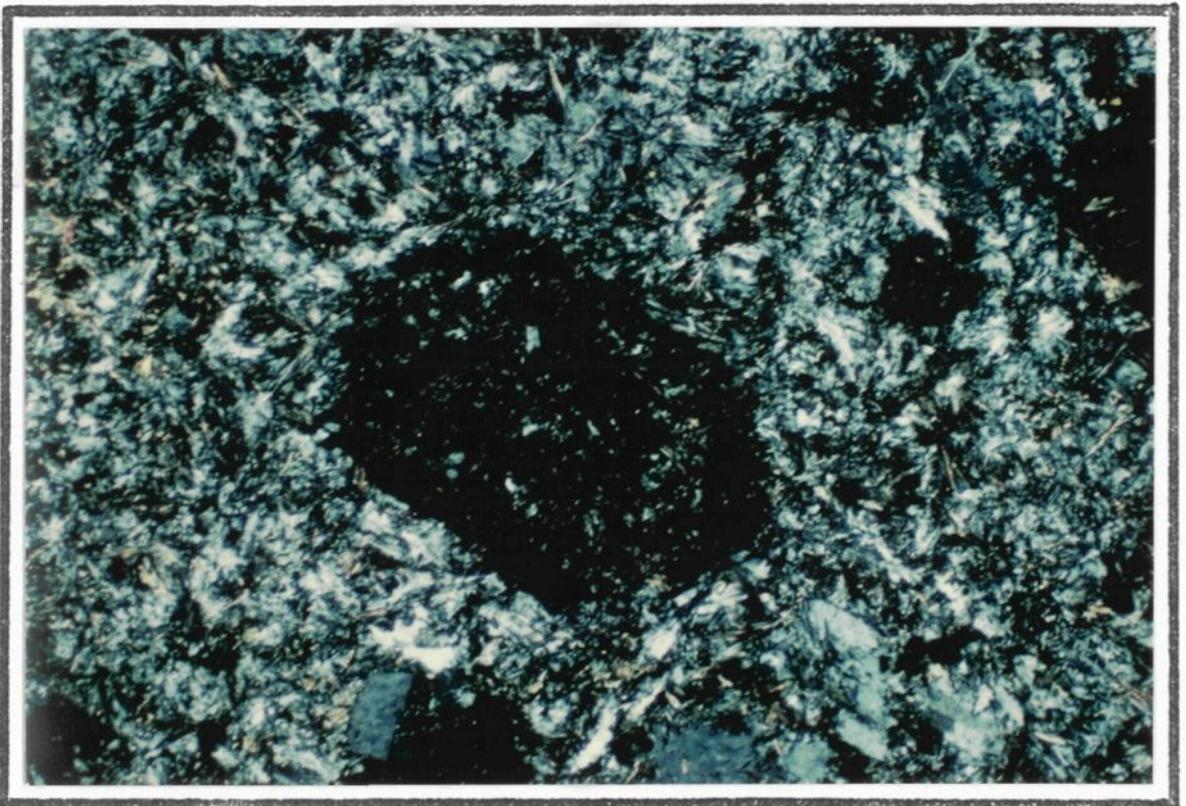


Photo 18. Pseudomorphe de cordiérite pinnitisée.
.5mm

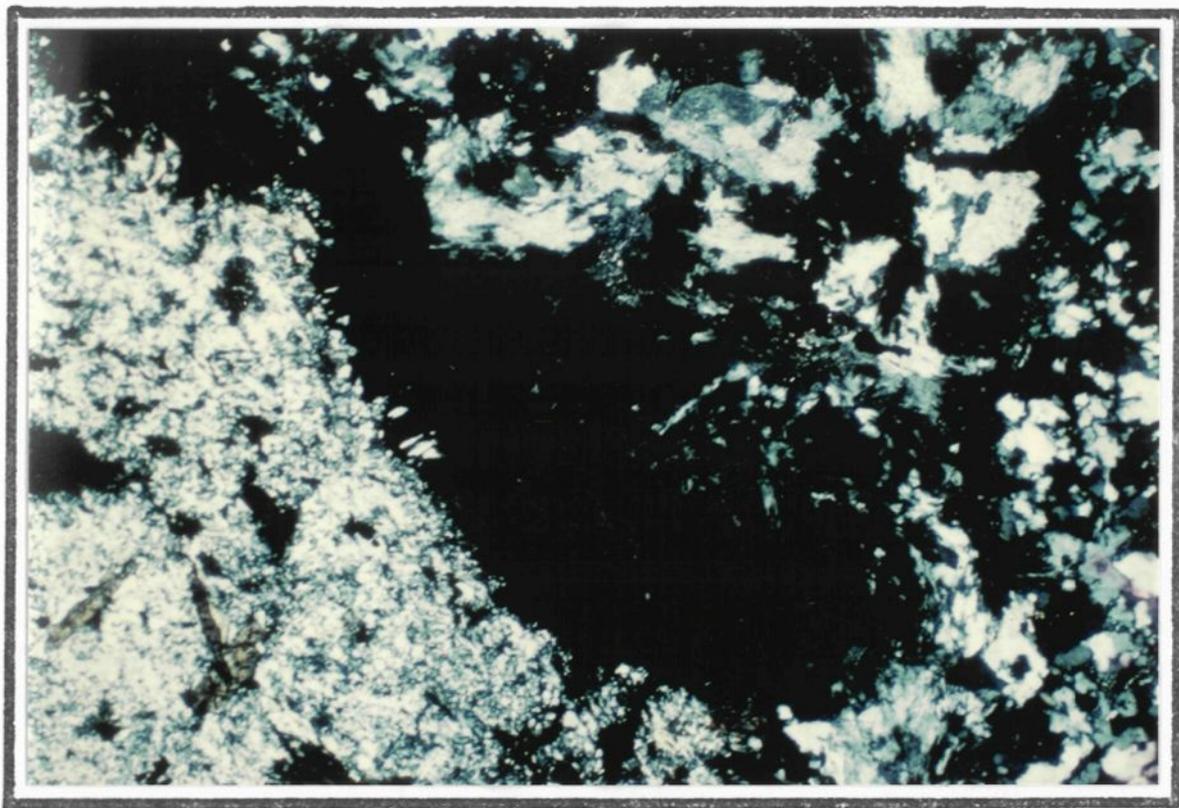


Photo 19. Chlorite fibro-radiée en bout de fibre
de l'anthophyllite. .5mm

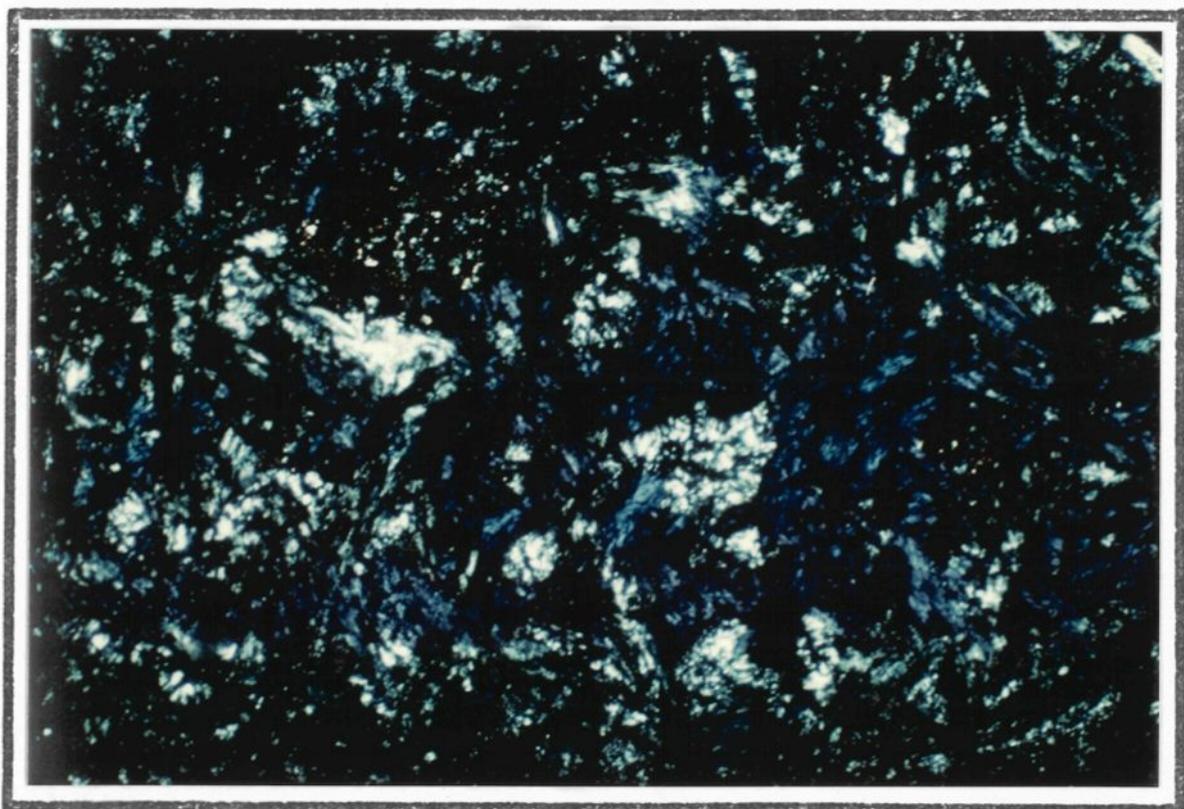


Photo 20. Chlorite massive. .5mm

La distribution spatiale des chlorites (figure 7) nous montre que, similairement aux altérations de Millenbach (Riverin, 1977) et de Amulet Upper A (Hall, 1982), la chlorite-Fe se retrouve au coeur du conduit. Les observations de chlorite-Mg sont moins nombreuses. Par contre, lorsque présente, elle est généralement associée aux zones de fortes altérations. L'absence de discernement entre les deux halos ferrugineux et magnésien reflète possiblement la faiblesse de la méthode optique.

5.3.6 Biotite -

La biotite est le minéral de métamorphisme le plus répandu. Sa distribution englobe entièrement la zone à cordiérite - anthophyllite et s'avère un bon traceur pour définir les zones d'altérations faibles à modérées. Elle se présente en lamelles idiomorphes parfois flexueuses et forme fréquemment une paragenèse avec le quartz, la chlorite -Fe (plus ou moins Mg), les opaques et à un degré moindre la séricite. Dans le conduit chloritisé, elle forme une paragenèse avec les chlorite-Fe et les opaques (constituant possiblement l'équivalent rétro-morphique d'une amphibole). Dans le faciès à cordiérite - anthophyllite, nous observons fréquemment une auréole de biotite autour des sections de cordiérite pinnitisée (Photo 21; LM B341). Une occurrence de cordiérite saine a permis d'observer cette même texture auréolée. De Rosen Spence (1969) de même que Kelly (1975) proposent que la biotite constitue l'équivalent métamorphique de la séricite.

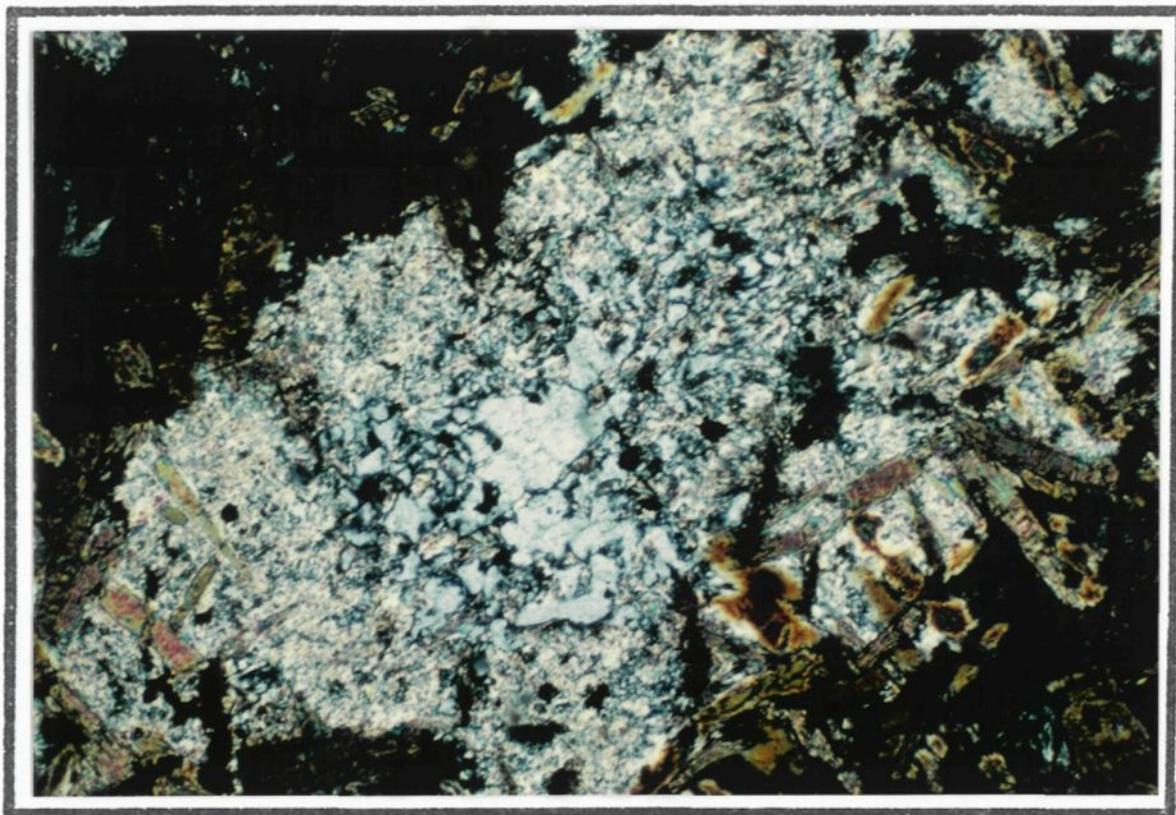


Photo 21. Cordiérite pinnitisée et auréole de
biotite.

.5mm

En bordure de la masse syénitique de Aldermac, le fort métamorphisme a développé dans la rhyolite une texture granoblastique montrant des porphyroblastes de biotite poékiloblastiques (Photo 22; LM249). Tout comme pour les sections de hornblende poékiloblastique, la texture décussate de la biotite suggère un métamorphisme thermal statique (Spry, 1969; Riverin, 1977).

5.3.7 Anthophyllite. -

L'anthophyllite est une ortho-amphibole dépourvue de calcium et d'aluminium. Une seconde variété d'ortho-amphibole, qui est alumineuse, est représentée par la gédrite. Quoique le terme gédrite soit possiblement plus près de la réalité, nous gardons ici la dénomination d'anthophyllite à cause de son emploi généralisé dans la littérature.

Sa présence se limite aux zones fortement altérées. L'anthophyllite montre très fréquemment des sections aciculaires incolores à vert pâle, avec une croissance fibro-radiée à partir de noyaux cryptocristallins (parfois de cordiérite: Riverin, 1977; Hall, 1982). La projection des fibres aciculaires se poursuit parfois dans les plages de quartz granoblastique, ce qui ne semble pas nuire à sa croissance. Le développement en rosettes permet localement d'observer une extinction en croix caractéristique (Photo 23; LM B342), ce qui confirme encore ici une croissance sans contrainte (Spry, 1969). Comme dans les travaux de De Rosen-Spence (1969), Riverin (1977) et Hall (1982), l'anthophyllite est en association étroite avec les

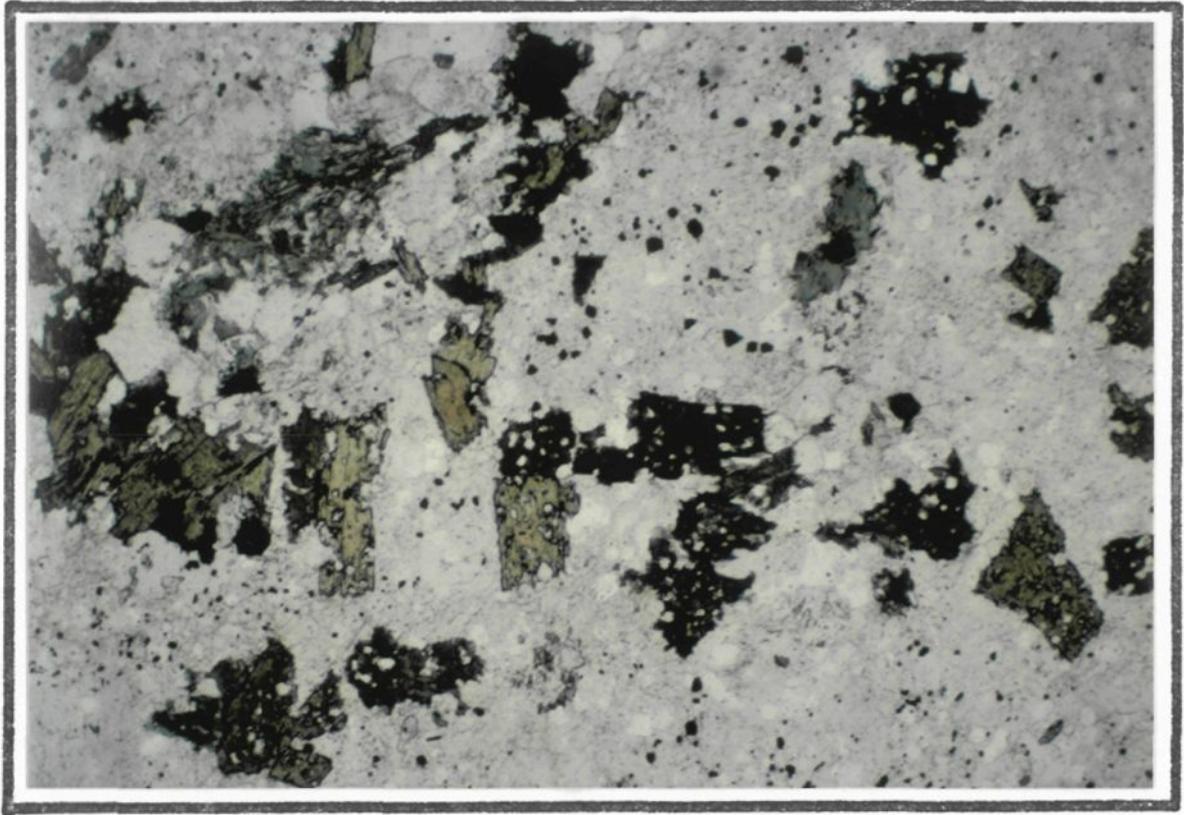


Photo 22. Rhyolite à porphyroblastes de biotite. .5mm

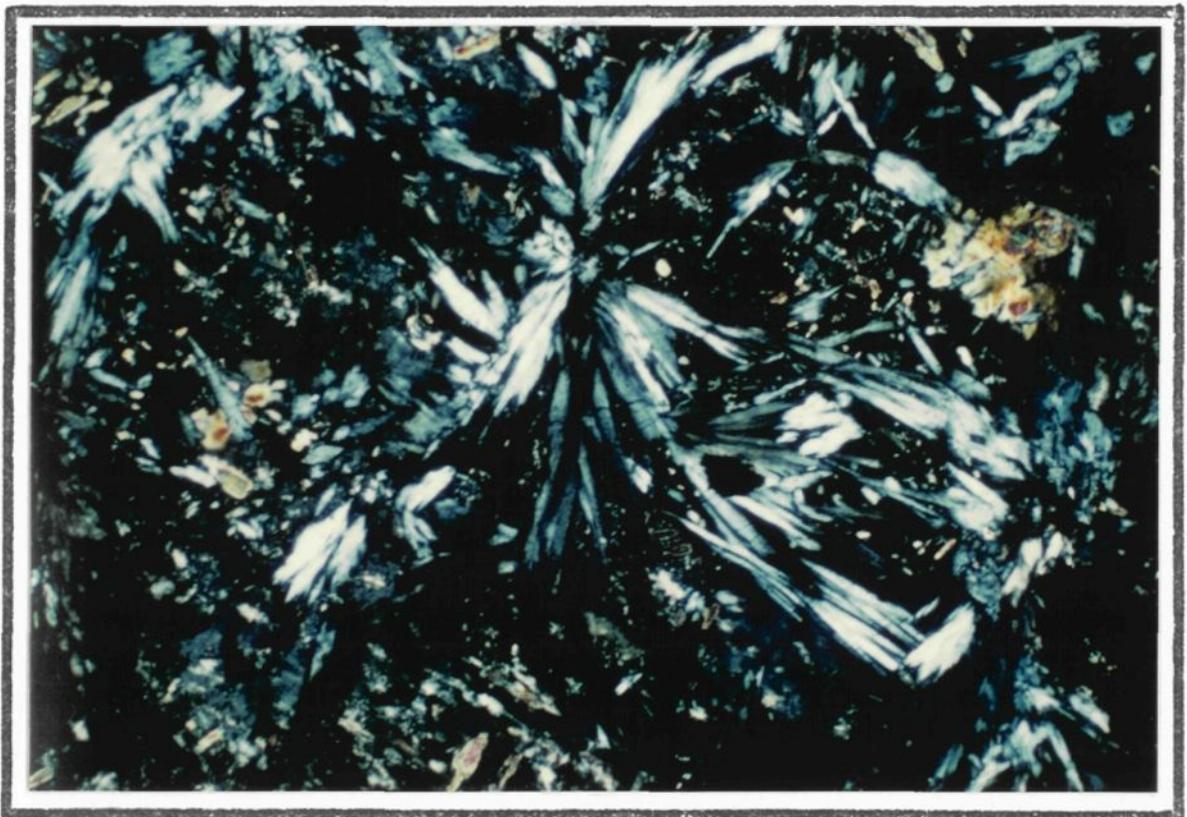


Photo 23. Anthophyllite fibro-radiée. .5mm

chlorites ferro-magnésiennes, la biotite, la cordiérite et plus ou moins avec la muscovite. Le principal produit d'altération de l'anthophyllite est la chlorite, qui en accuse d'ailleurs souvent le pseudomorphe.

Il est intéressant de noter que les clino-amphiboles (hornblende-actinote) ne sont présentes que dans les faciès non-altérés et que, comme pour le dépôt de Coronation (Froese, 1969), les clino-amphiboles semblent incompatibles avec l'anthophyllite. Cette relation inverse est mise en évidence par les coupes de la figure 7. Notons que Vallance (1967) cite la paragenèse anthophyllite-hornblende-plagioclase, ainsi que la présence de deux (2) variétés d'anthophyllite. Une étude attentive des caractères optiques ont permis de mettre en évidence cette division en deux familles de l'anthophyllite. L'une polarise dans les gris bleutés d'ordre supérieur (biaxie positive) et l'autre polarise dans les jaunes du premier ordre (biaxie négative), correspondant respectivement aux variétés anthophyllite et gédrite selon Kerr (1959). Par contre trop peu d'observations ont été faites pour que nous puissions les distinguer explicitement dans les paragenèses.

5.3.8 Cordiérite. -

La cordiérite caractérise généralement le métamorphisme moyen à élevé des roches pélitiques (Winkler, 1979; MacRae, 1974). C'est pour cette raison que sa présence pour le moins anormale dans les roches basaltiques et andésitiques a été l'objet de nombreux travaux (De Rosen-Spence, 1969; MacRae,

1973; Vallance, 1967; James et al., 1978; Stanton 1984; et plusieurs autres).

Elle est présente dans les zones de très forte altération et ne montre que rarement des sections saines. Généralement, les vestiges manifestent une forte pinnitisation s'initiant à partir des plans de macles et des clivages (Photo 21; LM B341).

Les quelques sections saines observées ont permis de mettre en évidence la nature poéciloblastiques (biotites et opaques) des porphyroblastes, montrant parfois une macle pseudo-hexagonale (i.e. Kerr, 1959. Photo 24; LM503). Ces mêmes sections montrent une auréole de biotite en flocons qui semble gêner la croissance de la cordiérite. Une seconde section (Photo 25; LM B346, B349), montre un porphyroblaste de cordiérite au coeur poékiloblastique (biotite-opaque) légèrement altéré, dont la bordure saine et maclée projette des gerbes d'anthophyllite (en inclusions). Cette auréole maclée suggère que la croissance du porphyroblaste de cordiérite s'est faite en deux étapes.

Les sections pinnitisées présentent la paragenèse séricite-quartz-opaques avec plus ou moins de chlorite. Cet assemblage se retrouve généralement en amas globulaires et laisse voir les textures reliques suivantes:

- polygones: idioblastes reliques;
- couronnes: d'inclusions d'opaques : reliques de poékiloblastes;

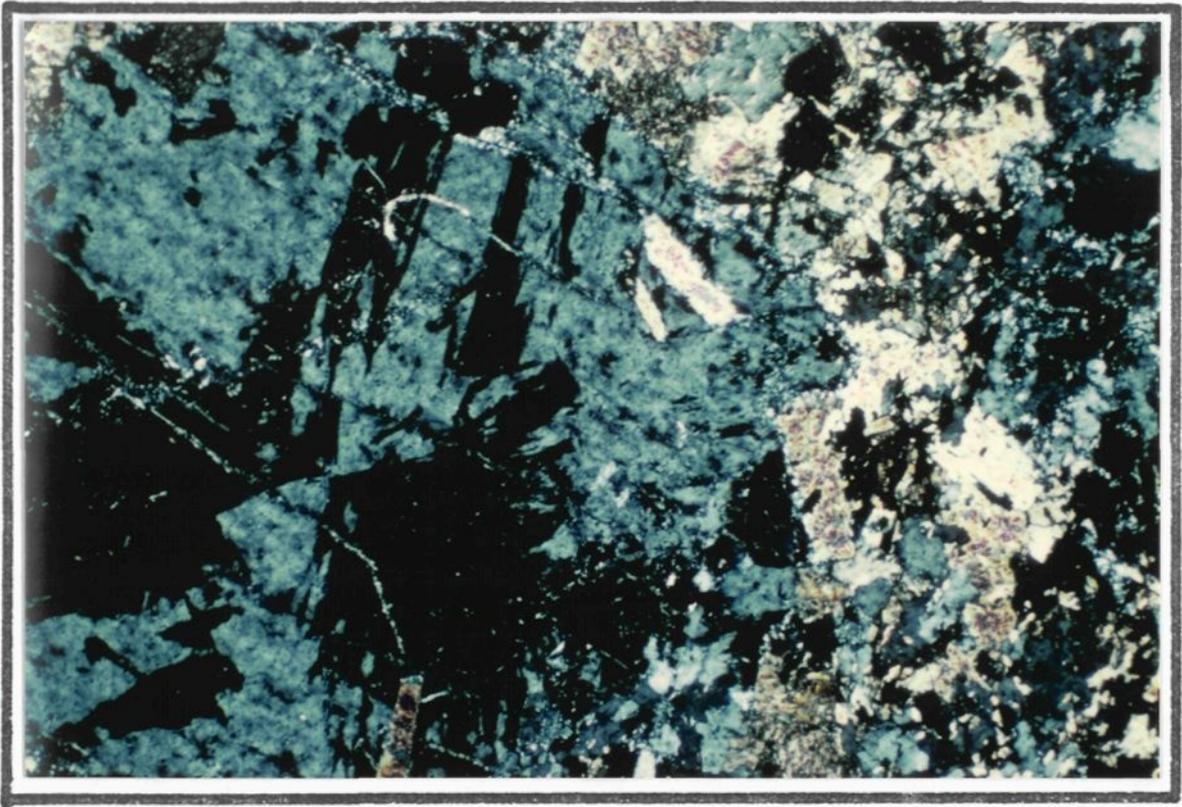


Photo 24. Cordiérite pseudo-hexagonale. .5mm

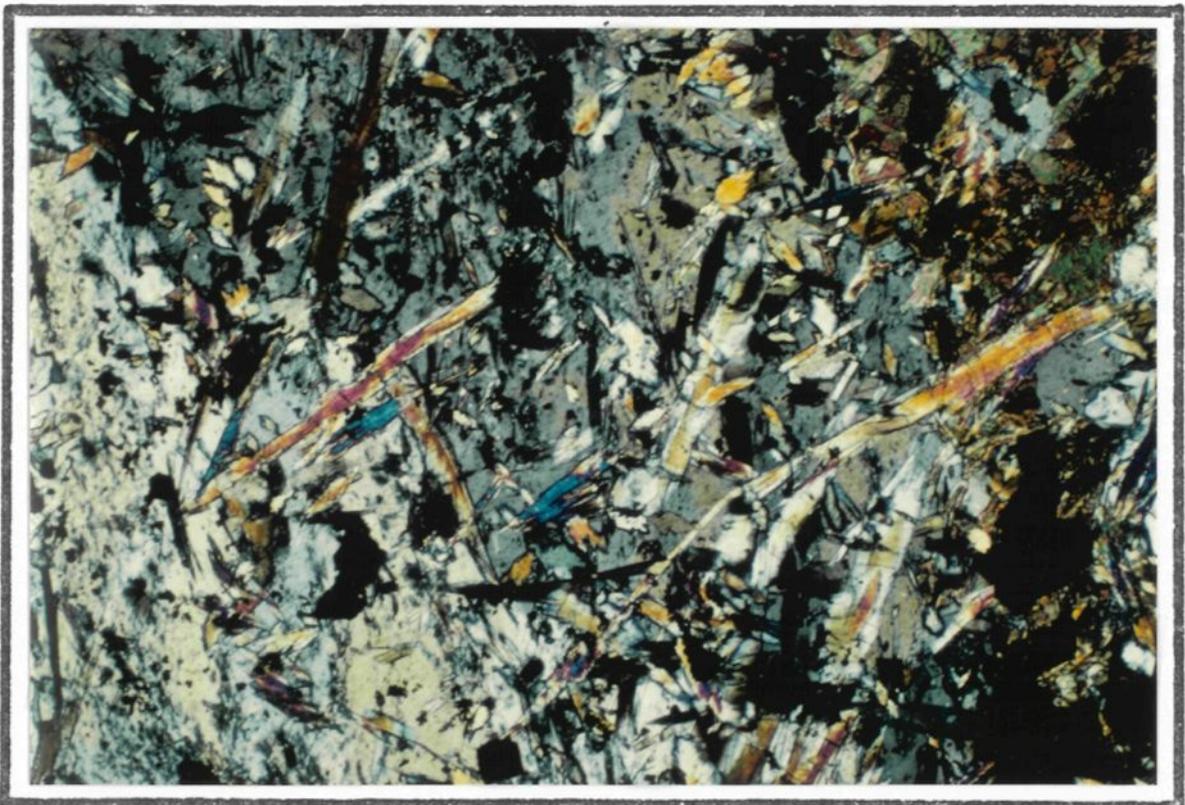


Photo 25. Cordiérite maclée avec inclusion de biotite-anthophyllite. .5mm

- Couronnes concentriques de pinnite alternant avec la muscovite: reliques de porphyroblastes zonées;
- Bordures chloriteuses: qui représentent peut-être un vestige, de l'altération précoce de la cordiérite, dite "chlorite secondaire" (figure 5A de De Rosen-Spence, 1969).

5.3.9 Grenat. -

Une seule observation de grenat a été faite (forage Mac 81-1, LM 508). Elle se situe au coeur du conduit chloritisé. Les sections idiomorphes sont partiellement chloritisées, épidotisées (Photo 26;LM508), et forment près de 10 pour cent du volume, le reste étant comblé par la chlorite-Fe (70 pourcent), l'épidote et la séricite. Notons que dans cette paragenèse, la chlorite a un aspect flexueux et feutré caractéristique d'un rétro-morphisme avancé, ce qui suggère qu'elle ne forme pas une paragenèse primaire avec le grenat. De façon comparable aux observations de Franklin et al. (1975), Machairas et Blais (1966) et de plusieurs autres travaux, le grenat est de variété almandin.

5.3.10 Andalousite. -

Quoique ayant une distribution très restreinte (2 occurrences), l'andalousite montre des sections poéciloblastiques (quartz) d'aspect corrodé, dont les parois sont tapissées d'opagues (Photo 27;LM81-23). Ce minéral forme une paragenèse avec la chlorite-Fe, la biotite et le quartz. La

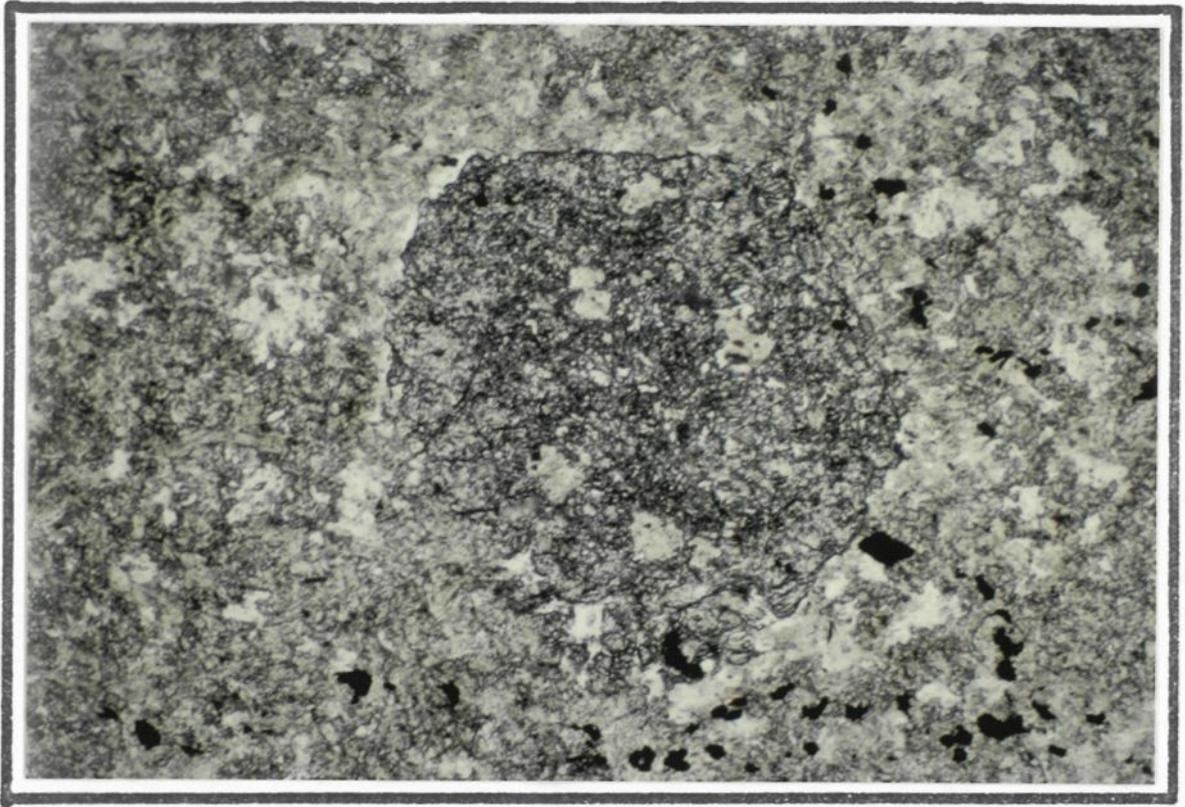


Photo 26. Grenat.

