

TH 1293

GEOLOGIE DE LA SEQUENCE VOLCANIQUE ARCHEENNE DU COMPLEXE DE DUPRAT ABITIBI, QUEBEC

Documents complémentaires

Additional Files



Licence



Licence

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

Énergie et Ressources
naturelles

Québec 

M.E.R.
1293

UNIVERSITÉ DE MONTREAL

GÉOLOGIE DE LA SÉQUENCE VOLCANIQUE
ARCHÉENNE DU COMPLEXE DE DUPRAT
ABITIBI , QUÉBEC

PAR

PIERRE VERPAELST

DÉPARTEMENT DE GÉOLOGIE

FACULTÉ DES ARTS ET SCIENCES

THÈSE PRÉSENTÉE A LA FACULTÉ DES ÉTUDES SUPERIEURES
EN VUE DE L'OBTENTION DU GRADE DE
PHILOSOPHIAE DOCTOR (Ph.D.)

AVRIL 1985

TABLE DES MATIÈRES

	Pages
<u>LISTE DES FIGURES</u>	v
<u>LISTE DES TABLEAUX</u>	xx
<u>SOMMAIRE</u>	xxii
I- <u>INTRODUCTION</u>	1
LOCALISATION.....	1
TRAVAUX ANTÉRIEURS.....	4
GÉOLOGIE LOCALE.....	6
DÉFINITION DES PROBLÈMES ET BUT DE CETTE ÉTUDE.....	15
II- <u>PÉTROGRAPHIE ET STRATIGRAPHIE</u>	19
INTRODUCTION ET MÉTHODE.....	19
DÉFINITIONS.....	22
PÉTROGRAPHIE DES RHYOLITES.....	26
LES UNITÉS RHYOLITIQUES.....	38
TRANSPORT ET ACCUMULATION DES RHYOLITES.....	58
Différence entre les unités.....	59
Mécanisme de transport des volcanoclastites rhyolitiques.....	64
Accumulation des volcanoclastites rhyolitiques..	65
Mise en place de la rhyolite massive.....	71

Milieu de mise en place des rhyolites.....	78
PÉTROGRAPHIE DES ROCHES MAFIQUES ET INTERMÉDIAIRES.	80
LES UNITÉS INTERMÉDIAIRES ET MAFIQUES.....	91
MISE EN PLACE DES ROCHES INTERMÉDIAIRES ET MAFIQUES	97
LES ROCHES COMPOSITES.....	98
MISE EN PLACE DES ROCHES COMPOSITES.....	106
AUTRES ROCHES EFFUSIVES DU COMPLEXE.....	107
CORRÉLATIONS DES UNITÉS.....	110
SOURCE DES MATÉRIAUX VOLCANIQUES.....	119
ENVIRONNEMENT ET FACIÈS.....	129
III- <u>GÉOCHIMIE ET PÉTROLOGIE</u>	134
INTRODUCTION.....	134
ÉCHANTILLONNAGE ET MÉTHODES D'ANALYSE.....	136
GEOCHIMIE.....	138
Eléments majeurs.....	138
Eléments en trace.....	149
Résumé.....	158
PÉTROGENÈSE.....	159
Différenciation.....	159
Les basaltes et les andésites.....	165
Les rhyolites.....	172
Bimodalité.....	176
Les roches composites.....	186

	pages
Conclusion.....	196
COMPARAISON AVEC LES AUTRES ROCHES DE L'ABITIBI....	199
COMPARAISON AVEC LES ROCHES DES ENVIRONNEMENTS RÉCENTS.....	202
IV- <u>MODÈLE</u>	210
LES CONDITIONS PHYSIQUES.....	210
LES CONDITIONS CHIMIQUES.....	213
LE MODÈLE.....	214
V- <u>CONCLUSION</u>	224
APPLICATION DU MODÈLE.....	226
LA PLACE DU COMPLEXE VOLCANIQUE DE DUPRAT DANS LE GROUPE DE BLAKE RIVER.....	228
IMPLICATIONS ÉCONOMIQUES.....	229
APPENDICE I:.....	231
MÉTHODES D'ANALYSES GÉOCHIMIQUES.....	231
APPENDICE II:.....	233
ANALYSES POUR LES ÉLÉMENTS MAJEURS ET LES MINÉRAUX DE LA NORME C.I.P.W.....	233
APPENDICE III:.....	237
ANALYSES POUR LES ÉLÉMENTS EN TRACE.....	237

LISTE DES FIGURES

		<u>PAGE</u>
Figure 1.	Carte géologique de la région de Rouyn-Noranda.....	3
Figure 2.	Carte géologique du Complexe volcanique de Duprat. Echelle: 1/10 000.....	5
Figure 3a.	Carte géologique détaillée du secteur Ouest du Complexe de Duprat. Echelle: 1/1 250..(Pochette)	
Figure 3b.	Carte géologique détaillée du secteur Centre-Ouest.. Echelle: 1/1 250..... (Pochette)	
Figure 3c.	Carte géologique détaillée du secteur Est. Echelle: 1/1 250..... (Pochette)	
Figure 3d.	Carte géologique détaillée du secteur Centre. Echelle: 1/1 250..... (Pochette)	
Figure 3e.	Carte géologique détaillée du secteur Sud. Echelle: 1/1 250..... (Pochette)	
Figure 4a.	Diagramme π des pôles des plans S_0 mesurés dans le Complexe de Duprat dans une projec-	

	tion stéréographique équiaire.....	10
Figure 4b.	Diagramme de densité des pôles des plans So.....	11
Figure 5.	Stratigraphie préliminaire du Complexe volcanique de Duprat.....	13
Figure 6a.	Sections stratigraphiques du Complexe vol- canique de Duprat, montrant les types de roches, les variations granulométriques, les structures primaires et les corréla- tions.....	20
Figure 6b.	Détail des sections stratigraphiques du secteur Centre-Ouest du Complexe de Du- prat.....	20 a
Figure 7a.	Lentille de rhyolite massive dans des volcanoclastites à grains fins de l'u- nité R ₃ du secteur Centre-Ouest.....	25
Figure 7b.	Contact entre une lentille métrique de rhyolite massive et des volcanoclasti- tes à grains fins de l'unité R ₃ dans	

	le secteur Centre-Ouest.....	25
Figure 8.	Volcanoclastites à blocs de rhyolite massive et rubanée de l'unité R ₂ dans le secteur Centre-Ouest.....	27
Figure 9.	Microphotographie de la rhyolite massive d'un bloc de l'unité R ₂ dans le secteur Centre-Ouest, avec un phénocrystal de quartz dans une mésostase de quartz, de microlites d'albite et de chlorite.....	27
Figure 10.	Microphotographie de rhyolite massive de l'unité R ₃ du secteur Centre-Ouest, avec phénocristaux de quartz et d'albite dans une mésostase à sphérolites.....	29
Figure 11.	Microphotographie de rhyolite massive de l'unité R ₃ du secteur Centre-Ouest, avec cristaux d'albite mâclés dans une mésostase sphérolitisée.....	29
Figure 12.	Microphotographie d'un fragment de rhyolite rubanée dans les volcanoclastites de l'unité R ₃ du secteur Centre-Ouest.....	31

Figure 13.	Microphotographie de fragments rubanés se moulant aux phénocristaux dans une mésostase fragmentaire à grains très fins. (L.N.; 12.5X).....	31
Figure 14.	Volcanoclastites à grains moyens (de couleur claire) et de composition intermédiaire (de couleur brun-rouille).....	32
Figure 15a.	Microphotographie de ponce aux vacuoles étirées constituant un fragment vert-sombre dans l'unité R ₂ du secteur Centre-Ouest.....	33
Figure 15b.	Microphotographie d'un fragment ponceux avec vacuoles étirées se moulant autour d'un phénocristal de quartz (Unité R ₂ , secteur Centre-Ouest).....	33
Figure 16.	Microphotographie d'un fragment contenant des échardes aux arêtes à angle aigu dans les volcanoclastites de l'unité R ₁ du secteur Sud-Ouest.....	35

Figure 17.	Microphotographie d'un lambeau vert-sombre dans les volcanoclastites de l'unité R ₂ du secteur Centre-Ouest.....	35
Figure 18.	Contact entre deux strates de volcanoclastites à blocs de l'unité R ₂ dans le secteur Centre-Ouest.....	37
Figure 19.	Carte géologique du Complexe de Duprat avec les unités représentées. Echelle: 1/ 10 000.....	39
Figure 20.	Dépôts constitués de lentilles de rhyolite massive et de volcanoclastites dans l'unité R ₁ (Secteur Ouest).....	40
Figure 21.	Fragments de composition intermédiaire (dacite ou rhyodacite) brun-rouille inclus dans une lentille de rhyolite massive amygdalaire dans l'unité R ₁ , secteur Ouest.....	40
Figure 22.	Contact entre lentille de rhyolite (à gauche) et les volcanoclastites de l'unité R ₁	42

- Figure 23. Micropli d'extension limitée (à gauche) en bordure d'une lentille de rhyolite massive dans l'unité R₃ du secteur Centre-Ouest..... 42
- Figure 24. Modèle de formation des "hyaloclastites" et des "lobes" dans des dépôts rhyolitiques d'Islande, tel que proposé par Furnes et al. (1980)..... 52
- Figure 25. Volcanoclastites à grains moyens de l'unité R₄ dans le secteur Est, montrant des fragments étirés se moulant à d'autres fragments anguleux..... 54
- Figure 26. Orientation préférentielle (imbrication?) de fragments de cristaux d'albite dans un horizon à grains fins de l'unité R₄ du secteur Est..... 54
- Figure 27. Histogrammes des plus grandes tailles dans les unités rhyolitiques du Complexe de Duprat..... 60
- Figure 28. Diagrammes des pourcentages cumulatifs

	des plus grandes tailles des dépôts rhyolitiques.....	61
Figure 29.	Représentation graphique des paramètres granulométriques, volumétriques et struc- turaux des volcanoclastites rhyolitiques..	63
Figure 30.	Variations verticales des tailles et des épaisseurs dans les sections 2 et 6...	69
Figure 31.	Microphotographie d'une andésite micro à crypto-cristalline constituée d'albite, de quartz, d'actinote, de chlorite, d'épidote et de leucoxène (Secteur Est).....	82
Figure 32.	Microphotographie d'une andésite micro- cristalline avec microlites de plagio- clase, montrant une texture pilotaxiti- que (Secteur Est).....	82
Figure 33.	Microphotographie d'une andésite de l'unité B ₂ montrant un agrégat de chlorite entouré d'un liséré de quartz en mosaïque, pseudomorphe de l'olivine (Secteur Est).....	83

- Figure 34. Microphotographie d'une dacite dans l'unité B₂ du secteur Est..... 83
- Figure 35. Microphotographie d'un basalte de l'unité B₃ du secteur Est. Noter l'amygdale remplie de quartz et d'épidote et les grains de pyrite (noire)..... 85
- Figure 36. Fragments anguleux et lambeaux felsiques dans une mésostase de composition intermédiaire dans l'horizon de roche composite de l'unité B₂ dans le secteur Est..... 86
- Figure 37. Lambeaux felsiques dans une mésostase de composition intermédiaire dans la roche composite de l'unité B₂ dans le Secteur Est..... 86
- Figure 38. Lambeaux felsiques dans une mésostase clastique de composition intermédiaire dans la roche composite de l'unité B₂ dans le secteur Est..... 87
- Figure 39. Microphotographie d'un lambeau felsique

- composé de microlites d'albite, de quartz, de chlorite et d'épidote, donnant une texture trachytique..... 89
- Figure 40. Microphotographie de la mésostase de la roche composite de l'unité B₂ dans le secteur Est. La mésostase est composée de fragments d'andésite amygdalaire et d'échardes déformées et de fragments de cristaux de quartz..... 89
- Figure 41. Microphotographie du contact entre un fragment felsique (à gauche) et la mésostase intermédiaire (à droite). Noter la concentration assez importante d'épidote dans la mésostase..... 89
- Figure 42. Contact entre une coulée d'andésite massive (à droite) et la brèche de coulée associée dans l'unité B₂, dans le secteur Centre-Ouest..... 92
- Figure 43. Contact entre une coulée d'andésite à coussin et la brèche de coulée associée dans l'unité B₂ dans le

	secteur Est.....	92
Figure 44.	Lambeaux (projections?) d'andésite montrant une structure fluidale dans un horizon de volcanoclastites andésitiques de l'unité B ₂ du secteur Est.....	94
Figure 45.	Volcanoclastites andésitiques dans l'unité B ₂ du secteur Est.....	94
Figure 46.	Coussins avec bordure pyritisée et oxydée dans l'unité B ₃ du secteur Est.....	96
Figure 47.	Horizon du tuf chertoux, minéralisé en sulfures disséminés, situé au sommet de la séquence rhyolitique dans le secteur Centre-Ouest.....	109
Figure 48a.	Carte géologique du Complexe de Duprat avec les unités et les corrélations. Echelle: 1/10 000.....	111
Figure 48b.	Plan 194°/50° perpendiculaire à l'axe	

	du pli. Echelle: 1/10 000.....	112
Figure 49.	Schéma des corrélations dans le Complexe de Duprat.....	115
Figure 50.	Carte géologique montrant les va- riations des tailles des fragments dans les unités rhyolitiques Echelle: 1/10 000.....	121
Figure 51.	Carte géologique montrant les varia- tions des tailles des lentilles de rhyolite massive. Echelle: 1/10 000....	128
Figure 52.	Carte de localisation des échantil- lons géochimiques. Echelle: 1/10 000...	137
Figure 53.	Diagramme binaire $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ versus SiO_2 pour les échantillons (61) du Complexe de Duprat.....	143
Figure 54.	Diagramme ternaire $\text{FeO} - \text{MgO} - \text{Na}_2\text{O} +$ K_2O . La ligne séparant le domaine calco-alcalin du domaine tholéiti- que est d'Irvine et Baragar (1970).....	144

Figure 55.	Diagrammes binaires FeO - MgO et TiO ₂ - P ₂ O ₅	146
Figure 56.	Diagrammes de variation des éléments majeurs en fonction de la silice com- me indice de différenciation magma- tique.....	147
Figure 57.	Diagrammes de variation des éléments en trace compatibles (Ni, V et Cr) et incompatibles (Nb, Y, Zr) en fonction de la silice comme indi- ce de différenciation magmatique.....	150
Figure 58.	Diagrammes de variation binaires SiO ₂ - Hf, SiO ₂ - Th et SiO ₂ - Ta.....	152
Figure 59.	Diagrammes de concentrations moyen- nes des éléments des terres rares normalisées par rapport aux chon- drites pour les 19 échantillons a- nalisés: A. Pour les roches mafi- ques, intermédiaires et felsiques;.....	153
	B. Pour les roches composites.....	154

- Figure 60. Diagrammes binaires Zr - Y, La - Sm et Hf - Th montrant des corrélations passant par l'origine..... 161
- Figure 61. Diagrammes binaires Th/Hf vs Th et La/Sm vs La..... 164
- Figure 62. Diagrammes ternaires d'Irvine (A) et d'O'Hara (B) pour définir la séquence d'apparition des minéraux sur le liquidus dans le processus de cristallisation fractionnée..... 167
- Figure 63. Diagrammes de variation de Nb, de Y et de TiO_2 en fonction du Zr, avec les vecteurs indiquant l'effet de la cristallisation de différents minéraux sur les tendances évolutives (Pearce et Norry, 1980)..... 170
- Figure 64. Diagramme ternaire Quartz - Albite-Orthose montrant le champ de stabilité du quartz pour les rhyolites et les composantes felsiques des roches silicifiées..... 174

Figure 65.	Diagramme isostructural Plagioclase - Olivine - Silice de Walker <u>et al.</u> (1979) pour les roches volcaniques de Duprat....	184
Figure 66.	Diagramme pseudo-ternaire (d'après Creig, 1927) montrant la position des échantillons de la roche compo- site par rapport à la lacune de mis- cibilité.....	188
Figure 67.	Diagrammes d'abondance d'éléments incompatibles normalisés par rap- port aux teneurs dans le manteau primordial (Sun et Nesbitt, 1977) (Conçu par Wood, 1980).....	204
Figure 68.	Diagrammes Ti - Zr et Ti - & Zr mis au point par Pearce et Cann (1973) pour différencier les basaltes de domaines tectoniques différents.....	208
Figure 69.	Modèle d'édification de l'appareil volcanique de Duprat.	
	A) Etape 2;.....	217
	B) Début de l'étape 3;.....	218

PAGE

C) Fin de l'étape 3;.....	219
D) Début de l'étape 4;.....	220
E) Fin de l'étape 4 et étape 5;.....	221

LISTE DES TABLEAUX

		<u>PAGE</u>
Tableau 1.	Description des rhyolites de l'Abi-tibi, dans la région de Rouyn-Noranda....	16
Tableau 2.	Classification des volcanoclastites d'après Fisher (1961, 1966).....	24
Tableau 3.	Analyse des tendances des variations de granulométrie et d'épaisseur des strates dans les unités rhyolitiques.....	67
Tableau 4.	Critères d'immiscibilité.....	103
Tableau 5.	Inventaire des caractères de faciès des différents secteurs du Complexe de Duprat.....	132
Tableau 6.	Analyses chimiques des roches volcaniques du Complexe de Duprat.....	139
Tableau 7.	Analyses des éléments en trace de roches du Complexe de Duprat.....	140

Tableau 8.	Rapports moyens de quelques éléments en trace des roches du Complexe de Duprat.....	162
Tableau 9.	Moyenne des rapports des éléments en trace et des terres rares dans les unités tholéitiques et calco-alcalines du Groupe de Blake River (Gélinas <u>et al.</u> , 1984) et dans le Complexe de Duprat.....	200

SOMMAIRE

L'étude de la séquence volcanique archéenne de Duprat, située dans le Groupe de Blake River, à 25 km au nord de Rouyn, fait suite aux études sur l'origine, la fragmentation, la mise en place et la stratigraphie des dépôts rhyolitiques de la région de Rouyn-Noranda. La présente étude tente aussi d'établir les relations pétrologiques et géochimiques entre ces rhyolites et les roches volcaniques mafiques auxquelles elles sont associées pour former les complexes volcaniques bimodaux. Le Complexe de Duprat a été cartographié en détail. Des échantillons ont été prélevés et des mesures ont été effectuées systématiquement lors de la cartographie et de levés le long de sections stratigraphiques, pour fin d'analyses pétrographiques, sédimentologiques et géochimiques. Ces analyses ont permis d'étayer un modèle de genèse et de mise en place des roches du complexe.

Le Complexe de Duprat est situé dans l'anticlinal de la Rivière Kanasuta qui constitue le flanc sud de l'antiforme du Lac Nora. Il est formé d'une alternance d'unités mafiques (basaltes et andésites) et felsiques (rhyolites). Certaines unités rhyolitiques sont coiffées d'une exhalite. Certaines unités mafiques comprennent un horizon de roches

vraisemblablement altérées ayant l'aspect de roches composites.

L'étude des textures et des structures montre que les dépôts rhyolitiques sont en grande partie constitués de fragments polygénétiqes d'origine explosive. Les fragments sont soudés localement. Certaines unités sont litées et montrent des structures primaires de suspension. La géométrie des dépôts et la distribution des fragments de la fraction grossière sont caractéristiques d'une mise en place par courant de haute densité dans des dépressions topographiques et dans des cônes de déjection sur un talus. Toutefois, les variations verticales aléatoires des épaisseurs des strates et de la granulométrie des dépôts rhyolitiques résultent surtout de variations dans l'intensité du volcanisme.

Les roches volcaniques mafiques sont formées de coulées massives, de coussins, de brèches et de retombées, et elles sont généralement vacuolaires. Ces caractères témoignent d'une mise en place en milieu sub-aquatique peu profond, et en milieu subaérien localement.

Les roches composites sont constituées de lambeaux et fragments felsiques dans une matrice de composition intermédiaire à mafique. Les lambeaux et fragments montrent des éviden-

ces d'altération; l'épidote en bordure des fragments et les plagioclases silicifiés montrent la migration d'éléments dans la roche pour former les lambeaux felsiques.

L'étude des faciès, basée sur les variations verticales et latérales de la granulométrie et des structures dans les roches volcaniques, indique que le Complexe de Duprat compte au moins deux sources volcaniques proximales, l'une dans le secteur Est et l'autre entre les secteurs Ouest et Centre-Ouest.

La géochimie des éléments majeurs montre que les roches de Duprat ont une affinité intermédiaire entre le domaine tholéitique et calco-alkalin du Groupe de Blake River, tel qu'en témoignent les rapports entre éléments en trace Rb/Sr, Zr/Y, Y/Nb, La/Sm et La/Yb. Ces rapports sont généralement constants des termes mafiques aux termes felsiques. Toutefois les roches mafiques deviennent de plus en plus primitives alors que les rhyolites deviennent de plus en plus évoluées de la base au sommet de la stratigraphie.

La grande quantité de rhyolite dans le complexe, comme dans le Groupe de Blake River est expliquée par la fusion partielle de la croûte causée par l'ascension d'un magma mafique issu du manteau. Un épisode d'échange a dû permettre

d'équilibrer les rapports entre éléments incompatibles dans les deux magmas de façon à produire des rapports constants et à tendances intermédiaires. Les magmas mafiques et felsiques ont dû ensuite évoluer séparément pour générer les tendances observées dans les laves de Duprat. Les rhyolites ont pu être produites par éruption de magma de plus en plus évolué ou encore par éruption de niveaux différents d'une chambre magmatique felsique zonée. L'injection périodique de magma mafique dans le réservoir felsique a pu induire l'éruption explosive de magma rhyolitique, l'éruption épisodique de magma mafique. Le mélange de magma mafique et de magma felsique a généré les roches de composition intermédiaire, y compris la composante intermédiaire de la roche "composite". La roche composite montre des tendances qui résultent d'une silicification et d'une migration de CaO , Na_2O et K_2O du FeO et du MgO par altération hydrothermale endogène qui a dilué les teneurs dans les parties les plus altérées, en préservant les rapports originaux entre éléments incompatibles.

Seul un appareil volcanique de dimension réduite, semblable à ceux trouvés dans des zones de tension ou en bordure d'une caldéira, dans certaines provinces volcaniques récentes, a pu produire une séquence telle que le Complexe de Duprat, avec plusieurs petits centres volcaniques, permettant l'éruption périodique de magma mafique en alternance avec le magma felsique.

CHAPITRE I

INTRODUCTION

LOCALISATION

Le Complexe volcanique de Duprat est situé dans la ceinture volcano-sédimentaire de l'Abitibi. Cette ceinture constitue la sous-province la plus méridionale et la plus étendue de la province structurale du Lac Supérieur du Bouclier canadien, d'âge Précambrien (Stockwell et al., 1970; figure 1). La ceinture de l'Abitibi consiste principalement en une alternance de bandes métavolcaniques et métasédimentaires plissées et orientées est-ouest, ainsi que de roches plutoniques granitoïdes, le tout d'âge Archéen, soit environ 2,700 Ma (Krogh et Davis, 1971; Nunes et al., 1978). Des dykes de diabase, d'âge Protérozoïque, recoupent toutes les autres roches de la ceinture (Ambrose, 1941; Campbell, 1961). La ceinture de l'Abitibi a fait et fait encore l'objet de nombreuses études à cause de son importance économique. Elle constitue un grand centre minier pour les gisements aurifères et l'un des principaux sites de gisements volcanogènes de cuivre et zinc dans le monde (Goodwin et Ridler, 1970).

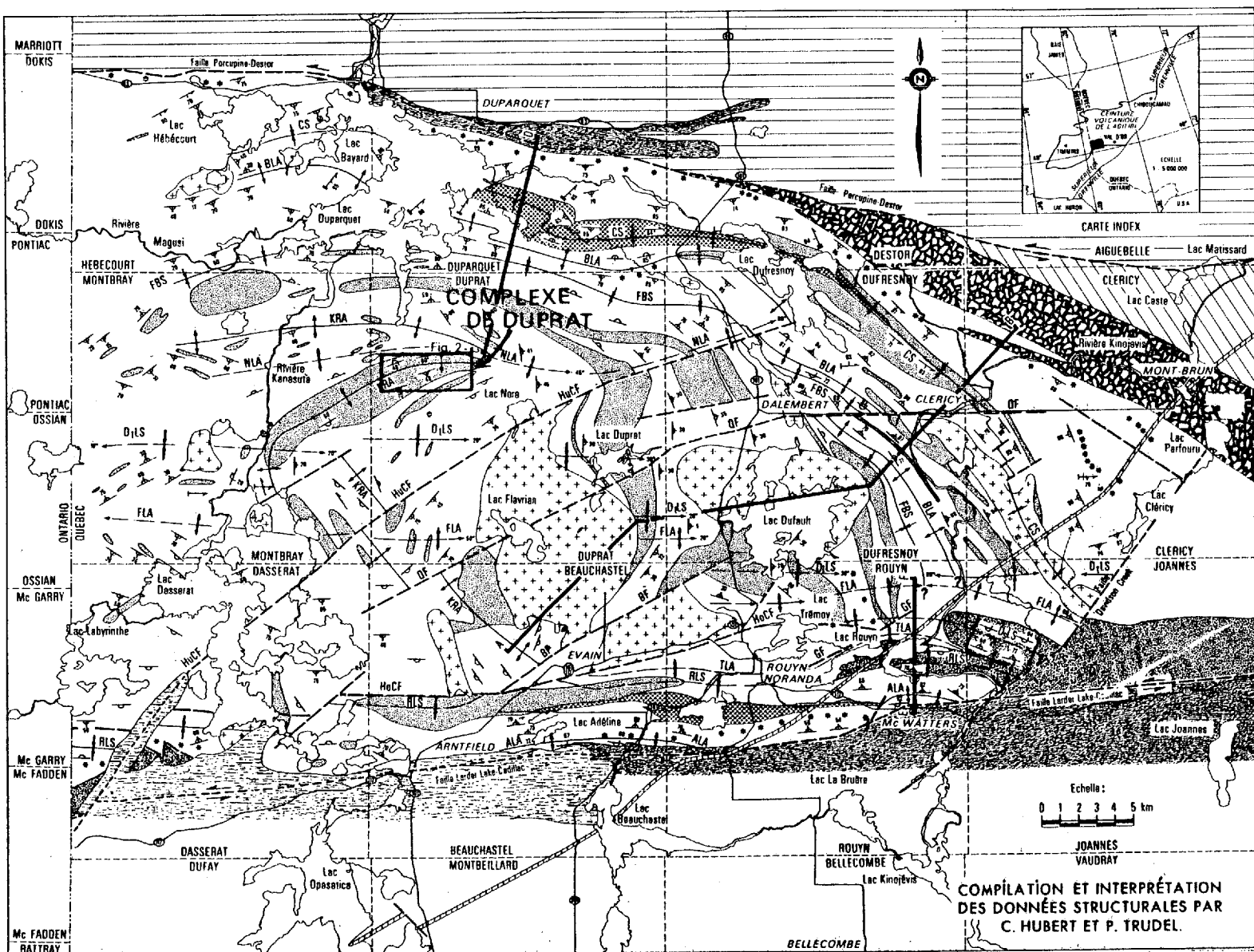
Le Complexe de Duprat est situé à 25 km de Rouyn-Noranda, dans le quart nord-ouest du canton de Duprat, au sud du lac Duparquet (Figure 1).

GÉOLOGIE RÉGIONALE

Le Complexe de Duprat est l'un des nombreux complexes volcaniques qui composent le Groupe de Blake River (Figure 1). Ce groupe, exclusivement volcanique, est séparé du Groupe de Kinojévis au nord par la faille Porcupine-Destor, et du Groupe de Pontiac au sud par la faille Cadillac-Larder Lake (Dimroth et al., 1973 et 1975). Gélinas et al. (1977) ont noté une alternance d'unités de roches volcaniques d'affinités tholéitiques et calco-alcalines, de la base au sommet du Groupe de Blake River. Les unités tholéitiques comprennent des basaltes, des andésites et une faible quantité de rhyolites. Les unités calco-alcalines sont constituées d'andésites et de complexes rhyolitiques (Gélinas et al., 1977, 1978 et 1984).

Plusieurs phases de déformation compliquent les relations entre les différentes unités stratigraphiques du Blake River. Trudel et al. (1979) rapportent, dans une étude détaillée de la région de Cléricy, trois phases surimposées de déformation; les plis de première phase, orientés nord-sud originellement, sont replissés par une deuxième pha-

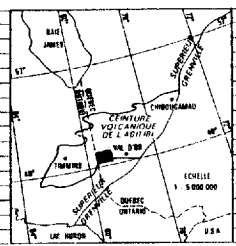
FIGURE 1. CARTE GÉOLOGIQUE
DE LA RÉGION DE ROUYN-NORANDA



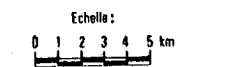
- FORMATIONS**
- PROTÉROZOÏQUE :**
- Diabese
 - Groupe de Cobalt (conglomérat, arkose et pailles)
- ARCHÉEN :**
- Groupe de Timiskaming (conglomérat, grès)
 - Groupe de Kawagama (conglomérat, grès)
 - Groupe de Cadillac (conglomérat, grès)
- Groupe de Blake Rivier :**
- Granite, gabbro et diorite associés
 - Volcanoclastiques (andésitiques)
 - Porphyres et volcanoclastites rhyolitiques
 - Laves mafiques et intermédiaires
 - Basaltes ferrugineux variolaires
- Groupe de Malartic (roches volcaniques différenciées)**
- Groupe de Kinojivis (basaltes avec rhyolite accessoire)**

- STRUCTURES MAJEURES**
- | | |
|--|--|
| STRUCTURES D1 : | STRUCTURES D2 (suite) : |
| CS Synclinal de Cleric | D ₁ LS Synforme du Lac Dupuis |
| BLA Antichinal de Lac Bayard | TLA Antiforme du Lac Trémoy |
| FBS Synclinal de la Baie de Fabie | RLS Synforme du Lac Roeyn |
| KRA Antichinal de la Rivière Kanasota | FAILLES MAJEURES : |
| ALA Antichinal du Lac Adeline | HuCF Faille Hunter Creek |
| STRUCTURES D2 : | DF Faille Ouesobe |
| NLA Antiforme du Lac Nora | BF Faille Beauchastel |
| D ₁ LS Synforme du Lac Dufout | HoCF Faille Hornie Creek |
| FLA Antiforme du Lac Fléviain | GF Faille Glenwood |

- LÉGENDE**
- | | |
|--|--------------------------|
| | Faille majeure |
| | (recouverte) |
| | Cisaillement schestre |
| | Contact géologique |
| | Coupe structurale |
| | Limite de carton |
| | Limite provinciale |
| | Route provinciale |
| | CLERICY Nom de canton |
| | CLERICY Ville ou village |



CARTE INDEX



COMPILATION ET INTERPRÉTATION
DES DONNÉES STRUCTURALES PAR
C. HUBERT ET P. TRUDEL.

(d'après Hubert et al., 1984)

se de direction est-ouest qui détermine le grain tectonique dominant de la région. Une troisième phase replisse les éléments des deux premières phases. Goulet (1978) avait décelé des phases de déformation semblables dans les sédiments de la région de Rouyn-Beauchastel. Hubert et al. (1984) ont développé ce modèle et l'ont intégré à un système de "wrench fault tectonics" pour le Groupe de Blake River.

L'ambiance du métamorphisme régional du Groupe de Blake River appartient aux faciès prehnite-pumpellyite et schistes verts. Les auréoles de métamorphisme, par contre, atteignent le faciès amphibolite au pourtour des intrusions. (Gélinas et al., 1977; Jolly, 1980)

TRAVAUX ANTÉRIEURS

La carte géologique du quart nord-ouest du canton de Duprat a été dressée par Dugas (1957), Behr et Dugas (1958). Depuis, des travaux d'exploration minière ont été entrepris par les compagnies Anaconda American Brass (1971 et 1972) et Newmont Exploration of Canada (1977) dans la région du Complexe de Duprat. Enfin, tout le canton de Duprat a fait l'objet d'une compilation géoscientifique du Ministère des Richesses naturelles du Québec (1979). Dans le cadre de la présente étude, nous avons cartographié tout le Complexe de Duprat à l'échelle 1:5000 (Figure 2) et certains

NUMÉRIQUE

Page(s) de dimension(s) hors standard numérisée(s) et positionnée(s) à la suite des présentes pages standard

DIGITAL FORMAT

Non-standard size page(s) scanned and placed after these standard pages

sites d'affleurement continu à l'échelle 1:1250 (Figures 3a-e). Le travail de terrain a été effectué durant les étés 1978 et 1979, sous les auspices du Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec, dans le cadre du Projet quinquennal de l'exploration minière dans le Nord-Ouest québécois.

GÉOLOGIE LOCALE

Le Complexe volcanique de Duprat affleure dans la partie inférieure du Groupe de Blake River (Verpaelst, 1980). Il constitue l'extrémité nord de l'unité Duprat-Montbray (Gélinas et al., 1982; 1984; Hubert et al., 1984). Selon l'interprétation récente des données tectoniques (Hubert et al., 1984) et stratigraphiques (Gélinas et al., 1984) l'unité Duprat-Montbray affleure près de la base du Blake River, juste au-dessus de l'unité tholéiitique de Rouyn-Noranda. Le Complexe de Duprat lui-même est séparé du reste de l'unité Duprat-Montbray par une faille nord-nord-est juste à la limite des cantons Duprat et Montbray, d'après la compilation géoscientifique récente (Ministère de l'Energie et des Ressources, DPV-632). Le Complexe est constitué d'une interstratification d'unités felsiques, intermédiaires et mafiques, recoupées par des dykes et filons-couches de diorite et d'andésite (Figure 2). Les unités felsiques sont composées de roches massives aphanitiques et de roches à fragments à grains aphanitiques. Ces roches sont de couleur grise à vert clair, à cassure conchoïdale et

peuvent contenir des phénocristaux de quartz ou de plagioclase. Ces roches sont appelées "rhyolites" ailleurs dans le Blake River. Comme les rhyolites du Blake River ne contiennent pas de feldspath potassique, Baragar (1968) a suggéré le nom "rhyolitique sodique" pour ces roches, alors que Goodwin et al. (1972) les ont appelées "quartz k ratophyres". Toutefois, il n'y pas d'évidence d'albitisation du feldspath potassique dans ces roches pour qu'on retienne la dernière appellation. Nous nous en tiendrons donc à l'usage commun et nous utiliserons le terme "rhyolites" dans cet ouvrage. Les unités rhyolitiques sont identifiées par la lettre "R" sur les cartes (Figure 2).

Les unités volcaniques de composition intermédiaire et mafique montrent des roches de couleur gris-vert moyen à vert sombre, à grains très fins ou aphanitiques, et généralement amygdalaires. Il est difficile de classifier ces roches en se basant sur le pourcentage de silice sur le terrain. C'est pourquoi nous regroupons ces roches effusives mafiques et intermédiaires sous l'appellation "basaltes" jusqu'à ce que nous traitons de la géochimie: nous pourrons alors distinguer les basaltes, les andésites et les dacites.

Certaines unités sont constituées de deux composantes, l'une felsique et l'autre intermédiaire; elles forment des horizons assez importants pour en faire un type de roche distinct que nous appellerons "roches composites". Le terme est vague

à dessein car il y a plusieurs hypothèses sur la genèse et la nature massive ou clastique de cette roche. Toute autre appellation serait prématurée. Les unités composites et basaltiques sont identifiées par la lettre "B" sur les cartes (Figures 2 et 3).

La séquence volcanique de Duprat est plissée en un antiforme. Les directions des strates sur les flancs du pli varient entre 060° et 090° . Les pendages se maintiennent entre 60° et 80° sud sur le flanc nord, alors qu'ils oscillent entre 70° nord et 70° sud sur le flanc sud. L'antiforme est donc déversé vers le nord. Les structures primaires telles que l'inclusion de blocs de la lithologie sous-jacente à la base d'une nouvelle lithologie, le moulage des coussins dans les laves mafiques, les structures d'érosions dans les horizons clastiques à grains très fins et les séquences de faciès caractéristiques dans les coulées basaltiques permettent de déterminer la polarité des strates et font du pli un élément nommé par Hubert et al. (1984) anticlinal de la Rivière Kanasuta (KRA sur la figure 1).

Les contraintes tectoniques ont eu un effet mineur sur la morphologie des coulées basaltiques et sur les structures primaires des roches volcaniques. Les fragments des roches clastiques ne sont ni étirés ni aplatis. La schistosité est très peu développée dans les basaltes et elle est absente dans

les rhyolites. Les pôles des plans S_0 (stratification) de tout le complexe, représentés sur le diagramme π de la figure 4, montrent une grande dispersion. Cependant, les pôles des plans S_0 mesurés dans la charnière de l'anticlinal, dans les secteurs Centre et Est, donnent un axe de pli de direction 104° et plongeant à 50° vers l'est. Parmi les plans de schistosité que nous avons pu mesurer, le plus susceptible de contenir cet axe a une attitude de $070^\circ/70^\circ$.

L'anticlinal de première phase de la Rivière Kanasuta fait partie de l'antiforme du Lac Nora (NLA, figure 1) qui possède un axe de pli avec une attitude de 104° vers l'est. La deuxième phase de déformation qui a généré l'antiforme du Lac Nora a donc eu pour effet de réorienter les structures de première phase, en l'occurrence l'anticlinal de la Rivière Kanasuta.

Des failles importantes de direction 090° dans la charnière de l'anticlinal, 060° dans la partie nord, et 030° dans le centre de l'anticlinal recoupent les roches et déplacent probablement les contacts entre les unités lithologiques (Figure 2). Or, ces failles sont parallèles à de grands éléments structuraux régionaux, définis par Hubert et al. (1984). La faille de direction 060° est parallèle aux grandes failles Hunter Creek et Quesabe (Figure 1). La faille de direction 030° suit la direction de la schistosité S_3 . Un autre élément,

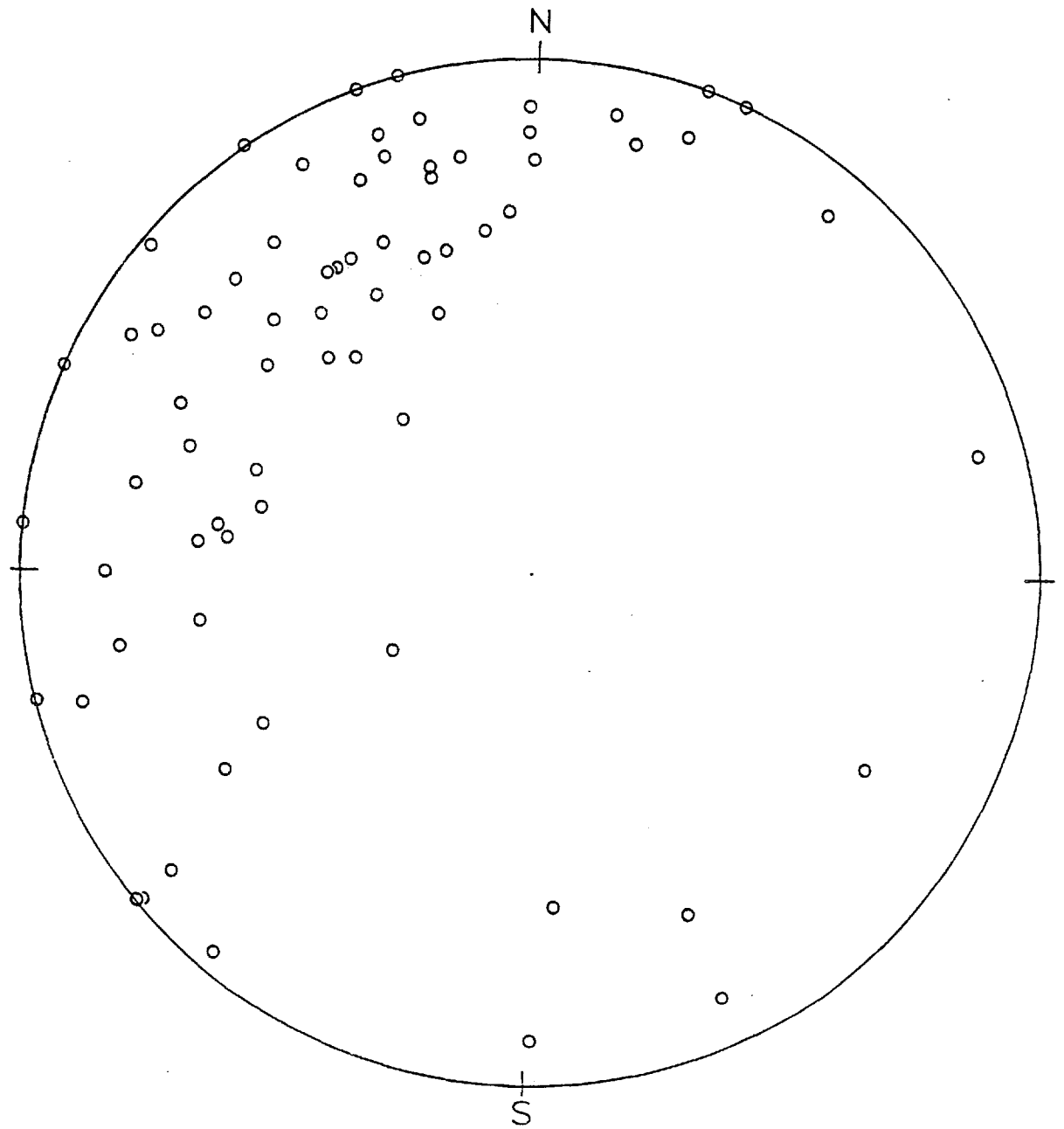


Figure 4a. Diagramme π des pôles des plans S_0 mesurés dans le Complexe de Duprat, dans une projection stéréographique équiaire.