.5mm

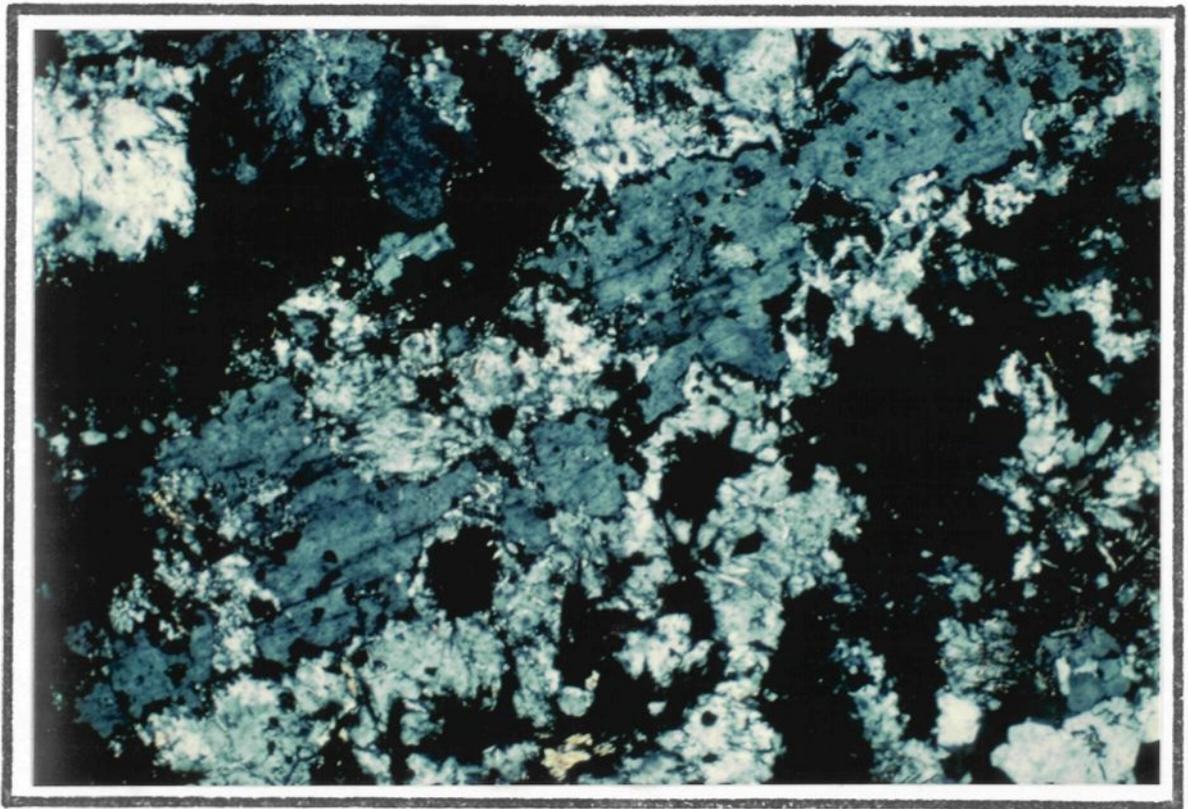


Photo 27. Andalousite.

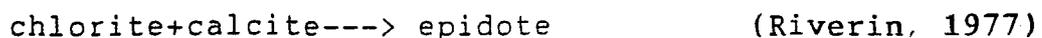
.5mm

présence d'andalousite n'est pas une observation fréquente dans le secteur de Noranda. Seul Riverin (1977) en fait une description qui d'ailleurs est fort similaire à nos observations; il en cite également la présence dans les veines de cpy-po-py associées au Q.F.P. (Stringer). Plusieurs autres observations ont été faites en d'autres localités, notons tout particulièrement les travaux de Upadhyay et Smitheringale (1972, Gullbridge T.N.) où l'andalousite forme une auréole très étroite et intimement associée à la zone minéralisée.

5.3.11 Epidote - Calcite -

On observe très peu d'épidote dans les diverses lithologies de la propriété. Lorsque présente, elle est généralement associée à la calcite, la chlorite et le quartz et forme fréquemment une phase de remplissage des amygdules et des veinules. Certaines sections de dimensions respectables ont permis de déterminer une biaxie négative ce qui, selon Winkler (1979), est spécifique aux variétés ferrugineuses. Ce type d'épidote se retrouve principalement dans les veinules et les zones pyritisées.

Le faible apport d'épidote par la damouritisation des plagioclases, suggère une faible calcicité de ce dernier (Roubeault et al., 1963). De plus, l'aspect de mosaïque équigranulaire de certaines plages, de même que la présence de veinules de calcite-epidote (LM 81-28) suggèrent une contribution de la réaction:



et ce, lors du métamorphisme prograde.

La calcite pour sa part se retrouve principalement dans les veinules tardives de même que dans les amygdules. On en retrouve également quelques développements mineurs, associés à la damouritisation des plagioclases.

5.4 Paragenèses.

Les différentes paragenèses du secteur de Macanda peuvent se diviser en trois (3) grands ensembles soit:

- paragenèse des roches non-altérées, associée au métamorphisme régional des schistes-verts;
- paragenèse des roches non-altérées, associée au métamorphisme de contact;
- paragenèse des roches altérées, associée au métamorphisme de contact.

5.4.1 Paragenèse du faciès des schistes-verts des roches non-altérées.

Le faciès des schistes verts est caractéristique de la majeure partie de la ceinture de l'Abitibi (Jolly, 1978). De plus, les assemblages ici observés correspondent en tous points aux travaux d'ampleur régionale, tels que ceux de Gélinas et al. (1977), Descarreaux (1973), Dimroth et al. (1983b).

Les paragenèses qui caractérisent ces roches sont:

1.- Pour les andésites:

Act.-Ab.-Qtz.-Ser.-Chlor.Fe, Mg. (+- Carb.-Opa.-Epid.)

2.- Pour les rhyolites et les Q.F.P.:

Qtz.-Ab.-Ser. (+- Chlor.-Mgt.-Carb.).

Mis à part les reliques des phénocristaux primaires, ces assemblages montrent généralement une texture microcristalline.

C'est dans ce faciès métamorphique que l'on retrouve le plus grand nombre de textures reliques et de remplacement qui suggèrent la présence d'un précurseur à prehnite - pumpellyite.

5.4.2 Paragenèse du faciès amphibolite des roches non-altérées.

Les principales caractéristiques de ce faciès sont une recristallisation complète, la formation locale de poékiloblastes, l'apparition de hornblende, de biotite et d'un plagioclase plus calcique.

Dans les andésites, les paragenèses les plus communes sont:

- Hornbl-Olig-Qtz-Opaque +- Chlor.-Ab.

- Hornbl-Plagio-Chlor-Ser +- Epid.

Dans les rhyolites et Q.F.P.:

- Olig.-Qtz.-Biot.-Opa. +-Chlor.

Nous remarquons parfois la présence de biotite dans les andésites, ce qui est tout à fait anormal (Winkler, 1979) et dénote un contenu très élevé en potasse ou, de façon équivalente, un lessivage en soude et calcium. La dénomination de roches non-altérées réfère donc ici à une terminologie de terrain.

L'apparition de la biotite met en relief l'importance de ce critère pétrographique pour délimiter les zones de faibles altérations qui autrement ne sont pas perçues.

5.4.3 Paragenèses du faciès amphibolite des roches altérées -

Les assemblages qui se développent dans ces roches dépendent directement du taux d'altération qui a affecté le protolithe lors des processus hydrothermaux. C'est pourquoi il est impossible de représenter l'ensemble des paragenèses sur un même diagramme puisque la composition du protolithe varie de rhyolitique à andésitique et que les altérations subséquentes lui confèrent des caractères passant de pélitiques à ultra-mafiques. La caractéristique texturale majeure de ces paragnèses est la présence de porphyroblastes.

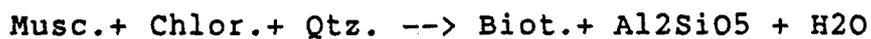
Les principales paragenèses observées sont:

- Cord - Anth - Qtz - Musc
- Cord - Biot -Qtz - Musc

- Cord - Anth - Biot - Qtz - Musc (pinnite)
- Anth - Biot - Qtz - Musc
- Anth - Chlor. Fe-Mg - Qtz - Musc
- Anth - Chlor - Biot - Qtz - Musc
- Chlor - Biot - Qtz - Musc
- And - Chlor.Fe - Qtz - Musc
- And - Chlor.Fe - Biot - Qtz - Musc
- Grenat - Chlor. Fe - Qtz - Musc , (Chlor. rétrograde)
- Grenat - Chlor.Fe - Epid - Qtz - Musc - Opaque , (Chlor. rétrograde)

5.4.4 Estimation des conditions pression-température

La paragenèse la plus fréquemment observée dans la zone de faible métamorphisme est l'assemblage Biot-Musc-Chlor-Quartz. Dans cette paragenèse, la relation intime qui existe entre la muscovite et la chlorite nous indique que l'on se situe dans la zone de faible métamorphisme et que les conditions de réalisation de la réaction:



(Winkler, 1979)

(figure 9; courbe No.3) ne sont pas satisfaites.

Avec l'augmentation du métamorphisme, l'apparition de la cordiérite au lieu de la staurotide suggère que la chlorite a un rapport Mg/Mg+Fe plus grand que 0.25 (Winkler, 1979). Si l'on considère que le contenu Fe-Mg de la roche est similaire au contenu Fe-Mg des chlorites, ce qui s'est avéré exact pour les travaux de Larson (1983) et Clarke (1983, pour l'anthophyllite),

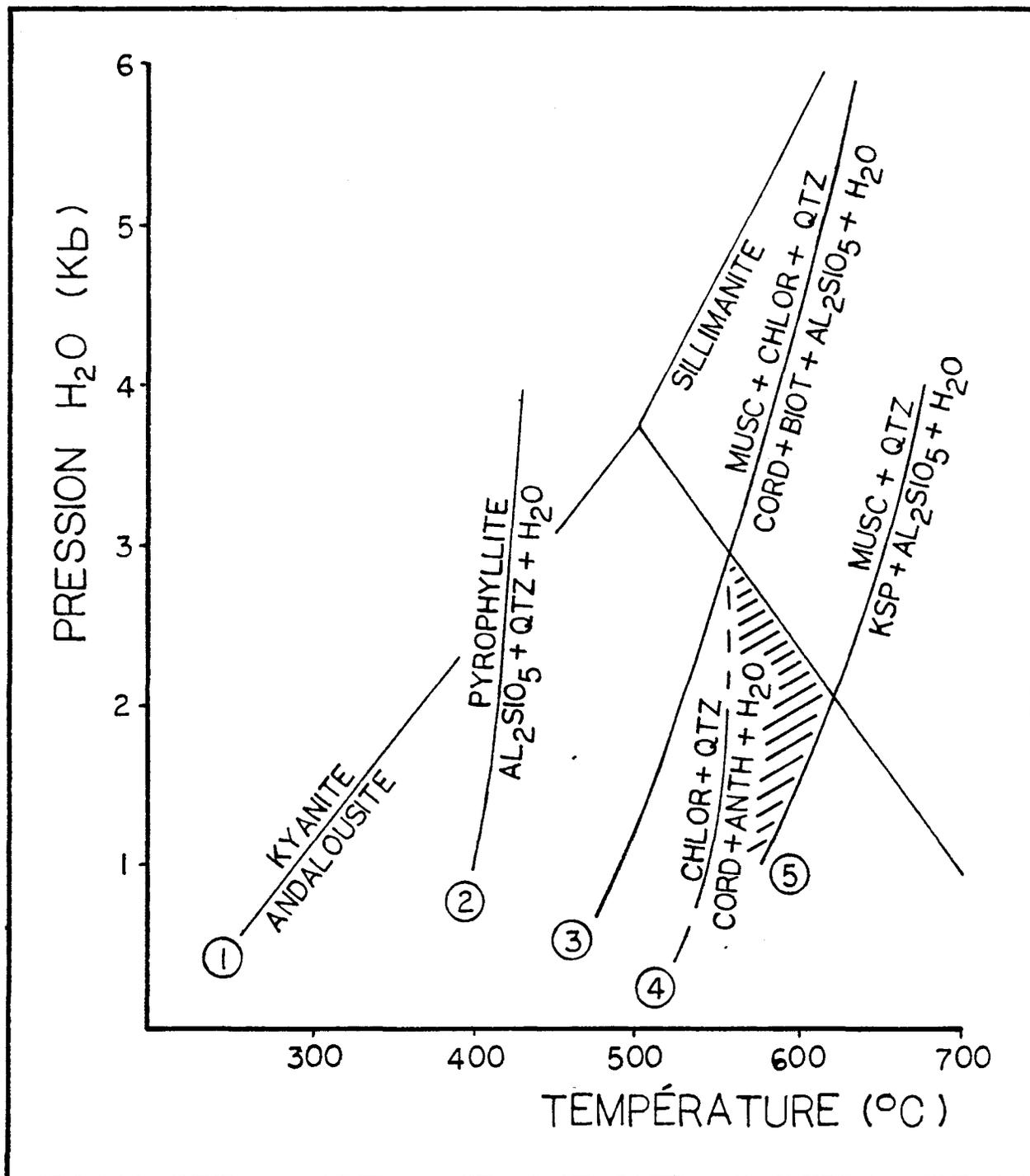


FIGURE 9. Diagramme pression-température.
Les limites supérieures du métamorphisme
sont indiquées par la zone hachurée.

- 1- Holdaway (1971)
- 2- Kerrick (1969)
- 3- Winkler (1969)
- 4- Akella et Winkler (1966)
- 5- Althaus et al. (1970)

alors la composition probable des chlorites de ce faciès a un rapport $Mg/Mg+Fe$ d'environ 0.37 et conduit donc préférentiellement à la formation de cordiérite.

Dans les faciès plus riches en éléments ferro-magnésiens, il y a apparition de l'anthophyllite, d'où l'apport probable de la réaction:



(Akella-Winkler, 1966)

(figure 9; courbe no.4)

Notons ici que lors de leurs expérimentations, Akella et Winkler ont utilisé un matériel de la composition de la gédrite. Puisque la muscovite demeure en tout temps une phase stable, la réaction:



(Althaus et al., 1970)

(figure 9; courbe no.5) n'a pas lieu et constitue la limite supérieur des conditions du métamorphisme.

L'évaluation de la pression lors du métamorphisme présente beaucoup moins d'indices. Seul la présence de l'andalousite dont le champ de stabilité (figure 9: courbe no.1) se confine aux pressions inférieures à 3.5 Kb permet d'en fixer la limite supérieure.

Ces indications pétrographiques suggèrent que le secteur a été affecté d'un métamorphisme dont la température se situe aux environs de 500-600 degrés centigrades et que la pression ne dépasse pas 3 Kb. Notons ici que la plupart de ces paragenèses

sont sursaturées en silice (présence de quartz) et que la muscovite en est un constituant fréquent.

5.5 Distribution des assemblages minéralogiques

Afin de pouvoir discerner s'il existe une géométrie simple dans la distribution des paragenèses, nous avons élaboré différents plans de surface montrant la répartition des principales phases minérales. La compilation de ces plans a permis de mettre en évidence la présence de trois halos d'altération (figure 10). Du coeur vers la bordure du conduit, nous retrouvons une zone à cordiérite (l'anthophyllite n'a pas été observée en surface), une zone à chlorite-mg et un halo externe à biotite. Ces trois zones, distribuées de façon concentrique, sont englobées dans les andésites non-altérées qui présentent les paragenèses normales du faciès des schistes-verts.

Notons que la phase minérale qui a été choisie comme étant caractéristique ne représente pas nécessairement une phase majeure. Par exemple, les chlorite-Mg, comme nous l'avons vu à la section 4.5, ne constituent pas une phase importante et répandue. Elles sont pourtant confinées à un secteur bien défini et caractéristique.

5.6 Conclusions de l'étude pétrographique

De cette étude pétrographique, il ressort que:

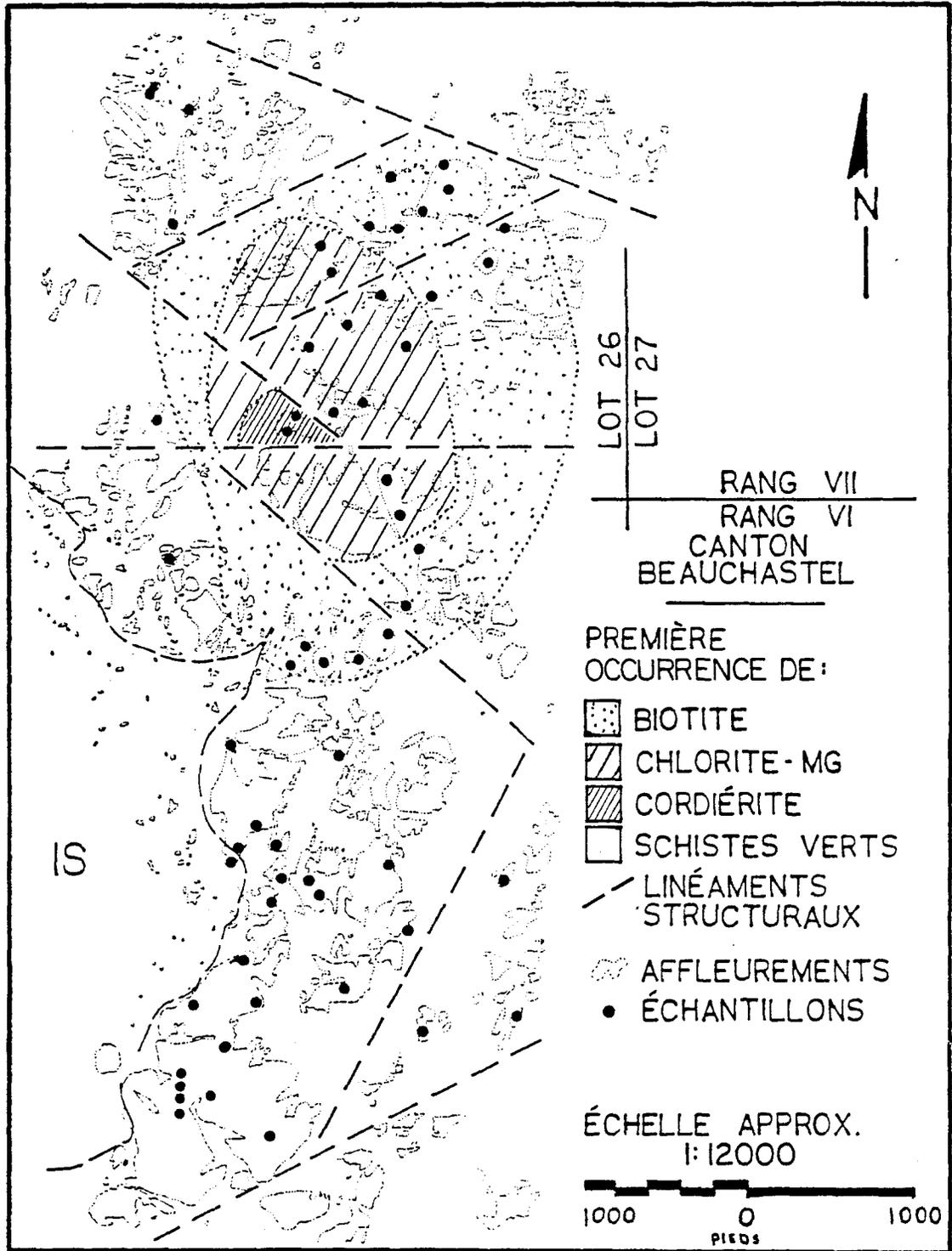


FIGURE 10. Distribution des assemblages minéralogiques.

- Le protolithe est composé d'andésites à phénocristaux de plagioclases ou microlitiques (dont quelques coulées sont amygdulaires).
- Les textures primaires et reliques suggèrent que le faciès métamorphique des schistes verts est subséquent au sous-faciès à prehnite-pumpellyite.
- L'albitisation est une altération précoce reliée à la spilitisation.
- Les textures du métamorphisme de contact prograde sont typiques d'un métamorphisme thermal sans contrainte.
- Les paragenèses progrades à cordiérite - anthophyllite sont sous plusieurs aspects similaires à celles observées à Millenbach (Riverin, 1977), Amulet (De Rosen-Spence 1969), Coronation (Froese, 1969), Falun (Wolter et Seifert, 1984) et plusieurs autres, sises dans des roches volcaniques mafiques.
- Les paragenèses observées suggèrent que le métamorphisme a eu lieu à une pression variant de 2 kb à 3 kb et à une température se situant entre 500 et 600 degrés Celcius.
- La dévitrification du verre rhyolitique avec le développement de textures granophyriques suggère une recristallisation subsolidus entre 400 et 650 degrés Celcius à faible pression (2-3 Kb.).

- L'étude pétrographique a permis de mettre en relief trois halos d'altérations concentriques en fonction de l'apparition de la cordiérite, de la chlorite-Mg et de la biotite, établissant la géométrie du conduit en surface.

CHAPITRE 6

6 GEOCHIMIE

6.1 Introduction

Etant donné que l'échantillonnage du secteur Macanda a été fait sur des zones montrant différents taux d'altération, il est difficile de statuer sur des bases spécifiquement géochimiques de l'affinité primaire du volcanisme. Afin de qualifier la composition du protolithe et de quantifier les différents apports subséquents, l'étude géochimique sera conduite selon certains critères pétrographiques et normatifs d'altérations.

Il est fréquent qu'un faible taux d'altération ne soit pas discernable mésoscopiquement. De ce fait, la localisation spatiale de l'échantillon ne fournit qu'une vague approximation de la géométrie du conduit.

6.2 Critère d'altération

La classification des échantillons selon des groupes d'altérations progrades a été faite à partir des paragenèses observées, en conjonction avec certains critères normatifs. Un résumé de ces paragenèses est donné à la figure 11. (Les descriptions détaillées sont à l'annexe 2).

- Groupe 1.

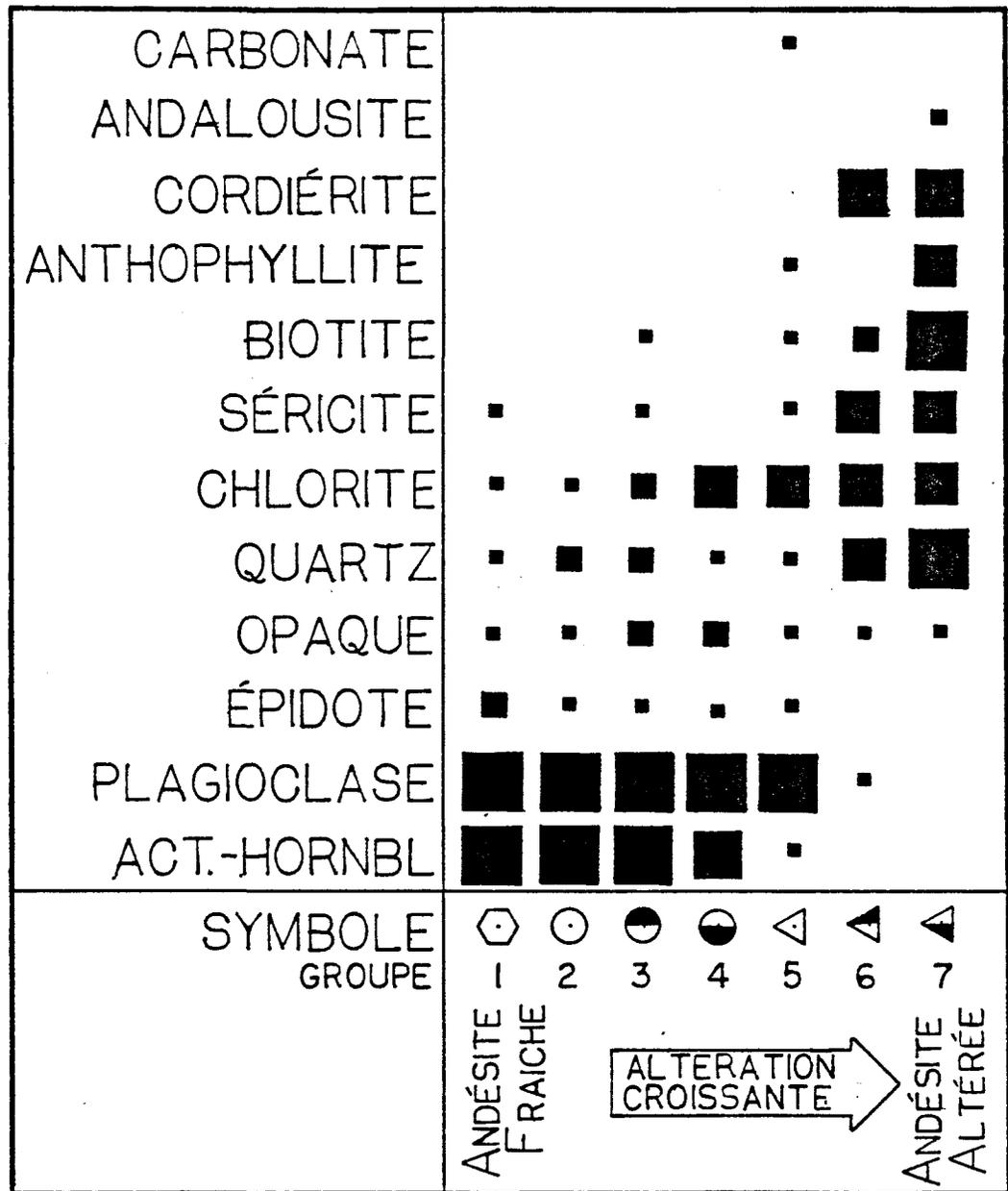


FIGURE 11. Paragenèses associées aux différents taux d'altérations.

- Phases majeures bien développées
- Phases secondaires
- Phases mineures, mais toujours présentes
- Occurrences occasionnelles

Ce groupe est considéré comme étant représentatif du protolithe. On y observe des textures primaires fort bien conservées, une variété de phases minérales caractéristiques du faciès des schistes verts (Gélinas et al. 1982; Jolly 1980) de même que l'absence normative de toute anomalie, telle que l'hydratation excessive ou la présence de minéraux alcalins incluant le corindon et l'hyperstène (Gélinas et al. 1977).

- Groupe 2.

Ce groupe constitue une division du groupe 1. Ces roches ne présentent aucun signe d'altération sinon la présence de recristallisation et l'oblitération complète ou partielle des textures primaires, une faible silicification étant parfois présente.

- Groupe 3 et 4.

Pétrographiquement, ces deux (2) groupes sont similaires. On y observe un contenu croissant de chlorite et la présence occasionnelle de biotite. Par contre, normativement le groupe 4 se caractérise par le fait que les clino-pyroxènes deviennent à l'état de traces, ce qui dénote une diminution du calcium.

- Groupe 5.

Pétrographiquement, les clino-amphiboles deviennent une phase accessoire, la biotite devient plus fréquente et il y a apparition occasionnelle d'ortho-amphibole. Normativement, il y a disparition complète des clinopyroxènes le corindon est toujours présent et le contenu en eau varie entre deux et trois pour cent.

- Groupe 6.

Pétrographiquement, il y a disparition des clino-amphiboles et le plagioclase devient une phase accessoire. Deux paragenèses distinctes se développent: quartz-séricite-cordiérite et quartz-chlorite-biotite, conférant un aspect tacheté (dalmatianite) à la roche. Normativement, il y a diminution du Na_2O , enrichissement en FeO , un contenu supérieur à 3 pour cent d'eau et l'orthose dépasse les 10 pour cent.

- Groupe 7.

Pétrographiquement, la roche représente une cornéenne à cordiérite-anthophyllite. Il ne subsiste aucun minéral primaire, il y a apparition locale de grenat et andalousite. Normativement le FeO dépasse les 10 pour cent et le sodium est réduit à l'état de traces.

Notons que les critères employés pour la formation des groupes ne sont pas des critères stricts (sauf pour le protolithe frais, groupe 1) et que leur application se fait selon une bonne part de jugement. L'observation stricte des

critères aurait menée à une subdivision plus encombrante que bénéfique.

6.3 Caractère géochimique du volcanisme

L'étude géochimique du secteur Macanda est grandement facilitée par la prédominance et l'homogénéité des roches andésitiques.

Pétrographiquement, les seules variations se situent au niveau du contenu en amygdules (2-6 pourcent) et en phénocristaux de plagioclase. De plus, la minéralogie exotique (cordiérite-anthophyllite) confirme hors de tout doute la présence de variation majeure dans la chimie des roches.

L'observation du diagramme de MacDonald et Katsura (1964) (figure 12), nous montre bien la nature subalcaline du volcanisme. Lorsque reporté sur les diagrammes de Miyashiro (1974), nous remarquons que, abstraction faite des faciès altérés et enrichis en fer, le contenu en fer versus le rapport FeO_t/MgO (figure 13a) accuse une décroissance continue et qu'aucun enrichissement en FeO_t n'est observé. Cet aspect plus ou moins constant du rapport FeO/MgO est également mis en évidence sur le diagramme de SiO_2 versus FeO_t/MgO (figure 13b) où la série andésite-dacite-rhyolite montre une très forte pente.

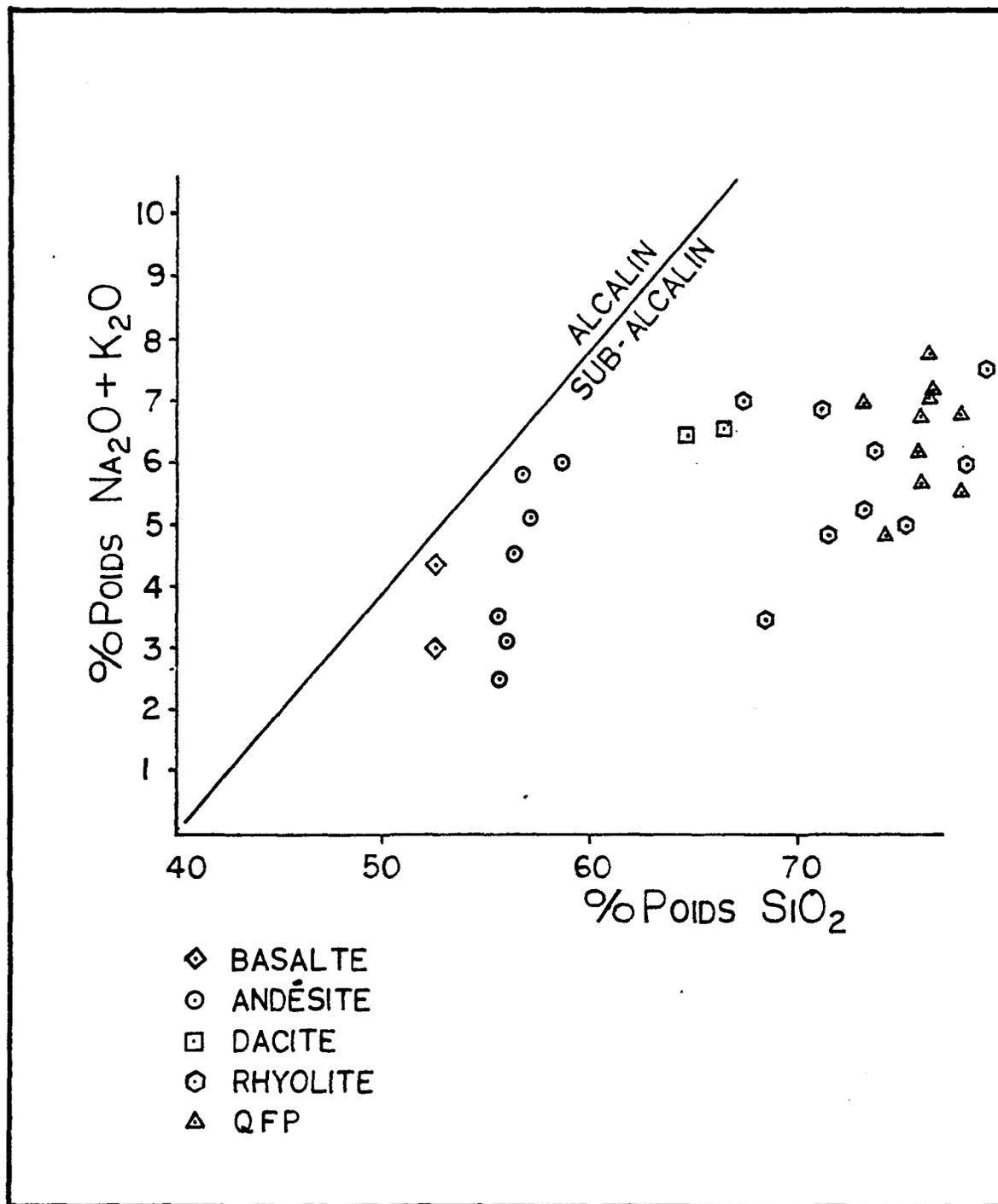
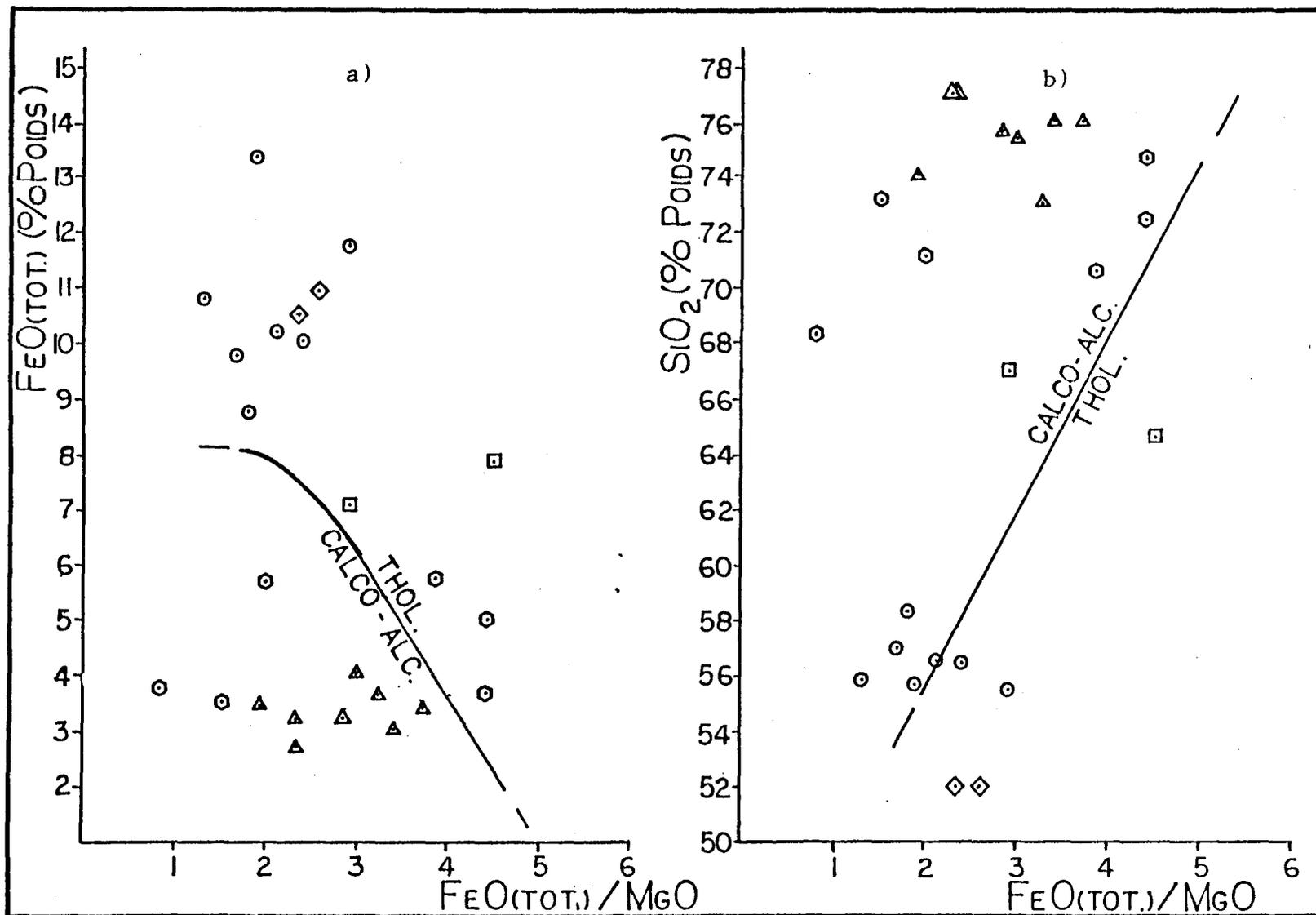


FIGURE 12. Diagramme de MacDonal et Katsura (1964).
 Ce diagramme du contenu en alcalis en fonction du contenu en silice permet de séparer les champs alcalin et sub-alcalin.
 Note: Les sept échantillons andésitiques correspondent aux valeurs moyennes des groupes d'altérations.



◇ BASALTE ; ○ ANDÉSITE ; □ DACITE ; ⊙ RHYOLITE ; △ QFP

FIGURE 13. Diagrammes de Miyashiro (1974).

a) $FeO(t)$ -vs.- $FeO(t)/MgO$

b) SiO_2 -vs.- $FeO(t)/MgO$. Quoique le contenu en $FeO(t)$ soit anormalement élevé, la constance du rapport Fe/Mg indique une série calco-alcaline.

L'interprétation de tels diagrammes est significative à condition de ne considérer que des roches fraîches. Ainsi, la silicification donne un caractère calco-alcalin aux suites sub-alcalines (Gibson et al. 1983; McGeehan, 1978). Par contre, un point en faveur de la validité de nos conclusions est que le rapport FeO/MgO reste généralement inchangé pour les faibles altérations, du moins jusqu'au faciès des schistes verts (Gélinas et al. 1982). De plus, le rapport FeO/MgO du diagramme AFM (figure 14) n'est pas anormalement élevé. Ainsi, nous concluons que le volcanisme est calco-alcalin.

Une autre facette intéressante de ces diagrammes classiques, utilisés pour caractériser le volcanisme, est mise en relief par le diagramme du rapport des alcalis (Hughes, 1973, figure 15). Nous y remarquons que la majorité des échantillons se situe en dehors du spectre normal des roches ignées. Les roches dites "fraîches" de même que celles de faible altération se situent nettement dans le champ des roches spilitiques. Par contre, les roches de fortes altération montrent un lessivage en sodium qui déplace les échantillons vers le champ des kératophyres potassiques. Notons également, que seuls les échantillons silicifiés montrent un contenu intermédiaire en alcalis, complétant ainsi la relation inverse qui existe entre la potasse et le sodium. Le comportement des alcalis face aux altérations hydrothermales est ici tout à fait à l'inverse de celui face à la pétrogenèse normale des séries ignées.

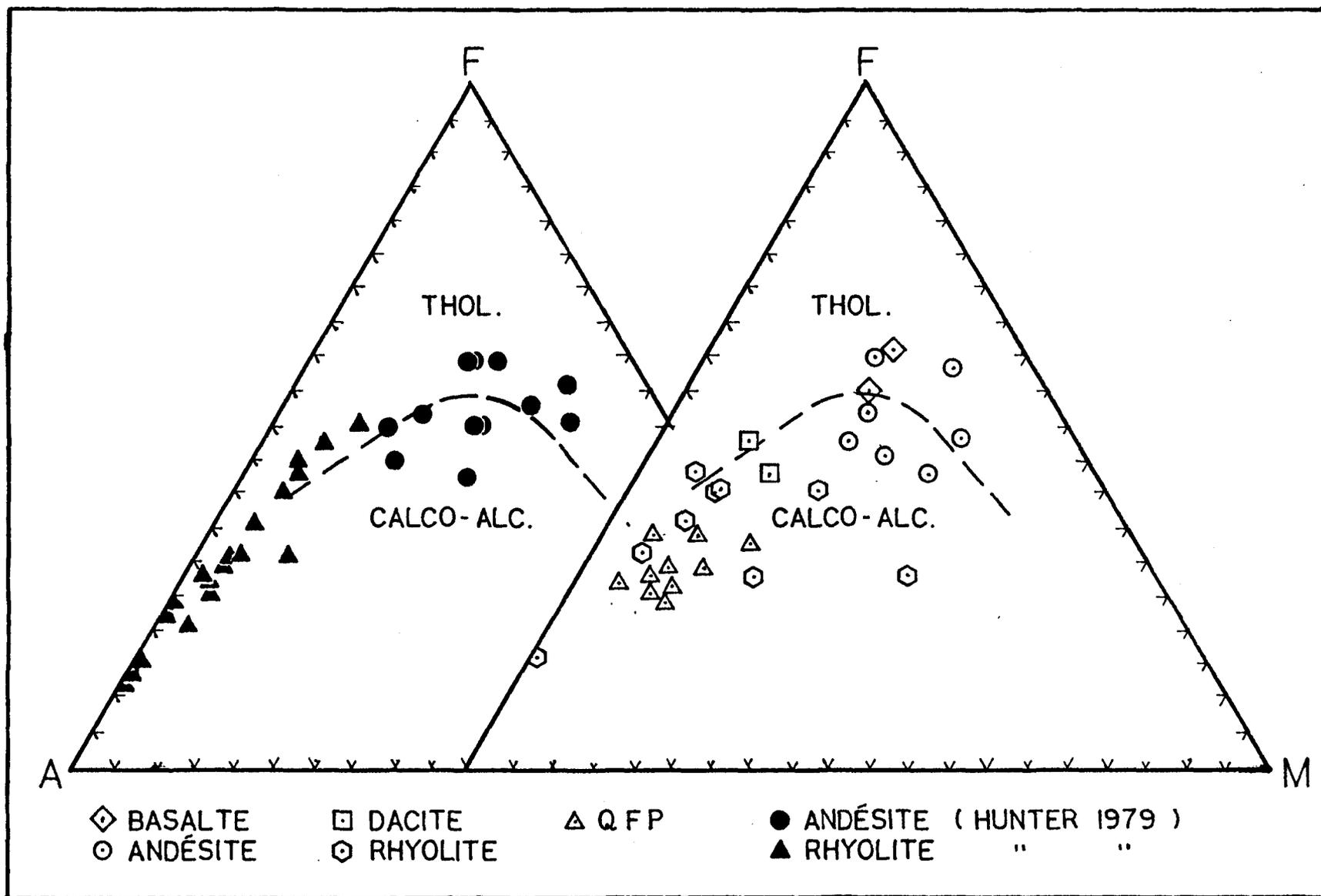


FIGURE 14. Diagramme A-F-M. La série définie un segment linéaire typiquement calco-alcalin, i.e. sans variation du rapport Fe/Mg. Division des champs tholéiitique et calco-alcalin selon Irvine et Baragar (1971).

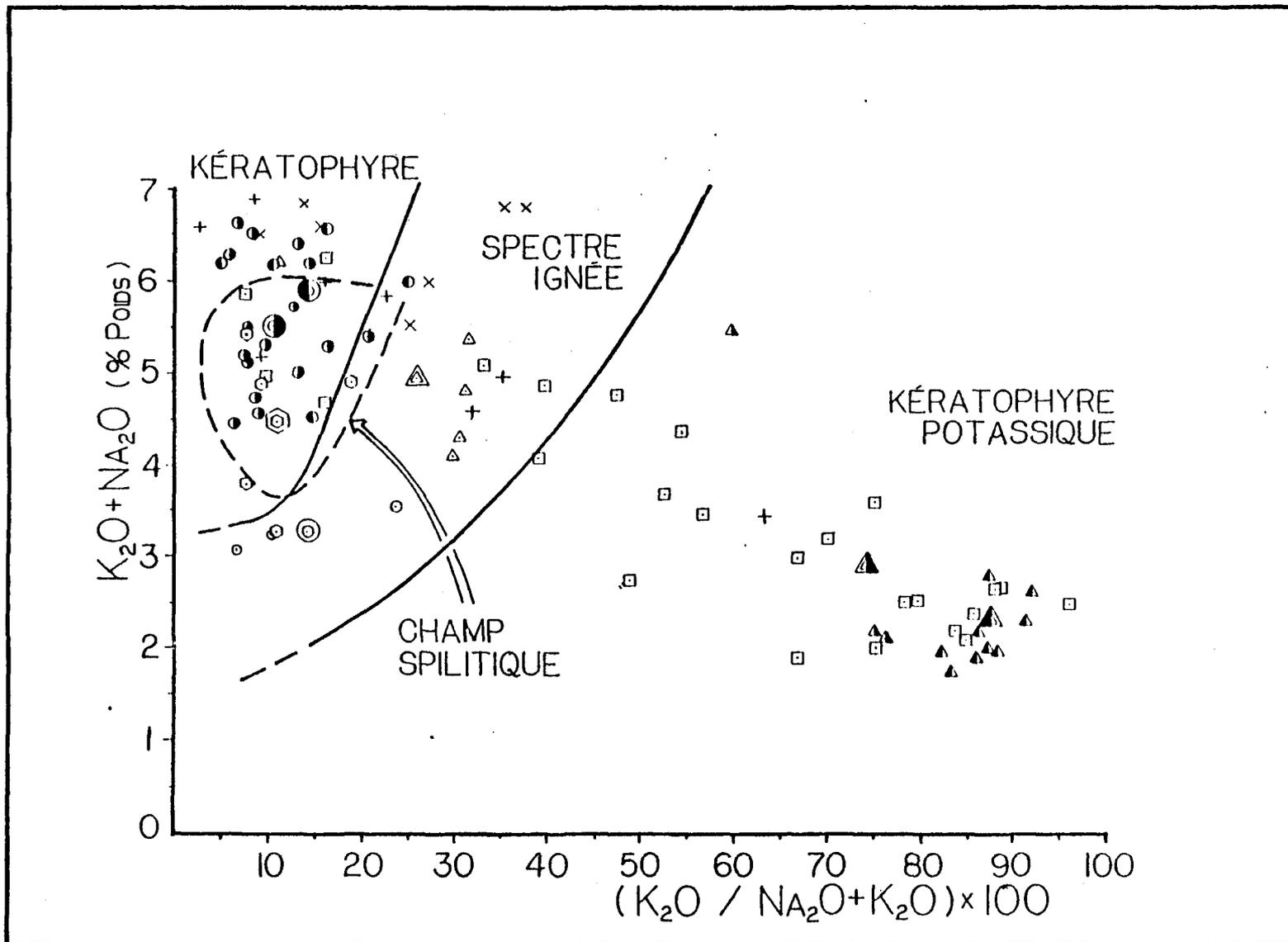
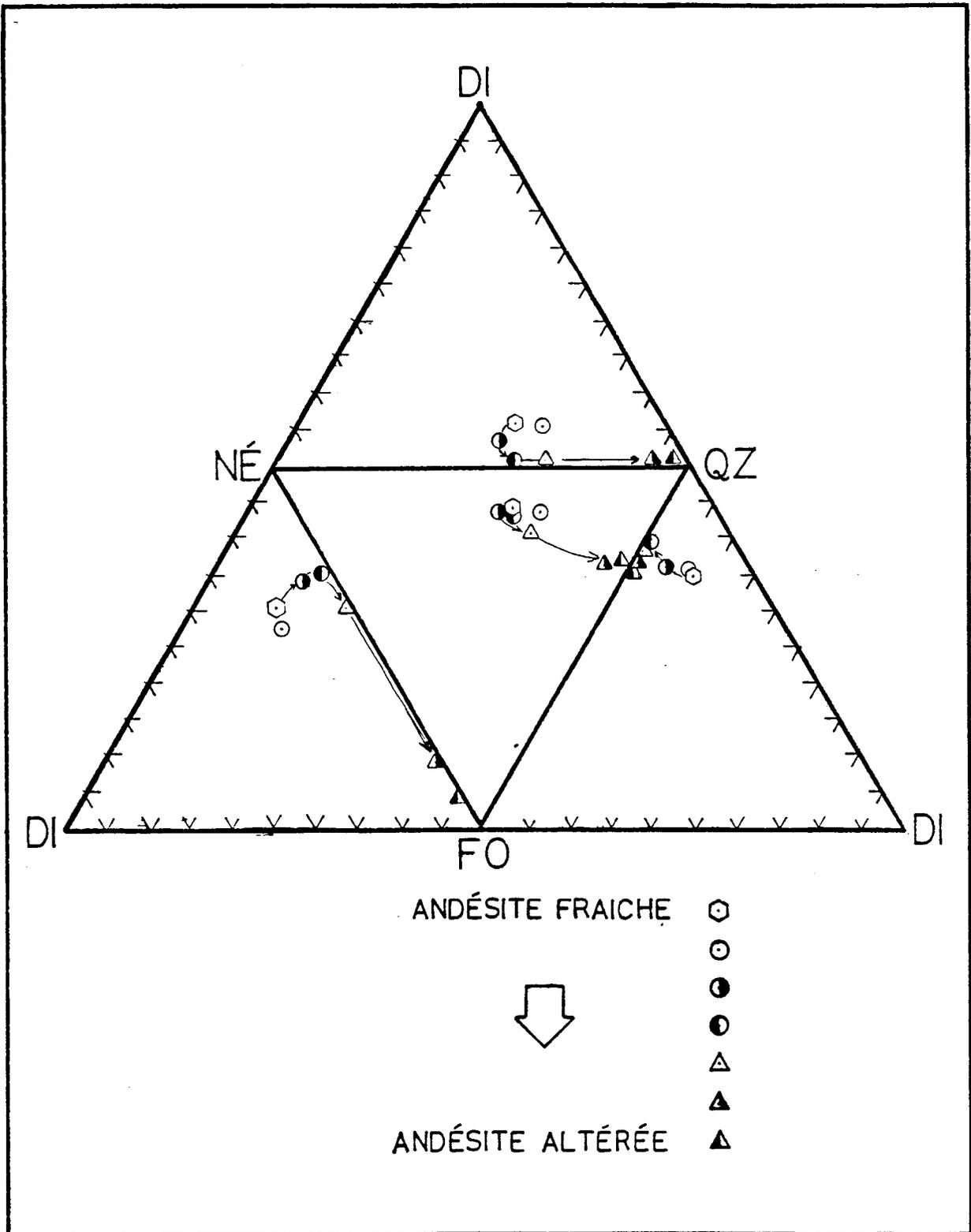


FIGURE 15. Diagramme des alcalis de Hughes (1973). Ce diagramme permet de démontrer la nature spilitique du protolithe. Noter que les roches altérées définissent un segment à angle droit du spectre igné.

Même légende que la Figure 11. (+) rhyolite, (X) porphyre à quartz et feldspath.



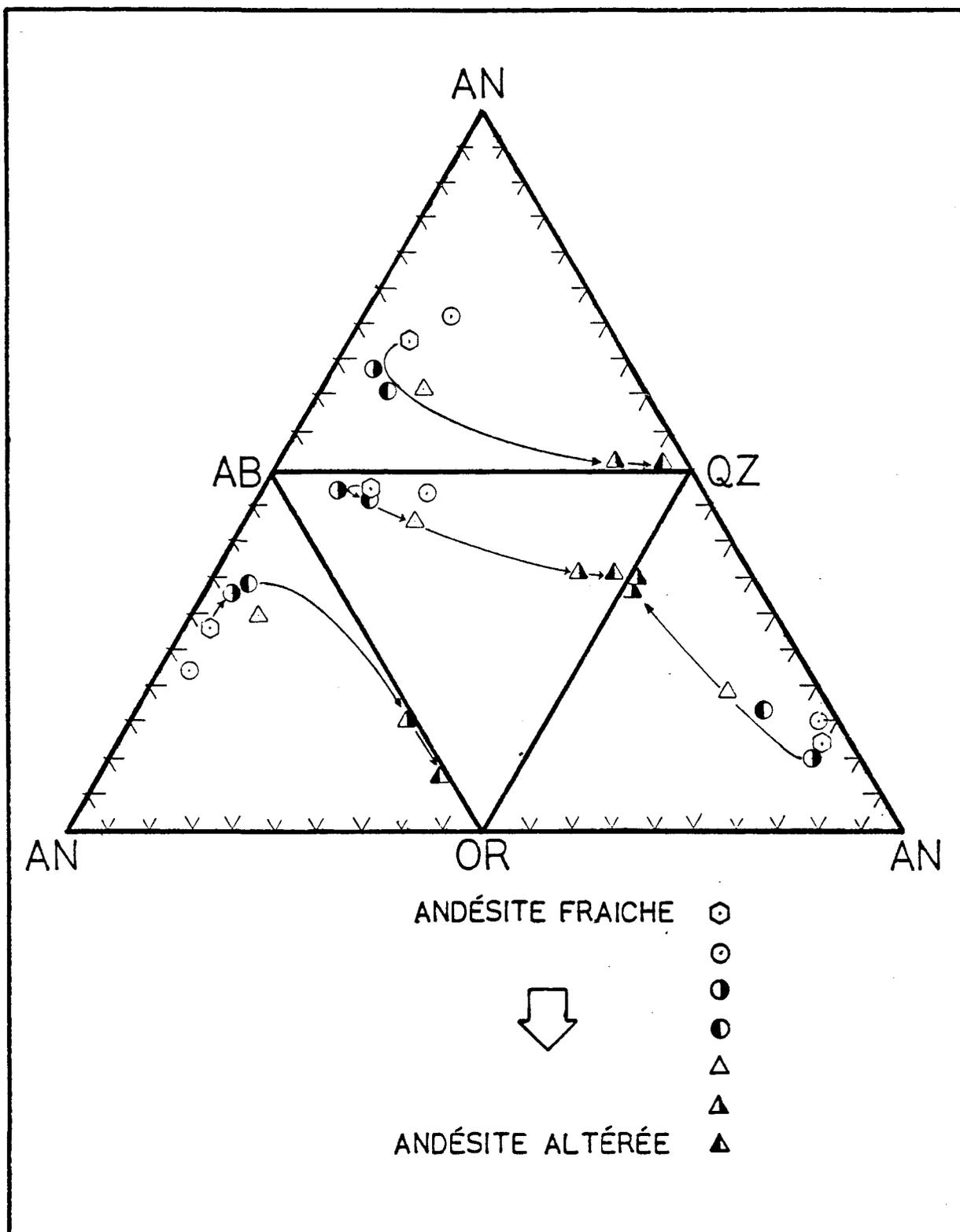


FIGURE 17. Tétrahèdre des granites. Ce diagramme permet de visualiser l'évolution du contenu des minéraux normatifs leucocrates en fonction du taux d'altération.

Les échantillons utilisés comme étant représentatifs du protolithe sont donc des roches calco-alcalines ayant acquis un caractère spilitique.

6.4 Caractère géochimique des altérations

L'utilisation des analyses ponctuelles pour l'étude des altérations alourdirait considérablement l'aspect visuel des diagrammes géochimiques. C'est pourquoi l'emploi de valeurs moyennes (tableau 2) calculées pour chacun des groupes d'altérations, sera favorisé.

Une multitude d'études sur les altérations hydrothermales volcanogènes ont été complétées jusqu'à présent. Les méthodes et critères pour décortiquer l'empreinte géochimique sont tout aussi nombreux. Des informations essentielles nous sont fournies par la pétrographie. Nous y remarquons un accroissement du contenu en chlorite et séricite aux dépens des clino-amphiboles, du plagioclase et de l'épidote; par la suite, il y a apparition de nouvelles phases telles la biotite, la cordiérite et l'anthophyllite (plus ou moins le grenat et l'andalousite). On peut donc pressentir une diminution en CaO et en Na₂O par la disparition des phases primaires, une augmentation en K₂O par l'apparition de la biotite de même qu'un accroissement des oxydes ferro-magnésiens par la présence de la chlorite, de l'anthophyllite et de la cordiérite. Ces variations que suggère la pétrographie, sont mises en évidence par certains diagrammes. Ainsi, le tétraèdre des basaltes (Yoder-Tilley, 1962; figure 16) met bien en évidence la

TABLEAU 2
Valeurs moyennes du contenu (% poids) des différents
oxydes pour chacun des groupes d'altération.

groupes	1	2	3	4	5	6	7
Symboles							
Elements							
SiO ₂	56.12	55.57	56.52	58.3	56.92	55.8	55.61
Al ₂ O ₃	15.46	15.03	15.44	15.82	15.66	16.57	15.68
Fe ₂ O ₃	2.78	2.99	2.73	2.8	2.62	2.54	2.44
FeO	7.42	8.38	7.15	5.6	6.85	7.92	10.61
MgO	4.25	4.08	4.78	4.82	5.85	8.18	7.18
CaO	7.21	7.87	5.1	3.14	2.79	0.38	0.28
Na ₂ O	3.97	2.83	4.97	5.07	3.67	0.74	0.28
K ₂ O	0.48	0.46	0.56	0.83	1.28	2.18	2.02
TiO ₂	1.28	1.49	1.23	1.3	1.12	1.04	0.94
P ₂ O ₅	0.17	0.19	0.17	0.21	0.18	0.18	0.14
MnO	0.19	0.2	0.17	0.19	0.13	0.16	0.15
H ₂ O+	0.73	1.03	1.16	2.11	2.87	4.42	4.06
Rb	16	4	17	32	40	57	52
Sr	150	183	136	116	120	34	7
Zr	60	60	87	120	110	97	83
Nb	10	4	12	12	14	27	3
Cu	73	67	79	97	74	19	24
Zn	27	32	42	55	65	60	77
Y	22	27	19	22	22	20	6

Majeur en % Poids d'oxydes
Trace en PPM

diminution du CaO par la disparition du clinopyroxène suivie d'une fuite vers le pôle du quartz. L'arête des minéraux normatifs néphéline-forstérite montre qu'il y a diminution du sodium. Le comportement relatif des alcalis et du calcium est nettement démontré par le tétraèdre des granites-granodiorites (figure 17).

Les altérations semblent progresser selon deux (2) segments distincts. Le premier met en relation uniquement l'albite et anorthite (CaAl - NaSi) suivi d'une fuite du pôle albite vers le segment orthose-quartz. Si l'on fait abstraction de l'aluminium et de la silice (diagramme C-N-K, figure 18), on visualise plus nettement ce comportement selon deux (2) segments.

En considérant la saturation en silice de toutes les paragenèses, Riverin (1977) a mis au point un mode de représentation tétraédrique mettant en relation les principaux oxydes. Ainsi le tétraèdre F-C-A-K (figure 19) montre du coup les relations qui existent entre les ferro-magnésiens, les alcalis et l'aluminium. Encore ici, le lessivage calco-sodique de même que l'enrichissement en potasse et en ferro-magnésiens permettent d'expliquer de façon éloquente les variations pétrographiques. Ce type de diagramme a d'ailleurs été utilisé de façon extensive (Gibson et Al, 1983; Mathieson et Hodgson, 1984; Knuckey et Watkins, 1982), ce qui nous permet de visualiser la similarité des altérations entre le présent ouvrage et les dépôts bien connus de Millenbach (Quebec), Dickenson (Ontario) et Corbet (Quebec) .

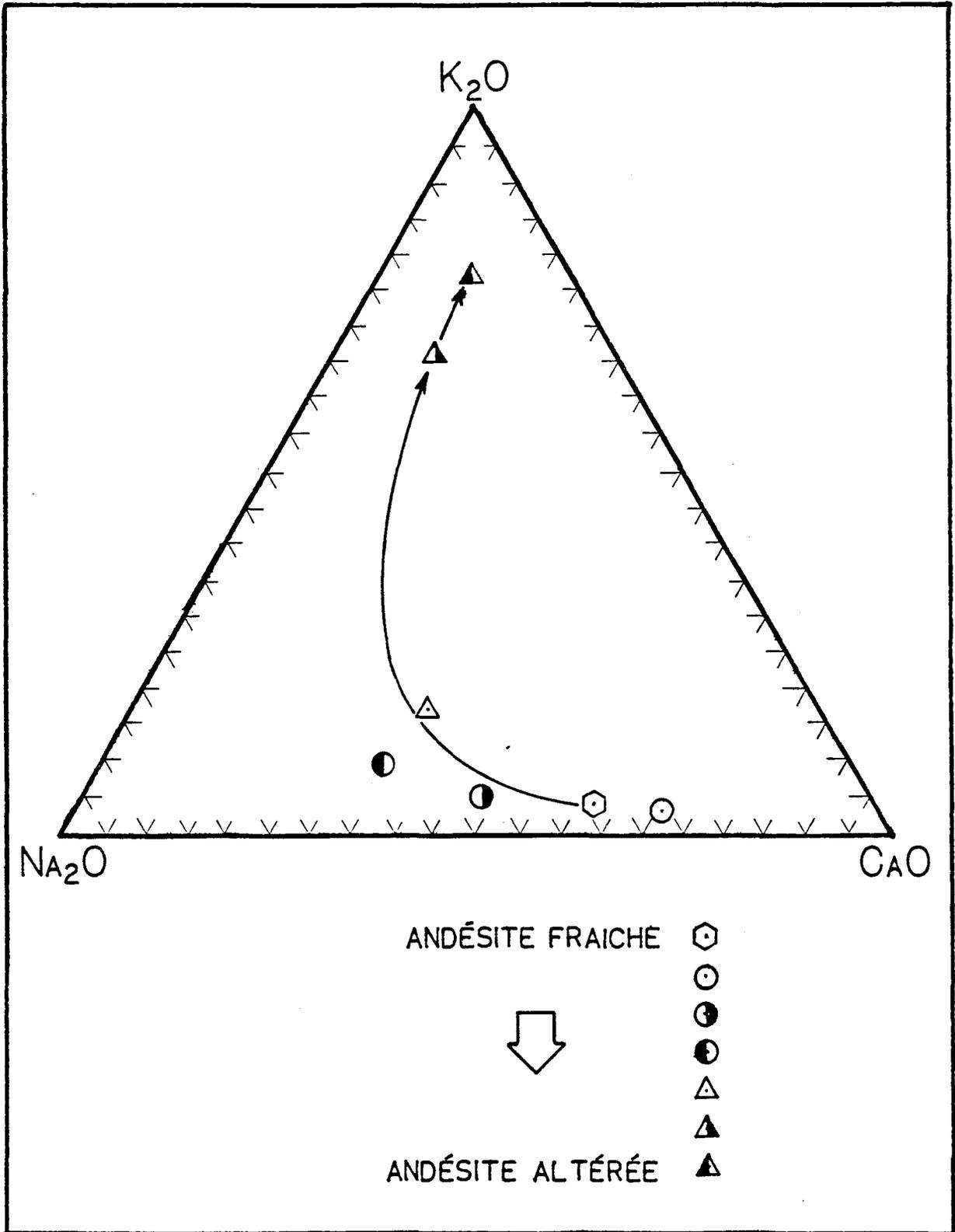


FIGURE 18. Diagramme C-N-K. Noter la progression des altérations selon deux segments distincts.

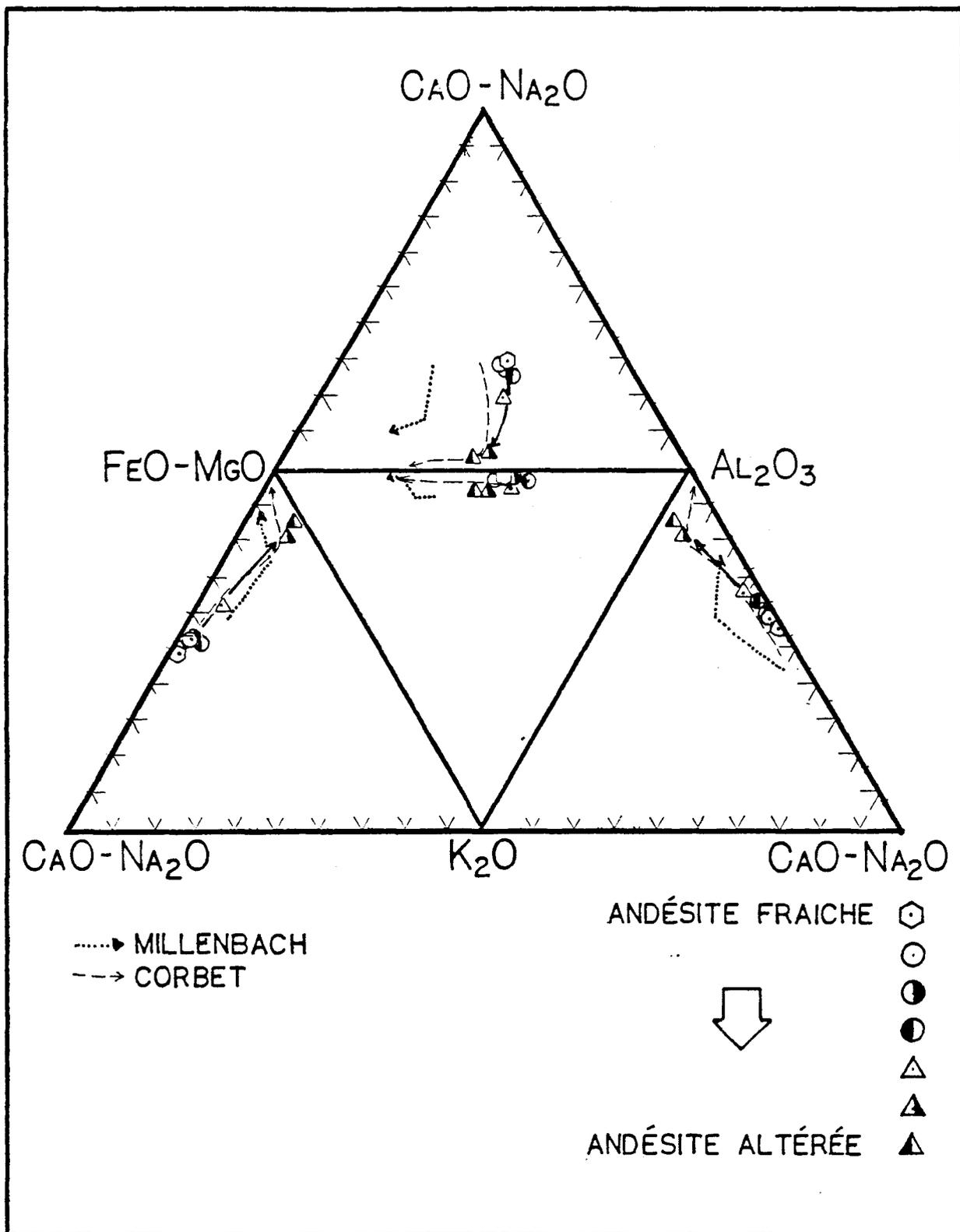


FIGURE 19. Tétrahédre F-C-A-K de Riverin (1977).
 Noter la similitude du patron d'altération
 avec celui associé aux dépôts de Millenbach
 (Knuckey et al., 1982) et de Corbet (Knuckey
 et Watkins, 1982).

6.4.1 Note sur la silification

Comme nous l'avons brièvement noté auparavant, les andésites silicifiées (plus de 62 pour cent de silice) ont été retirées des différents groupes d'altération. Face aux critères d'altération employés pour la classification, ces échantillons avaient une forte tendance à être divergents et augmentaient considérablement les écarts. C'est pourquoi il a été décidé de les traiter de façon indépendante.

Mise à part la dérive vers le pôle du quartz, la première caractéristique que l'on remarque lorsque l'on reporte ces échantillons sur les différents diagrammes déjà étudiés, c'est que la silification n'est rattachée à aucun groupe d'altération en particulier, mais qu'elle peut se retrouver à tous les groupes (figures 20, 21, 22). De plus, si l'on ne considère que les échantillons ayant plus de 67 pour cent de silice (rhyodacites), l'ensemble de points résultants converge vers les fortes altérations.

Un second point intéressant à noter résulte de l'observation des figures 15 à 19, on y remarque que les roches non-silicifiées accusent une variation drastique et soudaine entre les groupes 5 et 6 et que cette absence d'altération intermédiaire est comblée par la présence d'échantillons silicifiés. Le comportement de la silice par rapport aux autres altérations semble indépendant. Healing (1980), dans son étude des altérations de la région de Gull Pond (T.N.), a suggéré que la silification (ou son lessivage) est un phénomène

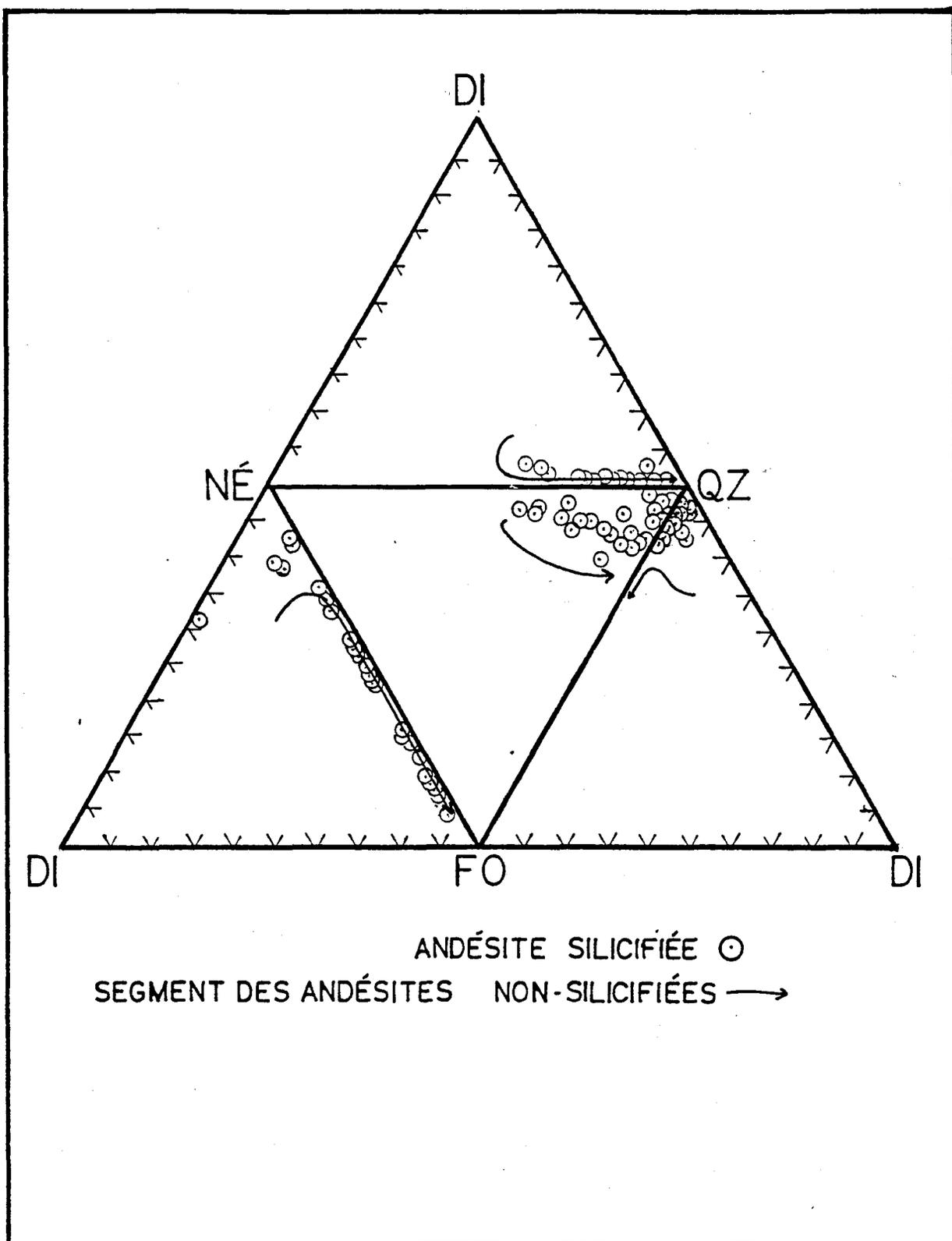


FIGURE 20. Tétrahédre des basaltes de Yoder et Tilley représentant les faciès silicifiés.