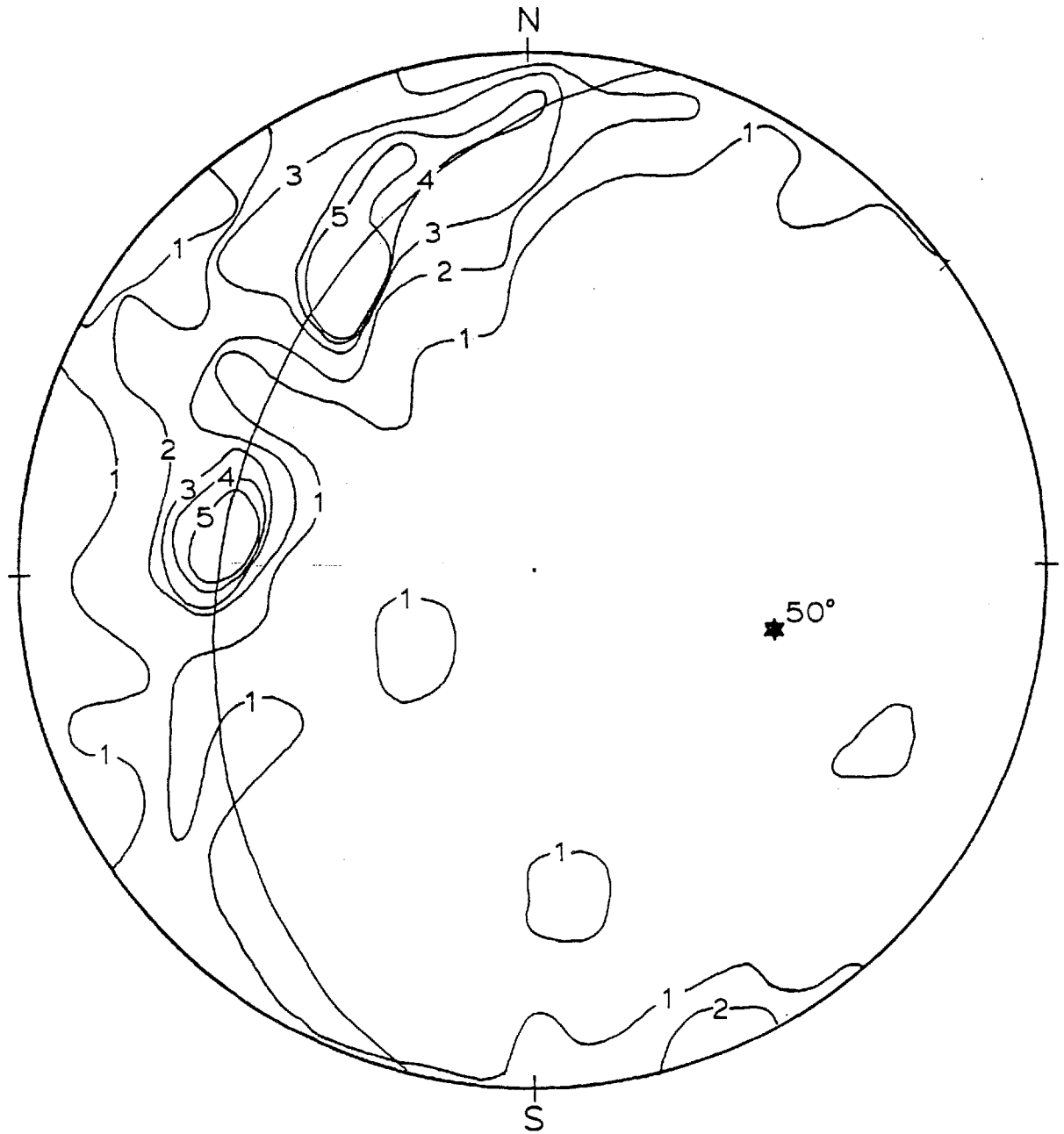


Figure 4b. Diagramme de densité des pôles des plans S_0 , avec représentation du plan contenant les pôles, de la direction et de la plongée de l'axe du pli.

un dyke de diorite mis en place probablement dans une faille qui sépare les secteurs Centre et Est, suit la direction de la schistosité S_4 .

D'autres indices laissent deviner le grand nombre de failles et de fractures dans le complexe. Ce dernier se trouve dans un pli de longueur d'onde relativement courte. Or, la rhyolite, un matériau compétent, semble très peu déformée. Il a donc fallu des cassures importantes pour permettre le rapprochement des deux flancs de l'anticlinal.

Une stratigraphie préliminaire a été élaborée, basée sur des sections composites représentatives des différentes parties du complexe, avec les épaisseurs relatives des unités dans chaque coupe (Figure 5). Nous n'avons pas voulu faire de corrélations à cette étape-ci. La stratigraphie détaillée sera discutée au chapitre II. L'empilement volcanique du flanc nord débute à la base par une séquence rhyolitique à phénocristaux de quartz et de feldspath (QFP) recouverte par une unité de coulées basaltiques dans laquelle se trouve une lentille de roche composite. Dans la charnière de l'anticlinal, on observe à la base deux unités rhyolitiques: une rhyolite QFP et l'autre avec phénocristaux de feldspath (FP). Cette dernière est recouverte par une unité basaltique. Des basaltes on passe, vers le sommet, à une roche composite. Celle-ci est localement recouverte par une lentille de rhyolite

STRATIGRAPHIE PRÉLIMINAIRE DU COMPLEXE VOLCANIQUE DE DUPRAT

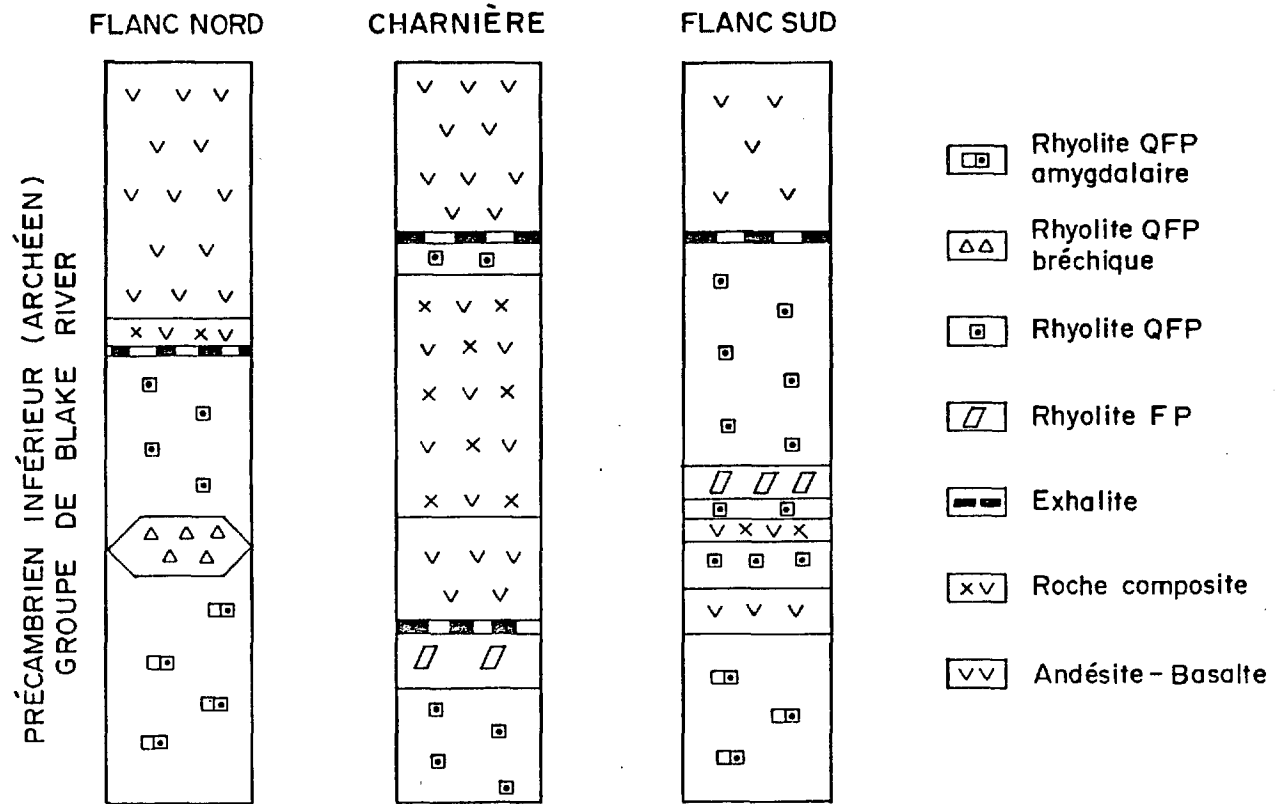


Figure 5. Echelle verticale approximative: 1/8000.

QFP et par des coulées basaltiques. Le flanc sud est une séquence épaisse et diversifiée où quatre horizons de rhyolite sont interstratifiés avec des horizons de basalte et de roche composite (Figure 5).

Tout le long des contacts entre les unités rhyolitiques et basaltiques, se situent de minces bandes de roches siliceuses d'aspect chertueux, minéralisées en sulfures disséminés, qui ont été identifiées dans ce contexte comme étant des exhalites (Ridler, R.H., 1977, comm. pers.).

Les premières tentatives de corrélation montrent que la plupart des unités semblent avoir des extensions latérales limitées. Nous n'avons pas pu identifier d'horizon-repère continu dans tout le complexe. Les exhalites forment les horizons les plus continus, mais il est encore impossible de corréler une exhalite de la charnière avec une autre identifiée sur l'un des deux flancs, car la lithologie en-dessous et au-dessus de chacun de ces horizons change d'un secteur à l'autre.

Le Complexe de Duprat, jusqu'à maintenant, constitue "une unité lithostratigraphique formée de divers types d'une ou plusieurs catégories de roches et caractérisée par une structure si compliquée que la succession originelle des roches n'est pas déchiffrable" (Hedberg, 1976, p. 45) et par conséquent porte bien son nom de "complexe". Le Complexe de

Duprat n'a jamais été défini formellement. Toutefois, nous utilisons ici le terme "complexe" surtout à titre descriptif.

DÉFINITION DES PROBLÈMES ET BUT DE CETTE ÉTUDE

Les complexes rhyolitiques de la région de Rouyn-Noranda ont fait l'objet de nombreuses études depuis quelques années (voir tableau 1). Le volume des rhyolites, dans le Groupe de Blake River, évalué à plus de 50% par de Rosen-Spence (1976), semble moindre à la lumière des récentes études structurales et stratigraphiques de Gélinas et al. (1982 et 1984). Cette région n'en demeure pas moins le plus important centre de volcanisme felsique de l'Abitibi.

Les interprétations sur la mise en place des rhyolites suivent généralement deux écoles. La première, la plus ancienne, regroupe ceux qui interprètent les rhyolites comme étant surtout constituées de coulées de lave massive avec leurs brèches de coulées associées (Wilson, 1941, 1962; Hogg et Dugas, 1965; Goodwin et al., 1972; Dimroth et al., 1975, 1979; de Rosen-Spence, 1976; Hocq, 1977; Provost, 1978; Dimroth et Rocheleau, 1979; de Rosen-Spence et al., 1980) (Tableau 1).

L'autre école plus récente rassemble ceux qui considèrent que les empilements rhyolitiques sont constitués en

TABLEAU 1

Description des rhyolites dans la région de Rouyn-Noranda

<u>Canton</u>	<u>Auteurs</u>	<u>Structures</u>	<u>Interprétation</u>
Aiquebelle	Hocq (1977)	Masses épaisses parties externes bréchoïde	Coulées
Beauchastel	Wilson (1941, 1962)	Coulées et brèches de coulée	Coulées
	Robinson (1948)	Absence de strati- fication	Pyroclastites
Cléricy	Van de Walle (1973)		Coulées
	Gélinas <u>et al.</u> (1978)	Echardes, ponces, fluidalité	Pyroclastites
Desmeloïzes	Gilman (1977)		Coulées minces
Duprat	L'Espérance (1951)	Alvéoles, scories, sphérolites, rubans et brèches	Brèches éruptives
	L'Espérance (1952)	Structures fluidales absence de stratifi- cation	Brèches de coulée
	Behr <u>et al.</u> (1958)		Brèche d'écoule- ment
Louvicourt	Sharpe (1968)	Petites masses len- ticulaires	----
Monthray	Hocq et Dugas (1965)		Brèches de coulées dues au mouvement dans les coulées partiellement re- froidies
Régional	Gélinas <u>et al.</u> (1978)	Chenaux, séquences positives, zones massives minces	Pyroclastites
	Dimroth (1975; 1979)	Brèches, hyaloclastites	Coulée
	Bouchard (1978) et Simard (1978)	Chénaux, séquences positives, structures primaires	Pyroclastites
	Gorman (1975)		Pyroclastites
	De Rosen- Spence <u>et al.</u> (1980)	Brèches de coulées et hyaloclastites	Coulées et brèche de coulées
Rouyn	Tassé <u>et al.</u> (1982)	Brèches explosives et structures pri- maires	Pyroclastites

grande partie de pyroclastites (Gorman, 1975; Gélinas et al., 1978; Bouchard, 1978; Simard, 1978; Gélinas et al., 1979; Tassé et al., 1982). Le caractère pyroclastique de certaines rhyolites avait été reconnu déjà par Robinson (1948) à Beau-chastel, par l'Espérance (1951) à Duprat et par Wilson (1962) à Stadacona. Jensen (1975) semble favoriser cette interprétation pour les dépôts rhyolitiques du Blake River près de la frontière entre le Québec et l'Ontario. Mais l'étude détaillée des Complexes rhyolitiques de Don, de Cléricy et du Cap d'Ours (Bouchard, 1978; Gélinas et al., 1978; Simard, 1978; Gauthier, 1980; Tassé et al., 1982) et les comparaisons établies entre les dépôts de ces complexes et les dépôts sédimentaires et volcaniques récents, ont permis d'élaborer un peu plus cette hypothèse sur la mise en place des rhyolites. Les travaux stratigraphiques et sédimentologiques menés sur le Complexe de Don montrent que les dépôts sont en grande partie constitués de matériaux pyroclastiques, produits par explosions volcaniques, et mis en place par courants de densité laminaires ou turbulents dans des dépressions topographiques ou des chenaux (Gélinas et al., 1978, 1979).

L'étude de Duprat constitue une autre étape dans l'élaboration des hypothèses de mise en place des rhyolites. Elle ne s'arrête pas à la rhyolite mais couvre aussi les roches volcaniques associées, car la connaissance du contexte volcanique général est importante pour discuter de la genèse des

rhyolites. La présente étude a pour objectif d'élaborer un modèle de la genèse et d'évolution du Complexe volcanique de Duprat. L'atteinte de cet objectif nécessite la description pétrographique des différentes roches, l'interprétation de leur mode de formation, de fragmentation, de transport et d'accumulation, la définition des unités et leurs corrélations, et l'étude des liens géochimiques et pétrologiques entre les différentes unités.

CHAPITRE II

PÉTROGRAPHIE ET STRATIGRAPHIE

INTRODUCTION ET MÉTHODE

Onze coupes stratigraphiques, localisées sur la figure 2 et représentées sur les figures 6a et 6b, ont fait l'objet de relevés granulométriques et structuraux, et de prises d'échantillons pour fins d'études pétrographiques et géochimiques. Les données et l'interprétation des figures 6a et 6b seront discutées plus loin dans ce chapitre.

Nous décrirons d'abord les différentes roches qui composent le Complexe volcanique de Duprat. Ces types de roches se caractérisent par des compositions minéralogiques, des textures et des structures différentes.

L'examen des textures permet de déterminer si les roches se sont formées par fragmentation ou épanchement de lave. Pour ce faire, nous avons noté leur nature clastique, massive ou rubanée. Dans le cas des roches clastiques, la morphologie des fragments et des cristaux de même que leurs relations avec les roches massives ont été examinées pour définir leur mode de fragmentation.

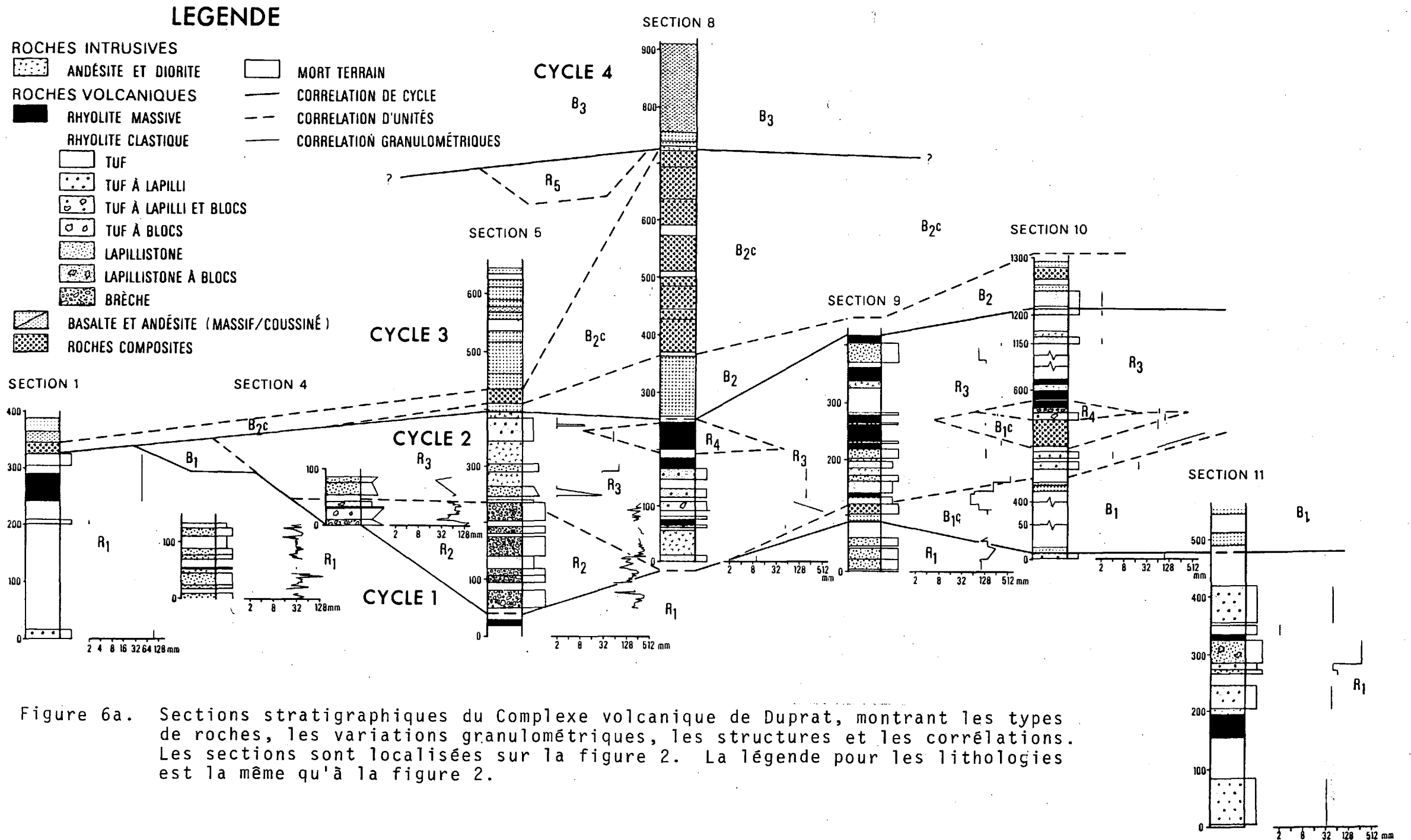
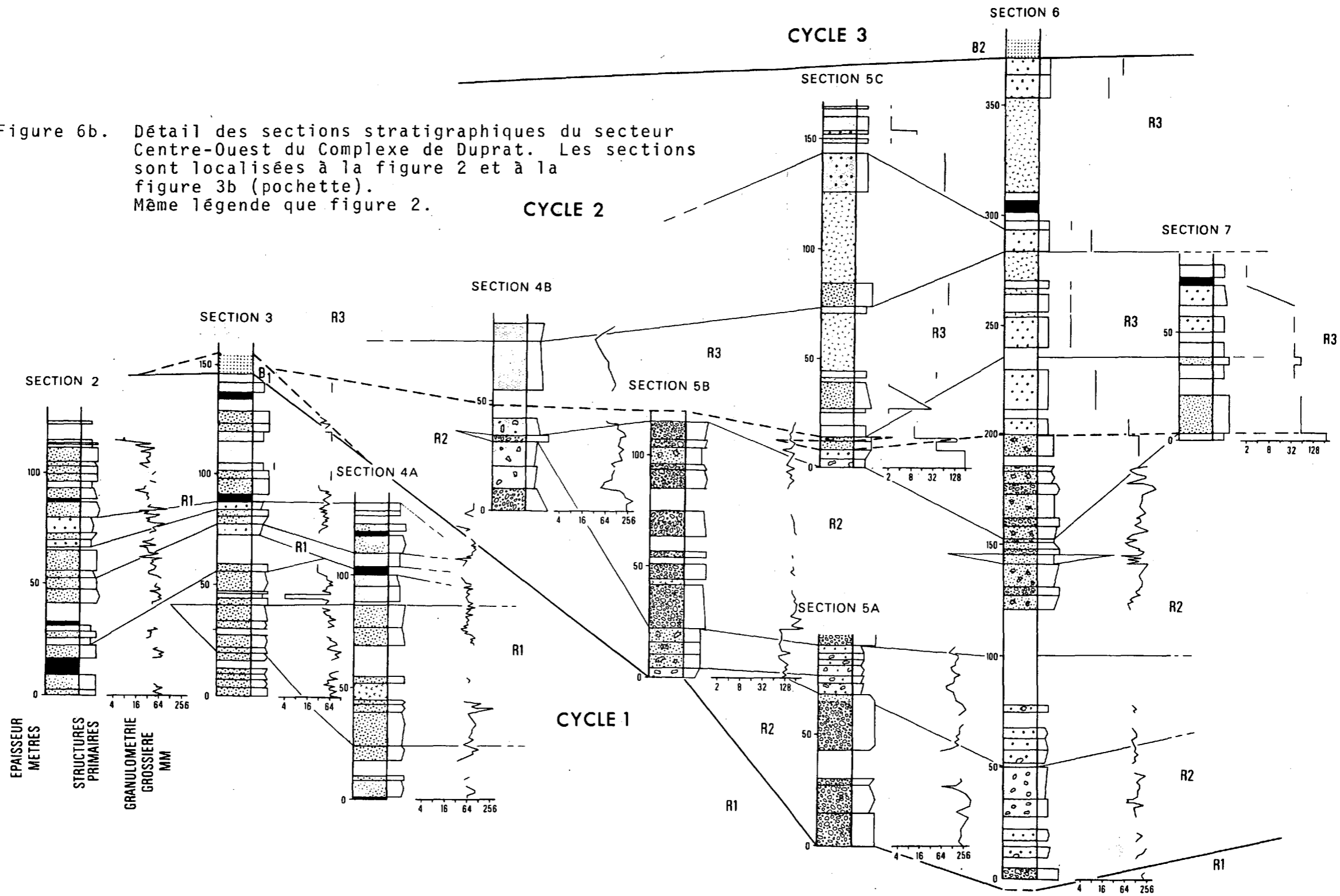