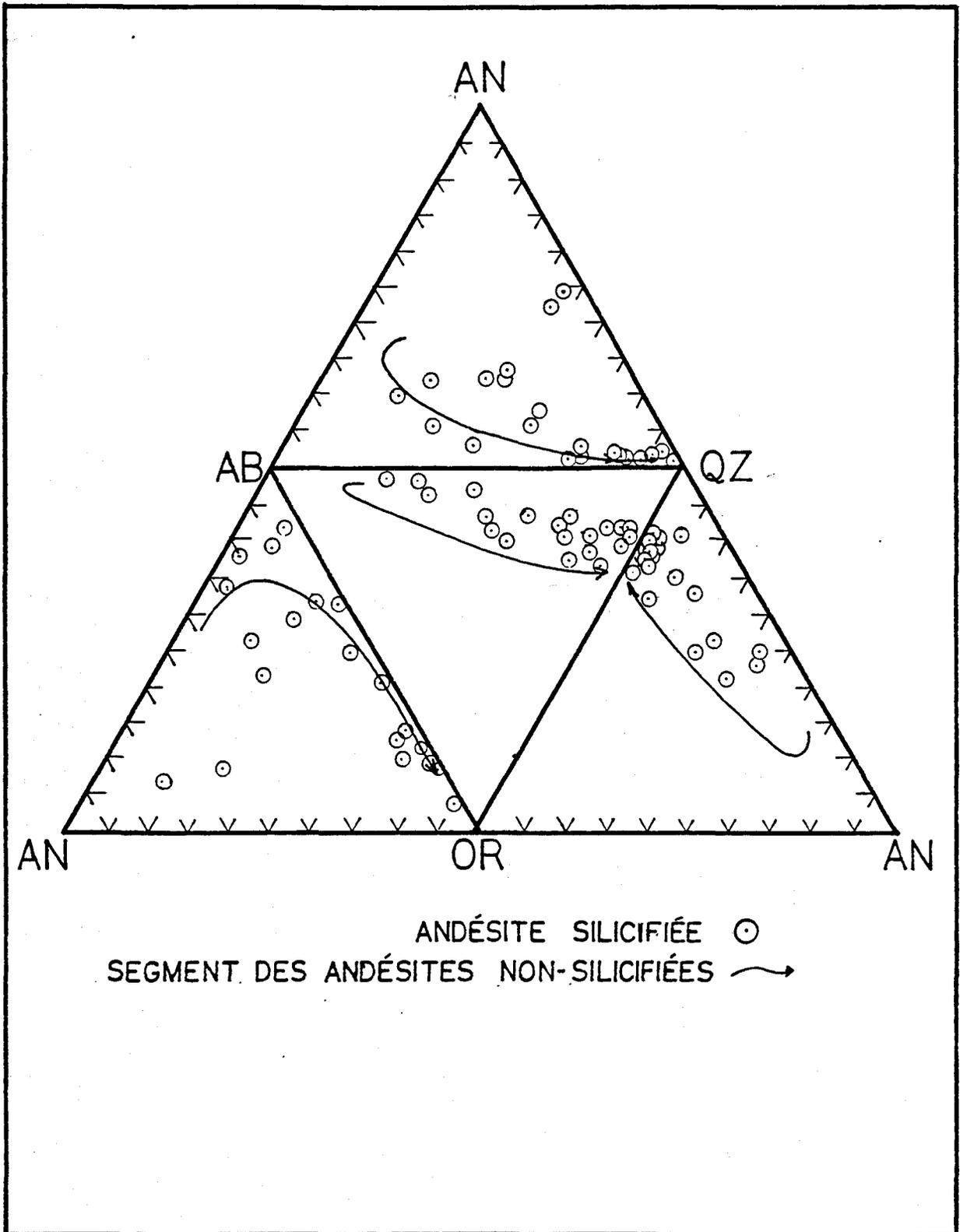


FIGURE 21. Tétrahèdre des granites représentant les faciès silicifiés.

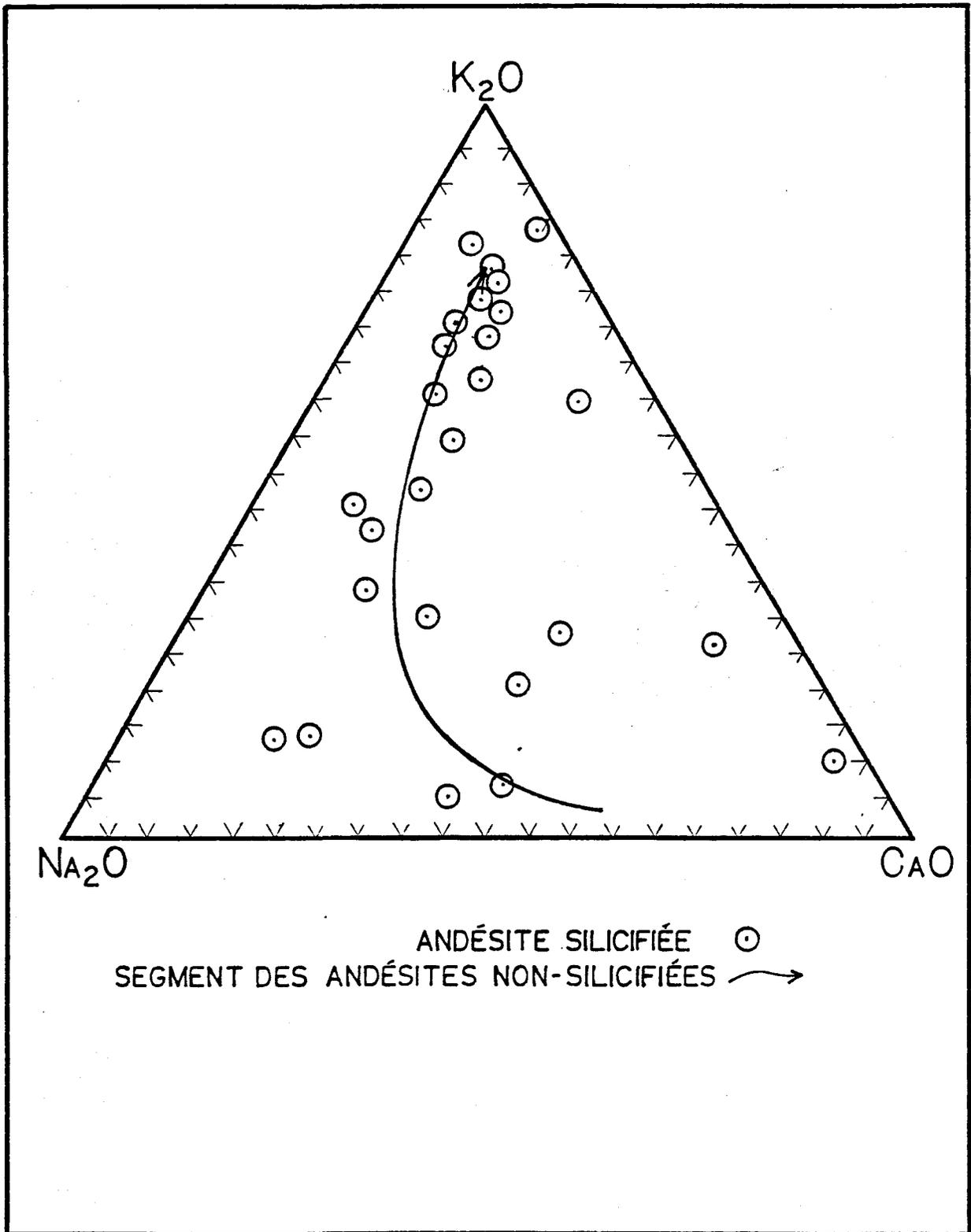


FIGURE 22. Diagramme C-N-K représentant les faciès silicifiés.

hydrothermal tardif qui se superpose aux autres altérations plus précoces.

Ainsi, quoique la silicification demeure un bon indicateur de métasomatisme (Gibson et al. 1983), elle ne peut être utilisée comme représentative d'un faciès d'altération. La silicification forme un halo dont la forme et l'intensité semblent très variables. Ceci peut sans doute être imputé à sa très grande mobilité.

6.5 Diagramme de variation

6.5.1 Introduction -

L'étude des principaux diagrammes ternaires et tétraédriques nous a permis de mettre en évidence les gains et pertes relatifs des principaux oxydes. Mais dans quelle proportion ces variations représentent-elles la réalité? Dans sa contribution à l'étude des diagrammes de variations, Pearce (1968) met bien en évidence que l'étude d'un système à variables multiples par l'entremise de diagramme binaire fausse le comportement réel des variables en question. Larson (1983) en reprend d'ailleurs les grandes lignes par un exemple fort simple et convainquant. Ainsi, l'utilisation de variables extensives, c'est-à-dire dépendantes de l'état du système, ne peuvent être utilisées, tels par exemple, les diagrammes de Harker (1909).

L'utilisation des diagrammes de variations binaires nécessite donc l'emploi de variables intensives, c'est-à-dire indépendantes des conditions du système. Une façon simple de remédier au problème est d'utiliser des rapports de proportions dont le dénominateur (ou numérateur) est réputé immobile.

De nombreux travaux ont conclu à l'immobilité de l'aluminium (Meyer et Hemley, 1967; Carmichael, 1969) auquel se joignent le titane (Hall, 1982), le phosphore (Gélinas et Al., 1982) et la silice (Bachinski, 1977). Quoique l'aluminium soit généralement cité, le groupe des éléments que nous pouvons considérer immobiles accuse certaines divergences et ce, à cause de la particularité de chacun des cas traités. Ainsi il se peut qu'aucun élément ne puisse être considéré comme strictement immobile (Riverin, 1977; Appleyard et Woolley, 1979). Afin de déterminer s'il existe des constantes dans notre système, nous avons employé la méthode élaborée par Gresen (1967).

Toutes les évidences de terrain de même que celles résultant de l'étude pétrographique, suggèrent qu'aucune déformation n'a eu lieu (absence de tectonite et préservation des textures primaires délicates). Il devient évident que le facteur volume impliqué par le métasomatisme sera obligatoirement très près ou égal à la valeur unitaire.

6.5.2 Etude des diagrammes Volume - Composition. -

L'utilisation de la méthode établie par Gresen (1967) fait l'objet depuis quelques années d'une application extensive. C'est pourquoi, afin d'alléger le texte, sa description détaillée a été reportée à l'annexe 4. Les divers domaines d'application couvrent autant les études de fénitisation (Appleyard et Woolley, 1979), de granitisation (Appleyard, 1980), de métamorphisme (Kerrick et al., 1977), que de métasomatisme. C'est de ce dernier problème qu'il sera ici question.

Un survol de la littérature, couvrant les études du métasomatisme dans les systèmes volcanogènes, nous permet de répertorier les différentes approches de ces études. Ainsi, les diagrammes volume - composition sont parfois faits en fonction de la distance par rapport au conduit principal (Hall, 1982), en fonction d'un indice chimique d'altération (Healing, 1980; Knuckey et Watkins, 1982), en fonction de la paragenèse (Nilsson, 1968; Riverin, 1977) ou même en fonction d'un incrément d'altération mettant successivement en relation des paires d'échantillons (Appleyard et Woolley, 1979), de façon analogue au calcul d'un pas de variogramme. L'ensemble de ces méthodes visent tous le même but, c'est-à-dire quantifier les gains et les pertes causés par le métasomatisme.

Comme nous l'avons vu au début du présent chapitre, notre classification des faciès altérés porte sur des critères pétrographiques et géochimiques. Ainsi, le groupe 1 sera utilisé comme protolithe de référence et successivement comparé

aux groupes 2 à 7.

Les diagrammes volume - composition de la figure 23 montrent bien la convergence du groupe d'éléments Si, O, Al, P, Mn, Ti vers l'origine des axes, c'est-à-dire à volume et composition constants. Par contre, puisque la pente est directement reliée au contenu de l'élément, il est évident que les éléments majeurs ont une plus grande sensibilité que les éléments traces face aux variations du volume. Cette caractéristique, qui est causée par le facteur d'échelle de l'ordonnée (Variation de composition), donne un caractère faussement immobile au groupe P, Mn, Ti. Afin de mettre en évidence les changements de volumes impliqués par l'immobilité de ces divers éléments, nous avons construit un diagramme volume - composition où la variable composition a été fixée à zéro. Ce diagramme, qui est en fait un histogramme de la fréquence des facteurs volumes (figure 24), montre bien que l'immobilité des éléments P, Mn, Ti implique des variations de volume passant les 30 pour cent du volume initial et que ces éléments ne peuvent donc être considérés immobiles. Seuls demeurent les éléments Si, O, Al. De ces trois (3) éléments, notons que le comportement de la silice est faussée par le fait que l'on a omis volontairement les échantillons silicifiés. L'effet de la silicification, ou son lessivage, sera traité ultérieurement.

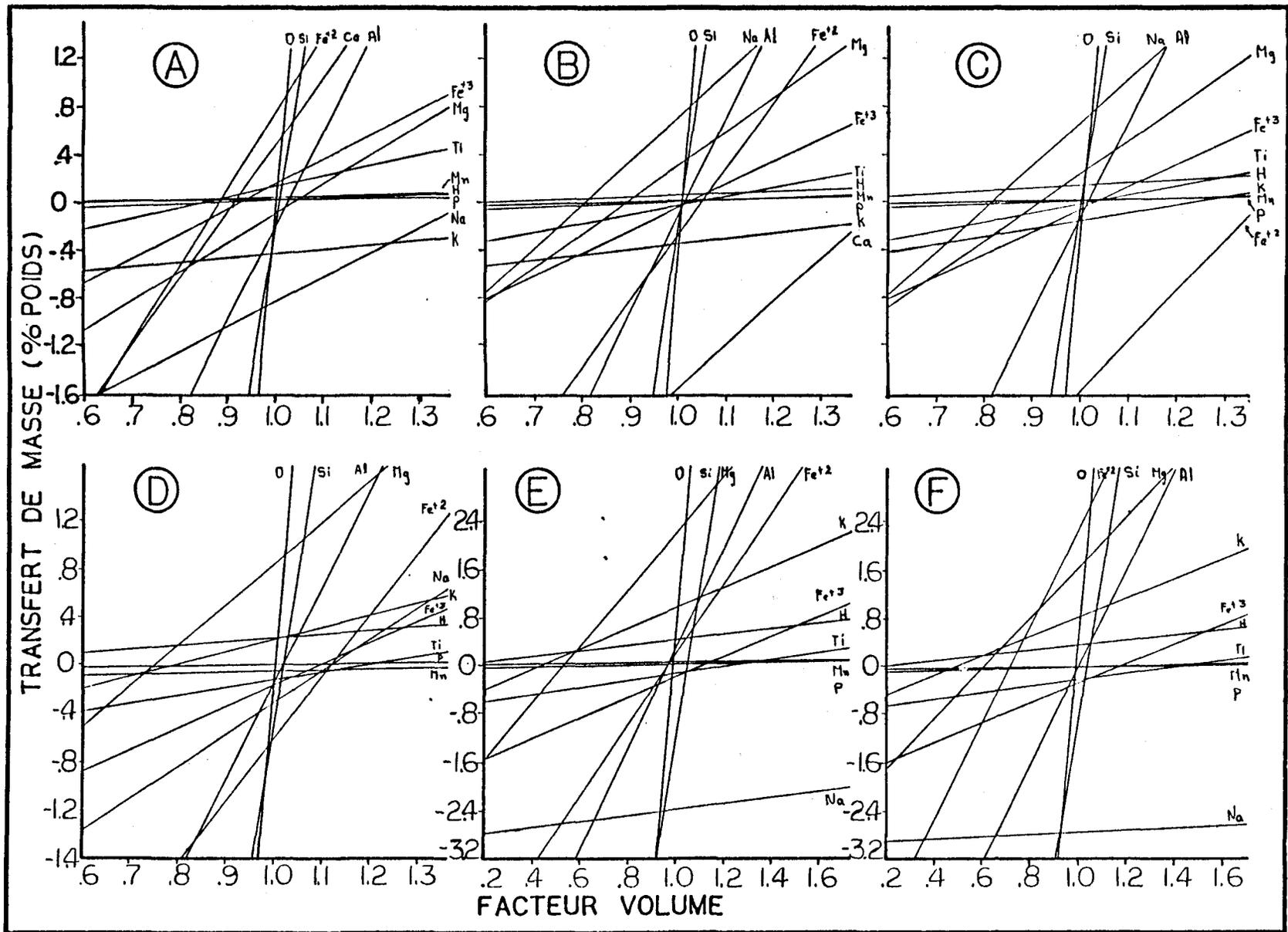


FIGURE 23. Diagramme volume-composition. Les graphiques A) à F), comparent successivement le protolithe (groupe 1) aux différents groupes d'altérations (groupes 2 à 7). Les graphiques G) à L) reprennent la même séquence mais pour les éléments traces.

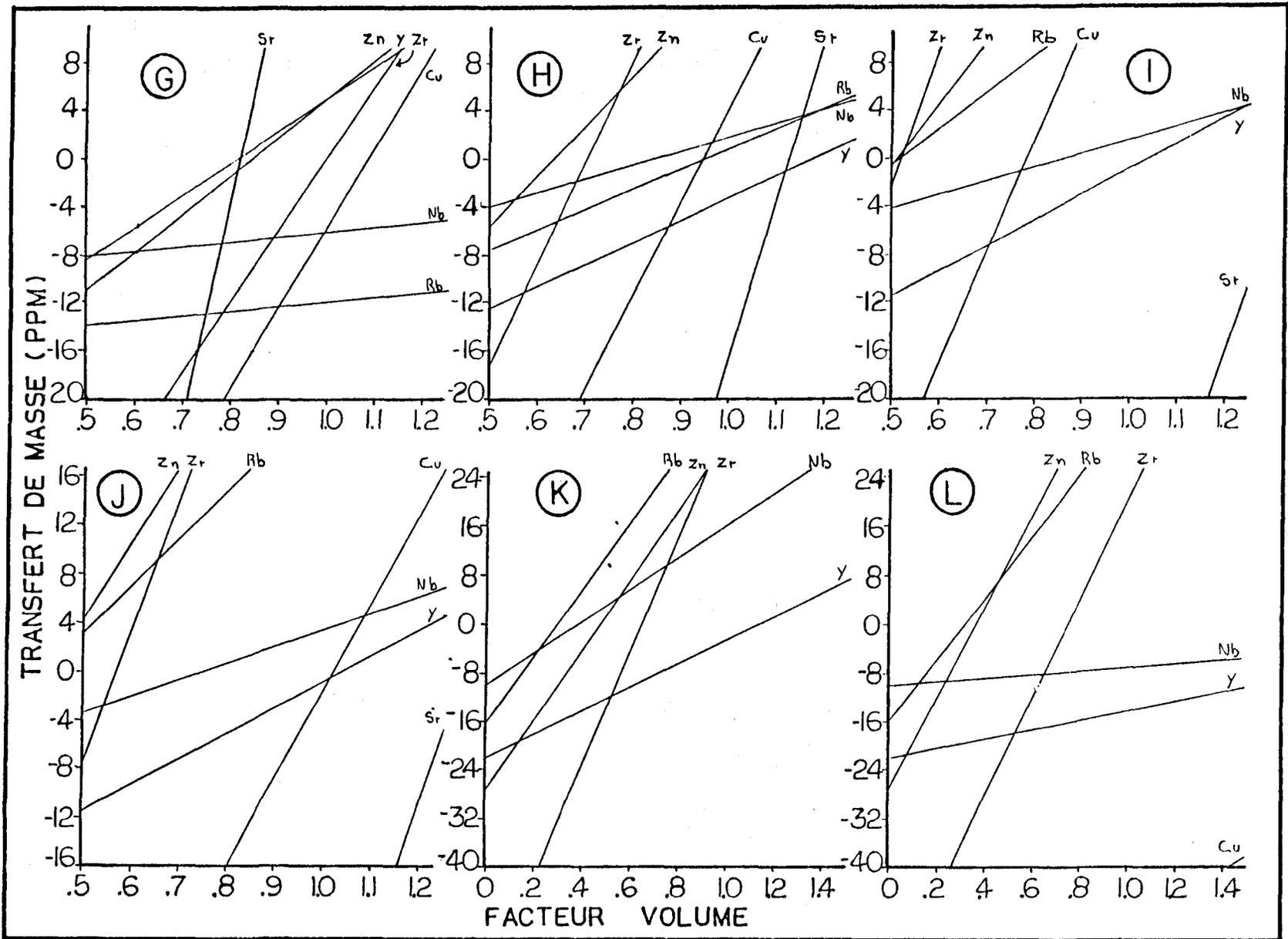


FIGURE 23 (suite)

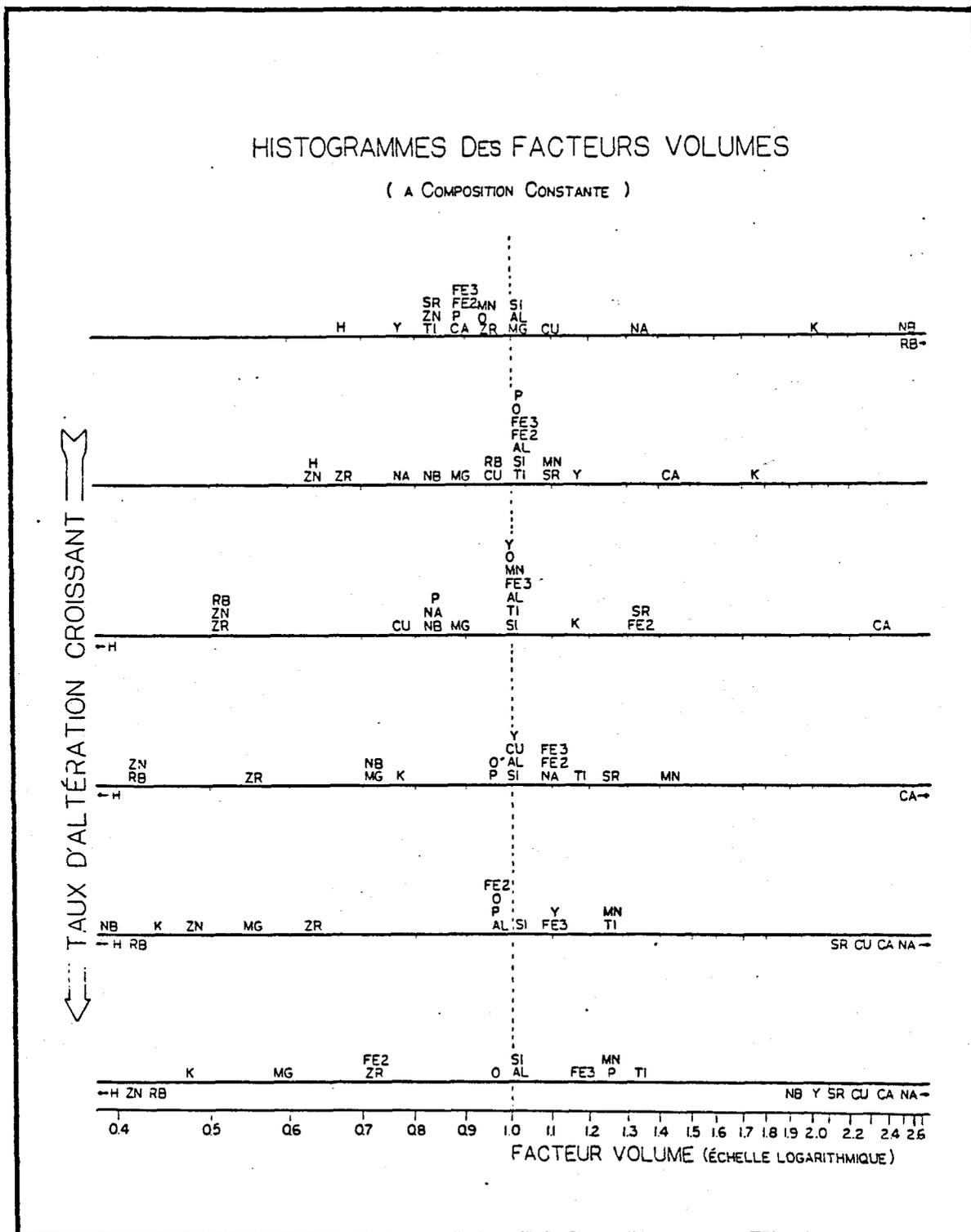


FIGURE 24. Histogramme des facteurs volumes (à composition constante).

Si l'on considère des diagrammes similaires où, non pas la composition, mais le volume est constant (figure 25), on observe alors que l'aluminium accuse une très faible diminution d'un dixième de pour cent et que seul le groupe d'altération No 6 montre une légère divergence. Par contre, l'oxygène, quoique beaucoup plus abondant et donc sujet à de plus grande amplitude de transfert de masse, montre une double oscillation et diverge du comportement de l'aluminium. L'oxygène montre donc certains signes de mobilité. Aussi, afin de minimiser les erreurs, nous pouvons considérer que l'aluminium de même que son oxyde sont immobiles lors des processus de métasomatisme et de métamorphisme. Dans ce même diagramme (figure 25), l'aspect faussement immobile du phosphore et de façon moindre du titane et du manganèse est dû à leur faible contenu comme il a d'ailleurs été démontré à l'aide des histogrammes (figure 24).

L'accroissement du contenu en hydrogène montre bien l'augmentation de l'hydratation du protolithe. La potasse pour sa part subit un faible lessivage avant de s'enrichir dans la zone fortement altérée. Les éléments Mg, Fe+2, Rb, Zn, Zr et Nb montrent tous un accroissement face à l'altération. Par contre, le Fe+3, Ca, Na, Sr, Y, Cu montrent une diminution.

Il est intéressant de noter que les paires d'éléments K-Rb et Ca-Sr appartenant respectivement aux groupes des alcalins et des alcalino-terreux du tableau périodique ont des comportements similaires mais opposés (figure 26). Considérant les affinités des divers éléments d'un même groupe, il est suggéré que le rubidium et le strontium ont tendance à se substituer dans la

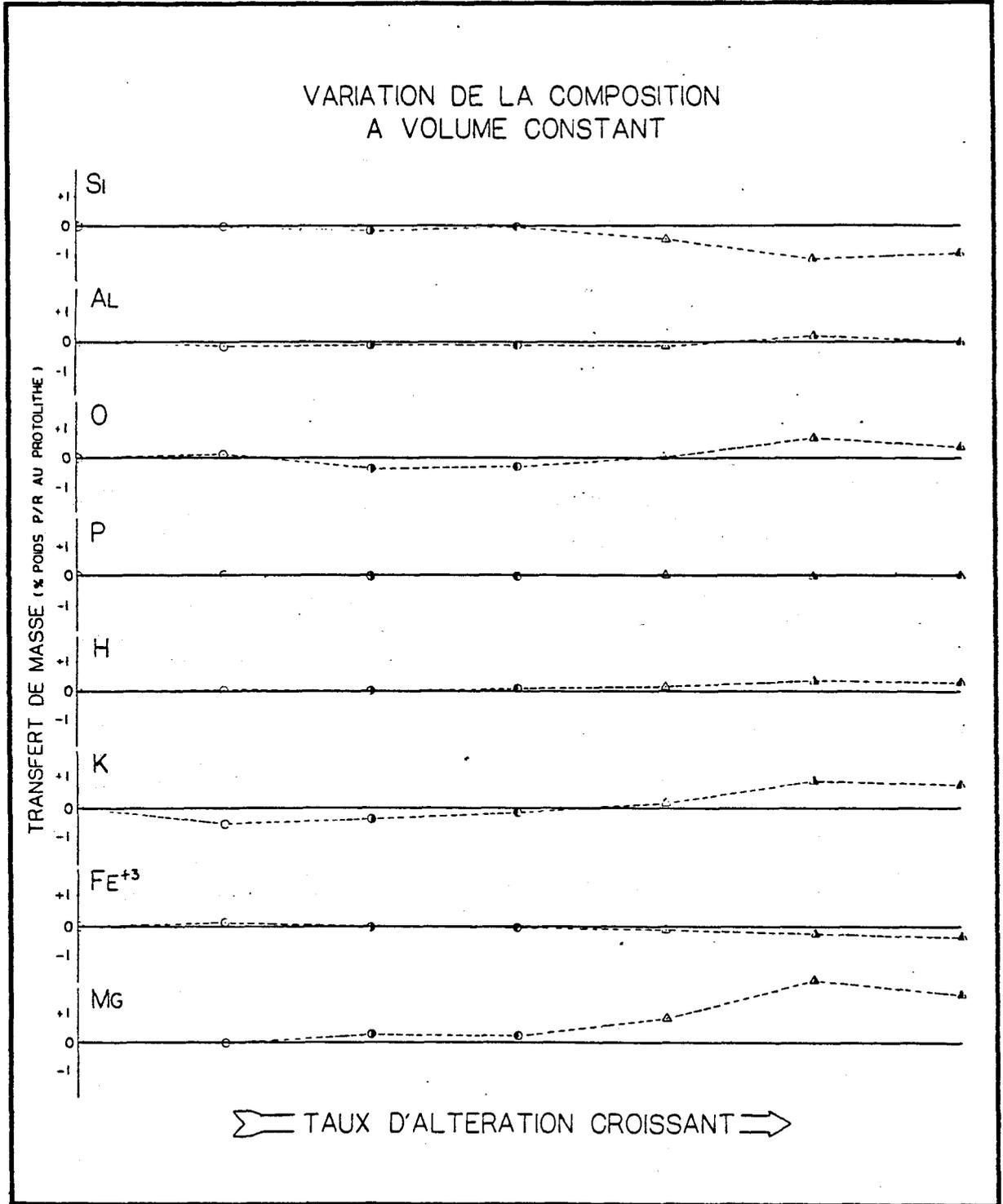


FIGURE 25. Variation de la composition (à volume constant).

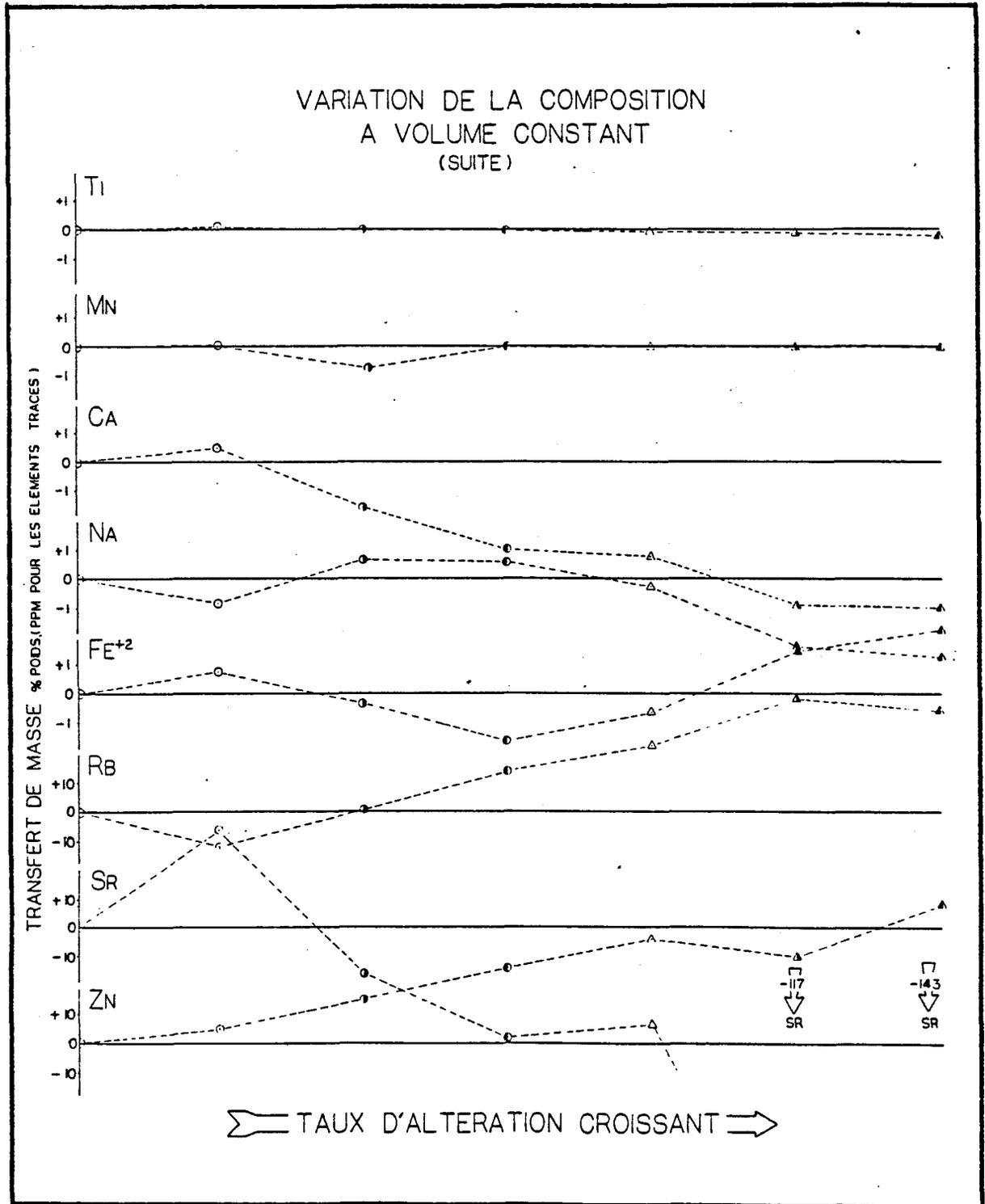


FIGURE 25 (suite)

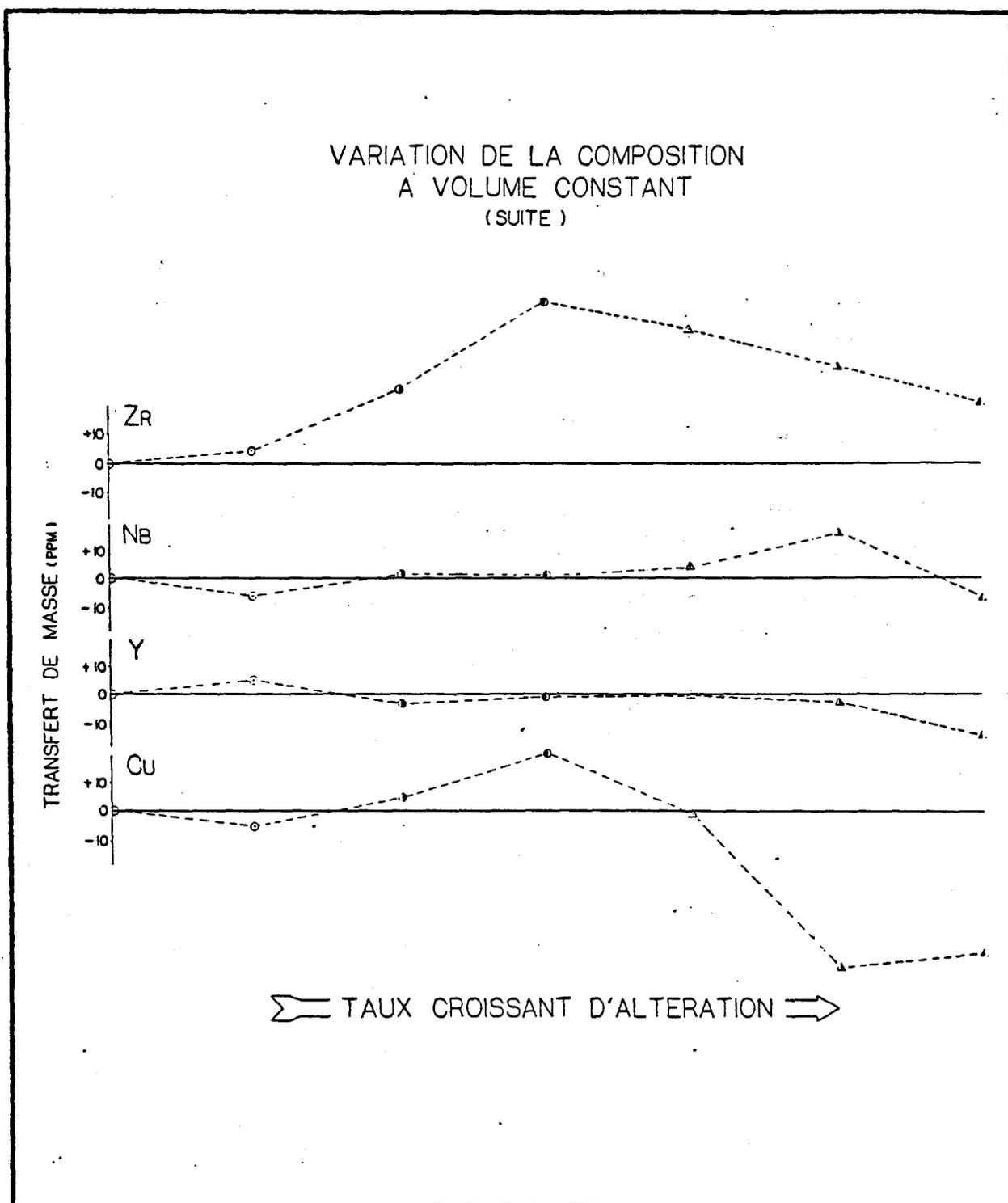


FIGURE 25 (suite)