Figure 6a. Sections stratigraphiques du Complexe volcanique de Duprat, montrant les types de roches, les variations granulométriques, les structures et les corrélations. Les sections sont localisées sur la figure 2. La légende pour les lithologies est la même qu'à la figure 2.

Figure 6b. Détail des sections stratigraphiques du secteur Centre-Ouest du Complexe de Duprat. Les sections sont localisées à la figure 2 et à la figure 3b (pochette).
Même légende que figure 2.



L'analyse des structures permet de définir le(s) mode(s) de transport et d'accumulation des dépôts. Dans le cas des roches clastiques, l'analyse des structures primaires tels le litage, le granoclassement, l'épaisseur des strates, la fabrique, les structures d'effondrement et les laminations, peuvent aider à évaluer le type d'éruption, le mode, la direction et l'étendue de l'épanchement, le degré de remaniement et le faciès d'accumulation (Ayres, 1977; Ayres, 1979, comm. pers.; Williams et McBirney, 1979)

Les roches non clastiques ont fait l'objet d'un relevé de leurs textures (tels le rubanement, la vésicularité, les formes primaires), et de leur extension latérale comme le suggèrent Dimroth et al. (1978) et Hargreaves et Ayres (1979).

Toutes les caractéristiques pétrographiques, texturales et structurales décrites ont servi ensuite à définir les unités stratigraphiques, une unité pouvant être constituée d'un assemblage de roches de compositions, de structures ou de textures différentes; ainsi une unité clastique peut contenir des fragments de compositions et de textures variées; une autre unité peut être constituée de lave et de roche clastique. La position stratigraphique de ces assemblages a aussi servi à distinguer ces unités. L'ensemble des données a ensuite servi à établir les corrélations et évaluer la position de la source des matériaux volcaniques.

DÉFINITIONS

Les chercheurs qui étudient les roches volcaniques sont confrontés à une terminologie variée. Il faut souvent choisir entre une définition descriptive et une définition génétique du même mot (Lajoie, 1979a). Il faut donc préciser la terminologie utilisée dans la présente étude.

Dans cet ouvrage, la terminologie utilisée sera d'abord descriptive, se limitant à des termes granulométriques, texturaux et structuraux. Ainsi, toute roche volcanique clastique, résultant de tout mécanisme de fragmentation quel qu'il soit, sera appelée roche volcanoclastique ou volcanoclastite (Fisher, 1961, 1966; Lajoie, 1979a; Fisher et Schmincke, 1984). Ce terme inclut donc les autoclastites, les épicyclastites et les pyroclastites.

Les autoclastites sont constituées de fragments produits par bris mécanique ou par explosion gazeuse de la lave en mouvement. Lajoie (1979a) ajoute dans cette classe les hyaloclastites produites par l'interaction de l'eau ou de la glace avec la lave, par explosion de vapeur, ou par refroidissement rapide (Fisher, 1966), et nous les classerons aussi dans les autoclastites.

Les épyclastites sont des produits de l'altération et de l'érosion de roches volcaniques consolidées (Fisher, 1961; 1966).

Les fragments pyroclastiques sont les produits d'explosions volcaniques dans la cheminée, projetés hors de la cheminée sous forme de retombées ou de coulées sub-aériennes ou sub-aquatiques. Ils sont primaires s'ils proviennent directement de la cheminée; ils sont secondaires s'ils sont issus du remaniement de dépôts pyroclastiques primaires non consolidés (Parsons, 1969; Lajoie, 1979a; Ayres, 1979, comm. pers.). Les pyroclastites font elles-mêmes l'objet d'une classification. Wentworth et Williams (1932) ont appliqué une classification granulométrique aux dépôts pyroclastiques, avec les divisions utilisées pour les roches sédimentaires. Fisher (1961, 1966) a adapté cette classification à l'ensemble des volcanoclastites. D'autres classifications plus récentes ont été proposées (Wright et al., 1980; Schmid, 1981), mais celle de Fisher (1966) est la plus utilisée dans la littérature nord-américaine. C'est cette classification que nous utiliserons dans la présente étude (Tableau 2).

La terminologie utilisée pour les autres roches volcaniques est essentiellement descriptive, se limitant à des termes de granulométrie, de texture et de structures. Les termes génétiques ont une connotation géochimique et seront introduits

TABLEAU 2

Classification de volcanoclastites (selon Fisher, 1966)

Taille de la fraction principale (mm)	Fragments épiciastiques	Fragments pyroclastiques	Roches pyroclastiques
64	Galets	Blocs et bombes	Brèche pyroclastique
2	Cailloux	Lapilli	Lapillistone
1/16	Sable	Cendre grossière	Tuf
	Silt	Cendre fine	

Figure 7a. Lentilles de rhyolite massive (sous le marteau) dans des volcanoclastites à grains fins de l'unité R₃ du secteur Centre-Ouest.

Figure 7b. Contact entre une lentille métrique de rhyolite massive et des volcanoclastites à grains fins de l'unité R₃ dans le secteur Centre-Ouest.



Figure 7a



Figure 7b

lorsque nous traiterons de la pétrogenèse. Ainsi, une lave peut se présenter sous forme de coulées généralement assez longues et d'épaisseur variable, ou sous forme de lentilles de dimension restreinte. Cette lave peut être massive, c'est-à-dire de composition et de texture homogène, et dépourvue de structures primaires. Elle peut être aussi laminée, rubanée, amygdalaire ou vacuolaire. Ces termes s'appliquent à la mésostase de la roche. Ainsi, une lave d'apparence massive pourra contenir une quantité minime de fragments.

PÉTROGRAPHIE DES RHYOLITES

Les rhyolites du Complexe de Duprat sont composées de volcanoclastites, de rhyolite massive et de rhyolite rubanée.

La rhyolite massive apparaît soit sous forme de lentilles métriques à décamétriques (Figures 7a et 7b), soit sous forme de fragments dans les volcanoclastites (Figure 8). Elle peut être aphanitique, porphyrique ou amygdalaire. Généralement gris-vert clair en surface altérée, elle montre une texture granuleuse très fine. Elle est composée de microlites squelettiques de plagioclase dans une mésostase de quartz micro- à crypto-cristallin, de chlorite, et d'un peu d'épidote (Figure 9) et parfois de séricite. La rhyolite massive porphyrique peut contenir jusqu'à 5% de phénocristaux de quartz localement bipyramidal ou corrodé, et de plagioclase. La calci-

Figure 8. Volcanoclastites à blocs de rhyolite massive et rubanée de l'unité R₂ dans le secteur Centre-Ouest. Notez la forme hexagonale du bloc dans la partie gauche de la photo.

Figure 9. Microphotographie de la rhyolite massive d'un bloc de l'unité R₂ dans le secteur Centre-Ouest, avec un phénocrystal de quartz dans une mésostase constituée surtout de quartz, de microlites d'albite et de chlorite. Lumière naturelle, 31X.

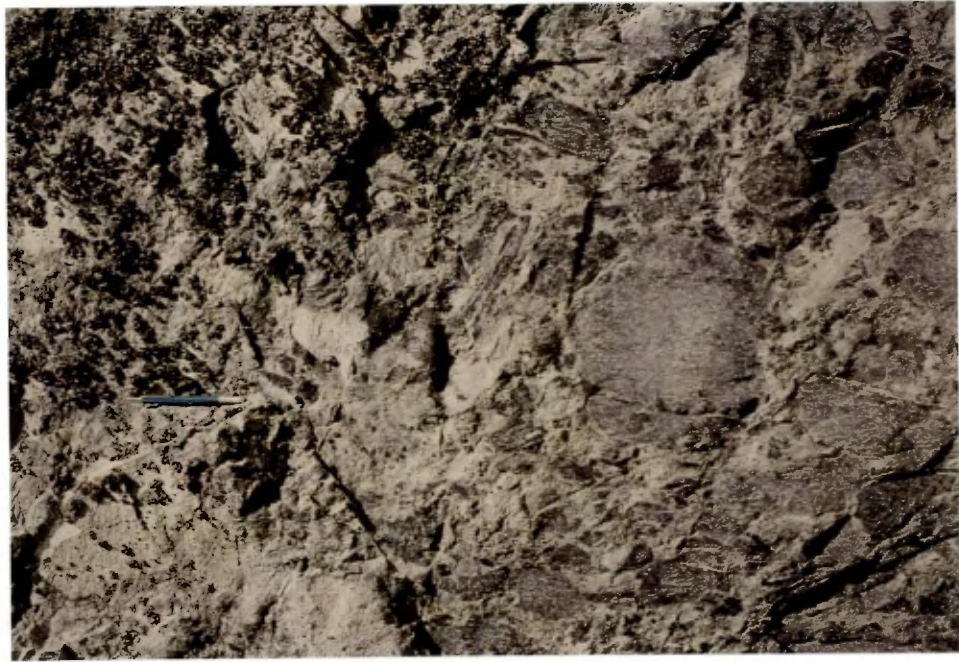


Figure 8

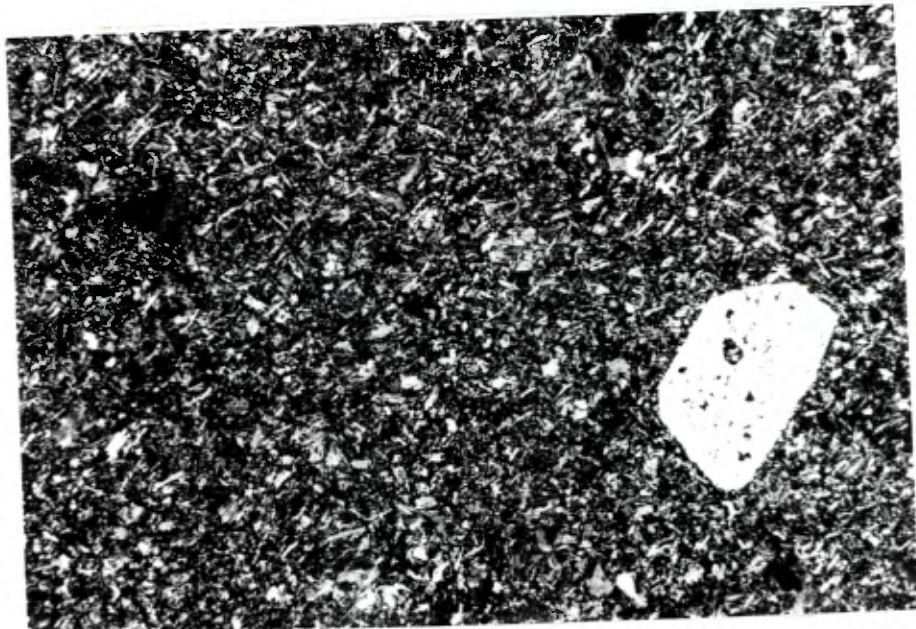


Figure 9

cité des plagioclases, déterminée à l'aide de la platine universelle selon la méthode des zones de Rittman, est celle de l'albite (An_0 - An_8). On observe aussi quelques agrégats de quartz et de plagioclase de près de 2 mm de diamètre qui ressemblent à des fragments de tonalite et montrent une texture granophyrique. Certains phénocristaux de plagioclase sont altérés partiellement en épidote et très peu sont séricitisés. La texture originale de la mésostase est oblitt r e en plusieurs endroits par le développement de sphérolites et de perlites. Les sphérolites apparaissent comme des structures fibro-radiés de taille inférieure à un millimètre, constituées d'une intercroissance de quartz et d'albite (Figures 10 et 11). Elles se forment lors de la dévitrification d'un verre original rhyolitique (Ross et Smith, 1961). Dans certaines rhyolites, le quartz a remplacé l'albite dans les sphérolites. Quant aux perlites, il s'agit de fractures millimétriques en "pelures d'oignon", s'observant dans les verres volcaniques riches en eau à l'origine (Ross et Smith, 1961). Les amygdales, lorsque présentes, sont des ellipsoïdes pouvant atteindre un à deux centimètres de longueur, et sont constituées d'une mosaïque de quartz, d'épidote, de calcite ou de chlorite.

La rhyolite rubanée a été observée à la bordure des lentilles de rhyolite massive, et dans les fragments (Figure 8). Tout en possédant sensiblement la même minéralogie que la rhyolite massive, la rhyolite rubanée montre des variations

Figure 10. Microphotographie de rhyolite massive (unité R₃, secteur Centre-Ouest) avec phénocristaux de quartz (clairs) et d'albite légèrement séricitisée dans une mésostase sphérolitisée. Lumière naturelle, 12,5 X.

Figure 11. Microphotographie de rhyolite massive (unité R₃, secteur Centre-Ouest) avec cristaux d'albite mâclés dans une mésostase sphérolitisée. Lumière polarisée, 12,5 X.

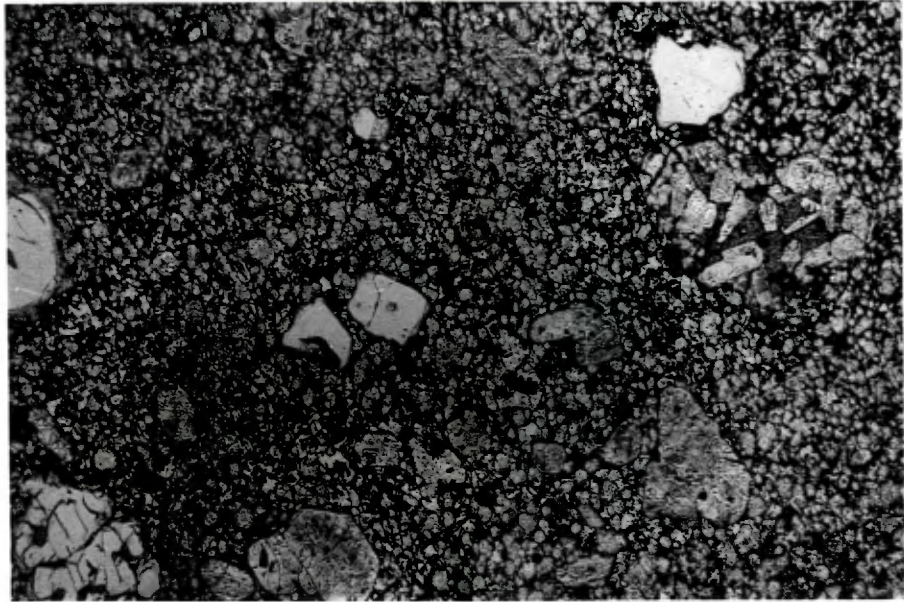


Figure 10

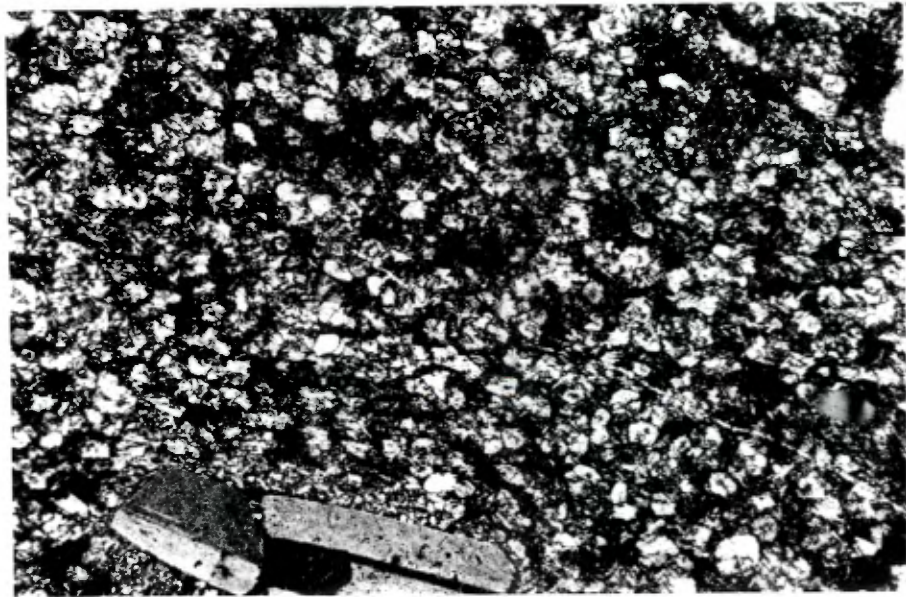


Figure 11

cryptiques millimétriques de taille et de concentration de minéraux, qui résultent en laminations (Figure 12). Ces laminations peuvent aussi être causées par l'alternance de bandes microscopiques rubanées et de bandes clastiques (Figure 13). Les sphérolites s'y sont développées localement.

Les volcanoclastites sont composées de fragments de plusieurs types. Les fragments de rhyolite massive et de rhyolite rubanée sont les plus abondants (Figure 8). On a aussi observé des fragments de roche de composition intermédiaire (Figure 14), des fragments de roche vert-sombre à relief négatif, des lambeaux vert-sombre de nature quelque peu énigmatique, des échardes et des fragments de cristaux. Les fragments de roche de composition intermédiaire sont brun-beige et montrent une texture granuleuse très fine. Au microscope, on voit des microlites d'albite (30 - 50%) dans une mésostase de quartz, de chlorite et de séricite. Ce type de roche se distingue de la rhyolite massive par la plus grande abondance de chlorite. Il s'agit probablement de fragments de rhyodacite ou de dacite. La texture fluidale ou trachytique est bien développée dans certains de ces fragments.

Certains fragments de roche vert-sombre à relief négatif sont composés d'amas de quartz, de plagioclase et de chlorite micro- à crypto-cristallines. Ils sont généralement vacuolaires (Figures 15a et 15b); les vacuoles étirées et apla-

Figure 12. Microphotographie d'un fragment de rhyolite rubanée dans les volcanoclastites de l'unité R₃ du secteur Centre-Ouest. Notez les bipyramides de quartz dans le fragment et dans la mésostase. Lumière naturelle, 12,5 X.

Figure 13. Microphotographie de fragments rubanés se mouvant aux phénocristaux dans une mésostase fragmentaire à grains très fins. Notez la corrosion de certains cristaux de quartz. Lumière naturelle. 12,5 X.

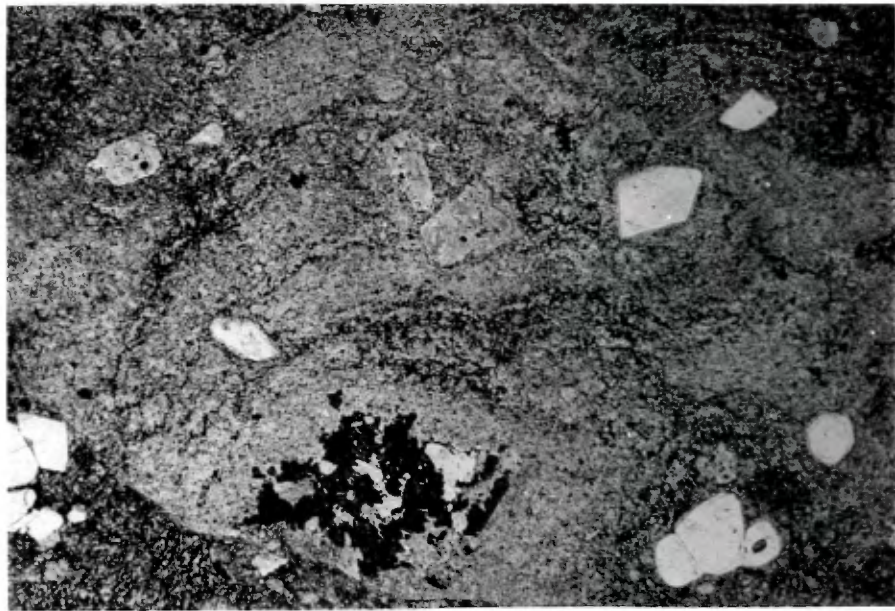


Figure 12



Figure 13



Figure 14. Volcanoclastites à grains moyens avec fragments de rhyolite de couleur claire, et de composition intermédiaire de couleur brun-rouille. Notez le contour déchiqueté de certains fragments. Secteur Sud-Ouest, Unité R₁.

Figure 15a. Microphotographie de ponces aux vacuoles étirées, constituant un fragment vert-sombre dans l'unité R₂ du secteur Centre-Ouest. Lumière naturelle. 12,5 X.

Figure 15b. Microphotographie d'un fragment ponceux aux vacuoles étirées se mouvant autour d'un phéno-cristal de quartz. Notez aussi les échardes dans la mésostase. Unité R₂, secteur Centre-Ouest. Lumière naturelle. 12,5 X.

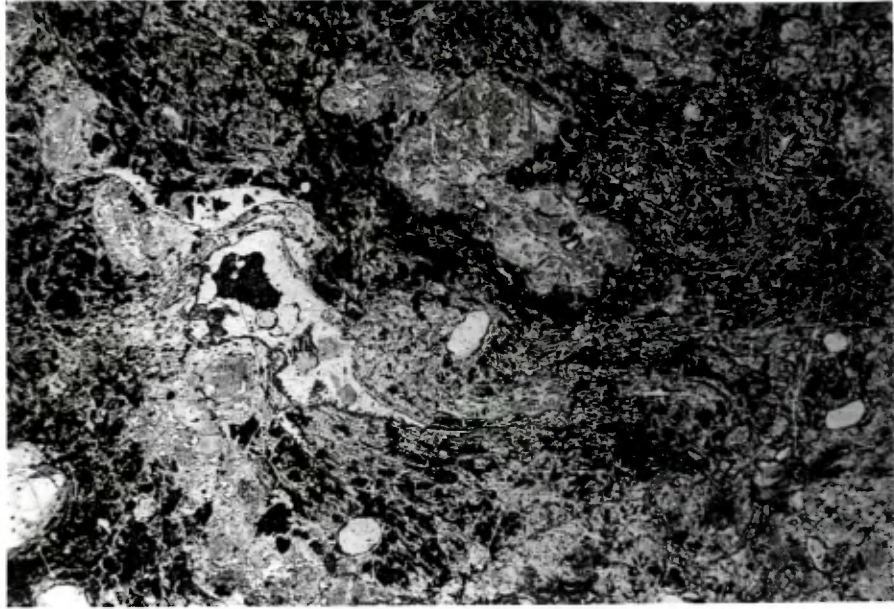


Figure 15a

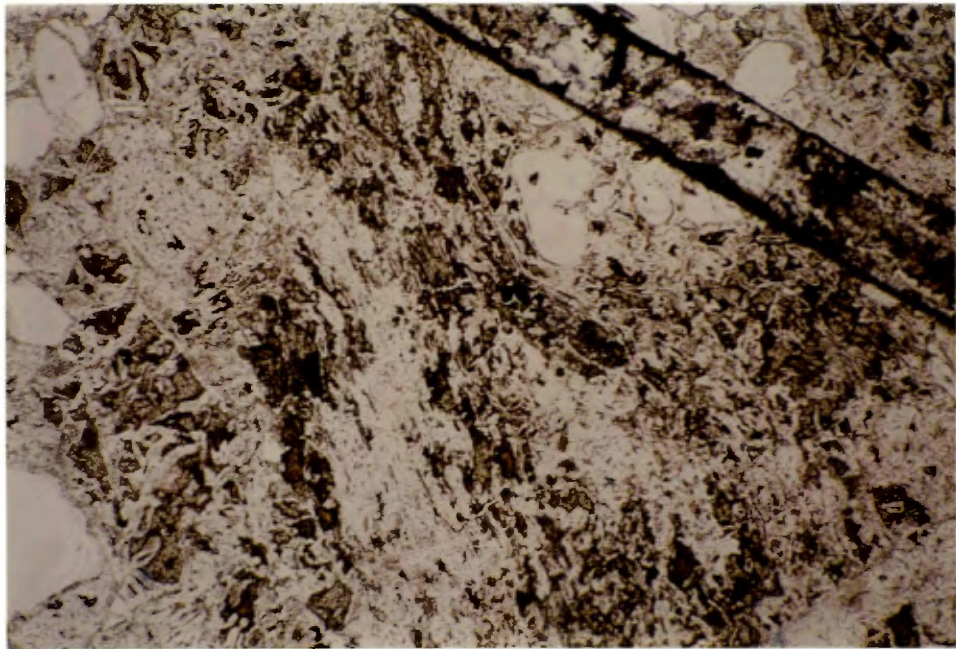


Figure 15b

ties mettent en évidence le moulage des fragments autour des phénocristaux. Ces fragments sont semblables aux ponces décrites par Moorhouse (1970) dans d'autres rhyolites archéennes. Le moulage des ponces autour des cristaux est une évidence de mise en place à température élevée et de soudure (Ross et Smith, 1961). Ce type de fragment aurait donc une origine pyroclastique.

Les lambeaux vert-sombre difformes sont constitués d'agrégats d'albite et d'épidote dans une matrice de chlorite, de quartz et d'épidote (Figure 17). Les phénocristaux de plagioclase albitisé y sont plus abondants (30 - 40%) que dans les autres rhyolites. Ces fragments vert-sombre sont identiques aux fragments à relief négatif observés dans les volcanoclastites du Complexe de Don (Gélinas et al., 1978).

Les échardes sont des constituants importants des volcanoclastites. Elles présentent généralement des arêtes aux intersections à angle aigu et sont probablement d'origine pyroclastique (MacDonald, 1972). La texture axiolitique produite par dévitrification est parfois bien développée en bordure des échardes (Figure 16). D'après Ross et Smith (1961), cette texture est exclusive aux dépôts de coulées pyroclastiques. On trouve également des échardes à l'intérieur de fragments. Ces échardes sont souvent déformées et soudées (Figure 15b). Il semble donc que les échardes et les fragments compo-

Figure 16. Microphotographie d'un fragment contenant des échardes aux arêtes à angles aigus, et à texture axiolitique, dans les volcanoclastites de l'unité R₁, du secteur Sud-Ouest. Lumière naturelle. 12,5 X.

Figure 17. Microphotographie d'un lambeau vert-sombre dans les volcanoclastites de l'unité R₂ du secteur Centre-Ouest, constitué d'agrégat² d'albite et d'épidote pseudomorphe de plagioclase calcique et de quartz dans une mésostase chloriteuse. Lumière naturelle. 12,5 X

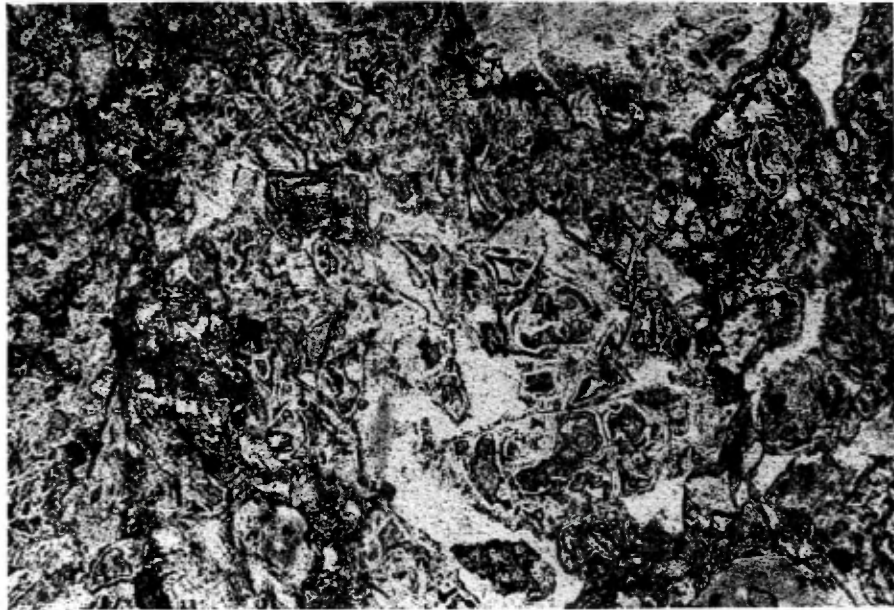


Figure 16

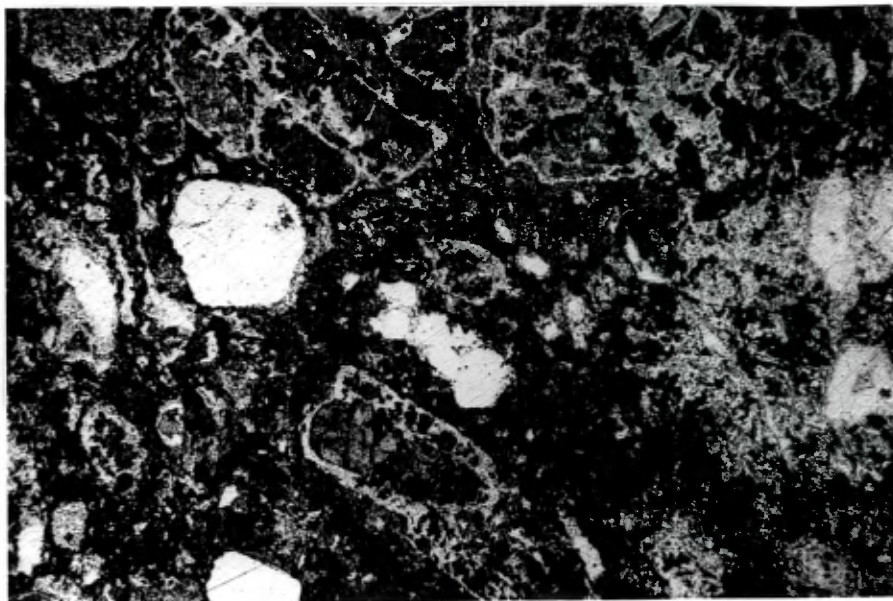


Figure 17

sés d'écharde sont d'origine pyroclastique et certains ont connu au moins une mise en place à chaud.

Les cristaux brisés de quartz et de plagioclase sont des éléments omniprésents dans les volcanoclastites rhyolitiques de Duprat.

Les fragments de roche dont le diamètre dépasse 2 mm (-10) ainsi que les fragments de cristaux sont généralement anguleux à sub-anguleux dans tous les dépôts clastiques du Complexe de Duprat. Certains de ces fragments semblent arrondis alors qu'en fait, ils sont entourés d'une auréole siliceuse. Les fragments de roches dont le diamètre est inférieur à 2 mm montrent localement des formes plastiques avec des évidences de soudure, pouvant être reliées à une accumulation à chaud.

Les fragments, quelles que soient leur nature ou leur taille, possèdent une fabrique dans certaines unités. Cette orientation correspond à la direction générale des strates (Figure 18).

Les contacts entre les différents types de rhyolite sont variés. Le contact entre les lentilles de rhyolite massive et les volcanoclastites est généralement net (Figure 7a).



Figure 18. Contact entre deux strates de volcanoclastites à blocs de l'unité R_2 dans le secteur Centre-Ouest. Le contact est rendu évident par une augmentation brusque du calibre des blocs de gauche à droite.

Les bordures des lentilles de rhyolite massive se désagrègent localement dans les volcanoclastites, ce qui donne alors des contacts graduels (Figure 22). La nature de ces contacts sera discutée plus à fond lors de la description des unités.

LES UNITÉS RHYOLITIQUES

La cartographie du complexe a permis de distinguer cinq unités stratigraphiques rhyolitiques que nous avons appelées R_1 , R_2 , R_3 , R_4 et R_5 dans l'ordre stratigraphique présumé, de la base au sommet du complexe. La plupart de ces unités sont composées de rhyolite à phénocristaux de quartz et feldspath (QFP), à l'exception de l'unité R_4 qui est porphyrique en feldspath (FP) uniquement (Figure 19).

L'unité rhyolitique R_1 (QFP) a été reconnue dans tous les secteurs du complexe, à l'exception du secteur Est (Figure 19). Elle est située à la base de la séquence volcanique de Duprat. Elle est constituée d'un assemblage de volcanoclastites (environ 75% du volume total), englobant des lentilles métriques à décamétriques de rhyolite amygdalaire massive (Figure 20). Les lentilles occupent localement un volume plus important de l'unité R_1 , notamment dans le secteur Ouest (Figure 3a).

La rhyolite amygdalaire massive est aphanitique et

NUMÉRIQUE

Page(s) de dimension(s) hors standard numérisée(s) et positionnée(s) à la suite des présentes pages standard

DIGITAL FORMAT

Non-standard size page(s) scanned and placed after these standard pages

Figure 20. Dépôts constitués de lentilles de rhyolite massive et de volcanoclastites dans l'unité R_1 (Secteur Ouest). La rhyolite massive est entourée à l'encre.

Figure 21. Fragments de composition intermédiaire (dacite ou rhyodacite) brun-rouille inclus dans une lentille de rhyolite massive amygdalaire de l'unité R_1 , secteur Ouest.



Figure 20

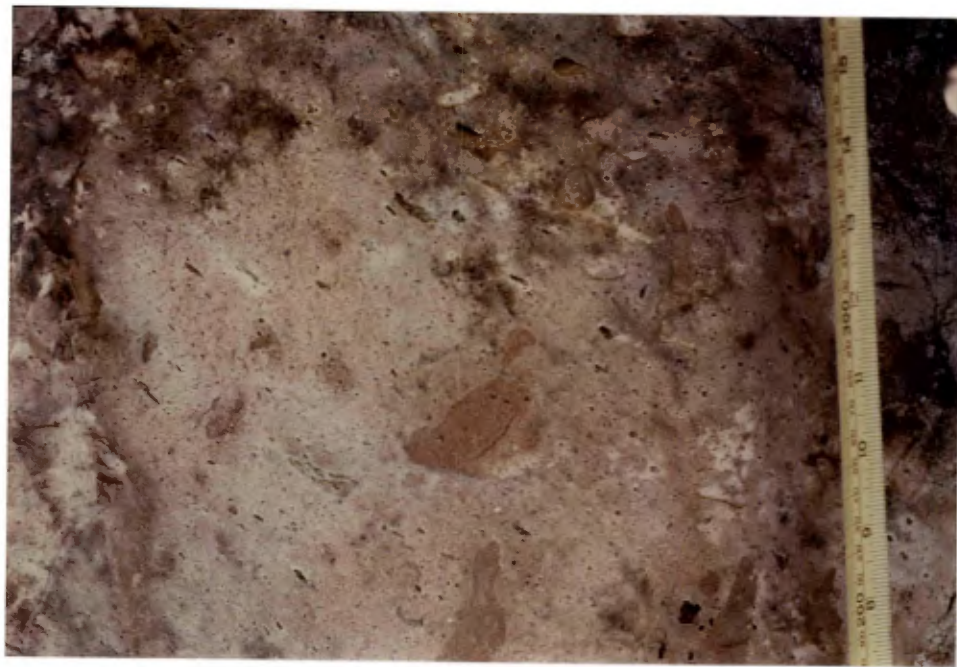


Figure 21

quartz et d'albite. Sa minéralogie et sa texture sont celles observées dans la rhyolite massive, décrite plus haut. Les amygdales ellipsoïdales atteignent localement 2 cm de longueur et comptent pour près de dix pour cent de la roche dans certaines lentilles. La rhyolite amygdalaire massive peut aussi contenir jusqu'à cinq pour cent de fragments brun-rouille dont la taille varie de 2 à 64 mm (Figure 21). Les contacts entre les lentilles de rhyolite amygdalaire massive et les volcanoclastites sont généralement nets mais peuvent être graduels localement, avec désagrégation de la bordure des lentilles (Figure 22).

La taille des fragments des volcanoclastites varie de fine (moins de 2 mm) à grossière (plus de 64 mm), et peut atteindre 256 mm. La fraction de taille moyenne à grossière constitue la fraction principale et se compose, par ordre d'abondance, de fragments de rhyolite aphanitique, de fragments de rhyodacite ou dacite, de ponces, de fragments de volcanoclastites rhyolitiques et de rhyolite porphyrique. La matrice entre les fragments est fine; on y trouve un agrégat micro- à crypto-cristallin de quartz, d'albite et de chlorite, avec des plages d'épidote et un peu de séricite, des cristaux brisés de quartz corrodé et d'albite, et des échardes éparses, plus ou moins déformées et soudées localement.

La stratification n'est pas facilement visible dans

Figure 22. Contact entre une lentille de rhyolite (à gauche) et les volcanoclastites de l'unité R₁ dans le secteur Ouest. Les fragments en bordure de la lentille proviennent de sa désagrégation.

Figure 23. Micropli d'extension limité (à gauche de la boussole) en bordure d'une lentille de rhyolite massive dans l'unité R₃, secteur Centre-Ouest.



Figure 22



Figure 23

l'unité R_1 . Les fragments n'ont pas de fabrique pour nous aider à la déterminer. Cette absence apparente de stratification, surtout dans le secteur Centre-Ouest (Figure 3b), s'explique en partie par l'angle que fait la surface d'affleurement avec le pendage des strates qu'on a pu mesurer dans l'unité R_2 sus-jacente et les andésites de l'unité B_2 . Les strates dans le secteur Centre-Ouest ont un pendage de 60° à 70° vers le Sud, alors que la pente de terrain est de 20° à 30° vers le Sud: nous avons donc sur le terrain une surface d'intersection à mi-chemin entre la stratification et la perpendiculaire à cette surface. Nous avons toutefois observé des variations verticales brusques dans les proportions des tailles grossières et fines (Figure 6a), qui correspondent vraisemblablement au passage d'une strate à l'autre.