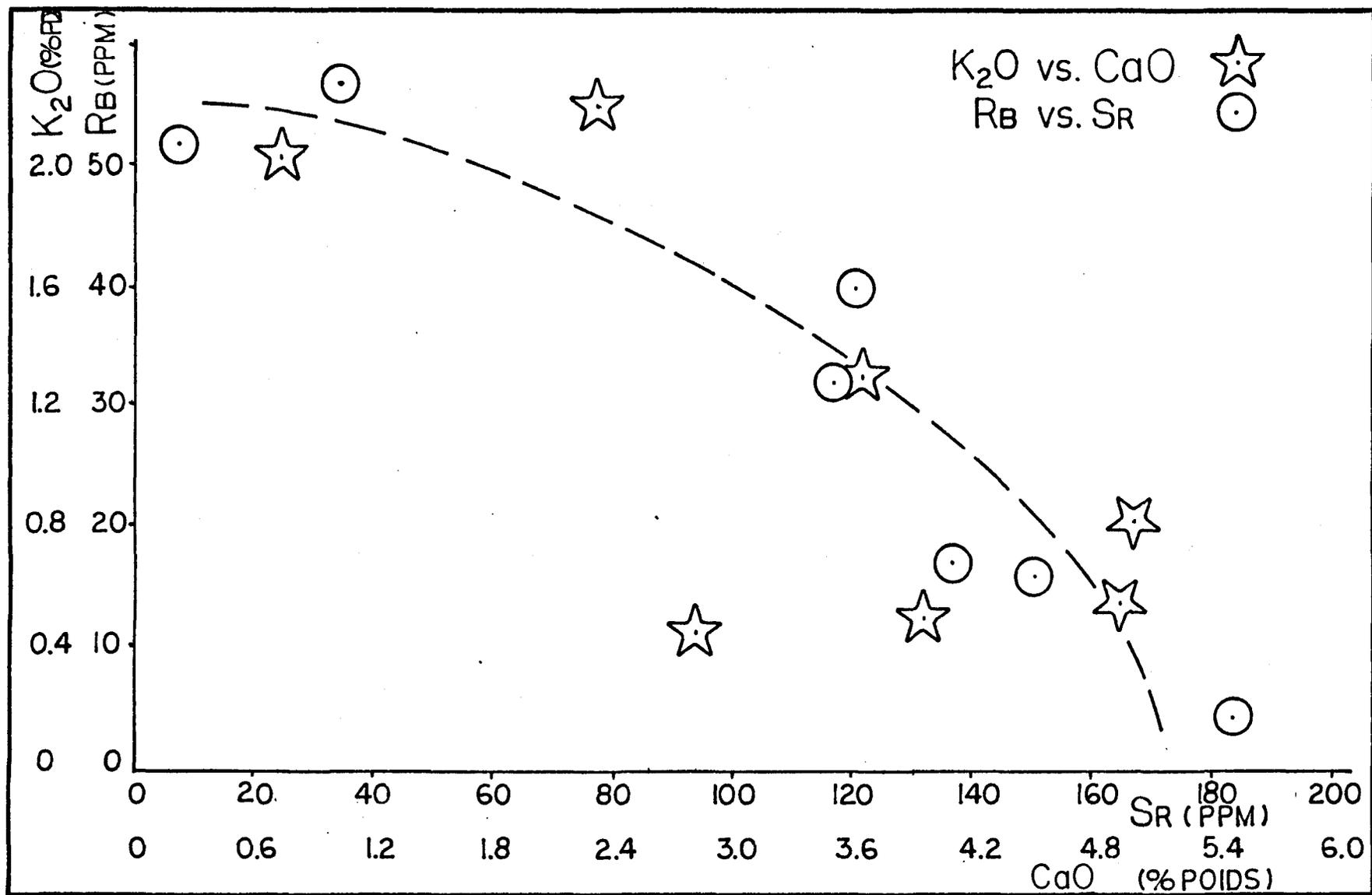


FIGURE 26. Diagrammes rubidium vs. strontium et potassium vs. calcium.

maille cristalline, au potassium et au calcium respectivement (Mason, 1966). Ainsi, pareillement aux conclusions de Hall (1982), nous proposons que la rupture des plagioclases au profit de la séricite lors de l'altération conduit à la libération du Sr et à l'immobilisation du Rb. Cette relation est bien démontrée à la figure 26.

L'étude des diagrammes volume - composition nous conduit donc à considérer le métasomatisme comme possédant deux (2) constantes, c'est-à-dire le volume et le contenu en aluminium (et par extension son oxyde). Il est donc possible de quantifier de façon plus ou moins exacte les gains et les pertes encourus lors du métasomatisme. Mais, avant d'évaluer ce budget global des gains et pertes, nous attirons l'attention du lecteur sur les effets particuliers de la silicification.

6.5.3 Seconde note sur la silicification -

A la section 6.4.1 nous avons démontré que la silification ne caractérise pas un groupe particulier d'altération. Afin de déterminer le comportement des autres éléments face à l'accroissement de la mobilité de la silice, nous avons comparé au protolithe frais du groupe 1, six échantillons silicifiés (tableau 3) de même que cinq échantillons dont la silice est lessivée (tableau 4). Ces deux tableaux nous donnent le transfert de masse en considérant le volume constant. Un bref survol de ces tableaux met en évidence le fait que lors de la silicification il y a un apport marqué en Si et plus ou moins net en K, H, O, P et une diminution marquée en Ti, Al, Fe, Mg.

TABLEAU 3
 Transfert de Masse à Volume constant
 pour les Roches silicifiées

Analyses	252	236	502	278	249	506
% SiO ₂	62.4	63.0	63.4	66.1	67.0	69.1
Elements						
Si	+2.33	+3.62	+2.99	+3.28	+3.47	+4.40
Ti	-.004	-.494	-.265	-.269	-.159	-.159
Al	-.978	-.402	-1.34	-1.26	-1.46	-1.51
Fe+3	-.026	-.562	-.323	-.361	-.240	-.240
Fe+2	-.454	-4.32	+3.01	-1.81	-2.27	-4.43
Mn	+.005	-.116	-.009	-.006	-.029	-.118
Mg	-.998	-2.38	-1.28	-.628	-1.39	+3.08
Ca	-1.94	+4.77	-4.88	-4.14	-3.91	-4.81
Na	+3.17	-2.47	-2.87	-1.18	+7.48	-2.28
K	-.431	+2.272	+1.14	+4.47	-.018	+9.42
H	-.014	+1.199	+3.27	+1.83	+0.024	+2.70
P	+0.037	-.034	+0.016	+0.013	+0.046	+0.046
O	+1.173	+2.99	+1.82	+8.41	-.176	+2.03
Cu	+2.41	-63.9	+124.	-23.3	-47.4	-70.2
Zn	+16.1	-3.68	+259.	+126.	+65.0	-.448
Rb	-6.21	+4.28	+62.9	+22.2	-6.52	+21.9
Sr	+55.7	+205.	-149.	-112.	-45.7	-131.
Y	+17.2	+8.41	+7.59	+25.8	+15.9	+15.9
Zr	+37.9	+163.	+108.	+83.3	+101.	+82.2
Nb	-.207	+1.138	-9.01	+9.10	+37.4	-.517

Majeur en % poids d'oxydes

Trace en PPM

TABLEAU 4
 Transfert de Masse à Volume Constant pour les
 Roches Déficiantes en Silices

Analyses	277	296	293	266	508
% SiO ₂	49.2	48.8	48.7	47.7	33.8
Elements					
Si	-4.03	-3.74	-3.55	-3.24	-9.62
Ti	-.327	-.206	-.260	-.050	-.105
Al	-.517	+1.47	+3.09	+1.37	+4.40
Fe+3	-.418	-.254	-.306	-.026	-.069
Fe+2	-.844	+5.23	+5.66	+3.48	+10.4
Mn	-.087	-.048	-.008	-.059	+1.114
Mg	+3.37	+2.00	+2.89	-1.27	+2.09
Ca	-2.16	-4.96	-4.99	-1.75	-2.21
Na	+8.08	-2.78	-2.83	-1.29	-2.66
K	+2.09	+1.05	+2.21	+2.12	+1.16
H	+2.76	+3.60	+5.72	+6.12	+5.71
P	-.019	-.014	-.017	-.029	-.015
O	-3.48	-.287	+1.02	+1.71	+1.176
Cu	+123.	-42.4	-52.1	+136.	+98.3
Zn	+98.5	+7.52	+41.8	+4100	+63.4
Rb	+119.	+33.3	+13.9	+45.9	+78.7
Sr	+43.1	-149.	-140	+4.66	-55.3
Y	-12.3	-12.1	-21.0	-11.7	-.966
Zr	+26.9	+48.5	+39.7	-39.4	-28.4
Nb	-.345	-9.01	-.035	+3.10	-8.95

Majeurs en % poids d'oxydes
 Traces en PPM

Par contre, dans les roches lessivées en silice, il y a un apport marqué en Fe, Mg, K, H, plus ou moins net en Al et une diminution marquée en Si, Ca, Na. Un fait important à remarquer est qu'à volume constant, aucun élément ne peut être considéré immobile. L'aluminium varie jusqu'à plus de 4 pour cent et l'oxygène à plus de 3 pour cent. De plus, si inversement aux précédents tableaux 3 et 4, nous considérons que le volume est variable et que l'on immobilise successivement chacun des éléments (figure 27), alors nous remarquons qu'aucun des éléments ne poursuit le même patron de variation de volume, ce qui nous indique que même à volume variable aucun élément ne peut-être objectivement choisi comme immobile.

Lorsque l'on compare les données du tableau 4 (roches déficientes en silice) à celles de la figure 25, on remarque que dans le domaine des fortes altérations, il y a convergence de comportement des deux groupes. Ceci nous porte à croire qu'il y a lessivage de la silice au coeur du conduit. Face à ce comportement de la silice, nous concluons que la silicification est un phénomène hydrothermal précoce affectant un large volume de roche. Elle est suivie d'une activité hydrothermale ponctuelle développant un conduit chloritisé lessivé en silice. La chronologie relative des événements est mise en évidence par l'aspect localisé et ponctuel des zones lessivées. Cet aspect ponctuel peut difficilement s'expliquer si la silicification est tardive.

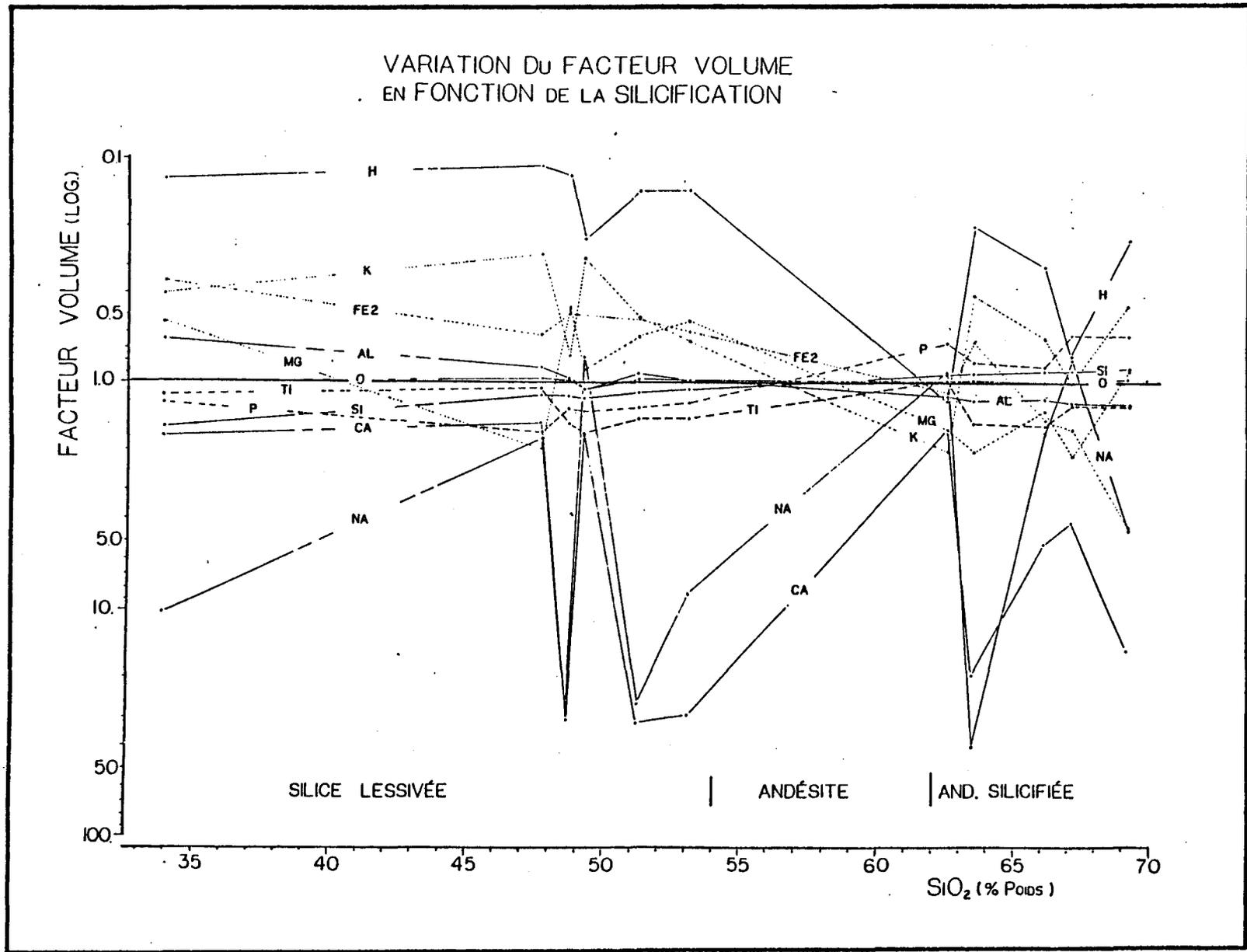


FIGURE 27. Variation du facteur volume en fonction de la silicification.

6.4.5 Quantification du métasomatisme

Considérant un métasomatisme où le contenu en aluminium de même que le volume sont constants, il est possible d'évaluer les gains et les pertes nets encourus lors des processus hydrothermaux. Le tableau 5 nous donne les transferts de masses pour chacun des groupes d'altérations successivement comparé au protolithe frais (groupe 1). Il nous est donc possible de quantifier de façon précise les variations qui jusqu'à présent n'étaient que qualitatives (tableau 6). Comme nous l'avons vu aux paragraphes précédents l'augmentation de la mobilité de la silice a pour conséquence d'infirmier nos conclusions quant à l'immobilité de l'aluminium et du volume. Ainsi, tout le système devient à variable extensive et par conséquent impossible à quantifier.

6.6 Géométrie des altérations en surface

A l'aide des critères d'altération élaborés au début du présent chapitre, nous allons tenter de définir la géométrie de la zone d'altération en surface.

Dans les grandes lignes, la figure 28 corrobore les informations déjà fournies par la pétrographie (figure 10). Par contre, dans le détail la géochimie nous permet de distinguer certains nouveaux éléments stratigraphiques. Ainsi, dans la demie-sud de la propriété, il a été possible de confirmer la nature fortement silicifiée de la brèche andésitique à fragments felsiques et de démontrer la présence d'une zone d'altération surmontant la rhyolite sud. Dans la demie-nord de la propriété, l'homogénéité du faciès andésitique a permis de tracer les

TABLEAU 5
 Budget des transferts de Masse
 (Transfert de masse:Volume et Al₂O₃ Constant)

groupes	1	2	3	4	5	6	7
Symboles							
Elements							
Si	--	+.282	+.022	+.192	-.209	-1.52	-.925
Ti	--	+.142	-.035	-.012	-.111	-.177	-.219
Al	--	--	--	--	--	--	--
Fe+3	--	+.184	-.047	-.045	-.152	-.261	-.283
Fe+2	--	+.862	-.245	-1.55	-.560	+.066	+2.26
Mn	--	+.011	-.016	-.004	-.049	-.030	-.034
Mg	--	-.059	+.302	+.256	+.888	+2.09	+.166
Ca	--	+.572	-1.53	-2.98	-3.20	-4.90	-4.96
Na	--	-.809	+.719	+.702	-.282	-2.43	-2.74
K	--	-.425	-.352	-.146	+.226	+.901	+.819
H	--	+.036	+.047	+.148	+.233	+.388	+.362
P	--	+.010	-.0005	+.015	+.003	+.002	-.015
O	--	+.695	-.008	+.073	+.482	+.011	+.472
Cu	--	-4.81	+5.51	+21.1	-.623	-55.0	-49.7
Zn	--	+5.57	+15.8	+26.3	+36.6	+29.8	+48.0
Rb	--	-11.9	+.893	+15.0	+23.2	+38.0	+34.7
Sr	--	+36.3	-14.9	-37.5	-32.6	-118.	-143.
Y	--	+5.48	-3.12	-.668	-.482	-3.05	-14.2
Zr	--	+1.07	+26.5	+56.4	+47.6	+31.9	+208.
Nb	--	-5.93	+1.93	+1.64	+3.70	+15.6	-7.08

Majeurs en % poids d'oxydes
 Traces en PPM

TABLEAU 6
Budget net du métasomatisme

groupes	1	2	3	4	5	6	7
Symboles							
Elements							
Si	26.23	26.51	26.25	26.42	26.02	24.71	25.31
Ti	0.77	0.912	0.735	0.758	0.659	0.593	0.552
Al	8.18	8.18	8.18	8.18	8.18	8.18	8.18
Fe+3	1.94	2.214	1.893	1.895	1.788	1.679	1.657
Fe+2	5.77	6.632	5.525	4.225	5.21	5.836	8.03
Mn	0.15	0.161	0.166	0.146	0.101	0.120	0.116
Mg	2.560	2.501	2.862	2.816	3.448	4.655	4.725
Ca	5.15	5.722	3.620	2.175	1.950	0.255	0.190
Na	2.95	2.141	3.669	3.652	2.668	0.525	0.210
K	0.40	Tr.	0.048	0.254	0.626	1.301	1.219
H	0.04	0.076	0.087	0.188	0.273	0.428	0.402
P	0.07	0.080	0.070	0.085	0.073	0.070	0.055
O	45.78	46.48	45.77	45.71	45.30	45.79	46.25
Cu	73.	68.17	78.50	94.05	72.38	18.00	23.35
Zn	27.	32.57	42.75	53.30	63.60	56.80	75.00
Rb	16.	4.05	16.89	31.00	39.15	54.00	50.65
Sr	150.	186.3	135.2	112.5	117.4	32.50	16.00
Y	22.	27.48	18.88	21.33	21.52	18.95	7.80
Zr	60.	61.07	86.45	116.4	107.6	91.90	268.0
Nb	10.	4.07	11.93	11.64	13.70	25.60	2.92

Majeurs en % poids
Traces en PPM

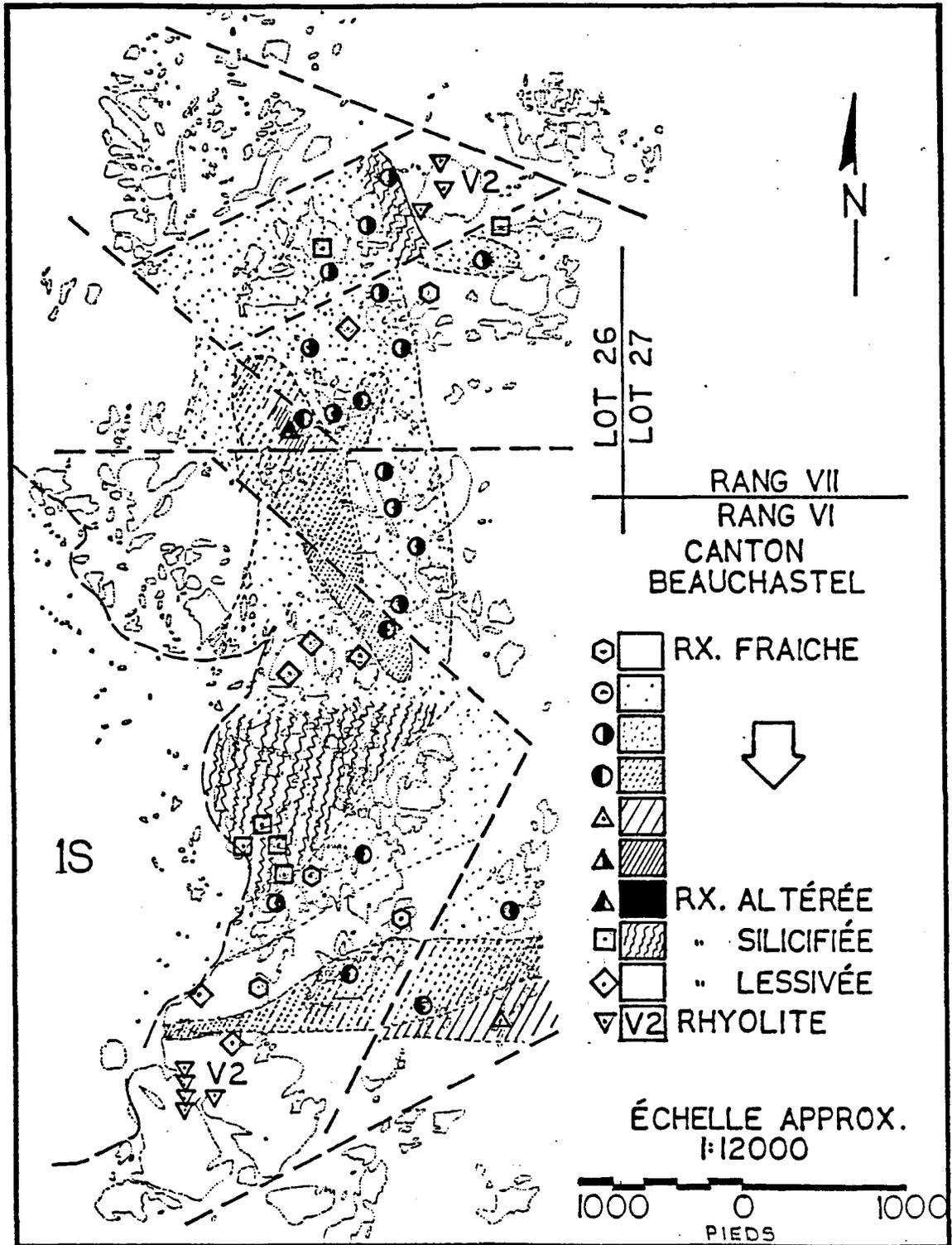


FIGURE 28. Géométrie des altérations en surface.

contours de la zone d'altération. De plus, les petits horizons felsiques intercalés dans les andésites s'avèrent de composition dacitique. Cette carte (figure 28) nous permet donc, avec l'aide d'éléments stratigraphiques, de dresser un bilan global des différentes zones d'altérations. L'emploi d'indices d'altérations simples par contre ne fournit qu'une information partielle. Ainsi, une carte du contenu en alcalis nous informe sur les zones lessivées (figure 29); celle du contenu en silice nous renseigne sur les zones silicifiées (figure 30), mais elles sont toutes deux inaptées à quantifier l'intensité du métasomatisme.

6.7 Conclusions de l'étude géochimique

De cette étude géochimique, il ressort que:

- Les roches sub-alkalines du secteur appartiennent à une suite calco-alkaline ayant acquis un caractère spilitique
- Le comportement des alcalis montrent une interdépendance et semblent obéir à l'équation:

$$\text{Na} + \text{K} = 2 + (4x (1 - (\text{K} / (\text{Na} + \text{K}))),$$

N.B. Na et k en pourcentage poids d'oxyde.

- Le diagramme tétraédrique F-C-A-K de Riverin (1977) montre la similarité des altérations avec celles de Millenbach, Corbet et plusieurs autres gisements volcanogènes.

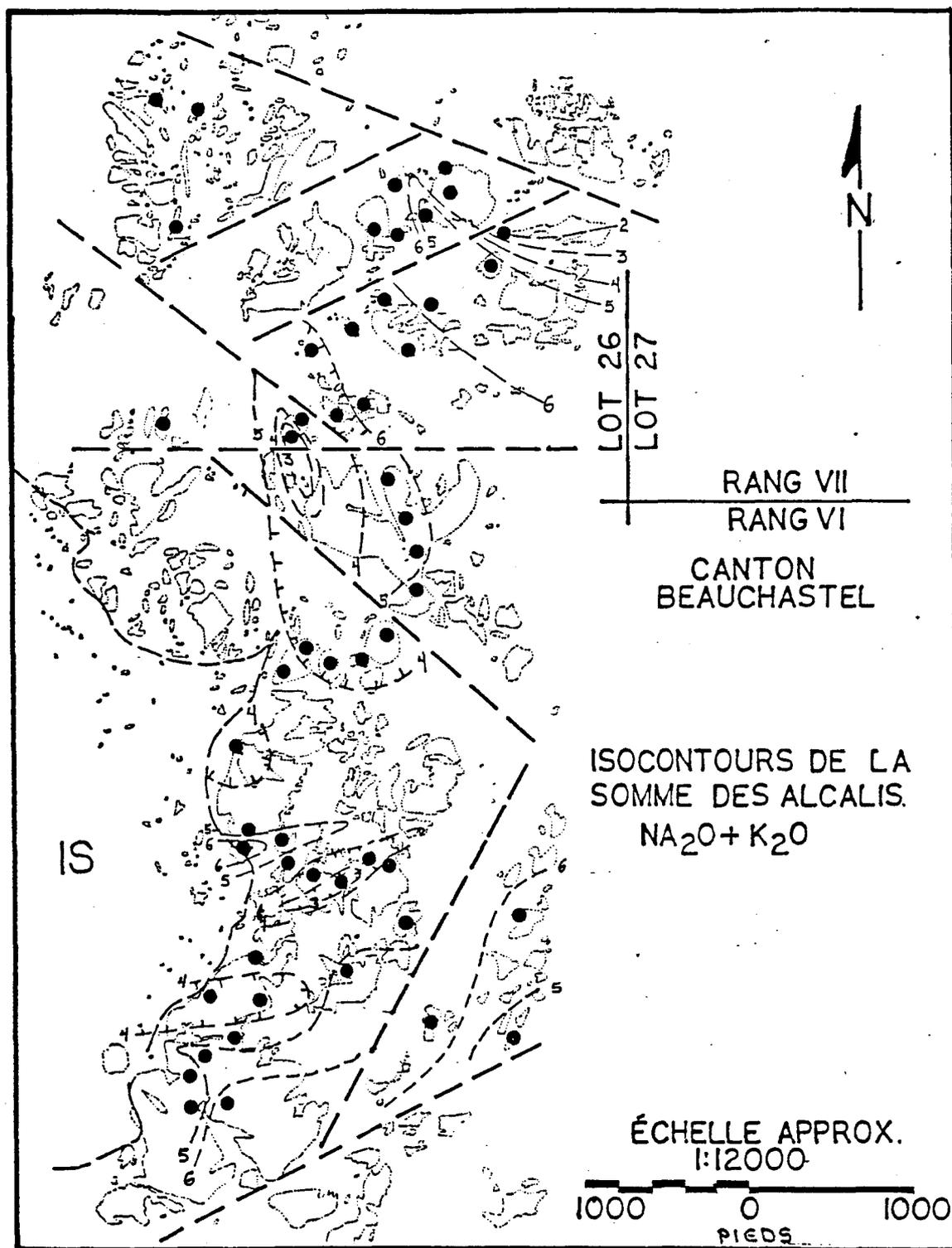


FIGURE 29. Carte d'isocontours du contenu en alcalis.

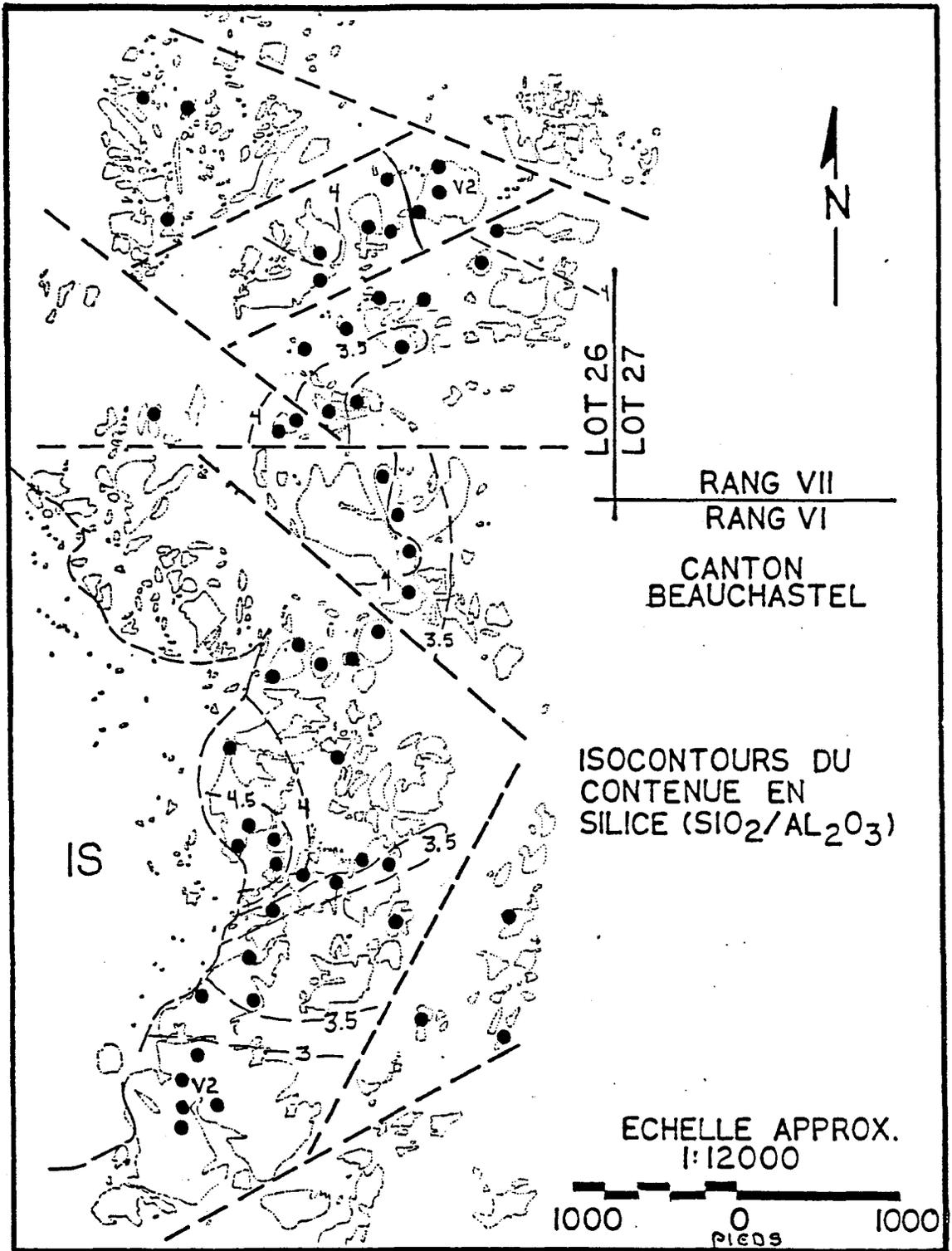


FIGURE 30. Carte d'isocontours du contenu en silice.

- L'aluminium et le volume sont considérés comme étant invariables.
- Le budget global du métasomatisme montre que, face à l'accroissement des altérations, il y a augmentation du contenu en K, Mg, Fe+2, Rb, Zn, Zr, Nb, H et une diminution en Fe+3, Ca, Na, Si, Sr, Y, Cu.
P, Mn, Ti montrent de faibles variations aléatoires.
- La silicification est un phénomène hydrothermal précoce affectant un large volume de matériel. Elle est suivie d'une activité hydrothermale ponctuelle développant un conduit à cordiérite - anthophyllite.
- Dans les faciès où il y a une grande mobilité de la silice (lessivage ou silicification), tout le système devient à variable extensive.
- Les variations de la chimie des roches expliquent les paragenèses pétrographiques.
- La méthode permet de déterminer la géométrie et l'intensité des altérations de même que d'en différencier les divers types.
- Notons que le conduit montre un enrichissement en Zn et un appauvrissement en Cu, ce qui constitue une relation inverse de ce qui est communément observé. Ainsi la nature zincifère du conduit suggère un stade évolué de la solution hydrothermale.

CHAPITRE 7

7 DISCUSSION: ELEMENTS D'INTERPRETATION STRATIGRAPHIQUES ET STRUCTURAUX

La très grande quantité d'affleurements de même que certains éléments d'interprétation, tels la polarité des coulées coussinées, les sections de forages et les variations de faciès, ont permis d'élaborer un modèle paléogéographique de même que la géométrie du conduit d'altération dans sa prolongation inférieure.

Comme nous pouvons le voir sur les sections 700 ouest à 2700 est (section 1 à 11 , à l'annexe 5), il est possible d'englober l'ensemble des informations structurales et stratigraphiques en considérant un axe de synclinal est-ouest. Certains points particuliers caractérisent ce pli:

- La présence de nombreuses fractures dont l'expression en surface (photo-linéament, photo 28) définit deux patrons distincts (N060, N120). La nature faillée de ces linéaments est confirmée par l'aspect discontinu du dyke de QFP au nord et par l'interception de boues de failles en forage.
- L'absence de zone de charnière au centre de la propriété.
- La différence marquée entre les lithologies sur les flancs nord et sud. Sur le flanc nord, les andésites sont généralement à phénocristaux, coussinées, à sommet vers le sud et montrent peu de variations stratigraphiques. Sur le

flanc sud, les andésites sont généralement dépourvues de phénocristaux et présentent beaucoup de faciès (massives, coussinées, bréchiques, tufacées) définissant une stratigraphie N080 à sommet vers le nord.

- Dans le secteur central, les descriptions de forages nous indiquent qu'il y a beaucoup de variations de texture et diminution du contenu en coulées à phénocristaux (Forage B-23, B-11, B-12, B-15; sections 3, 5 et 6), ce qui suggère la présence d'interdigitation avec des coulées dépourvues de phénocristaux.

Il est fréquent que les zones d'altération interceptées en forage recoupent, débutent ou se terminent par une faille, ce qui nous indique que la fracturation est syn- à tardive par rapport à l'activité hydrothermale. La corrélation des zones d'altération s'est effectuée en supposant que l'orientation du conduit est approximativement perpendiculaire au contact rhyolite-andésite et que ce dernier est recoupé par une série de failles inverses.