La présence de fragments de "rhyodacite" et de rhyolite aphanitique fait que les dépôts de l'unité R_1 sont polygénétiques. Les ponces et les échardes déformées et/ou soudées localement indiquent une mise en place à chaud. Ces caractéristiques, alliées à la présence de fragments de volcanoclastites dans les dépôts suggèrent qu'ils sont fort probablement en majeure partie d'origine pyroclastique. Moins de dix pour cent des fragments proviendraient des lentilles de rhyolite amygdalaire.

Les lentilles massives peuvent avoir été formées par

épanchement de lave, par injection dans les matériaux pyroclastiques non consolidés, ou par éjection de lave contemporaine aux matériaux pyroclastiques. Leur formation sera discutée en même temps que celle des lentilles contenues dans l'unité rhyolitique R_3 .

Les contacts entre l'unité R_1 et les unités sus-jacentes sont variés. Dans le secteur Centre-Ouest, l'unité R_1 est en contact avec l'unité R_2 . Ce contact correspond sur le terrain à un fossé rempli de mort-terrain et n'est visible nulle part. Il semble discordant si l'on se fie à l'attitude de la stratification de chaque côté du fossé (Figure 3b). La discordance est toutefois amplifiée par le changement de pente de terrain qui coïncide avec le contact entre R_1 et R_2 . Ailleurs, R_1 est en contact concordant avec les unités basaltiques B_1 et B_2 , et dans ce dernier cas, l'unité rhyolitique est coiffée d'une exhalite avant de passer à l'unité basaltique sus-jacente (Figure 19).

L'unité R_2 (QFP) a une extension latérale limitée au flanc nord de l'anticlinal, entre les unités R_1 , B_1 et R_3 , dans le secteur Centre-Ouest (Figure 19). Elle est entièrement constituée de volcanoclastites litées à blocs polygénéti-ques. Les fragments qui varient des tailles fines (moins de 2 mm) aux tailles grossières (plus de 64 mm), peuvent atteindre 30 cm de diamètre (Figures 6b et 27). Les fragments gros-

siers et moyens composent généralement la fraction principale. Ils sont constitués de rhyolite massive porphyrique, de rhyolite rubanée porphyrique, de volcanoclastites, ainsi que de lambeaux vert-sombre à relief négatif. Ils sont anguleux et certains blocs de rhyolite massive et rubanée sont hexagonaux (Figure 8). La moyenne des tailles maximales est de 19 cm. La matrice, dont la taille des grains est inférieure à 2 mm, possède la même composition que la rhyolite massive. Elle contient des échardes, des fragments ponceux aux vacuoles étirées et des cristaux brisés de quartz et d'albite (Figure 15).

Les volcanoclastites de l'unité R_2 forment des strates en forme de lentilles dont les lits sont marqués par des variations brusques de la granulométrie grossière (Figure 6b, sections 4B, 5B, 5C et 6). Le litage est rendu évident par les contacts entre les lits et par l'orientation préférentielle des fragments grossiers, parallèles aux contacts (Figure 18). Le caractère polygénétique des clasts lités de l'unité R_2 exclut une fragmentation autoclastique qui produit généralement des matériaux monogéniques à partir d'une coulée massive. Nous avons observé de la rhyolite massive que sous forme de fragments dans cette unité.

On doit exclure également une origine épicastique pour ces dépôts. Les échardes et les ponces sont des textures qui ne sont pas préservées lors d'une telle fragmentation, non

plus durant leur transport. Or, de telles textures ont été observées dans l'unité R_2 .

Les dépôts de l'unité R_2 contiennent toutefois des fragments de volcanoclastites qui témoignent de la remobilisation d'une roche consolidée. On trouve également des fragments anguleux et hexagonaux de rhyolite massive, qui résultent vraisemblablement de la désintégration de rhyolite pourvue de fractures prismatiques. Ces structures se forment fréquemment dans les dômes et dans les cheminées volcaniques felsiques, où elles sont exposées aux explosions (Williams et Mc Birney, 1979). La forme anguleuse des fragments suggère aussi qu'ils ont été très peu remaniés. Enfin, la déformation plastique des ponces et des échardes indique une accumulation chaude des matériaux. Toutes ces observations nous mènent à conclure à une origine pyroclastique pour la fragmentation des matériaux clastiques de l'unité R_2 .

Le contact entre l'unité R_2 et l'unité R_3 sus-jacente est concordant et graduel sur une dizaine de mètres. Les blocs de l'unité R_2 disparaissent au profit des lentilles de rhyolite massive de l'unité R_3 . L'unité R_3 constitue l'un des horizons les plus continus de tous le complexe (Figure 19). Dans le secteur Centre-Ouest, on le trouve au-dessus de l'unité R_2 et en-dessous de l'unité B_2 . Dans la charnière de l'anticlinal, R_3 se situe de façon concordante entre les unités R_1

et R_4 ; les contacts sont interprétés. Sur le flanc sud de l'anticlinal, R_3 se superpose de façon concordante à B_1 et est recouvert par B_2 .

L'unité R_3 est caractérisée par l'association de lentilles de rhyolite porphyrique massive et rubanée, essentiellement monogénique, qui flottent dans une mésostase clastique qui compte pour soixante-dix pour cent du volume de l'unité. Cette mésostase microcristalline possède de petits fragments millimétriques à centimétriques anguleux et à texture fluidale. Les tailles des fragments varient de fines (moins de 2 mm) à grossières (plus de 64 mm). La moyenne des tailles maximales est de 4 cm environ. L'examen microscopique des volcanoclastites révèle l'uniformité de composition et de texture des fragments. On y observe surtout des fragments de rhyolite massive et de rhyolite rubanée (Figure 12). Quelques rubans laminés se moulent aux phénocristaux brisés (Figure 13). Des fragments ponceux s'effilochent pour disparaître dans la mésostase clastique. On a aussi observé des échardes.

Les lentilles de rhyolite massive et/ou rubanée ont généralement des contours nets. Ces contours sont localement diffus là où les lentilles se désagrègent dans les volcanoclastites. Le centre des lentilles est massif alors que la bordure est rubanée. Localement, le rubanement se "décolle" des lentilles pour former des écailles de quelques centimètres.

d'épaisseur (Figure 7a) qui s'effritent dans la phase clastique.

Au microscope, nous avons observé des sphérolites, structures sphériques radiées constituées d'intercroissance de quartz et d'albite, qui se sont développées dans la rhyolite massive (Figure 10 et 11). Nous avons observé des perlites également.

Le litage est peu évident dans l'unité R_3 . Les grands axes des lentilles de rhyolite massive de l'unité R_3 sont plus ou moins parallèles aux contacts entre les unités R_2 et R_3 , surtout près du contact entre R_3 et B_2 ; cette orientation peut indiquer une stratification (Figure 3b). Nous avons observé des bandes centimétriques à décimétriques microplissées, surtout au sommet de l'unité. Ces microplis n'ont toutefois qu'une occurrence locale et une extension latérale limitée de deux à trois mètres (Figure 23).

A première vue, les caractéristiques de la rhyolite R_3 correspondent à la définition des brèches de coulée de Parsons (1969):

"...a groundmass of small fragments of various pumiceous, scoriaceous and glassy materials, obsidian granules and crushed pumice shreds and dust..."

Dimroth dans Dimroth et Rocheleau (1979), et de Rosen-Spence

et al. (1980) ont interprété les volcanoclastites d'unités semblables dans d'autres complexes rhyolitiques de la région comme des hyaloclastites et des brèches et microbrèches de coulée. En résumé, ils décrivent ainsi les coulées rhyolitiques:

"Le faciès proximal se compose de lave massive couverte ici et là par quelques mètres de brèche. La lave massive se divise en paquets, lobes et langues entourées de microbrèches: c'est le faciès intermédiaire, par endroit recouvert de brèches stratifiées. Ensuite vient le faciès distal, où les paquets, lobes et langues baignent dans une brèche massive."

Ils comparent aussi ces dépôts à des dépôts de rhyolites observés en Islande par Saemundsson (1972) et Freidleifsson (1977, comm. orale). Ces derniers décrivent des masses de rhyolites exhibant des structures semblables à des coussins englobés par des hyaloclastites. Pichler (1965) a décrit aussi des structures et des hyaloclastites semblables, à Ponza en Italie. Les structures de ces dépôts ressemblent également aux structures observées dans les coulées basaltiques sub-aquatiques du plateau du Columbia (Fuller, 1931; MacDonald, 1972), dans les "table mountains" sub-glaciaires d'Islande (MacDonald, 1972; Williams et McBirney, 1979), et dans les "tuyas" de Colombie-Britannique (Mathews, 1947).

La nature autoclastique des volcanoclastites de l'unité R₃ n'est pas claire pour autant. Nulle part dans cette

unité avons-nous observé de gros blocs se détachant des lentilles de rhyolite massive, comme on en observe dans les brèches de coulée rhyolitique du Parc Yellowstone (Parsons, 1969), ou de Californie (Christiansen et Lipman, 1966; Fink, 1980b). Nous avons bien observé un effritement de certaines lentilles dans la phase clastique, mais les écaillés qui s'en détachent n'ont généralement que quelques centimètres d'épaisseur (Figure 7a). La quantité relativement faible de lentilles de rhyolite massive ne peut non plus expliquer le volume des volcanoclastites. Il faut donc considérer une autre origine que l'apport unique de matériel autoclastique provenant de la désagrégation de la rhyolite massive.

La hyaloclastisation, processus observé dans les coulées basaltiques sub-aquatiques et dans les coulées basaltiques sub-glaciaires, est un autre mode de fragmentation à considérer. Cependant, la rhyolite ne saurait se comporter comme les basaltes en raison de sa grande viscosité qui inhibe la hyaloclastisation (Pichler, 1965), et de son comportement explosif.

Gélinas et al. (1978) proposent une origine pyroclastique pour des dépôts du même type dans les Complexes rhyolitiques de Don et de Cléricy. Une étude détaillée de la composante clastique entourant les lentilles de rhyolite du Complexe de Cléricy, par exemple, montre que les fragments sont proba-

blement d'origine pyroclastique, en se basant sur la présence de ponces, d'échardes, de fragments de volcanoclastites, de fragments déformés se mouvant aux phénocristaux, et sur l'évidence de soudure locale des fragments. Dans le Complexe de Duprat, tous ces éléments sont présents mais moins évidents, oblitérés par la sphérolitisation, la perlitisation et la recristallisation des verres rhyolitiques originaux. L'origine pyroclastique des fragments expliquerait d'autre part l'abondance des volcanoclastites par rapport aux lentilles massives, abondance inexplicable par une origine exclusivement autoclastique.

Furnes et al. (1980) décrivent en détail des "hyaloclastites" (sic) des coulées de rhyolites sub-glaciaires d'Islande. Or, il appert qu'une partie de ces "hyaloclastites" (le type 1 de Furnes et al., 1980) est constituée de fragments ponceux produits par explosion du magma rhyolitique dans l'eau sous la glace (Figure 24a), alors que l'autre partie provient de la fragmentation des "lobes" (Figures 24B₁ et 24B₂). Donc, une origine mixte, semblable à celle des "hyaloclastites" d'Islande, peut expliquer les structures des dépôts de l'unité R₃.

L'autre hypothèse sur la nature des volcanoclastites de R₃ est qu'elles résulteraient de l'éjection explosive simultanée de fragments pyroclastiques et de lambeaux de lave,

avec fragmentation de ces lambeaux lors de leur transport. Cette hypothèse sera analysée plus en détail lorsque nous traiterons du transport et de l'accumulation.

L'unité rhyolitique R_4 (FP) a été reconnue dans les secteurs Est et Sud (Figures 3c, 3d et 19). Dans le secteur Est, on peut voir le contact net entre l'unité R_4 et l'unité R_3 sous-jacente. Le contact supérieur entre R_4 et B_2 n'est pas visible. Cependant, dans la partie nord, on note une faible minéralisation en sulfures disséminés dans R_4 près du sommet.

L'aspect de la rhyolite de l'unité R_4 diffère d'un secteur à l'autre. Dans le secteur Est, le matériel est exclusivement clastique, et n'est associé à aucune entité massive. Les volcanoclastites sont polygénétiques (fragments de rhyolite porphyrique (FP) massive et rubanée, de rhyolite aphanitique massive, ponces, fragments de cristaux). Les fragments dont la taille varie de fine à grossière, sont anguleux ou montrent une texture fluidale (Figure 25). On peut observer (Figure 26) des laminations et une orientation préférentielle des fragments dans certaines strates. Nous avons même noté une figure de charge conforme à la polarité des dépôts.

Au microscope, les roches de l'unité rhyolitique R_4

Figure 25. Volcanoclastites à grains moyens de l'unité R₄ dans le secteur Est, montrant des fragments étirés se moulant à d'autres fragments anguleux. Les plus gros fragments font environ 6 cm de diamètre. Plusieurs fragments transpercent des fragments ponceux (fiamme) étirés et aplatis.

Figure 26. Orientation préférentielle (imbrication?) de fragments de cristaux d'albite dans un horizon à grains fins de l'unité R₄ du secteur Est.



Figure 25



Figure 26

dans le secteur Est contiennent, en plus des phénocristaux d'albite, des microphénocristaux de quartz. Outre la nature des phénocristaux, la mésostase montre les mêmes compositions et textures que la mésostase de l'unité R_2 , soit la fluidalité de certains fragments, les ponces, les échardes, les sphérolites et les perlites. Par conséquent, nous croyons que le faciès de l'unité R_4 est pyroclastique dans le secteur Est.

Par contre, dans le secteur Sud, les matériaux rhyolitiques de R_4 sont étroitement associés à un petit massif rhyolitique. On peut voir des blocs centimétriques à décimétriques se détacher d'une lentille massive. Leur origine autoclastique est évidente. Dans le secteur Sud, l'unité R_4 montre donc un faciès massif et un faciès autoclastique associés et un faciès pyroclastique dans le secteur Est.

L'unité R_5 (QFP) affleure dans le secteur Est. Son extension est restreinte en surface (Figures 3c et 19). Toutefois, des forages effectués par les compagnies Anaconda Brass et Newmont Exploration montrent que l'unité se prolonge vers le Sud tout en diminuant d'épaisseur, pour former une lentille. Cette unité, stratigraphiquement plus jeune que l'unité R_3 , en montre les mêmes caractéristiques, c'est-à-dire l'association de volcanoclastites et de lentilles de rhyolite massive. Les volcanoclastites, généralement de taille fine (moins de 2 mm), possèdent les mêmes compositions et structu-

res que celles de l'unité R_3 sur le terrain. L'étude des textures au microscope montre qu'elles ont été presque entièrement oblitérées. Les lentilles massives peuvent atteindre des épaisseurs de plus de 30 m et l'une d'elles a une longueur observée de 240 m environ.

Les contacts entre les lentilles et les volcanoclastites sont généralement nets, mais peuvent être graduels là où les lentilles massives se désagrègent à leur bordure. Ce phénomène est toutefois local dans l'unité R_5 .

Il n'a pas été observé de variations granulométriques dans les volcanoclastites ni de strates (lits ou coulées) dans l'unité R_5 . C'est un empilement uniforme de volcanoclastites à grains fins dans lequel "baignent" des lambeaux et lentilles de rhyolite massive, parallèles au contact avec l'unité sous-jacente. Malgré l'absence apparente de lits, l'unité R_5 semble être du même faciès que l'unité R_3 . Par conséquent, nous interprétons les volcanoclastites de R_5 comme provenant d'une fragmentation pyroclastique surtout, avec une fraction subordonnée d'autoclastites issues de la désagrégation des lentilles massives.

En résumé, les caractéristiques des rhyolites du Complexe de Duprat suggèrent qu'elles sont formées surtout de fragments d'origine pyroclastique. En conséquence, et ce pour

les discussions à venir, nous utiliserons la classification des roches pyroclastiques proposée par Fisher (1966). Il ne s'agit pas ici d'oublier la présence d'une fraction autoclastique, notamment dans les unités R_3 et R_5 , mais nous verrons que la fraction autoclastique n'a pas obscurci les tendances de structures primaires observées dans les pyroclastites.

Quant à la rhyolite massive et à la rhyolite rubanée, les textures telles que les sphérolites et les perlites indiquent que le matériau était du verre à l'origine. L'amorce de la cristallisation des phénocristaux de quartz et d'albite a dû débiter au stade intratellurique. Une corrosion magmatique a affecté les phénocristaux de quartz qui se sont partiellement résorbés à la faveur d'une diminution de la pression d'eau du magma qui réduit le champ de stabilité du quartz dans le système Quartz-Albite-Orthose- H_2O (Bowen et Schairer, 1935). Cette diminution de la pression coïncide probablement avec l'ascension du magma. La cristallisation du quartz et du plagioclase s'est poursuivie par la suite pour constituer la méso-*sostase*. Cette cristallisation simultanée a toutefois été interrompue lors de l'éruption par un refroidissement très rapide qui a donné le verre rhyolitique. La dévitrification et la recristallisation ont ensuite favorisé la formation de sphérolites et de perlites.

TRANSPORT ET ACCUMULATION DES RHYOLITES

Pour discuter les mécanismes de transport et d'accumulation des dépôts volcanoclastiques du Complexe de Duprat, nous avons étudié en détail les variations granulométriques et les structures primaires dans les sections stratigraphiques. Le premier but de la mesure des tailles des fragments était de répertorier les variations dans les strates pour mieux décrire les structures primaires tel le granoclassement. Le deuxième but était de quantifier la compétence des épanchements. Pour ce faire, nous avons mesuré la taille la plus grossière, car dans les accumulations qui résultent de transport par épanchement, la granulométrie grossière est celle qui donne le plus de renseignements sur sa compétence (Allen, 1968; Rocheleau et Lajoie, 1974; Tassé et al., 1978). Middleton (1967) a observé que, dans un grand nombre de lits granoclassés, la variation de la taille maximale est plus significative que la taille moyenne. Kuno et al. (1964) et Tassé et al. (1978) ont utilisé avec succès les variations des tailles maximales dans leurs études sur les roches pyroclastiques.

Nous avons relevé les granulométries, les épaisseurs et les structures primaires lors de la mesure des sections stratigraphiques, selon la technique utilisée par Tassé et al. (1978). Ces données ont été traitées statistiquement par ordinateur, en utilisant le programme interactif Anastra pour

l'analyse de données de sections stratigraphiques, mis au point par Tassé (1980) au Département de géologie de l'Université de Montréal. Les données sont représentées directement sur les colonnes stratigraphiques des figures 6a et 6b.

Différences entre les unités

On observe, dans les sections étudiées, des variations brusques de la granulométrie, de l'épaisseur des strates et des structures primaires, en passant d'une unité rhyolitique à l'autre (Figures 6, 27 à 30). Les volcanoclastites de l'unité R_1 diffèrent de celles de l'unité R_2 par une moyenne des tailles maximales plus faible (71 mm versus 189 mm), et par une dispersion plus grande des tailles maximales (Figure 27). Ces deux unités montrent des distributions log-normales essentiellement unimodales des tailles. L'unité R_3 contraste nettement avec les deux premières unités par une moyenne des tailles maximales plus faible (41 mm), et une dispersion plus grande résultant probablement d'une distribution multimodale des grandes tailles (Figures 27 et 28).