CHAPITRE 8

8 CONCLUSION GENERALE ET INTERPRETATION PALEOGEOGRAPHIQUE

Suite à la mise en place de la rhyolite nord, il y a eu épanchement massif de coulées andésitiques à phénocristaux. La source de ces andésites se situe possiblement au nord et/ou nord-est et s'écoule vers le sud. Trois évidences nous suggèrent l'orientation de la source.

- Les coulées à phénocristaux sont plus épaisses et plus nombreuses vers le nord.
- Le contenu et la grosseur des phénocristaux augmentent vers le nord.
- Certains affleurements dans les secteurs voisins (demi nord du lot 27, rang VII et demi sud du lot 31, rang VII) montrent des andésites massives contenant près de cinquante pour cent de phénocristaux (5 à 10 mm) et localement des enclaves rhyolitiques. Le contact avec les andésites amygdalaires montre une extension nord-sud. Ces andésites semblent constituées des dykes nourriciers.

En progressant vers le sud, ces andésites à phénocristaux s'interdigitent avec des coulées amygdalaires dont l'abondance augmente vers le sud.

Tout comme pour les andésites, les rhyolites nord et sud semblent définir des environnements différents. L'aspect massif, homogène et dépourvu de structures internes de la rhyolite nord caractérise un faciès proximal. Par contre, la rhyolite sud est physiquement très limitée, d'aspect localement lobée avec beaucoup de laminations d'écoulements et englobée dans une unité bréchique. Ces caractéristiques définissent un faciès distal.

Les épanchements andésitiques voient l'initiation d'une activité hydrothermale diffuse ayant pour effet de silicifier le protolithe. Dans un même temps, il y a affaissement et rotation des blocs de l'édifice volcanique générant ainsi, par une tectonique cassante, les flancs de l'axe du synclinal.

C'est alors qu'il y a intensification de l'activité hydrothermale. La silicification précoce a eu pour effet de diminuer la porosité primaire focalisant ainsi le système de circulation hydrothermale le long des zones de faiblesses et des fractures d'affaissement. Cette intensification de l'activité hydrothermale a contribué au développement d'un conduit d'altération. Le métasomatisme encouru a lessivé au coeur du conduit le Ca, Na, Si, Fe⁺³, Y, Cu et a augmenté le contenu en K, Mg, Fe⁺², H, Zr, Nb, Rb, Zn, détruisant les paragenèses primaires au profit de la formation de la chlorite, de la séricite, du quartz et de la biotite.

Le dyke de QFP dans le secteur nord n'est affecté que par une faible altération, ce qui suggère une mise en place tardive par rapport aux activités hydrothermales. La texture, la composition de même que la géométrie de ce dyke ne sont pas sans rappeler le dyke nourricier du dôme de porphyre rhyolitique de Millenbach (Knuckey et al. 1982). Ainsi, est-il probable que ce QFP soit le dyke nourricier d'une activité extrusive (ou en sub-surface) tardive.

Subséquent à l'activité hydrothermale, il y a eu réajustement le long des failles syn-volcaniques donnant au dyke de QFP de même qu'au conduit d'altération leurs aspects discontinus. Cette réactivation tectonique est possiblement contemporaine à la mise en place de la masse syénitique de Aldermac.

Le métamorphisme généré par la masse intrusive a développé de nouveaux assemblages progrades à cordiérite - anthophyllite, grenat, andalousite et biotite. Les textures de recristallisation indiquent un métamorphisme thermal dans un champ de contrainte homogène et à faible pression.

Quoiqu'il soit stratigraphiquement possible de corréler les rhyolites nord et sud, il s'avère également vraisemblable que les deux coulées soient totalement indépendantes. Ainsi, l'extension latérale fort limitée de la rhyolite sud peut nous indiquer un comportement similaire sur l'extension verticale, tel qu'il est suggéré sur la section 7+00 ouest (section 10).

Notons que le style de déformation envisagé dans ce modèle est similaire dans les grandes lignes à celui proposé par Hunter (1982) pour le secteur voisin de Aldermac. Par contre, la cartographie exécutée par ce dernier (secteur sud-ouest de la **carte de compilation géologique,** en pochette) démontre que l'ensemble des polarités stratigraphiques sont sud et qu'il n'y a pas d'axe de plissement à proximité du dépôt de Aldermac (infirmant ainsi l'interprétation de Ambrose et Ferguson (1945) selon lesquels un axe de synclinal passe en bordure sud de la masse syénitique). Selon le modèle de Hunter, l'axe du syndinal, s'il est présent, devrait passer plus au sud.

La difficulté apparente de corrélation entre les structures des deux propriétés (Aldermac -vs- Macanda) nous incite à considérer la possibilité d'un mouvement nord-sud sénestre dans l'axe de la syénite de Aldermac.

Notons à cet effet certaines évidences en faveur d'un tel mouvement:

- La différence marquée de la distribution des lithologies à l'est et à l'ouest de la syénite de Aldermac.
- La présence d'un linéament N005 recoupant la syénite et dont l'extension va du dépôt de Aldermac jusqu'à la hauteur du lac Flavrian (Photo aérienne A13452-55, mise en évidence par Edwards, 1961). Notons également la proximité du paléolinéament N-S de la baie d'Hudson (Kutina, 1971).

- La présence d'une faille nord-sud au centre sud de la syénite de Aldermac (proposée par Hunter, 1979)
- La discontinuité pour le moins surprenante de la faille Beauchastel dans le secteur sud immédiat.
- Notons enfin, l'aspect fragmenté de la masse syénitique et du dyke de diabase.

REFERENCE

- Akella, J. 1966. Calculation of material transport in some metasomatic processus., N.Jb. Miner Abh., Vol. 104, no 3, pp. 316-329.
- Akella, J. and Winkler H.G.F. 1966. Orthorhombic amphibole in some metamorphic reactions. Contr. Mineral. Petrol., Vol. 12, pp. 1-12.
- Albee, A.L. 1962. Relationships between the mineral association, chemical composition and physical properties of the chlorite series. Amer. Mineral., Vol. 47, pp. 851-870.
- Althaus, E., Karotke, E., Nitsch, K.H. and Winkler, H.G.F. 1970. An experimental re-examination of the upper stability limit of muscovite plus quartz. Neues Jahrbuch für Mineralogie Monatshefte, No.7, pp. 325-336.
- Ambrose, J.W. and Ferguson, S.A. 1945, Geology and mining properties of Part of the West half of Beauchastel township, Temiscamingue county, Quebec, Geol. Surv. Can., Paper 45-17.
- Appleyard, E.C. 1980. Mass Balance computations in metasomatism: metagabbro-nepheline syenite pegmatite interaction in Northern Norway. Contr. Mineral. Petrol., Vol. 73, pp. 131-144.
- Appleyard, E.C. and Beer, C.J. 1983, Soma - A package of Fortran IV programs for calculating mass exchange in metasomatic and altered rocks, University of Waterloo, Technical Communication 70, 75 p.
- Appleyard, E.C. and Woolley, A.R. 1979. Fenitization: an exemple of the problems of characterizing mass transfer and volume changes. Chem. Geol., Vol. 26, pp. 1-15.
- Archambault, G. 1985. Archean wrench fault tectonics and structural evolution of the Blake River Group, Abitibi belt: Discussion. Can. Jour. Earth Sci., Vol. 22, pp. 943-945.
- Archibald, G.F. and Sakrison, H.C. 1974. Preliminary geological report, West Wasa mines ltd. 19p. (rapport interne).
- Atkinson, M.L. and Watkinson, D.H. 1980. Copper mineralization and hydrothermal alteration of volcanic rocks at Bedford Hill, Noranda area, Quebec. Geol. Surv. Can., paper 80-1A, pp. 119-123.
- Bachinski, D.J. 1977. Alteration associated with metamorphosed ophiolitic cupriferous iron sulfide deposits: Whalebach Mine, Notre-Dame Bay, Newfoundland. Mineral. Deposita, Vol. 12, pp. 48-63.

Baragar, W.R.A., Plant, A.G., Pringle, G.J. and Schau, M. 1979. Diagenetic and postdiagenetic changes in the composition of an Archean pillow. *Can. Jour. Earth Sci.*, Vol. 16, pp. 2102-2121.

Baragar, W.R.A., Pringle, G.J. and Schau, M. 1977. Petrology and Alteration of selected units of Mid-Atlantic Ridge basalts sampled from sites 332 and 335, D.S.D.P. *Can. Jour. Earth Sci.*, Vol. 14, pp. 837-874.

Bard, J.P. 1980. *Microtextures des roches magmatiques et métamorphiques.* ed. Masson, 192 p.

Barth, T.F.W. 1948. Oxygen in rocks: A basis for petrographic calculations. *Journ. Geol.*, Vol. 56, pp. 50-60.

Bogolepov, V.G. 1963. The computation of the chemical analyses of rocks in studying metasomatic processes. *Intern. Geology Rev.*, Vol. 5, no. 12, pp. 1585-1592.

Boldy, J. 1979. Exploration discoveries, Noranda district, Quebec. (Case history of a mining Camp). In: *Geophysics and geochemistry in the search for metallic Ores*, Hood, J. ed. *Geol. Surv. Can., Eco. Geol. Rep. 31.*, pp 593-603.

Briggs, D.N. and Tays, R.H. 1971. Review of the Macanda option, Beauchastel township, P.Q. 7p. (rapport interne).

Carmichael, D.M. 1969. On the mechanism of prograde metamorphic reactions in quartz-bearing pelitic rocks. *Contr. Mineral. and Petrol.*, Vol. 20, pp. 244-267.

Clarke, D.S. 1983. Cu-Zn mineralization and alteration in the Waite area, Noranda district, Quebec. M.Sc Thesis. Univ. of Western Ontario.

Comba, C.D.A., Gibson, H.L. and Lichtblau, A. 1981. Four Corners fenite: Noranda, Quebec, Canada. *Eco. Geol.*, Vol. 76, pp. 1202-1205.

Cousineau, P. 1980. *Stratigraphie et faciès des andésites d'Amulet près de la mine Norbec, district de Rouyn-Noranda, Québec.* Mémoire de Maîtrise, Univ. Qué. à Chicoutimi. 100 p.

Descarreux, J. 1973. *Géochimie des roches volcaniques de l'Abitibi.* Thèse Ph.D., Univ. Laval. 283 p.

Dimroth, E. and Demarcke, J. 1978. Petrography and mechanism of eruption of the archean Dalembert tuff, Rouyn-Noranda. *Can. Jour. Earth Sci.*, Vol. 15, pp. 1712-1723.

Dimroth, E. and Lichtblau, A.P. 1979. Metamorphic evolution of Archean hyaloclastites, Noranda Area, Quebec, Canada. Part I: Comparaison of Archean and Cenozoic sea-floor metamorphism. *Can. Jour. Earth Sci.*, Vol. 16, pp. 1315-1340.

Dimroth, E., Cousineau, P., Leduc, M. and Sanchagrin, Y. 1978. Structure and organization of Archean subaqueous basalt flows, Rouyn-Noranda area, Quebec, Canada. *Can. Jour. Earth Sci.*, Vol. 15, pp 902-918.

Dimroth, E., Imreh, L., Goulet, N. and Rocheleau, M. 1983a. Evolution of the south-central segment of the Abitibi belt, Quebec. Part 2: Tectonic evolution and geomechanical model. *Can. Jour. Earth Sci.*, Vol. 20, pp. 1355-1373.

Dimroth, E., Imreh, L., Goulet, N. and Rocheleau, M. 1983b. Evolution of the south-central segment of the Archean Abitibi belt, Quebec. Part 3: Plutonic and metamorphic evolution and geotectonic model. *Can. Jour. Earth Sci.*, Vol. 20, pp. 1374-1388.

Dimroth, E., Imreh, L., Rocheleau, M. and Goulet, N. 1982. Evolution of the south-central segment of the Archean Abitibi belt, Quebec. Part 1: Stratigraphy and paleo-geographic model. *Can. Jour. Earth Sci.*, Vol. 19, pp. 1729-1758.

Edward, R.C.J. 1961. Report on Beauchance mines ltd., Beauchastel township, P.Q. (rapport interne). 12p.

Franklin, J.M. and Thorpe, R.I. 1982. Comparative metallogeny of the Superior, Slave and Churchill provinces. In: Precambrian Sulphide Deposits, Hutchinson, R.W., Spence, C.D. and Franklin, J.M. eds. *Geol. Ass., Spec. Paper 25*, pp. 3-90.

Franklin, J.M., Kasarda, J. and Poulsen, K.H. 1975. Petrology and geochemistry of the alteration zone of the Mattabi massive sulphide deposit. *Eco. Geol.*, Vol. 70, pp. 63-79.

Froese, E. 1969. Metamorphic rocks from the Coronation mine and surrounding area. in: Symposium on the geology of Coronation mine, Saskatchewan. Byers, A.R. eds., *Geol. Surv. Can. Pap.* 68-5, pp.55-77.

Gélinas, L. and Ludden, J.N. 1984. Rhyolitic volcanism and the geochemical evolution of an Archaean central ring complex: the Blake River Group volcanics of the Southern Abitibi belt, Superior province. *Phys. Earth Planet. Inter.*, Vol. 35, pp. 77-88.

Gélinas, L., Trudel, P. and Hubert, C. 1984. Chemostratigraphic division of the Blake River Group, Rouyn-Noranda Area, Abitibi, Que. *Can. Jour. Earth Sci.*, Vol. 21, pp. 220-231.

Gélinas, L., Mellinger, M. and Trudel, P. 1982. Archean mafic metavolcanics from the Rouyn - Noranda district, Abitibi Greenstone Belt, Quebec. 1. Mobility of the major elements. *Can. Jour. Earth Sci.*, Vol.19, pp. 2258-2275.

- Gélinas, L., Brooks, C., Perrault, G., Carignan, J., Trudel, P., Grasso, F. 1977. Chemo-stratigraphic divisions within the Abitibi volcanic belt, Rouyn-Noranda district, Quebec. in: Volcanic regimes in Canada, Baragar, W.R.A., Coleman, L.C., Hall, J.M. eds., Geol. Ass. Can. Spe. pap. 16, pp. 265-295.
- Gibson, H.L. and Watkinson, D.H. 1979. Silicification in the Amulet (Rhyolite) formation, Turcotte Lake section, Noranda Area, Quebec, Geol. Surv. Can., Pap. 79-1B, pp. 111-120.
- Gibson, H.L., Watkinson, D.H. and Comba, C.D.A. 1983. Silicification: Hydrothermal alteration in an archean geothermal system within the Amulet Rhyolite formation, Noranda, Quebec. Eco. Geol., Vol. 78, pp. 954-971.
- Goldie, R. 1978. Magma mixing in the Flavrian pluton, Noranda Area, Quebec. Can. Jour. Earth Sci., Vol. 15, pp. 132-144.
- Goodwin, A.M. 1977. Archean volcanism in superior province, Canada Shield. in: Volcanic Regimes in Canada, Baragar, W.R.A., Coleman, L.C. and Hall, J.M. eds. Geol. Ass. Can., Sp. Paper 16. pp. 205-241.
- Goodwin, A.M. and Ridler, R.H. 1970. The Abitibi Orogenic belt. in: Basins and Geosynclines of the Canadian Shield. Baer, A.J. ed. Geol. Surv. Can. Paper 70-4- pp. 2-30.
- Gresens, R.L. 1967. Composition - Volume relationships of metasomatism. Chem. Geol., Vol. 2, pp. 47-65.
- Gunning, H.C. 1927. Syenite porphyry of Boischastel township, Que. Geol. Surv. Can. Bull., no 46, pp. 31-41.
- Hall, B.V. 1982. Geochemistry of the alteration pipe at the Amulet Upper A deposit, Noranda, Quebec, Can. Jour. Earth Sci., Vol. 19, pp. 2060-2084.
- Harker, A. 1909. The natural history of igneous rocks. Macmillan, New York.
- Healing, D.W. 1980. Geochemistry of the Gull Pond alteration zone, Gull Pond, Central Newfoundland. M. Sc. Thesis. Univ. of Waterloo, Ontario. 284 p.
- Hodgson, C.J. 1985. Precambrian Lode Gold Deposits. Dept. of Geological Sciences, Queen's University. 316 p.
- Holdaway, M.J. 1971. Stability of andalousite and the aluminium silicate phase diagram. Am. Jour. Sci., Vol. 271, pp. 97-131.
- Hubert, C., Trudel, P. and Gélinas, L. 1984. Archean wrench fault tectonics and structural evolution of the Blake River Group, Abitibi belt, Quebec. Can. Jour. Earth. Sci., Vol. 21, pp. 1024-1032.

- Hughes, C.J. 1973. Spilites, keratophyres, and the igneous spectrum. *Geol. Mag.*, Vol. 109(6), pp. 513-527.
- Hunter, A.D. 1979, The geologic setting of the Aldermac copper deposit, Noranda, Quebec. M.Sc. Thesis, Carleton Univ. Ont., 167 p.
- Hunter, A.D. and Moore, J.M. 1982. The geologic setting of the Aldermac copper deposit, Noranda, Quebec. *Can. Inst. Min. Metal. Bull.*, Vol. 76, No. 851, pp. 128-136.
- Hyndman, D.W. 1972. Petrology of igneous and metamorphic rocks. McGraw-Hill ed. 533 p.
- Irvine, I.N. and Baragar, W.R.A. 1971. A Guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. Jour. Earth Sci.*, V.8, pp. 523-548.
- James, R.S., Grieve, R.A.F. and Pauk, L. 1978. The petrology of cordierite-anthophyllite gneisses and associated mafic and pelitic gneisses at Manitouwadge, Ontario. *Amer. Jour. Sci.*, Vol. 278, pp. 41-63.
- Jolly, W.T. 1980. Development and degradation of Archean lavas, Abitibi Area, Canada, in the light of major element geochemistry. *Jour. Petrol.*, Vol. 21, pp. 323-363.
- Jolly, W.T. 1978, Metamorphic History of the Archean Abitibi Belt. in: *Metamorphism in the Canadian Shield*, *Geol. Surv. Can.*, Paper 78-10, pp. 63-78.
- Jolly, W.T. 1975. Subdivision of the Archean lavas of the Abitibi area, Canada, from Fe-Mg-Ni-Cr relations. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 27, pp. 200-210.
- Kelly, J.M. 1975. Geology, wall rock alteration and contact metamorphism associated with massive sulfide mineralization at the Amulet Mine, Noranda District, Quebec. Ph.D. Thesis, Univ. of Wisconsin, Madison.
- Kennedy, L.P. 1984. The geology and geochemistry of the Flavrian Pluton, Noranda, Quebec. Ph. D. thesis, Univ. of Western Ontario, Ontario. 310 p.
- Kerr, P.F. 1959. *Optical Mineralogy*. McGraw Hill, ed. 442 p.
- Kerrick, R., Fyfe, W.S., Gorman, B.E. and Allison, I. 1977, Local modification of rock chemistry by deformation. *Contr. Mineral. Petrol.*, Vol. 65, pp. 183-190
- Kerrick, D.M. 1968. Experiments on the upper stability limit of pyrophyllite at 1.8 kilobars and 3.9 kilobars water pressure: *Amer. Jour. Sci.*, Vol. 266, pp. 204-214.
- Kirkpatrick, R.J. 1978. Processes of crystallization in pillow basalts, hole 396B, D.S.D.P. Leg 46, in: Dmitriev, L., Heirtzler, J., et al., *Initial Reports of the D.S.D.P.*, Vol. 46, Wash., pp. 271-282.

Knuckey, M.J. and Watkins, J.J. 1982. The geology of the Corbet massive sulphide deposit Noranda District, Quebec, Canada. in: Hutchinson, R.W., Spence, C.D. and Franklin, J.M. eds. Precambrian Sulphide Deposits. Geol. Ass. Can., Sp. Paper 25, pp. 297-317.

Knuckey, M.J., Comba, C.D.A. and Riverin, G. 1982. Structure, metal zoning and alteration at the Millenbach Deposit, Noranda, Quebec. in: Precambrian Sulphide Deposits, Hutchinson, R.W., Spence, C.D. and Franklin, J.M. eds. Geol. Ass. Can., Sp. Paper 25, pp. 255-295.

Kutina, J. 1971. The Hudson Bay paleolineament and anomalous concentration of metals along it. Eco. Geol., Vol. 66, pp. 314-325.

Kutina, J. and Fabbri, A. 1971. Relationship of structural lineaments and mineral occurrences in the Abitibi area of the Canadian Shield. Geol. Surv. Can., Paper 71-9. 36 p.

Larson, J.E. 1983. Geology, geochemistry and wall-rock alteration at the Magusi and New-InSCO massive sulfide deposits, Hebecourt township, Northwestern Quebec. M. Sc. Thesis. Univ. of Western Ontario. 172 p.

Leduc, M. 1982. Morphologie des faciès volcaniques et structures associées à des coulées basaltiques du groupe de Kinojévis, Canton d'Aiguebelle, Abitibi. Mémoire de Maîtrise, Univ. du Qué. à Chicoutimi, Chicoutimi, 169 p.

Lichtblau, A.P. and Dimroth, E. 1980. Stratigraphy and faciès at the south margin of the Archean Noranda Caldera. In: Current Research, part A. Geol. Surv. Can., Paper 80-1A, pp. 69-76.

Lof, P. 1983. Elsevier Mineralogy and Rock table. Elsevier Science eds.

Lofgren, G. 1983. Effect of heterogeneous nucleation on basaltic textures: A dynamic crystallization study. Jour. Petrol., Vol. 24, pp. 229-255.

Lofgren, G. 1980. Experimental studies on the dynamic crystallization of silicate melts. in: Hargraves R.B. ed., Physics of magmatic processes. pp. 487-551.

Lofgren, G. 1974. An experimental study of plagioclase crystal morphology: isothermal Crystallization. Am. Jour. Sci., Vol. 274, pp. 243-273.

Lofgren, G. 1971. Experimentally produced devitrification textures in natural rhyolitic glass. Geol. Soc. Amer. Bull., Vol. 82, pp. 111-124.

Lydon, J.W. 1894. Volcanogenic massive sulphide deposits, Part I: A descriptive model. Geoscience Canada, Vol. II, pp. 195-202.

Macdonald, G.A. and Katsura, T. 1964. Chemical Composition of Hawaiian Lavas. Jour. Petrol., Vol. 5, pp. 82-133.

MacDonald, M.V. 1938. The Aldermac syenite porphyry stock, Quebec, M.Sc. Thesis, McGill University, 31 p.

MacGeehan, P.J. 1978. The Geochemistry of altered volcanic rocks at Matagami, Quebec: a geothermal model for massive sulphide genesis. Can. Jour. Earth Sci., Vol. 15, pp. 551-570.

MacGregor, J.G. 1963. The beaumac project, beauchastel twp., P.Q. (rapport interne). 12p.

Machairas, G. et Blais, R.A. 1966. La transformation de l'hedenbergite manganifère en ilvaïte dans les sulfures de Cu-Zn de la région de Noranda. Soc. Fr. Minéral., Bull. LXXIX, pp. 372-376.

MacRae, N.D. 1974. Sulfurization of basalt under thermal metamorphic condition to produce cordierite-bearing rocks. Can. Jour. Earth Sci., Vol. 2, pp. 246-253.

Mason, B. 1966. Principles of Geochemistry. 3rd. ed. John Wiley and Sons, Inc., New York, NY.

Mathieson, N.A. and Hodgson, C.J. 1984. Alteration, mineralization and metamorphism in the area of the East South "C" ore zone, 24th level of the Dickenson mine, Red Lake, northwestern Ontario. Can. Jour. Earth Sci., Vol. 21, pp. 35-52.

Meyer, C. and Hemley, J.J. 1967. wall rock alteration. in: Barnes, H.L. ed., Geochemistry of hydrothermal ore deposits. Holt, Rinehart and Winston, New York. pp 166- 235.

Miyashiro, A. 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. Am. Jour. Sci., Vol. 274, pp. 321-355.

Moorhouse, W.W. 1970. A Comparative atlas of textures of Archean and younger volcanic rocks. Geol. Ass. Can., Sp. Pap. 8, 41p.

Natland, J.H. 1978. Crystal morphologies in basalts dredged and drilled from the east pacific rise near 9 degrees N and the siqueiros fracture zone. in: D.S.D.P.

Nilsson, C.A. 1968. Wall rock alteration at the Boliden Deposit, Sweden. Eco. Geol., Vol. 63, pp. 472-494.

- Parry, S. and Hutchinson, R.W. 1981. Origin of a complex alteration assemblage, Four Corners Cu - Zn Prospect, Quebec, Canada. *Eco. Geol.*, Vol. 76, pp. 1186-1201.
- Pearce, T.H. 1968. A contribution to the Theory of variation diagrams. *Contr. Mineral. Petrol.*, Vol. 19, pp. 142-157.
- Pollock, D.W. 1967. Report on the geology of the Macanda property, Noranda, Que. 10p. (rapport interne).
- Price, P. 1948. Horne Mine. in: *Structural Geology of Canadian ore deposits*, Can. Inst. Min. Met., Vol. 1, pp.763-772.
- Price, P.1980. Thin Section, Hole: Mac 79-1, Macanda property, Beauchastel, Twp. Noranda Exploration internal report. 10 p.
- Riddell, J.E. 1952. Wall rock alteration around base metal sulphide deposits of Northwestern Quebec. Ph. D. Thesis. Univ. of McGill. 220 p.
- Riverin, G.1977. Wall-rock alteration at the Millenbach mine, Noranda, Quebec. Ph. D. Thesis, Queens University, Kingston, Ont.
- Riverin, G. and Hodgson, C.J. 1980. Wall-rock alteration at the Millenbach Cu - Zn Mine, Noranda, Quebec. *Eco. Geol.*, Vol. 75, pp. 424-444.
- Robinson, W.G. 1948. Partie du Quart Nord-Ouest du Canton de Beauchastel, comté de Rouyn-Noranda. *Min. Mines Ress. Qué.*, Rap. Geol. 30, 22 p.
- Rosen-Spence, De, A.F. 1976. Stratigraphy, development and petrogenesis of the central Noranda pile, Noranda, Que. Univ. of Toronto. Ph.D. Thesis., 166 p.
- Rosen-Spence, De, A.F. 1969. Genèse des roches à cordiérite-anthophyllite des gisements cupro-zincifères de la région de Rouyn-Noranda, Quebec, Canada. *Can. Jour. Earth Sci.*, Vol. 6, pp. 1339-1345.
- Rosen-Spence, De, A.F., Provost, G., Dimroth, E., Gochnauer, K. and Owen, V. 1980. Archean subaqueous felsic flows, Rouyn-Noranda, Quebec, Canada, and their Quaternary equivalents. *Precambrian Res.*, Vol. 12, pp. 43-77.
- Roubeault, M., Fabries, J., Touret, J. et Weisbrod, A. 1963. Détermination des minéraux des roches au microscope polarisant. ed. Lamarre-Poinat, 365 p.
- Sanchagrin, Y. 1982. Etudes des variations latérales et verticales de faciès dans les coulées de basaltes tholéitiques du groupe de kinojévis, Canton d'Aiguebelle. Abitibi. Mémoire de Maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, 114 p.

Sangster, 1972. Precambrian volcanogenic massive sulphide deposits in Canada: A review. Geol. Surv. Can., Paper 72-22, 44p.

Scott, R.B. and Hajash, A. Jr. 1976. Initial submarine alteration of basaltic pillow lavas: A microprobe study. Am. Jour. Sci., Vol. 276, pp. 480-501.

Shermerhorn, L.J.G. 1978. Epigenetic magnesium metasomatism or syngenetic chloritite metamorphism at Falun and Orijarvi. Inst. Min. Metal. Trans., Vol. 87, pp. B162-B167.

Speakman, D.S., Chornoby, P.J., Haystead, B.C.W., and Holmes, G.F. 1982. Geology of the Ruttan deposit, Northern Manitoba. in: Precambrian sulfides deposits, Hutchinson, R.W., Spence, C.D. and Franklin, J.M. eds., Geol. Ass. Can., Sp. Pap. 25, pp. 525-555.

Spence, C.D. and De Rosen-Spence, A.F. 1975. The place of sulfide mineralization in the volcanic sequence at Noranda, Quebec, Eco. Geol., Vol. 70, pp. 90-101.

Spry, A. 1969, Metamorphic textures. Pergamon press. 350 p.

Stanton, R.L. 1982. Metamorphism of a stratiform sulphide orebody at Mount Misery, Einasleigh, Queensland, Australia: I-Observations. Trans. Inst. Min. Metall., Vol. 91, pp. B47-B71.

Stanton, R.L. 1984. The direct derivation of cordierite from a clay-chlorite precursor: Evidence from Geco Mine, Manitouwadge, Ontario., Eco. Geol., Vol. 79, pp. 1245-1264.

Tassé, N., Gauthier, N., Lajoie, J. and Gélinais, L. 1982. Les volcanoclastites du complexe rhyolitique du Cap d'Ours Rouyn-Noranda, Québec: exemples des mécanismes de fragmentation et de mise en place dans le volcanisme felsique. Can. Jour. Earth Sci., Vol. 19, pp. 1337-1349.

Taylor, H.P. Jr. 1974. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. Eco. Geol., Vol. 69, pp. 843-883.

Thomson, J.B. 1957. The graphical analysis of mineral assemblages in pelitic schists. Am. Mineral., Vol. 42, pp. 842-858.

Turner, F.J. 1968. Metamorphic petrology - Mineralogical and field aspect. McGraw-Hill Book Co., New York, 403p.

Upadhyay, H.D. and Smitheringale, W.G. 1972, Geology of the Gullbridge Copper deposit, Newfoundland: Volcanogenic sulfides in cordierite - anthophyllite rocks. Can. Jour. Earth Sci., Vol. 9, pp. 1061-1073.

Urabe, T. and Scott, S.D. 1983. Geology and footwall alteration of the South Bay massive sulphide deposit, Northwestern Ontario, Canada. *Can. Jour. Earth Sci.*, Vol. 20, pp. 1862-1879.

Urabe, T., Scott, S.D. and Hattori, K. 1983. A comparison of footwall-rock alteration and geothermal systems beneath some Japanese and Canadian volcanogenic massive sulfide deposits. in: *The Kuroko and related volcanogenic massive sulfide deposits*, *Eco. Geol. Monogr.* 5, pp. 345-364.

Vallance, T.G. 1967. Mafic rock alteration and isochemical development of some cordierite - anthophyllite rocks. *Jour. Petrol.*, Vol. 8, pp. 84-96.

Vivallo, W. 1985. The geology and genesis of the Proterozoic massive sulfide deposit at Garpenberg, Central Sweden, *Eco. Geol.*, Vol. 80, pp. 17-32.

Walford, P.C. and Franklin, J.M. 1982. The Anderson lake Mine, Snow lake, Manitoba. in: *precambrian sulphides deposits*, Hutchinson, R.W., Spence, C.D. and Franklin, J.M. eds., *Geol. Ass. Can., Sp. Pap.* 25, pp. 481-523.

Walker, S.D. and Cregheur, P. 1982. The Chadbourne Mine, Noranda, Quebec: A gold-bearing breccia. in: *Geology of Canadian gold deposits*. *Can. Inst. of Mining, Spec.* Vol. 24, pp. 58-66.

Williams, H., Turner, F.J. and Gilbert, C.M. 1954. *Petrography, An introduction to the study of rocks in thin sections*. Freeman, W.H. eds 406 p.

Winkler, H.G.F. 1979. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer-Verlag ed. 348 p.

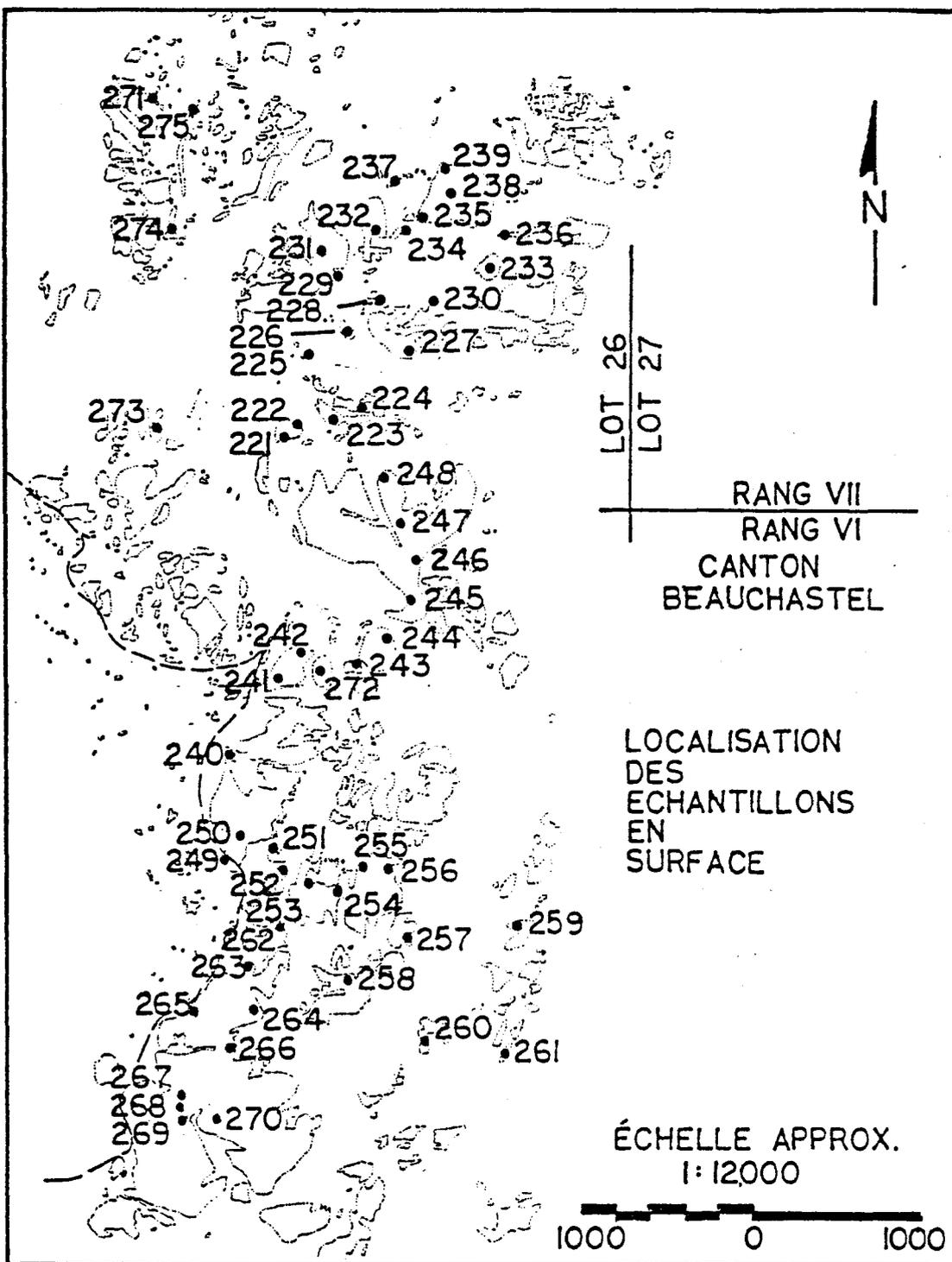
Wolter, H.U. and Seifert, F. 1984. Mineralogy and genesis of cordierite - anthophyllite rocks from the sulfide deposit of Falun, Sweden. *Lithos*, Vol. 17, pp. 147-152.

Yamagishi, H. and Dimroth, E. (En Preparation). A comparison of Miocene and Archean rhyolite hyaloclastites: Evidence for a hot fluid rhyolite lava.

Yoder, H.S. Jr., and Tilley, C.E. 1962. Origin of basalt magmas: An experimental study of natural and synthetic rock systems. *Jour. Petrol.*, Vol. 3, pp. 342-532.

ANNEXE I

ANNEXE I



LOCALISATION DES ECHANTILLONS EN SURFACE

ANNEXE II

ANNEXE II

DESCRIPTIONS PETROGRAPHIQUES

		Descriptions pétrographiques.																									
Echantillon	Profondeur	Plagioclase	Quartz	Fp. Alcalin	Andalousite	Cordierite	Clino-Pyroxène	Ortho-Pyroxène	Actinote	Hornblende	Anthophyllite	Élotite	Muscovite	Séricite	Fistachite	Zéolite	Chlorite (crune)	Chlorite (bleue)	Chlorite (violette)	Apatite	Leucoxène	Sprène	Carbovate	Pyrite	Opaque		
Mac. 79-1																											
B321	15	10	10						40		Tr	8		25					Tr					5	and.		
276	45	58	2						Tr	5	Tr	3	1	30										1	and.		
B322	100	45	2						10	9	3			5	3							Tr		3	and.		
B323	200	65	30								Tr	3		5				Tr						1	CFP		
79-2	200	50	44												Tr							1		1	CFP		
277	215	75									18			Tr			2					1	4		CFP		
270	280	54	5											20	Tr									1	and.		
79-4	280	10	40			Tr					20	10		15											5	and.	
E324	300	2	40											42			15								1	and.	
79-5	308	40		Tr					30		6			Tr	(10)		(6)					2				dyke	
279	335	10	40			Tr					20	10		15											5	and.	
280	382	32	60								8			10													and.
E325	400	5	64								Tr			15			15		Tr		Tr				1	and.	
281	495	8	60								20			10				(1)							1	and.	
79-d	495	50	43								Tr	(5)		(1)		1									1	CFP	
B327	600	40	50											5					5		Tr			Tr	CFP		
79-9	601	40	40											6			(3)							1	CFP		
282	623	45	30											14					10						1	and.	
79-11	637	40	30											9			20								1	and.	
E328	650	60	11											1			25				Tr				3	and.	
79-12	662	45	30											14					10						1	and.	
79-13	664	45	30											14					10						1	and.	
79-14	665	45	30											14					10						1	and.	
79-15	693	45	30											14					10						1	and.	
E329	700	70	2											10			15				Tr				3	and.	
283	752	20	50								Tr			20			9								1	and.	
E330	800	40	20											5	(2)	20							10		3	and.	
79-17	841	35	5						40			2	6	(1)	(8)								1		2	and.	
79-18	861	75		Tr					15		5			(1)											1	syé.	
284	885	75	5						2								15								2	and.	
E331	900	27	10						20		Tr	1	15				25								2	and.	
E332	1000	40	23						30		Tr		3	(Tr)			1					1			2	and.	
285	1040	15		75							4						3						3		4	syé.	
79-21	1061	(60)													(Tr)		1								1	CFP	
E333	1100	30	10						20	7	Tr		20	2			5						2		2	and.	
286	1158	25	35								10		19				10								1	and.	
E334	1200	10	25								6		30	(2)	25											2	and.
E335	1300	40	35											25					Tr						Tr	rhy.	
E336	1400	67	30														2					Tr			1	CFP	
E337	1425		19								Tr		60	(Tr)	20											1	and.
E338	1500		45								Tr		35				20									1	and.
E339	1600		44											(30)					20							1	and.

ANNEXE II

DESCRIPTIONS PETROGRAPHIQUES

Echantillon	Profondeur	Description Petrographique														Liquide												
		Plagioclase	Quartz	Fp. Alcalin	Andalousite	Cordierite	Clino-fyroxène	Ortho-fyroxène	Actinote	Hornblende	Anthophyllite	Eliolite	Muscovite	Séricite	Fistachite		Zéizite	Calcite (brun)	Unlorite (bleue)	Calcrite (violette)	Apatite	Leucoxène	Sprène	Carbonate	Pyrite	Opaque		
223		50	1						15																5	and.		
224		50							5																5	and.		
225		5	20					40			20					30									5	and.		
226		40	10								20		10			15									5	and.		
227		40	5											Tr		10									5	and.		
228		40	5						50					Tr											5	and.		
229		50	3						40					Tr											5	and.		
231		55	5						30					Tr									Tr		5	and.		
232		45							45		Tr			1		4		5							5	and.		
233		40							23		15				10										10	and.		
234		70	10						Tr							10									10	rhy.		
235		40	48								10														2	rhy.		
236		3	7						Tr					90			Tr								2	and.		
237		45							45								Tr								10	and.		
238		40	40							Tr		15				3									2	CFP		
239		65	20											3				10	Tr						2	CFP		
240			63										10	20			5								2	and.		
241		70	5						15					5	2											3	and.	
242		55	10								20			2	10								Tr			3	and.	
243		40	5						50					Tr												5	and.	
246		30	10						35		20															5	and.	
247		30	10						55					Tr					Tr							5	and.	
248		30	5						50				2	3		5										5	and.	
249		30	56								10								Tr							3	rhy.	
252		25	5						65					Tr												5	and.	
253		42							50									3								5	and.	
254		30	5						50					7			1									7	and.	
256		20	5						65				8	2												6	and.	
257		45							49			Tr	4					2								6	and.	
258		65							15							5										15	and.	
259		40	5						37					5				3								10	and.	
260		80	2						3					10												5	rhy.	
264		50	2						35					3												10	and.	
265		40	5						44					10												1	and.	
266		20	6	2									50	6				4							10		and.	
269		40	40						17					3													rhy.	
270		64	25											10								1			Tr		rhy.	
271		73	3						20																	4	rhy.	
272		65	20										3	10												2	CFP	
L-2		5	5	40			30				1			5					3			6				5	syv.	
L-5		5	5	45			10		15								10									10	syv.	
L-6		5	5	40			30				1			5					3			6				5	syv.	
L-8		15	40										5	15	5	15											5	and.
L-9		80	5	1					8		Tr			3				1									2	rhy.
L-13		25	15						25					20			8					6				1	dia.	

ANNEXE III

SAMPLE	SI02	AL203	CAO	MG0	NA2O	K2O	FE2O3	MNO	TIO2	P2O5	CR2O3	LOI	SUM	RB	SR	Y	ZR	NB	CU PPM	ZN PPM
13221	58.3	14.5	0.44	8.41	0.54	1.64	10.0	0.17	1.33	0.25	<0.01	4.93	100.5	30	<10	30	110	60	7.0	45.0
13222	59.2	14.3	1.60	5.78	3.87	0.66	9.85	0.18	1.33	0.25	<0.01	3.31	100.4	20	60	20	120	<10	55.0	97.0
13223	56.1	15.2	3.87	4.60	5.14	0.42	11.7	0.24	1.54	0.18	<0.01	1.16	100.2	<10	140	<10	90	20	81.0	36.0
13224	56.0	16.6	2.19	7.01	5.55	0.63	8.59	0.13	0.88	0.14	0.01	2.70	100.5	60	70	10	170	<10	14.0	28.0
13225	54.4	16.6	4.19	7.02	4.43	0.86	9.27	0.14	0.93	0.15	0.01	1.77	99.8	10	100	20	120	40	32.0	45.0
13226	52.2	17.6	1.46	9.24	4.04	2.15	8.77	0.10	0.98	0.16	<0.01	3.23	100.0	90	90	80	10	80	4.0	58.0
13227	57.9	16.2	5.66	5.19	5.94	0.35	7.11	0.12	0.77	0.13	0.01	0.93	100.3	20	70	20	90	10	62.0	20.0
13228	56.2	16.2	6.68	4.65	6.23	0.40	7.12	0.14	0.77	0.13	0.01	0.62	99.2	20	120	20	60	30	55.0	12.0
13229	55.0	17.1	5.56	5.25	5.74	0.66	8.08	0.15	0.81	0.14	0.01	1.08	99.6	20	100	30	80	10	81.0	30.0
13230	54.7	17.3	7.12	5.67	5.01	0.40	8.41	0.13	0.89	0.14	0.01	0.93	100.7	20	60	10	110	10	48.0	23.0
13231	62.5	14.3	4.28	2.65	5.43	0.43	8.52	0.17	1.09	0.21	0.01	0.23	99.9	10	210	40	130	10	36.0	26.0
13232	55.3	16.1	5.69	5.24	5.31	0.89	8.80	0.13	0.89	0.15	0.01	1.08	99.6	20	160	<10	120	10	58.0	37.0
13233	57.4	15.7	6.82	4.52	5.01	0.72	8.09	0.14	0.87	0.15	0.01	0.77	100.2	10	170	20	100	10	54.0	30.0
13234	66.9	13.5	1.68	2.43	6.16	0.31	6.83	0.11	0.80	0.21	0.01	1.00	100.0	<10	30	30	190	<10	9.0	32.0
13235	71.2	12.5	0.87	2.87	3.13	1.48	5.45	0.11	0.56	0.09	<0.01	1.62	99.8	60	50	40	250	<10	50.0	62.0
13236	63.0	14.5	13.70	0.30	0.63	1.29	3.79	0.04	0.45	0.09	0.01	2.47	100.3	20	350	30	220	10	9.0	23.0
13237	55.7	16.2	5.44	5.18	5.97	0.54	9.02	0.15	0.91	0.15	0.01	0.70	100.0	20	180	20	120	20	59.0	35.0
13238	73.2	12.0	0.52	2.55	5.03	0.98	3.51	0.03	0.47	0.09	0.01	2.00	100.4	20	20	40	230	10	15.0	18.0
13239	70.8	13.0	1.06	1.50	6.41	0.17	5.53	0.08	0.50	0.09	0.01	1.00	100.2	10	50	60	280	20	46.0	220.0
13240	62.5	14.7	6.07	1.90	0.98	2.37	7.87	0.19	0.93	0.26	<0.01	2.39	100.2	90	150	40	180	30	15.0	97.0
13241	52.8	16.8	7.04	4.13	3.03	1.38	10.10	0.17	1.62	0.22	<0.01	1.85	99.2	40	190	30	80	<10	88.0	60.0
13242	53.0	16.3	4.83	4.35	2.75	1.03	13.50	0.15	1.66	0.22	<0.01	2.23	100.1	30	110	30	90	20	87.0	110.0
13243	51.1	14.8	5.98	4.61	2.57	1.03	15.20	0.26	1.66	0.26	<0.01	1.85	99.4	40	180	20	90	10	82.0	71.0
13244	56.1	15.1	8.92	3.57	2.90	0.20	11.20	0.20	1.52	0.19	<0.01	0.47	100.4	<10	200	30	60	<10	62.0	20.0
13245	55.5	14.6	4.81	4.22	4.79	0.51	11.90	0.20	1.43	0.15	<0.01	1.62	99.8	10	180	20	80	<10	130.0	56.0
13246	58.2	14.2	4.64	4.02	4.18	0.27	11.20	0.19	1.54	0.17	<0.01	1.31	100.0	20	190	20	70	10	120.0	120.0
13247	57.5	14.6	4.74	4.13	4.34	0.41	11.10	0.15	1.57	0.18	<0.01	1.23	100.0	10	130	20	50	<10	120.0	31.0
13248	60.1	14.3	4.41	3.65	4.17	0.40	9.78	0.14	1.36	0.25	<0.01	1.54	100.1	10	160	30	80	10	160.0	48.0
13249	67.0	13.4	1.84	2.06	5.25	1.01	7.32	0.16	1.07	0.29	<0.01	1.00	100.5	10	110	40	170	50	27.0	97.0
13250	64.5	13.8	3.76	2.79	2.50	2.27	7.15	0.14	1.10	0.32	<0.01	1.23	99.6	90	210	50	180	50	14.0	79.0
13251	67.4	14.0	3.77	1.50	3.40	1.69	7.01	0.16	0.71	0.19	0.01	0.77	100.7	30	140	40	200	20	22.0	80.0
13252	62.4	13.9	4.59	2.65	4.49	0.47	9.78	0.20	1.30	0.26	0.01	0.62	100.7	10	210	40	100	10	77.0	44.0
13253	57.5	14.5	7.53	3.96	3.48	0.29	10.10	0.20	1.47	0.20	<0.01	0.70	100.0	10	170	30	60	30	82.0	26.0
13254	52.2	16.9	10.60	4.18	2.49	0.32	11.20	0.23	1.23	0.15	0.01	0.62	100.2	20	190	10	30	<10	60.0	19.0
13255	54.8	15.3	8.21	3.94	2.91	0.35	11.70	0.22	1.51	0.19	<0.01	0.54	99.7	<10	170	30	50	10	83.0	25.0
13256	52.2	16.8	9.57	4.41	3.59	0.47	10.70	0.20	1.25	0.14	0.01	0.70	100.1	20	190	10	40	<10	32.0	17.0
13257	58.2	15.0	5.89	3.77	3.97	0.93	10.10	0.16	1.05	0.16	<0.01	0.93	100.2	20	150	20	20	<10	86.0	34.0
13258	59.1	14.6	3.66	3.34	5.90	0.30	10.20	0.27	1.59	0.28	<0.01	0.85	100.1	<10	80	40	110	10	45.0	47.0
13259	56.6	14.7	5.97	3.35	4.74	0.39	11.30	0.22	1.50	0.18	<0.01	1.31	100.3	30	100	30	70	10	65.0	33.0
13260	61.4	15.1	5.44	1.86	5.50	1.07	6.70	0.17	1.74	0.24	<0.01	0.77	100.0	40	210	20	90	20	62.0	33.0
13261	56.1	15.4	4.54	4.22	2.87	1.22	11.00	0.16	1.54	0.18	<0.01	2.70	100.0	20	240	20	80	10	110.0	88.0
13262	58.6	15.2	5.02	3.46	4.83	0.37	10.00	0.25	1.79	0.28	<0.01	0.54	100.4	20	130	30	110	<10	63.0	47.0
13263	48.9	17.9	3.69	6.25	3.30	1.82	13.10	0.17	1.51	0.17	<0.01	2.70	99.5	50	70	30	60	10	69.0	110.0
13264	55.4	15.2	7.29	3.90	4.48	0.45	10.70	0.26	1.49	0.18	<0.01	0.54	99.9	30	200	20	60	<10	66.0	29.0
13265	51.2	16.8	9.23	4.43	2.61	1.68	11.00	0.18	1.03	0.08	<0.01	1.39	99.7	20	180	<10	20	10	150.0	30.0
13266	47.7	17.5	4.62	2.08	2.16	3.43	14.20	0.11	1.16	0.10	<0.01	6.00	99.1	60	150	10	20	10	200.0	>4000.0
13267	67.1	14.5	2.29	0.96	6.30	0.58	6.21	0.17	0.86	0.23	0.01	0.62	99.9	30	280	50	200	10	48.0	240.0
13268	74.8	11.8	2.49	0.83	3.22	1.76	3.46	0.06	0.23	0.04	0.01	1.00	99.8	50	460	60	310	20	21.0	52.0
13269	77.6	11.4	1.08	0.51	4.52	1.32	3.13	0.05	0.22	0.04	0.02	0.54	100.5	50	50	60	310	20	21.0	47.0
13270	78.4	11.2	0.65	0.05	5.01	2.44	1.63	0.02	0.21	0.04	0.02	0.23	100.0	40	90	40	270	10	8.0	34.0
13271	64.6	14.1	4.10	1.75	6.07	0.17	7.59	0.12	1.16	0.33	0.01	0.23	100.3	10	170	40	150	10	4.0	19.0
13272	75.6	11.9	2.19	0.53	4.14	1.39	3.35	0.04	0.21	0.03	0.01	0.62	100.1	50	120	100	290	<10	6.0	23.0

SAMPLE	SI02	AL2O3	CAO	MGO	NA2O	K2O	FE2O3	MNO	TIO2	P2O5	CR2O3	LOI	SUM	RB	SR	Y	ZR	NB	CU PPM	ZN PPM
13273	72.5	12.5	3.01	1.13	4.72	0.48	4.70	0.09	0.83	0.24	0.01	0.39	100.7	20	260	40	150	10	20.0	46.0
13274	75.9	11.9	0.39	0.60	5.86	1.60	3.12	0.03	0.23	0.04	0.01	0.39	100.1	30	60	90	290	30	5.0	17.0
13275	75.4	11.6	0.60	1.34	4.36	1.62	3.86	0.07	0.17	0.03	0.01	0.77	99.9	30	150	100	310	30	97.0	110.0
13276	57.1	16.6	1.50	6.00	5.53	0.67	8.66	0.09	0.84	0.13	0.01	2.77	99.9	20	80	30	110	20	75.0	88.0
13277	49.2	15.0	4.34	4.98	5.24	3.62	8.82	0.08	0.76	0.13	0.01	3.31	95.5	140	200	10	90	10	200.0	130.0
13278	66.1	13.7	1.48	3.36	2.49	1.59	7.70	0.19	0.87	0.21	<0.01	2.47	100.2	40	40	50	150	20	52.0	160.0
13279	62.4	13.2	0.46	7.34	1.40	1.34	8.78	0.17	0.91	0.21	<0.01	4.23	100.5	20	10	20	180	<10	28.0	100.0
13280	64.7	13.9	0.44	4.18	1.83	1.85	8.14	0.09	1.04	0.22	<0.01	4.16	100.6	20	40	30	140	<10	180.0	25.0
13281	66.1	13.8	0.43	4.93	0.89	2.71	6.79	0.10	0.88	0.22	<0.01	3.54	100.4	70	20	30	170	20	97.0	520.0
13282	65.1	13.7	0.98	3.86	3.96	0.75	8.30	0.12	1.14	0.30	<0.01	2.47	100.7	30	60	40	170	10	42.0	46.0
13283	64.3	13.4	0.61	5.28	0.98	1.99	8.69	0.15	1.10	0.29	<0.01	3.62	100.4	60	10	40	170	<10	230.0	110.0
13284	56.1	16.3	4.63	5.75	2.99	1.30	10.10	0.14	0.94	0.15	0.01	1.77	100.2	50	90	30	130	30	9.0	19.0
13285	61.1	17.3	2.06	0.53	4.38	8.15	2.91	0.03	0.26	0.09	<0.01	1.23	98.3	140	1430	60	470	<10	10.0	21.0
13286	55.2	18.8	0.32	8.96	1.19	3.27	6.38	0.19	0.89	0.15	0.01	4.93	100.3	90	60	30	90	20	25.0	100.0
13287	55.8	18.5	2.83	6.09	4.51	1.47	6.66	0.21	0.94	0.14	0.01	2.93	100.1	40	160	20	110	30	310.0	68.0
13288	77.2	11.2	0.50	1.18	5.98	0.54	2.59	0.04	0.21	0.03	0.01	0.77	100.3	20	100	100	260	20	6.0	33.0
13289	55.7	16.1	0.24	9.28	0.34	2.44	9.55	0.30	0.82	0.13	<0.01	5.16	100.1	70	10	10	90	<10	12.0	100.0
13290	60.2	14.3	0.26	6.76	0.19	2.09	10.60	0.20	0.76	0.12	0.01	4.54	100.1	50	<10	10	80	10	120.0	72.0
13291	75.7	11.7	0.53	1.13	5.53	1.05	3.03	0.03	0.22	0.03	0.01	0.85	99.9	30	80	90	280	20	17.0	32.0
13292	76.0	11.5	0.54	0.91	5.90	0.94	2.89	0.03	0.20	0.03	0.01	0.70	99.7	20	120	70	290	30	10.0	27.0
13293	48.7	16.1	0.23	9.07	0.15	1.25	17.10	0.18	0.85	0.13	0.01	5.85	99.6	30	10	<10	100	10	18.0	69.0
13294	63.5	13.6	0.36	4.28	0.33	2.05	11.10	0.11	1.17	0.22	<0.01	3.54	100.3	50	<10	30	110	10	22.0	24.0
13295	51.2	17.0	0.22	6.81	0.15	1.90	16.40	0.13	0.88	0.13	0.01	5.16	100.0	20	<10	10	90	30	77.0	35.0
13296	48.8	18.5	0.27	7.67	0.23	2.28	16.80	0.13	0.95	0.14	0.01	4.00	99.8	50	<10	10	110	<10	28.0	35.0
13297	67.0	13.6	0.89	5.25	0.31	1.78	7.44	0.07	1.19	0.44	0.01	2.77	100.8	30	<10	20	130	20	3.0	26.0
13298	56.2	16.0	1.75	7.10	3.67	1.69	8.61	0.11	0.97	0.16	<0.01	4.47	100.8	70	80	30	130	10	37.0	72.0
13299	55.8	14.7	6.49	4.72	2.69	0.83	11.20	0.17	1.43	0.19	<0.01	2.08	100.3	10	180	20	70	<10	57.0	52.0
13300	54.8	14.8	4.31	6.18	4.38	0.66	11.90	0.20	1.45	0.17	<0.01	1.31	100.2	30	100	20	80	20	60.0	45.0
14501	75.9	11.9	0.68	0.91	4.39	2.41	3.18	0.04	0.22	0.03	0.01	0.77	100.5	40	130	80	290	20	16.0	37.0
14502	63.4	13.1	0.39	2.16	0.10	2.39	13.80	0.18	0.85	0.21	<0.01	3.70	100.3	80	<10	30	170	<10	200.0	290.0
14503	54.0	17.0	0.31	7.62	0.30	2.45	13.10	0.10	0.92	0.14	0.01	3.62	99.6	60	<10	10	110	<10	10.0	62.0
14504	56.3	15.9	0.26	6.68	0.31	2.18	13.10	0.12	0.92	0.14	0.01	4.31	100.3	70	<10	<10	120	<10	13.0	61.0
14505	53.0	16.1	0.25	8.02	0.47	1.51	14.90	0.13	0.90	0.14	<0.01	5.23	100.7	30	<10	20	110	20	7.0	73.0
14506	69.1	13.3	0.50	5.02	0.94	2.23	4.39	0.04	1.07	0.29	<0.01	3.31	100.2	40	20	40	150	10	3.0	28.0
14507	77.1	11.6	0.81	1.36	4.34	1.14	2.97	0.04	0.21	0.03	0.01	1.08	100.8	20	60	100	300	10	15.0	33.0
14508	33.8	22.6	3.92	7.34	0.36	2.26	22.30	0.32	1.05	0.13	<0.01	5.54	99.6	90	90	20	30	<10	160.0	86.0
14509	53.2	18.7	2.39	5.65	0.90	1.71	13.60	0.16	0.86	0.10	0.01	2.77	100.1	50	100	10	30	<10	22.0	34.0
14510	50.2	19.6	2.74	4.62	0.54	3.30	14.90	0.20	0.86	0.10	<0.01	3.54	100.6	110	100	<10	20	<10	3.0	56.0

SAMPLE	SI02	AL203	CAO	MGO	NA2O	K2O	FE2O3	MNO	TIO2	P2O5	LOI	SUM	CR2O3	ZR	SR	RB	CU PPM	ZN PPM
4435A	51.8	15.3	3.78	6.96	3.92	2.22	9.80	0.15	0.92	0.13	3.31	98.3	100	100	130	100	61.0	67.0
4436A	55.0	15.3	3.76	5.77	4.28	1.11	11.70	0.19	1.57	0.21	1.62	100.5	80	70	140	20	60.0	55.0
4437A	53.1	15.1	1.54	9.30	2.14	1.99	12.20	0.10	1.58	0.17	3.54	100.8	60	50	70	20	120.0	70.0
4438A	59.1	14.0	1.52	6.16	3.31	1.51	8.95	0.17	1.30	0.26	2.62	98.8	90	100	110	40	140.0	58.0
4439A	73.1	11.8	0.66	1.12	4.23	2.56	3.45	0.04	0.26	0.03	0.85	98.1	180	250	140	40	23.0	41.0
4440A	62.6	13.9	1.08	4.35	2.93	1.94	8.20	0.19	0.96	0.23	2.31	98.7	100	140	60	40	41.0	130.0
4441A	63.0	13.5	0.71	4.09	1.49	1.97	9.29	0.38	0.92	0.22	3.23	98.7	110	140	50	50	94.0	930.0
4442A	62.6	13.2	0.41	5.29	0.49	1.51	10.70	0.09	1.00	0.24	4.00	99.4	90	140	20	50	24.0	73.0
4443A	67.1	12.7	0.33	2.94	0.32	2.33	9.36	0.06	0.86	0.21	3.08	99.4	130	150	10	60	220.0	66.0
4444A	55.7	16.1	0.27	7.04	0.26	1.65	13.40	0.11	0.91	0.15	3.39	99.0	160	100	10	40	8.0	64.0
4445A	54.8	15.8	0.30	7.22	0.29	1.47	14.50	0.13	0.98	0.16	4.23	99.9	150	70	0	50	7.0	42.0
4446A	53.1	17.1	0.20	8.40	0.17	1.97	12.30	0.11	0.96	0.15	5.62	100.1	120	90	20	50	7.0	53.0
4447A	55.6	15.0	0.27	6.83	0.20	2.41	13.90	0.12	1.07	0.16	4.23	99.8	140	80	10	70	11.0	44.0
4448A	68.3	13.8	0.51	4.65	1.26	2.19	3.45	0.04	1.17	0.32	3.31	99.0	120	140	10	40	5.0	19.0
4449A	73.9	11.6	1.20	1.82	3.08	1.43	3.24	0.05	0.26	0.03	1.54	98.2	160	260	40	30	10.0	23.0
4450A	54.4	16.6	0.24	7.77	0.29	1.88	12.20	0.10	0.90	0.14	4.39	98.9	170	60	0	40	20.0	100.0
4451A	53.9	16.4	0.39	7.18	0.50	1.63	15.00	0.11	0.89	0.14	3.39	99.6	210	90	40	50	25.0	36.0
4452A	53.8	15.9	0.34	5.42	0.34	1.62	17.00	0.18	1.16	0.15	2.70	98.5	180	40	30	20	11.0	150.0
4453A	53.4	15.3	0.43	5.46	0.39	1.32	18.10	0.18	1.24	0.16	3.16	99.1	170	40	10	30	22.0	110.0
4454A	53.6	13.7	0.63	5.36	0.40	1.12	18.50	0.15	1.23	0.17	4.31	99.2	130	40	0	30	48.0	72.0
4455A	48.8	17.1	1.46	5.91	3.03	1.76	14.60	0.22	1.17	0.12	4.23	98.5	100	40	100	60	150.0	120.0
4456A	50.7	16.9	0.53	5.58	1.76	1.43	16.00	0.25	1.18	0.11	3.77	98.2	130	30	20	30	270.0	110.0
4457A	48.3	16.6	0.34	9.26	0.61	1.08	15.80	0.47	1.05	0.13	5.31	98.9	110	50	0	30	150.0	1200.0
4458A	52.7	17.8	2.69	6.03	5.40	0.37	10.60	0.55	1.24	0.13	2.70	100.2	90	40	80	0	130.0	700.0
4460A	51.4	17.3	5.03	5.43	5.55	0.98	9.57	0.40	1.17	0.13	2.39	99.3	90	60	310	40	30.0	93.0
4461A	47.4	16.0	0.30	4.06	0.59	1.63	22.10	0.25	1.17	0.12	4.93	98.7	140	50	50	40	310.0	110.0
4462A	69.2	13.2	0.20	0.96	0.33	2.31	10.80	0.04	0.52	0.09	2.31	99.9	160	290	0	30	370.0	54.0
4463A	68.7	11.6	0.29	1.58	0.54	1.99	10.70	0.07	0.45	0.08	2.31	98.3	130	260	50	50	55.0	30.0
4464A	66.8	12.6	0.30	2.03	0.35	1.84	12.60	0.08	0.60	0.12	2.85	100.1	140	260	10	20	130.0	23.0
4465A	71.7	12.1	0.43	1.42	0.50	2.02	9.60	0.07	0.45	0.09	2.31	100.7	140	250	70	40	11.0	41.0
4466A	74.1	11.4	0.54	2.56	4.44	0.78	3.90	0.05	0.20	0.04	0.93	98.9	190	280	170	10	14.0	37.0

ANNEXE III

DENSITES DES ECHANTILLONS

<u>Echantillon</u>	<u>Densité</u>	<u>Echantillon</u>	<u>Densité</u>
13221	2.802	13265	2.971
13222	2.777	13266	2.985
13223	2.867	13267	2.750
13224	2.771	13268	2.739
13225	2.826	13269	2.298
13226	2.796	13270	2.658
13227	2.830	13271	2.795
13228	2.855	13272	2.715
13229	2.832	13273	2.734
13230	2.861	13274	2.677
13231	2.822	13275	2.711
13232	2.851	13276	2.765
13233	2.876	13277	2.803
13234	2.751	13278	2.773
13235	2.733	13279	2.769
13236	2.936	13280	2.799
13237	2.858	13281	2.783
13238	2.713	13282	2.756
13239	2.721	13283	2.789
13240	2.894	13284	2.845
13241	2.896	13285	2.648
13242	2.557	13286	2.786
13243	2.950	13287	2.764
13244	2.937	13288	2.628
13245	2.879	13289	2.805
13246	2.861	13290	2.806
13247	2.865	13291	2.679
13248	2.839	13292	2.682
13249	2.754	13293	2.864
13250	2.795	13294	2.828
13251	2.778	13295	2.876
13252	2.837	13296	2.887
13253	2.904	13297	2.769
13254	2.967	13298	2.775
13255	2.934	13299	2.903
13256	2.960	13300	2.876
13257	2.879	14501	2.687
13258	2.839	14502	2.862
13259	2.903	14503	2.836
13260	2.812	14504	2.844
13261	2.849	14505	2.856
13262	2.857	14506	2.750
13263	2.865	14507	2.691
13264	2.906	14508	3.047
		14509	2.866
		14510	2.927

ANNEXE IV

CALCUL, VOLUME - COMPOSITION
DESCRIPTION DE LA METHODE DE GRESEN (1967)

Le but de la méthode établie par Gresen (1967) est de quantifier les gains et les pertes encourus lors du métasomatisme.

Cette méthode apporte un élément intéressant du fait que contrairement aux méthodes établies par Barth (1948) et Bogolepov (1963), il n'est pas besoin de considérer l'oxygène immobile (ce qui n'est pas toujours le cas, voir Taylor 1974) ou de connaître précisément la composition des phases minérales.

Afin d'alléger les écritures de la démonstration de la méthode, nous allons considérer une roche composée de deux oxydes et généraliserons pour une roche à "n" composantes par la suite.

Soit "a" grammes de roche fraîche "A" affectée d'un métasomatisme, se transformant en "b" grammes de roche "B". Alors:
 $aA + \Delta X \rightarrow bB$ Si C_x^Z est le pourcentage poids d'oxyde X dans la roche Z, alors:

$$A = C_1^A + C_2^A = 1 \quad (2)$$

$$B = C_1^B + C_2^B = 1 \quad (3)$$

$$\Delta X = \Delta X_1 + \Delta X_2 \quad (4)$$

Une telle altération implique une variation du volume de sorte que:

$$fv Va = Vb \quad (5)$$

où fv est le facteur de variation de volume. De façon plus pratique, on sait que le volume est le quotient du poids par la densité, ainsi on peut écrire:

$$fv \left(\frac{\rho_a}{\rho_b} \right) = \left(\frac{b}{\rho_b} \right) \quad (6)$$

Ce qui nous intéresse est de connaître les quantités de matériaux échangés lors du métasomatisme afin de caractériser les gains et les pertes. De l'équation (6), on voit que l'on peut exprimer la quantité de matériel de la roche altérée (B) en fonction du contraste de densité et du facteur volume, c'est-à-dire:

$$a = \frac{1}{fv} \left(\frac{\rho_a}{\rho_b} \right) b \quad (7)$$

$$b = fv \left(\frac{\rho_b}{\rho_a} \right) a \quad (8)$$

Ainsi, la quantité de matériel mis en échange lors de l'équation (1) est:

$$\Delta x = bB - aA \quad (9)$$

$$\Delta x_1 = bC_1^b - aC_1^a \quad (10)$$

$$\Delta x_1 = a \left[fv \left(\frac{\rho_b}{\rho_a} \right) C_1^b - C_1^a \right] \quad (11)$$

$$\Delta x_2 = a \left[fv \left(\frac{\rho_b}{\rho_a} \right) C_2^b - C_2^a \right] \quad (12)$$

Afin d'alléger les calculs et de pouvoir utiliser directement le pourcentage poids des divers oxydes, considérons 100 grammes de roches A, on a donc:

$$\Delta x_1 = 100 \left[fv \left(\frac{\rho_b}{\rho_a} \right) C_1^b - C_1^a \right] \quad (13)$$

$$\Delta x_2 = 100 \left[fv \left(\frac{\rho_b}{\rho_a} \right) C_2^b - C_2^a \right] \quad (14)$$

Ce qui nous donne un système de deux équations à trois inconnus: X_1 , X_2 , fv .

Si dès lors nous généralisons pour un système à "n" oxyde ou éléments, nous aurons:

$$\Delta x_n = 100 \left[f_v \left(\frac{\rho_b}{\rho_a} \right) C_n^b - C_n^a \right] \quad (15)$$

définissant un système de "n" équations à (n+1) inconnus.

Comme nous pouvons le voir, une telle méthode nécessite la connaissance du comportement de l'une des variables, telle l'immobilité d'un groupe d'éléments ou du facteur volume.

L'évaluation du facteur volume peut être jugée selon des critères texturaux et pétrographiques. Par contre, l'immobilité d'un élément ne peut être objectivement évaluée que si au moins deux éléments sont immobiles.

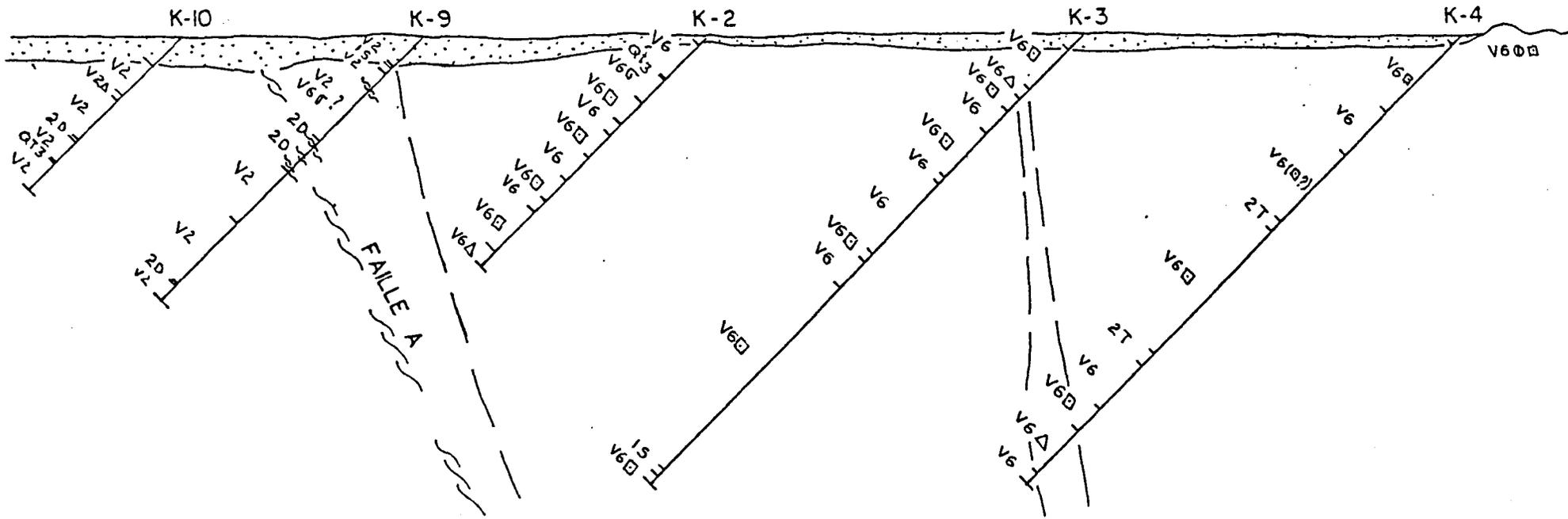
Sous plus d'un aspect, la méthode décrite ici constitue une extension de la méthode proposée par Akella (1966) (métasomatisme à volume constant) et présente donc également certaines conditions de départ essentielles.