Les épaisseurs des strates suivent aussi une distribution log-normale. Elles varient aussi de 3,23 m dans l'unité R_1 , à 4,41 m dans l'unité R_2 , et ensuite à 5,12 m dans l'unité R_3 . Les trois unités se distinguent aussi par l'abondance relative des brèches, des lapillistones et des tufs (Figures 27

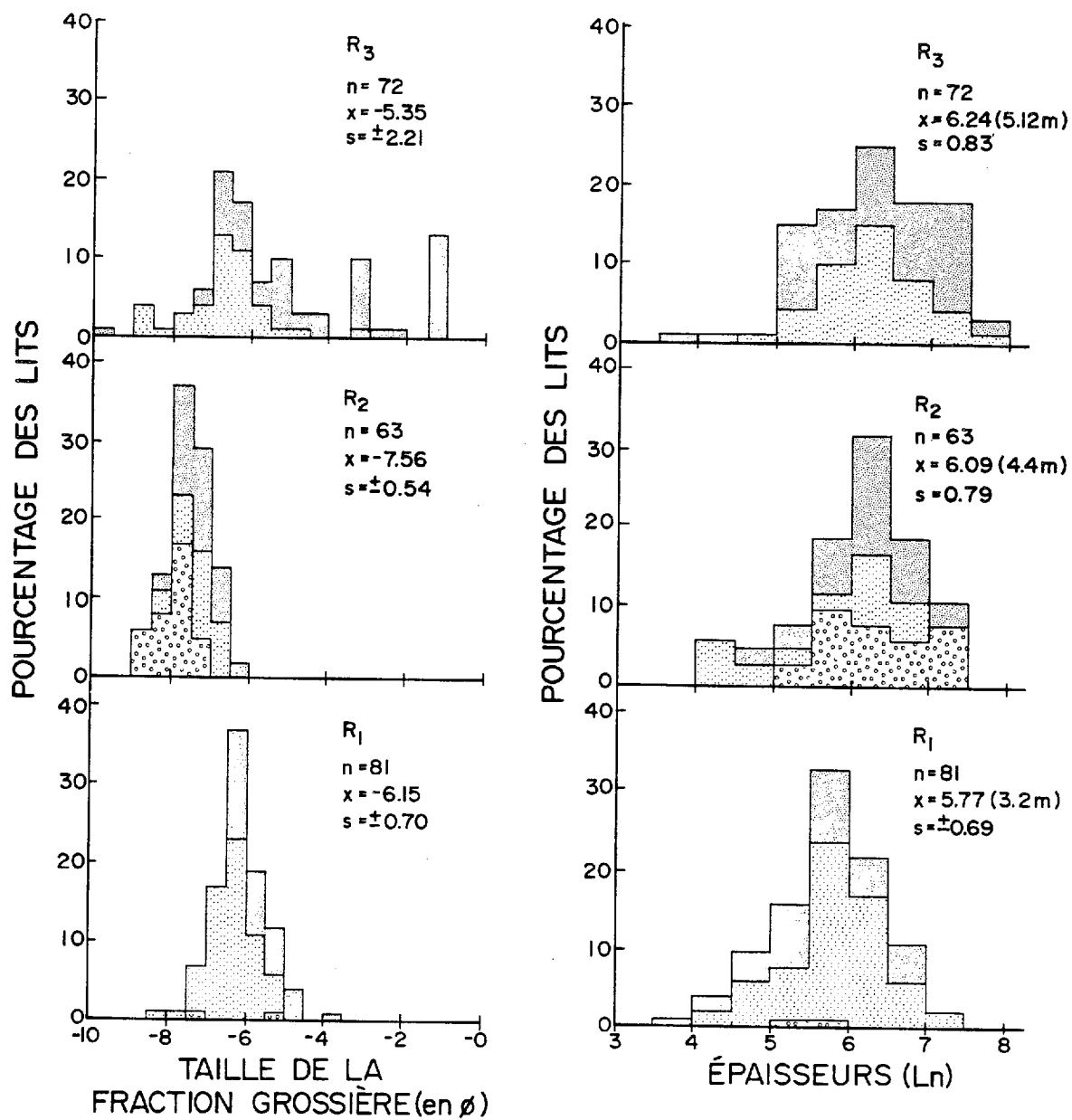


Figure 27. Histogrammes des plus grandes tailles et des épaisseurs des lits dans les unités rhyolitiques R₁, R₂ et R₃ du Complexe de Duprat. Le pointillé fin représente les lits de tuf ($d < 2$ mm); le pointillé moyen, les lits de lapillistone ($2 < d < 64$ mm) et les petits cercles, les lits de brèche ($d > 64$ mm); \bar{x} : moyenne; s: écart-type.

Figure 28.

A

Diagramme des pourcentages cumulatifs (ordonné de probabilité) en fonction de la taille de la fraction grossière, pour les unités R_1 , R_2 et R_3 dans les sections 2 à 10.

B

Diagramme des pourcentages cumulatifs (ordonné de probabilité) en fonction de la taille de la fraction grossière de tous les lits dans chacune des unités R_1 , R_2 et R_3 .

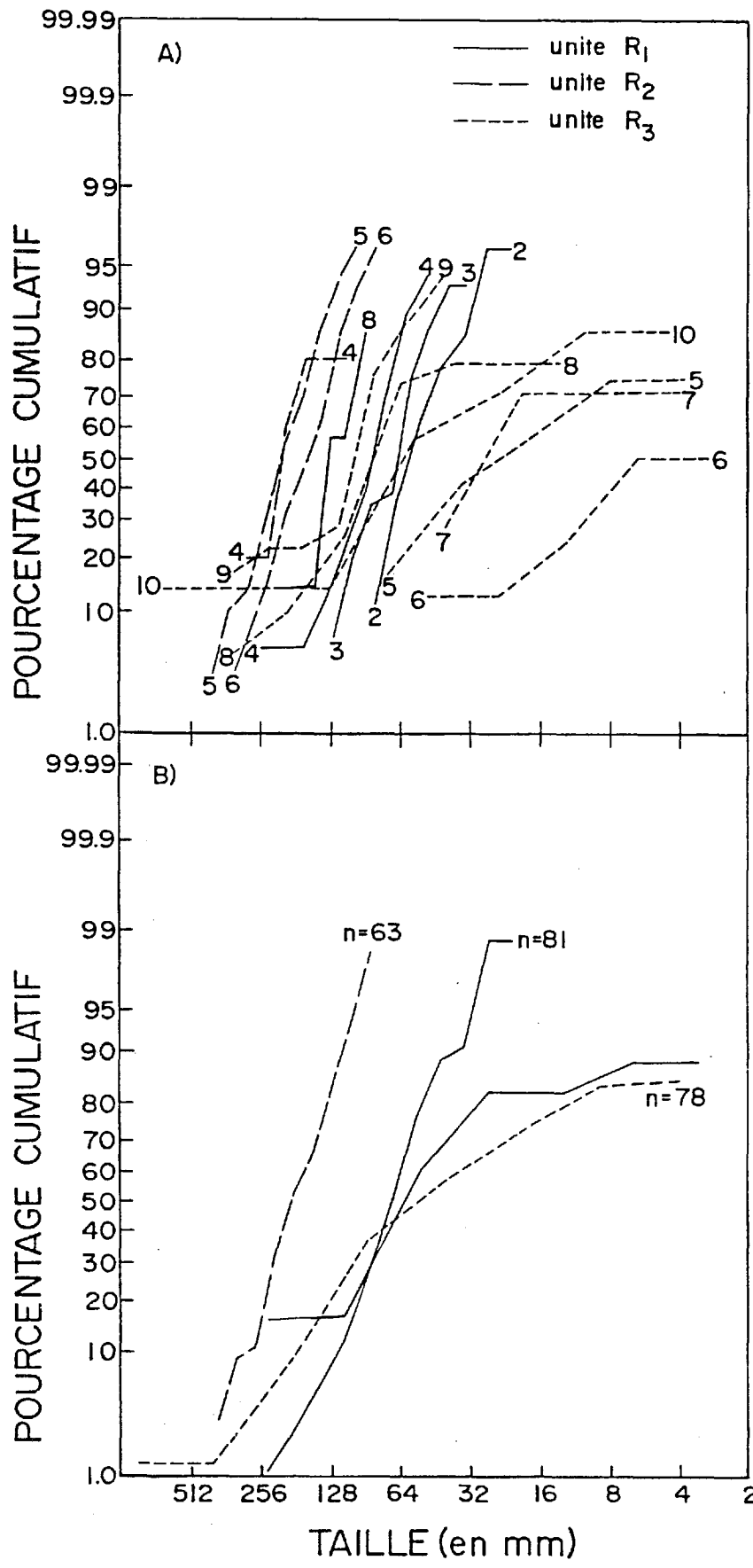


Figure 28.

et 29). Les strates de lapillistone abondent dans l'unité R_1 ; on a aussi plus de brèches dans l'unité R_2 , tandis que l'unité R_3 est caractérisée par l'abondance des tufs.

Nous ne considérerons d'abord que les variations verticales de différents paramètres sédimentologiques entre les unités et à l'intérieur des unités (Figure 29). Les variations latérales seront discutées lorsque nous traiterons de la source des matériaux. L'unité R_1 est caractérisée par l'abondance de strates montrant un granoclasement inverse et un granoclasement normal et des strates massives. L'unité R_2 contient aussi des strates massives mais les strates avec granoclasement inverse sont plus nombreuses. L'unité R_3 se distingue des deux autres par la présence presque exclusive de strates massives. La dispersion des tailles est souvent semblable à l'intérieur d'une unité, même si la moyenne varie d'un secteur à l'autre.

Ces observations viennent appuyer la division de la séquence rhyolitique en unités pétrographiques distinctes. Ces unités sont donc des produits d'événements volcaniques distincts qui ont donné des matériaux qui diffèrent à cause de leur mode de fragmentation, de l'intensité de leur fragmentation, de leurs modes de transport, de leur accumulation ou de leur source. Nous avons vu que les unités R_1 , R_2 , R_3 et R_5 sont composées surtout de matériaux d'origine pyroclastique

Figure 29. Représentation graphique des paramètres granulométriques, volumétriques et structuraux des volcanoclastites rhyolitiques des unités R_1 , R_2 et R_3 , et de leur variation des sections 2 à 10. Les cercles représentent la moyenne des tailles de la fraction grossière; les lignes verticales représentent les épaisseurs moyennes des strates. "P" est le niveau de confiance de la différence entre les moyennes mesurées entre les sections, pour la granulométrie et l'épaisseur des lits; les différences sont significatives à $P \geq 0,95$. Les nombres sous les cercles indiquent les moyennes des tailles en millimètres; les nombres sous les lignes verticales, les moyennes des épaisseurs des lits en centimètres. Les nombres à côté des symboles sont les pourcentages des lits dans lesquels ces types de roches et ces structures ont été observées. Certains lits sont constitués de plus d'un type de roche, et dans ce cas le total des pourcentages dépasse 100%. Les rectangles représentent les lits massifs. T: tuf; L: lapillistone; B: brèches; $\overline{\circ\circ\circ}$: granoclasement inverse; $\underline{\circ\circ\circ}$: granoclasement normal; $\frac{\circ\circ\circ}{\circ\circ\circ}$: granoclasement inverse suivi d'un granoclasement normal.

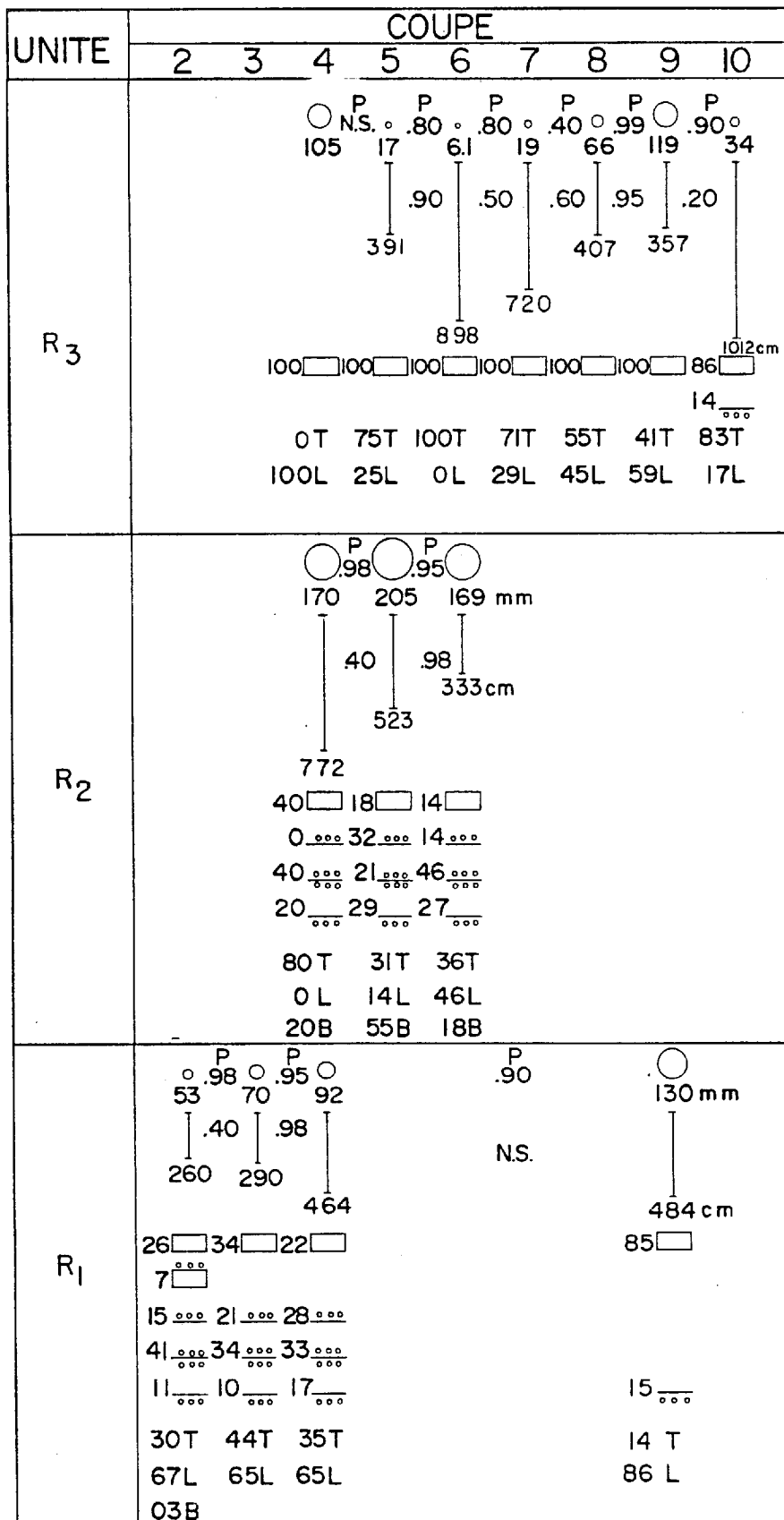


Figure 29.

avec un apport subordonné de matériaux autoclastiques. Le mode de fragmentation ne peut donc, à lui seul, expliquer les différences observées entre les unités. Nous verrons maintenant si les mécanismes de transport peuvent expliquer ces différences.

Mécanisme de transport des volcanoclastites rhyolitiques

Les structures primaires observées dans les sédiments sont dues à l'interaction de la taille des particules transportées, à la puissance de l'écoulement, et au mécanisme de transport (Harms et Fahnestock, 1965; Allen, 1968; Rocheleau et Lajoie, 1974; Lajoie, 1979a). Ainsi, plusieurs chercheurs ont utilisé les structures primaires pour déduire quels mécanismes de transport des matériaux tels que glissements, avalanches, affaissements, coulées de débris ou coulées de turbidité (Dott, 1963) ont généré les différents types de dépôts.

Les dépôts volcanoclastiques des unités rhyolitiques de Duprat sont massifs ou granoclassés inverses ou normaux (Figures 6a, 6b, 29). Les structures de traction (laminations parallèles, obliques, structures entrecroisées) y sont absentes. L'abondance de tufs à blocs, de lapillistones à blocs et de tufs à lappilli témoigne du tri généralement mauvais des matériaux (Figures 6a et 6b). Dans certaines strates, on a observé une fabrique dans les fragments, parallèle à la stra-

tification. Toutes ces caractéristiques sont diagnostiques d'un transport par mouvement de masse ou par courant de densité à haute concentration comme les coulées de débris (Fisher, 1971 et Hampton, 1972). Cependant, certaines coulées de haute densité ont dû voir leur vitesse ou leur épaisseur augmenter, ou leur viscosité diminuer pour permettre leur granoclassement normal, notamment dans les unités R_1 et R_2 . Les mécanismes de transport étant généralement les mêmes dans la plupart des unités rhyolitiques, ils ne peuvent donc, à eux seuls, expliquer les variations observées d'une unité rhyolitique à l'autre.

Accumulation des volcanoclastites rhyolitiques

Les figures 6a et 6b montrent comment les granulométries et les épaisseurs varient dans chaque section. Dans l'unité R_1 , les tailles maximales diminuent de la base au sommet des sections 2 et 3 (Figure 6b). Dans l'unité R_2 , les tailles maximales diminuent dans les premiers 75 mètres des sections 4b, 5a et 6 (Figure 6b). Les tailles maximales augmentent par la suite dans la partie supérieure de R_2 dans les sections 5b et 6. L'unité R_3 ne montre des variations systématiques que dans les sections 7 et 8. Les tailles diminuent de la base au sommet de R_3 dans la section 7, alors qu'elles augmentent de la base au sommet dans la section 8.

Les tendances des grandes tailles dans chaque unité ont été testées statistiquement dans chaque section, suivant la méthode de Kendall (1973):

"Cette méthode vise à déterminer statistiquement s'il y a oscillation ou croissance systématique de l'ensemble des valeurs. Les calculs sont basés sur le dénombrement de pics et de creux dans les variations (points d'inversion), sur le nombre de valeurs comptées entre creux et pics adjacents (longueurs de phase), et sur le nombre de fois que chaque valeur de la série est plus grande que les précédentes. Les dénombrements observés sont comparés à ceux prévus théoriquement dans le cas d'une variation complètement aléatoire. Des tests permettent de conclure si les différences sont significatives ou non" (Tassé, 1981)

Nous avons appliqué les tests à toutes les valeurs maximales mesurées dans chaque unité, et ensuite aux cinq valeurs maximales mesurées dans chaque lit, dans chaque unité (Tableau 3). Les tests confirment les tendances observées de visu et décrites plus haut pour les unités R_1 et R_3 , c'est-à-dire que les variations (augmentation et diminution) des tailles observées sont statistiquement vraies et significatives. Les tests infirment cependant les tendances observées dans l'unité R_2 pour les sections 5 et 6. Il faut noter toutefois que les tests s'appliquent à toutes les valeurs mesurées de la base jusqu'au sommet de chaque unité. Dans l'unité R_2 , les tailles diminuent de la base au milieu de l'unité, pour ensuite croître jusqu'au sommet (Figure 30). Ainsi le test appliqué à toutes les valeurs de cette section n'a pu que donner

TABLEAU 3

Analyse des tendances dans les variations de granulométrie
et d'épaisseurs des strates dans les unités rhyolitiques

Sections	2	3	4	4	4	5	5	6	6	7	8	9	9	10
Unités	R ₁	R ₁	R ₁	R ₂	R ₃	R ₂	R ₃	R ₂	R ₃	R ₃	R ₃	R ₁	R ₃	R ₃
Toute granulométrie	-*	-	NS*	NS	NS	NS	NS	NS	NS	-	++	NS	NS	NS
Granulométrie maximale par strate	-	-	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	-	+	NS	NS	NS
Epaisseurs des strates	NS	+	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	-	NS	NS	NS

(*) NS: non significatif; +: augmentation; -: diminution; à un niveau de confiance d'un écart-type (1σ).

une tendance non significative résultant de deux tendances qui sont significatives lorsqu'elles sont considérées séparément. Le même cas a pu se répéter dans d'autres sections. Enfin, les mêmes observations peuvent être faites à propos des variations d'épaisseur des strates.

L'examen simultané des variations de granulométrie maximale et d'épaisseur des strates montre le comportement parallèle des variations de taille et d'épaisseur à l'intérieur d'une unité dans certaines sections. Ces variations ont été étudiées en détail pour les strates de l'unité R_1 dans la section 2, et pour les strates de l'unité R_2 dans la section 6a (Figure 30).

Dans la partie inférieure de la section 2 (Figures 30A et 30B), les tailles diminuent vers le sommet, mais les épaisseurs ne varient pas de façon systématique. Dans la partie supérieure, les tailles et les épaisseurs diminuent vers le sommet. Dans la partie inférieure de la section 6, les tailles et les épaisseurs des strates de l'unité R_2 diminuent de la base au sommet mais la corrélation semble faible. Les tailles et les épaisseurs augmentent nettement à partir du milieu de l'unité R_2 vers le sommet.

Les séquences où les tailles et les épaisseurs diminuent de la base au sommet peuvent définir des séquences posi-

Figure 30. A.Variation des tailles dans les lits de la section 2. Le trait épais représente la moyenne mobile de cinq lits (Unité R_1).

B.Variation des épaisseurs dans les lits de la section 2, unité R_1 . Notez que l'épaisseur des lits diminue avec la granulométrie de la base au sommet.

C.Variation des tailles dans les lits de la section 6.

D.Variation des épaisseurs dans les lits de la section 6. Notez que l'épaisseur des lits et la granulométrie diminuent ensemble jusqu'au milieu de l'unité pour ensuite augmenter jusqu'au sommet.

Les nombres en ordonnée indiquent la position des lits à partir de la base.