- Les échantillons que l'on compare proviennent d'un protolithe homogène et de composition identique.
- Le fluide générateur de métasomatisme a une composition homogène.

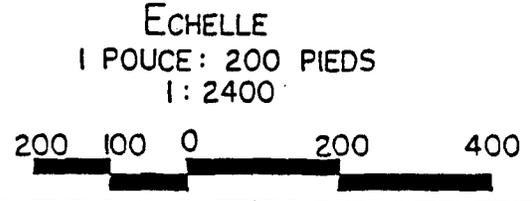
Dans le présent ouvrage, la procédure informatisée de la méthode de Gresen a été développée par Appleyard et Beer (1983). Cette procédure permet en outre de tracer les diagrammes volume-composition, d'évaluer les gains et les pertes pour un facteur volume déterminé ou inversement, d'évaluer le facteur volume en considérant certains éléments immobiles.

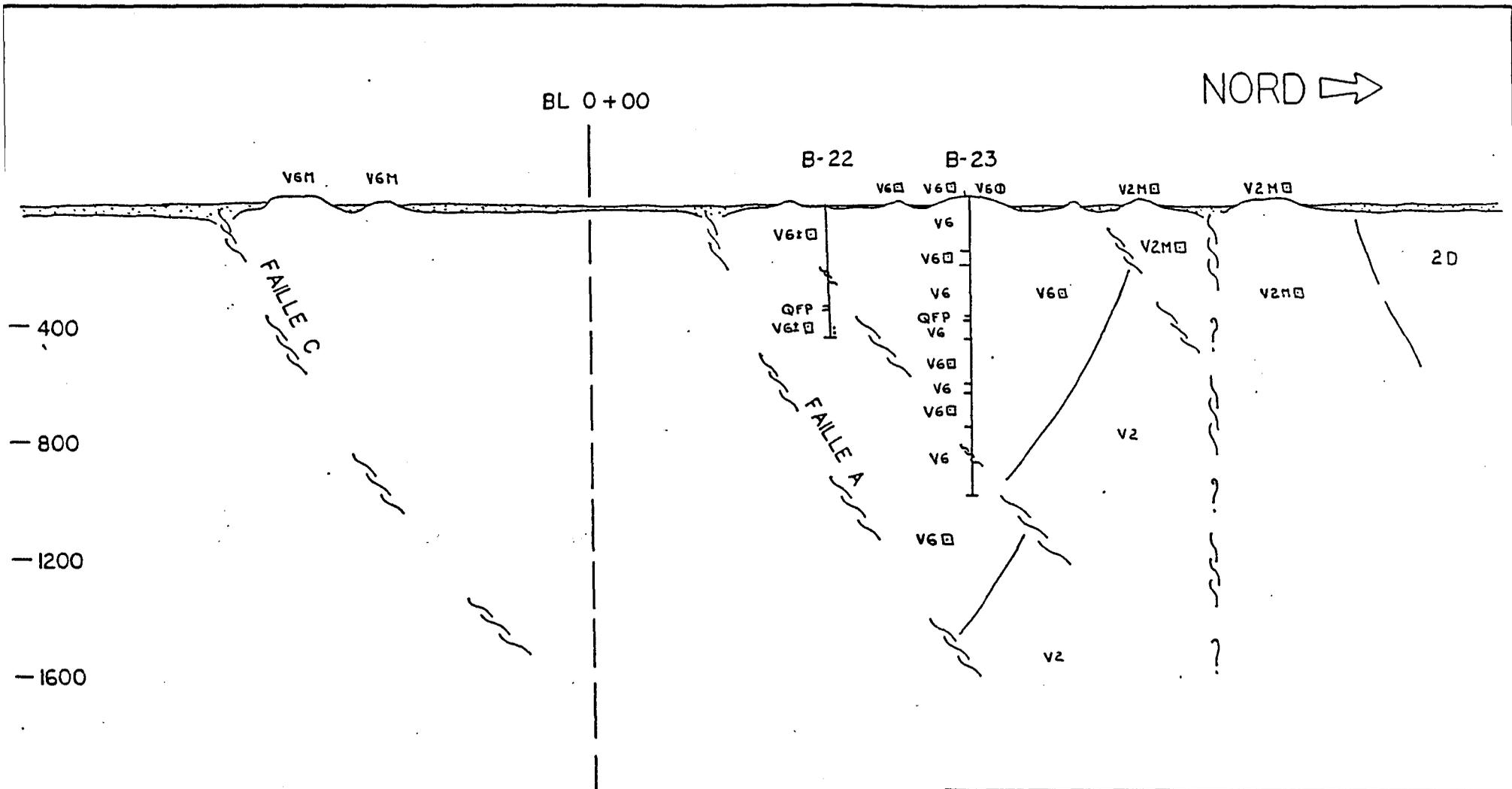
ANNEXE V

NORD →



SECTION I 27+00 EST
NORD - SUD

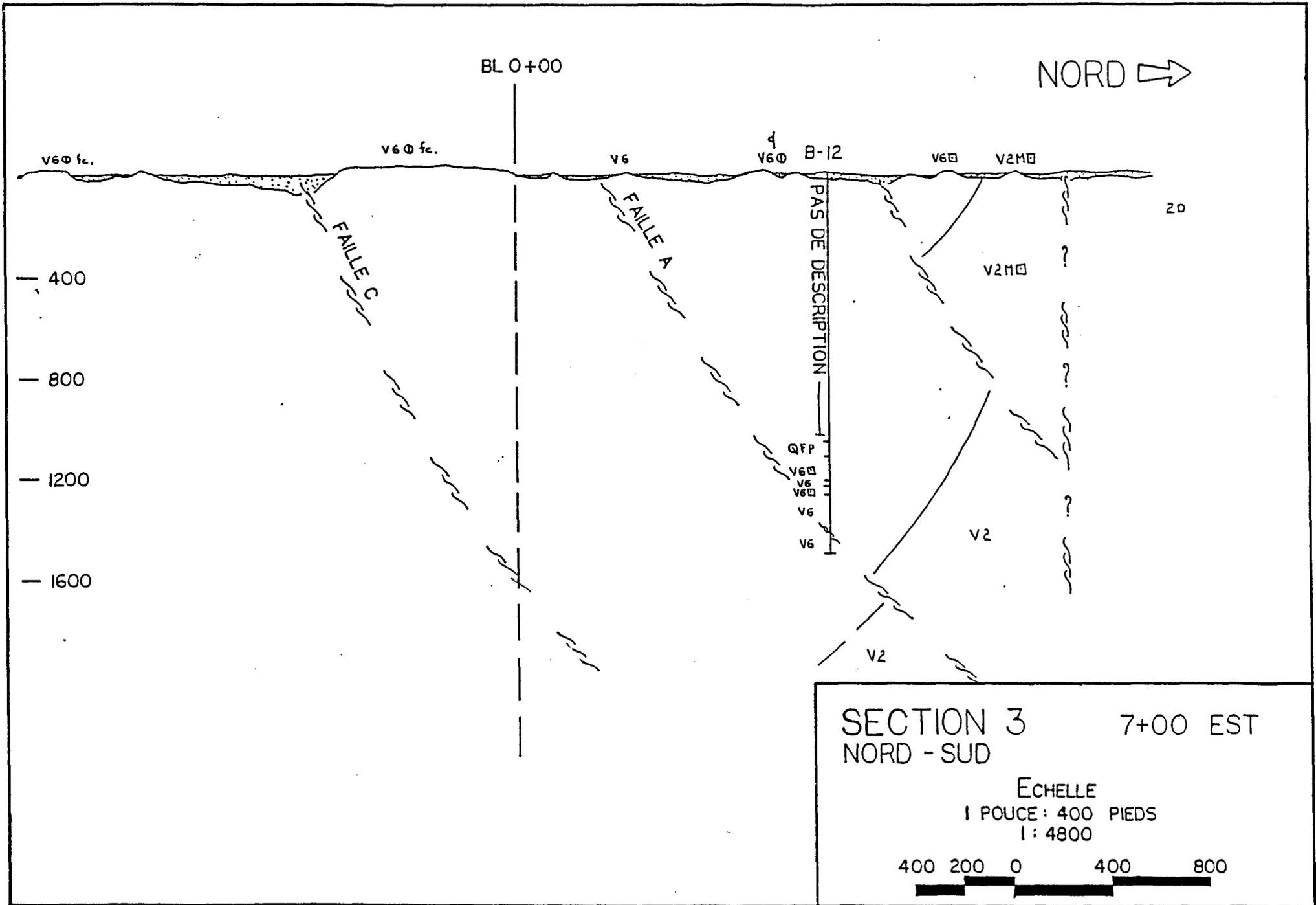


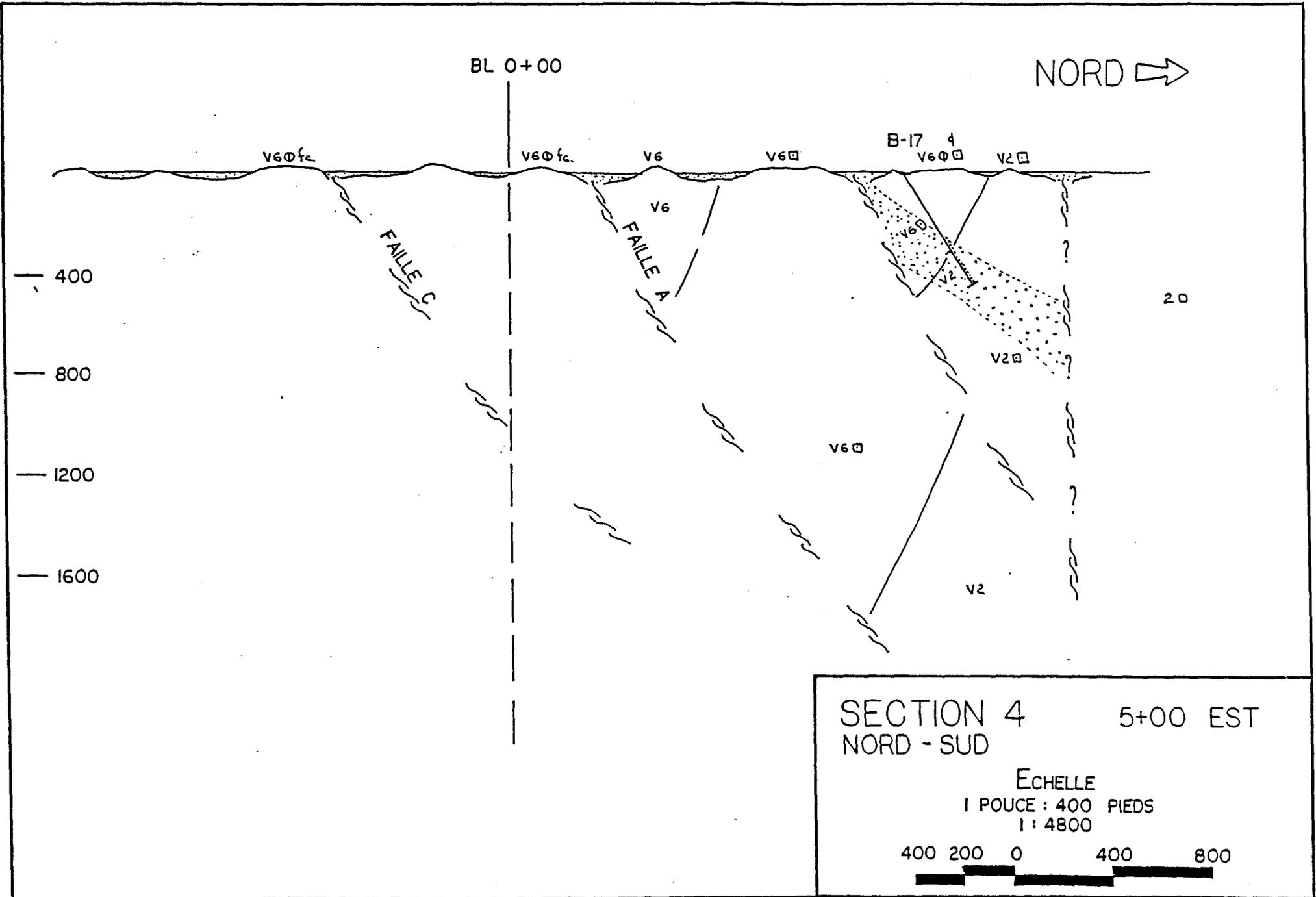


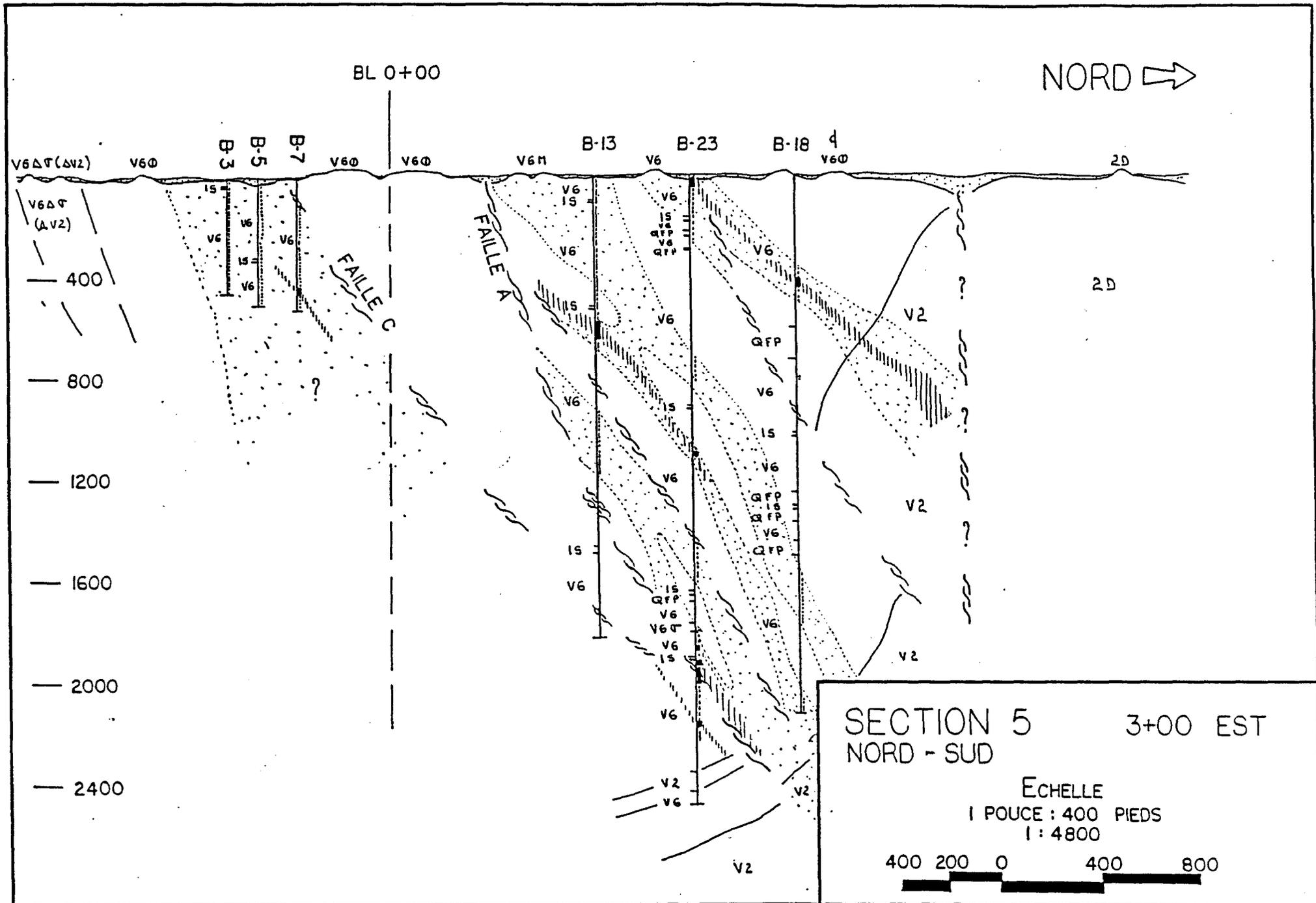
SECTION 2 13+00 EST
 NORD - SUD

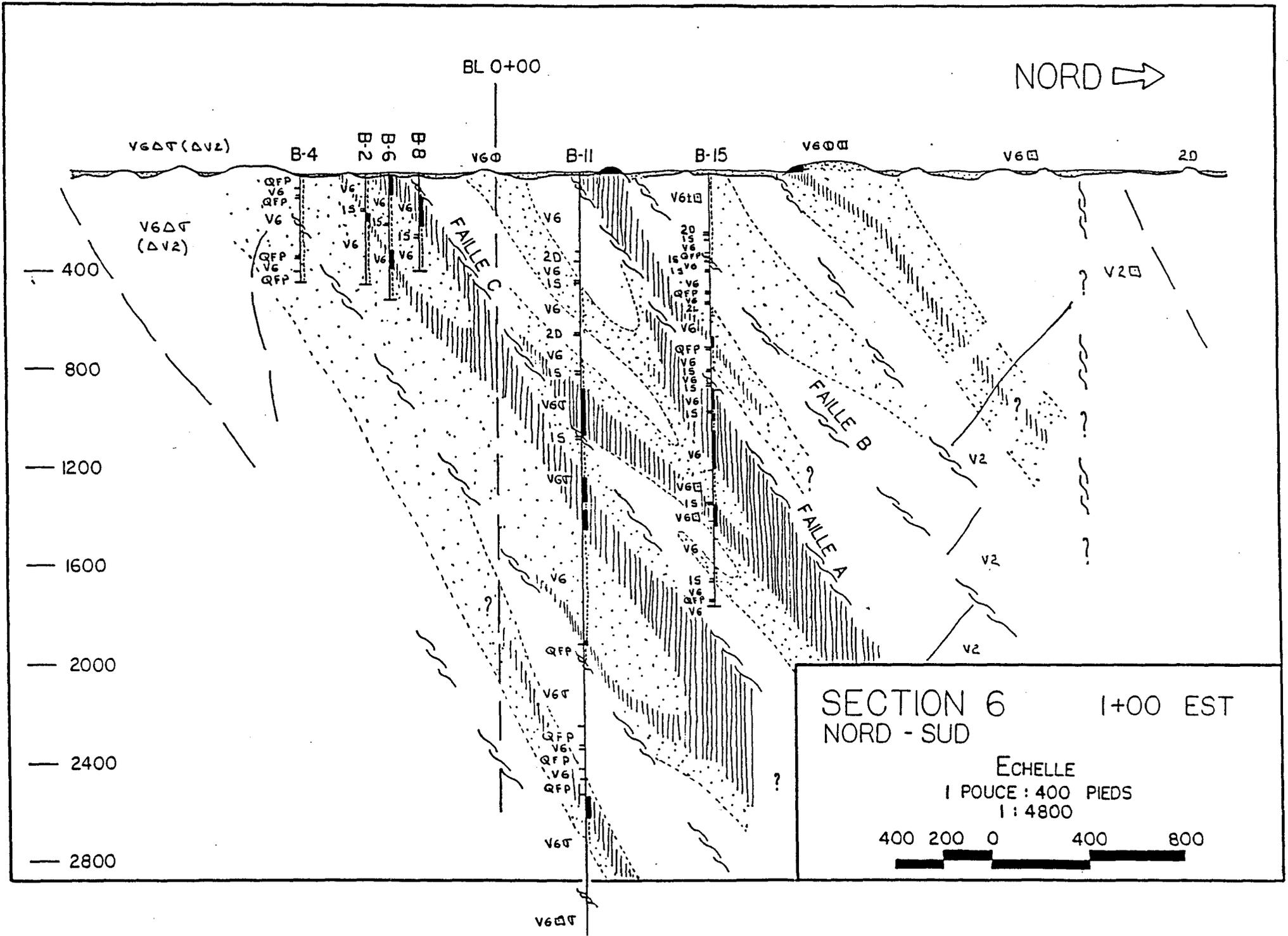
ECHELLE
 1 POUCE : 400 PIEDS
 1 : 4800

400 200 0 400 800



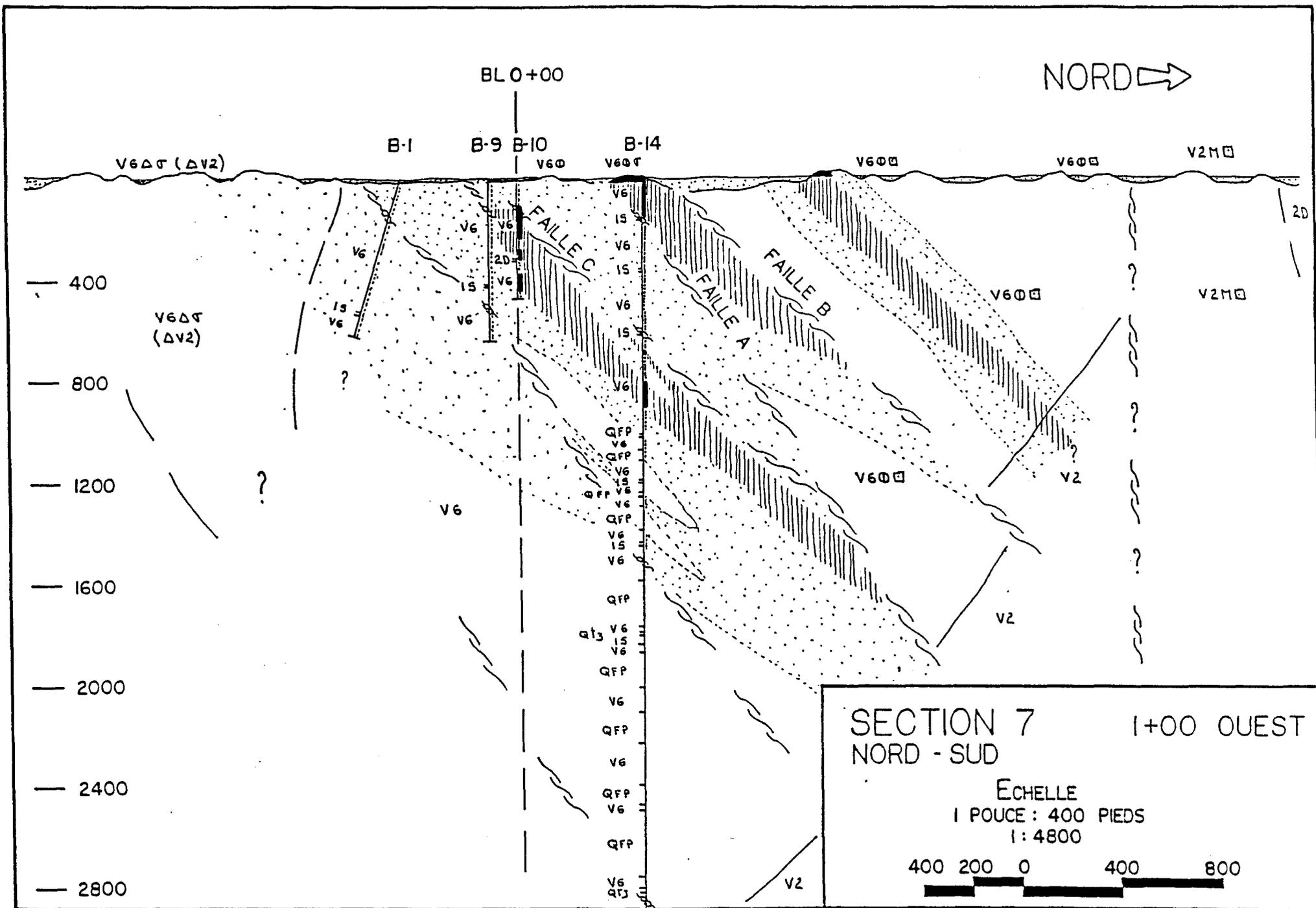






SECTION 6 1+00 EST
 NORD - SUD

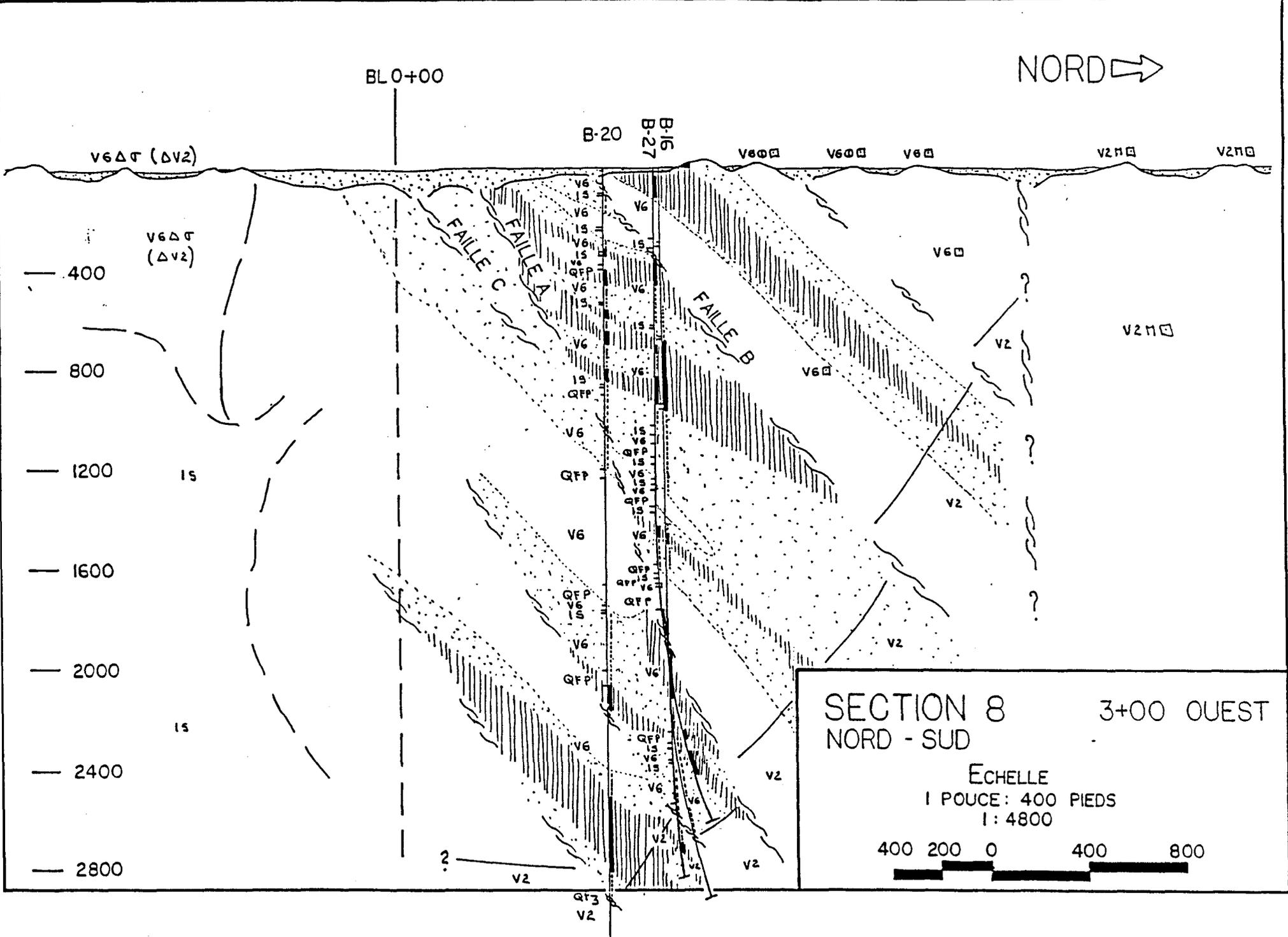
ECHELLE
 1 POUCE : 400 PIEDS
 1 : 4800
 400 200 0 400 800



SECTION 7 1+00 OUEST
NORD - SUD

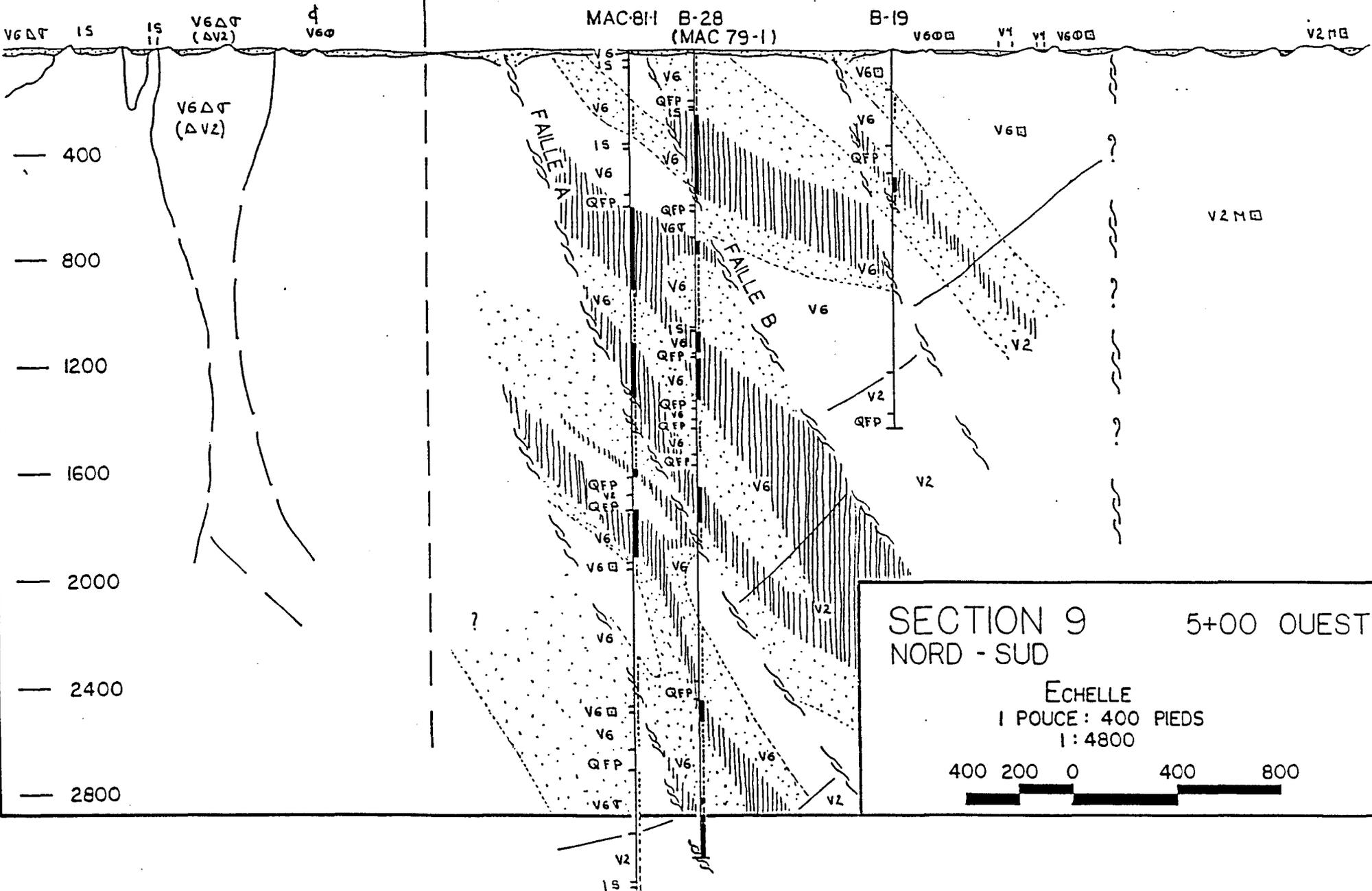
Echelle
1 POUCE : 400 PIEDS
1 : 4800

400 200 0 400 800



BL 0+00

NORD →



SECTION 9 5+00 OUEST
NORD - SUD

Echelle
1 Pouce : 400 Pieds
1 : 4800



COLLINE
MACANDA

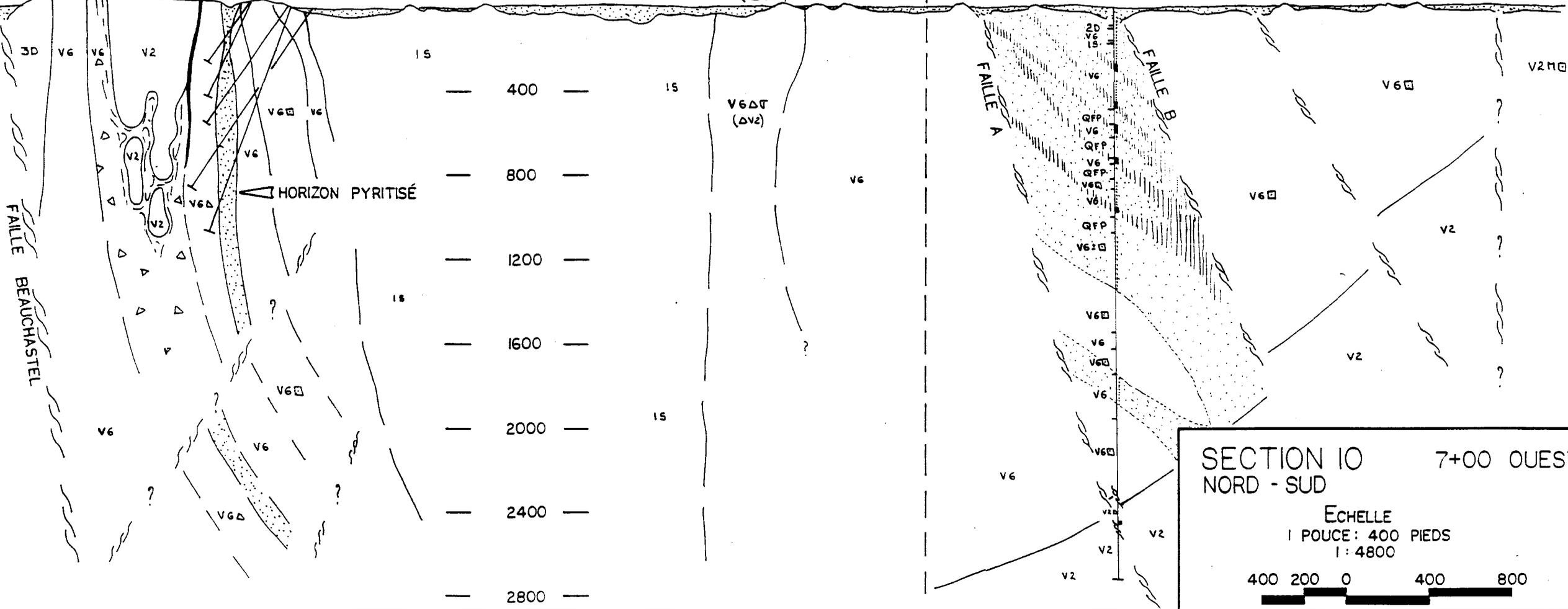
BL 0+00

NORD →

B-25
M 77-3
M 77-1
M 76-2

B-26b

30 V6 V6Δ V2 V2T V6Δ V6 15 15 V6ΔT (ΔV2) V6⊙ V6 V6T V6⊙ QFP V6⊙



SECTION 10 7+00 OUEST
 NORD - SUD
 ECHELLE
 1 POUCE : 400 PIEDS
 1 : 4800

400 200 0 400 800