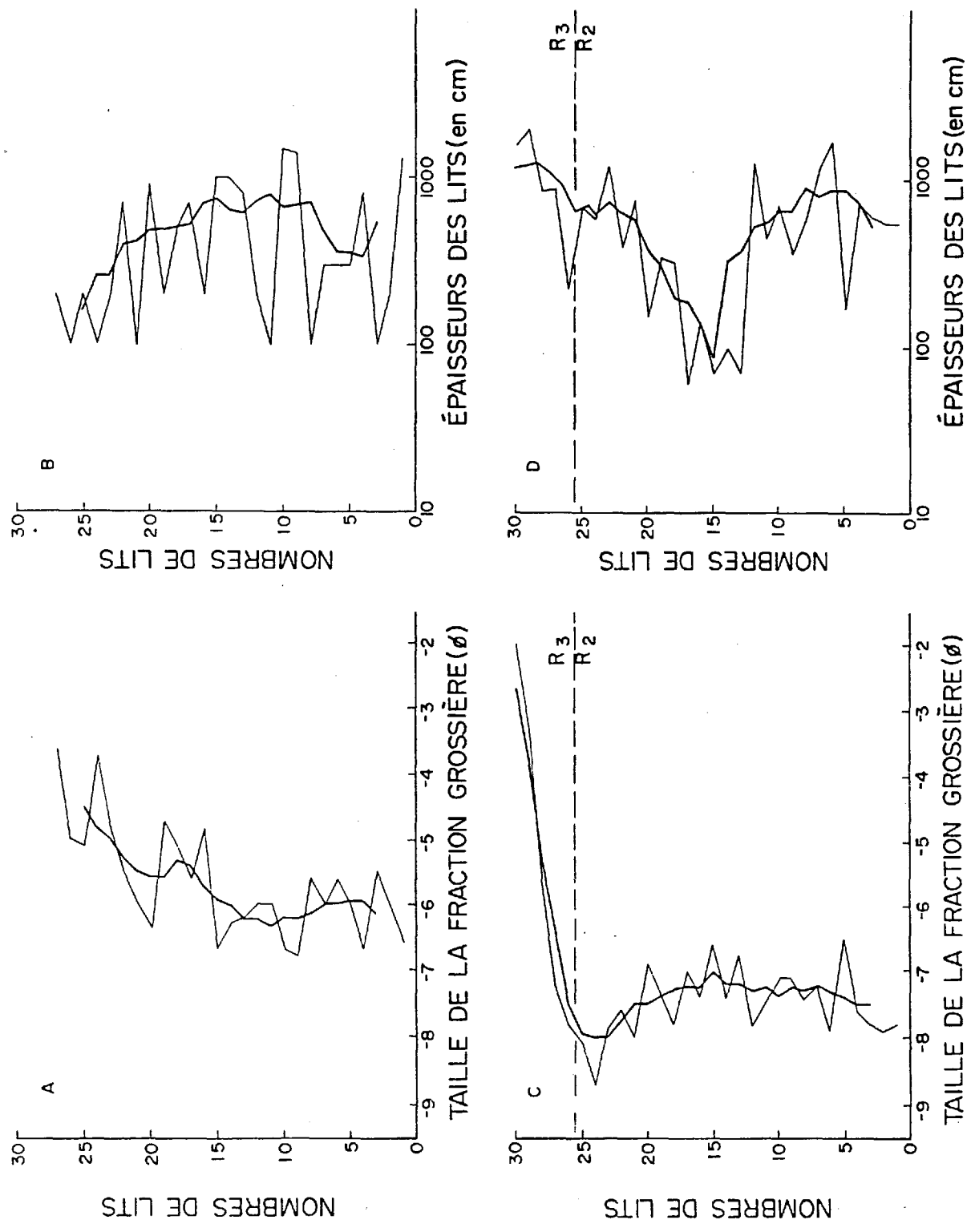


Figure 30.

tives doubles ("fining-thinning upward sequence"), caractéristiques du remplissage de chenaux (Mutti et Ricci-Lucchi, 1972, 1974; Mutti, 1974). Dans les séquences où les tailles croissent, l'augmentation du calibre des matériaux déposés peut résulter de la progradation (Mutti et Ricci-Lucchi, 1972). Mais ces deux tendances peuvent aussi résulter de variations dans la production des matériaux clastiques à la source, qu'elles soient d'origine tectonique (Lajoie, 1979b) ou volcanique (Tassé et al., 1978). D'autre part, certaines éruptions explosives produisent des volumes considérables de matériaux fins, alors que d'autres éruptions ne donnent que de faibles volumes de matériaux grossiers. Donc dans les dépôts volcanoclastiques, les tailles et les épaisseurs varieront généralement de façon indépendante, ce qui est confirmé par l'analyse des tendances du tableau 3, alors que les épaisseurs varient de façon non significative (sections 2, 4, 5, 6, 9 et 10), ou à l'inverse des tailles (sections 3 et 8).

Nemec et al. (1980), et Gloppen et Steel (1981) ont utilisé les corrélations et les rapports entre les tailles maximales des grains et l'épaisseur des strates pour caractériser des dépôts de cônes d'alluvions. Les tentatives de corrélation entre ces paramètres dans les dépôts rhyolitiques de Duprat, se soldent par des coefficients de corrélation très faibles ($r = 0,30$), des rapports très variables. Selon Lajoie et Saint-Onge (1985), cette tendance aléatoire serait typique

de dépôts résultant de mouvements de masse laminaire. Toujours selon ces auteurs, la variation de tailles et d'épaisseurs résulterait de variations de l'activité volcanique plutôt que de processus sédimentologiques sur le site du dépôt.

Dans le Complexe de Duprat, les variations des paramètres sédimentologiques (tailles des fragments, épaisseurs des strates, structures primaires) entre les unités et à l'intérieur des unités sont essentiellement le résultat de variations dans l'activité volcanique, en termes d'intensité du volcanisme, de volume et de types de matériaux. Les mécanismes de transport et d'accumulation ont toutefois joué un rôle pour produire les séquences doubles observées dans l'unité R_1 (section 2) et l'unité R_2 (section 8). La gravité a dû jouer un rôle durant le transport et le milieu de dépôt a influencé l'évolution des tendances. Dans le cas des séquences positives doubles, on a pu avoir remplissage de dépression topographique. Les séquences négatives doubles pourraient caractériser la formation de cônes de déjection (Rust, 1979), communs sur les édifices volcaniques.

Mise en place de la rhyolite massive

Les lentilles de rhyolite massive que nous avons observées dans les unités R_1 , R_3 , R_4 et R_5 diffèrent d'un secteur à l'autre par leur dimension, ainsi que par les relations

avec le matériel volcanoclastique qui les entoure. Elles sont généralement d'épaisseur métrique dans les secteurs Centre-Ouest et Centre, alors qu'elles atteignent plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur dans les secteurs Ouest et Est. Nous avons aussi répertorié des affleurements constitués exclusivement de rhyolite massive entre les sections 7 et 8, sur la ligne des rangs VII et VIII, et dans le secteur Sud. Quoique les contacts entre les lentilles et lambeaux massifs et les volcanoclastites soient généralement nets, ils sont parfois diffus et graduels, notamment dans le secteur Ouest.

Les hypothèses retenues pour ces lentilles sont la mise en place par épanchement de lave ou par intrusion dans les matériaux pyroclastiques non consolidés, ou par éjection de lambeaux de lave contemporaine à l'éjection des matériaux pyroclastiques.

Certaines lentilles de rhyolite massive, ou du moins les prolongements de leurs grands axes, recoupent la stratification, c'est-à-dire les contacts entre unités. C'est le cas, notamment, dans l'unité R_1 , dans les secteurs Centre-Ouest et Ouest, et à la base de l'unité R_3 dans le secteur Centre-Ouest (Figures 3a et 3b). Dans le secteur Ouest, il se peut que la direction des grands axes en soit une apparente, due à l'effet combiné de la topographie et du pendage des strates. Dans la rhyolite R_3 , la rhyolite massive recoupe nettement la strati-

fication à la base de l'unité. Il n'en demeure pas moins que la plupart des lentilles ont généralement des grands axes sub-parallèles à la stratification.

Les lentilles sont parfois plissées, et exhibent des structures en flammes projetées dans la fraction clastique. Nous avons considéré la possibilité que ces plis soient d'origine tectonique. Cependant, la compétence de la rhyolite massive est telle qu'elle tend à casser plutôt que de plisser sous contrainte, comme l'ont constaté Gélinas et al. (1978) dans les Complexes de Don et de Cléricy. De plus, ces plis ne se prolongent pas dans les matériaux clastiques qui englobent les lentilles. Nous devons donc conclure à une déformation syngénétique des lentilles lors de leur mise en place. L'aspect fluide exhibé par ces lentilles pour former des plis est tel qu'il faut considérer une mise en place rapide et à chaud. Cependant, l'écoulement rapide des lentilles est rendu difficile par la haute viscosité de la rhyolite.

Il est possible d'évaluer le comportement des lentilles de rhyolite massive en tant que coulées. Aucune observation de visu d'un écoulement de lave rhyolitique n'a encore été possible (Sparks, 1980, comm. pers.), probablement à cause du caractère explosif des éruptions de lave felsique. On doit donc utiliser des moyens indirects pour estimer les paramètres physiques d'une coulée. Il faut considérer le plus de paramè-

tres possible régissant l'épanchement d'une coulée comme son épaisseur, sa densité et sa viscosité. La viscosité est elle-même fonction de la température, de la concentration des volatils et du pourcentage des cristaux. L'équation de Feffery's (Friedman et al., 1963), tient compte de ces paramètres:

$$V = g \cdot d^2 \cdot \sin A \cdot \rho / 3 \mu \quad (1)$$

où V = vitesse de la coulée, (cm/s)

g = gravité (980 cm/s^2), 980 cm/s^2

d = épaisseur de la coulée (cm)

A = pente (degrés)

ρ = densité (g / cm^3)

et μ = viscosité (Pa . s)

Friedman et al. (1963) ont utilisé cette équation pour estimer la vitesse de la coulée d'une rhyodacite du volcan Trident en Alaska. Ils ont obtenu une vitesse de 0,013 cm/s. D'autre part, Fink (1980a) a estimé à 0,05 cm/s la vitesse d'une coulée dacitique de Glass Mountain, en Californie, en mesurant la fréquence des crêtes sur la coulée, et en tenant compte de la variation de viscosité de la base au sommet de la coulée. Enfin, Rose et al. (1977) ont étudié une coulée de dacite de Santiaguito qui prit plus de trois ans pour parcourir trois kilomètres. On obtient ainsi une vitesse moyenne de 0,003 cm/s pour cette coulée.

Dans le cas des lentilles de rhyolite du Complexe de

Duprat, en supposant que la rhyolite se comporte à la limite comme une coulée de rhyodacite, la viscosité de cette rhyodacite a été considérée comme la viscosité minimale pour la rhyolite. D'ailleurs, les calculs de la viscosité des rhyolites de Duprat, à partir de la composition, la température, le pourcentage d'eau et la proportion de cristaux, tels que proposés par Friedman et al. (1963), donnent des valeurs en accord avec l'estimation faite sur la rhyodacite, soit $6,9 \times 10^{10}$ Pa . s . (Friedman et al., 1963). On peut ainsi utiliser l'équation (1) pour estimer la vitesse de l'écoulement.

Pour les lentilles décamétriques de l'unité R₅ dans le secteur Est, ou de l'unité R₁ dans le secteur Ouest, on aurait les paramètres suivants:

$$\mu = 6,9 \times 10^{10} \text{ Pa . s}$$

$$\rho = 2,0 \text{ g/cm}^3$$

et $d = 2500 \text{ cm}$

Après réduction de l'équation (1), en prenant une pente moyenne de 5° , on obtient une vitesse de 0,005 cm/s. Cette vitesse est tout à fait plausible, car elle est du même ordre que la vitesse de la coulée de dacite de Santiaguito (Rose et al., 1977).

Le même calcul effectué pour les lentilles d'épaisseur métrique (100 cm), donne des vitesses de l'ordre de 10^{-5} à 10^{-6}

cm/s. Ces vitesses sont probablement surestimées, car l'équation (1) ne tient pas compte de l'augmentation de la viscosité avec le temps. En effet, la viscosité est inversement proportionnelle à la température du magma (voir Williams et McBirney, 1979, figures 2 et 4), et dans une coulée mince, la température de la lave diminue plus rapidement que dans une coulée épaisse. Ainsi, la vitesse estimée pour les lentilles de dimension réduite annule la possibilité qu'elles aient parcouru de grandes distances, à moins qu'elles aient été projetées.

Schmincke et Swanson (1967) ont décrit des lobes semblables dans les trachytes des Iles Canaries. Ils suggèrent que les lentilles sont des lambeaux de magma partiellement vacuolaires, éjectés simultanément aux matériaux ponceux dans une coulée pyroclastique. Leurs formes ondulantes et leurs bordures crénelées sont dues à l'état encore plastique de ces lambeaux. Le fait que ces lambeaux aient été préservés ajoute du poids à l'hypothèse d'un transport en milieu laminaire, dans une coulée de débris. C'est cette hypothèse que nous adoptons pour les lentilles métriques de rhyolite massive.

Pour les lentilles décamétriques de rhyolite massive, on peut difficilement invoquer un tel processus de mise en place à cause de leur dimension. Par contre, leur épaisseur a pu leur permettre de s'épancher comme de la lave. Dans le secteur Ouest, l'unité R_1 est probablement constituée en gran-

de partie, de coulées massives, avec leurs brèches de coulées associées. Ailleurs, dans le Complexe de Duprat, la partie massive n'est pas accompagnée de la zone de brèche de coulée généralement associée à la coulée (Walker, 1962). Christian-
sen et Lipman (1966) ont observé au Névéda une brèche de coulée de près de quinze mètres d'épaisseur dans une coulée rhyolitique d'une puissance de 250 mètres. En Californie, Fink (1980b) décrit des coulées de rhyolite d'environ trente mètres d'épaisseur, où la brèche occupe le mètre supérieur. A Duprat, comme à Don et à Cléricy (Gélinas et al., 1978), cette brèche est presque toujours absente. Les volcanoclastites à grain fin et à grain moyen englobant les lentilles sont identiques au-dessus et en-dessous des lentilles et sont surtout d'origine pyroclastique avec une faible proportion provenant de la désintégration des lentilles.

Les lentilles peuvent aussi être des intrusions contrôlées par la stratigraphie, tout comme dans la partie Sud du Complexe rhyolitique de Don (Gélinas et al., 1978). A la limite, il peut s'agir de petits dômes intrusifs mis en place dans des matériaux clastiques non encore consolidés. Snyder et Fraser (1963) ont observé de grandes masses dacitiques englobées dans la boue, interprétées comme des intrusions dans du matériau non encore consolidé. Furnes et al. (1980) interprètent de la même façon la mise en place de certains lobes rhyolitiques dans des "hyaloclastites" ponceuses produites par

éruption explosive (Figure 24). Toutefois, on voit rarement des "intrusions" recouper les unités sous-jacentes dans la séquence volcanique de Duprat. La même observation a été faite à Cléricy (Gélinas et al., 1978). Les lentilles sont généralement confinées à l'intérieur des unités. On a bien observé une "masse" de rhyolite massive dans l'horizon andésitique sous-jacent à l'unité R₅ dans le secteur Est, qui pourrait être un dyke nourricier menant à l'horizon R₅ (Figure 3c). Mais rien ne permet de généraliser ce mode de mise en place à toutes les lentilles de rhyolite massive dans le complexe.

Nous devons donc envisager plus d'un mécanisme de mise en place de la rhyolite massive dans le Complexe de Duprat. Les grandes lentilles décamétriques peuvent constituer des coulées ou de petits dômes intrusifs dont on ne voit pas la racine, mis en place dans des pyroclastites non consolidées. Quant aux lentilles métriques, il s'agit probablement de lambeaux de lave encore plastiques projetés et transportés en même temps que les volcanoclastites qui les englobent.

Milieu de mise en place des rhyolites

Il est justifié de se demander s'il est correct de comparer les rhyolites de Duprat, dont on ne sait si elles sont sub-aquatiques ou sub-aériennes, avec les rhyolites sub-aériennes d'Alaska, de Californie ou d'Amérique du Sud. Si

les rhyolites de Duprat sont sub-aquatiques, la première objection à cette comparaison est l'effet de l'eau sur le taux de refroidissement du magma. Le magma refroidit plus rapidement dans l'eau que dans l'air. Par conséquent, sa viscosité s'accroît plus rapidement sous l'eau. On peut cependant opposer à cette objection l'argument que dans une coulée sub-aquatique, la pression hydrostatique fait en sorte que le magma garde plus longtemps sa pression de volatils, ce qui a pour effet de diminuer la viscosité du magma (Williams et McBirney, 1979, p. 23). D'après Sparks et al. (1980), le verre d'une coulée pyroclastique d'origine sub-aérienne à 800° C verra sa température diminuer à 750° à une profondeur de 500 m sous l'eau. Toutefois, en raison de la pression hydrostatique, sa viscosité diminuera de 2×10^{10} Pa . s à 2×10^8 Pa . s. Or nous avons vu que la viscosité du magma rhyolitique de Duprat est du même ordre de grandeur. Il n'y a donc pas de différence significative dans la viscosité du magma rhyolitique, qu'il coule en milieu sub-aérien ou sub-aquatique. Son comportement rhéologique sera sensiblement le même. On peut donc assumer qu'une coulée sub-aérienne pauvre en volatils mais à température relativement élevée, peut se comporter comme une coulée sub-aquatique à basse température, mais riche en volatils, à l'intérieur de certaines limites.

D'autre part, certaines structures observées dans l'unité R₄, telles que les "fiamme", la soudure d'échardes et de

ponces, l'écrasement de ponces et le moulage des fragments (Figure 25) sont caractéristiques d'une mise en place à chaud, dans un milieu sub-aérien (Ross et Smith, 1961). Des structures très semblables à celles observées à Duprat ont été décrites dans des unités pyroclastiques sub-aériennes de la ceinture volcanique archéenne de Uchi-Confederation, en Ontario, par Thurston (1980). Cependant, d'autres études (Francis et Howells, 1973; Sparks et al., 1980) ont montré que des coulées pyroclastiques sub-aquatiques peuvent se souder, peut-être même plus facilement qu'en milieu sub-aérien, à cause de la pression hydrostatique qui agit sur la solubilité des volatils et la viscosité du magma.

Nous verrons dans la prochaine section que d'autres structures observées dans les roches mafiques et les exhalites indiquent un milieu de mise en place situé dans une zone de transition entre un environnement sub-aérien et un environnement sub-aquatique.

PÉTROGRAPHIE DES ROCHES INTERMÉDIAIRES ET MAFIQUES

Le Complexe de Duprat comprend une variété de roches volcaniques intermédiaires et mafiques, parfois difficiles à distinguer sur le terrain. La pétrographie a permis de reconnaître des andésites, des dacites, des basaltes et des roches composites.

En affleurement, l'andésite est généralement vert clair à vert sombre, aphanitique et contient des amygdales millimétriques à centimétriques remplies d'épidote, de quartz, de calcite et/ou de chlorite. Au microscope, la minéralogie de l'andésite est assez homogène dans tout le complexe. Elle est essentiellement constituée d'un assemblage micro- à crypto-cristallin de plagioclase, de quartz, d'actinote et/ou de chlorite, d'épidote, de leucoxène, de stilpnomélane, d'opakes (sulfures et oxydes) (Figure 31), et de traces de pumpelleyite et de prehnite. La chlorite remplace partiellement ou complètement l'actinote. Les microlites de plagioclase et la pâte cryptocristalline donnent une texture pilotaxitique et des reliques de texture hyalopilitique (Figure 32). Les microphénocristaux de plagioclases sont parsemés d'aiguilles de chlorite, de séricite, et localement de pumpelleyite. Des agrégats de chlorite ceinturés d'une mince mosaïque de quartz ressemblent à des pseudomorphes de l'olivine (Figure 33).

Les dacites montrent sensiblement la même minéralogie et les mêmes textures que l'andésite. En affleurement, leur couleur est plus claire que celle de l'andésite. En lame mince, la dacite contient un pourcentage un peu plus élevé de quartz microcristallin et de chlorite que l'andésite (Figure 34). En plus des textures rencontrées dans l'andésite, la texture trachytique et des agrégats de chlorite et de quartz pseudomorphes de l'olivine sont aussi présents localement.

Figure 31. Microphotographie d'une andésite micro-
à crypto-cristalline constituée d'albite,
de quartz, d'actinote ou de chlorite, d'é-
pidote et de leucoxène. Unité B₂, secteur
Est. Lumière naturelle. 12,5 X.

Figure 32. Microphotographie d'une andésite micro-
cristalline avec microlites de plagioclase,
montrant une texture pilotaxitique. Unité
B₂, secteur Est. Lumière naturelle. 12,5 X.

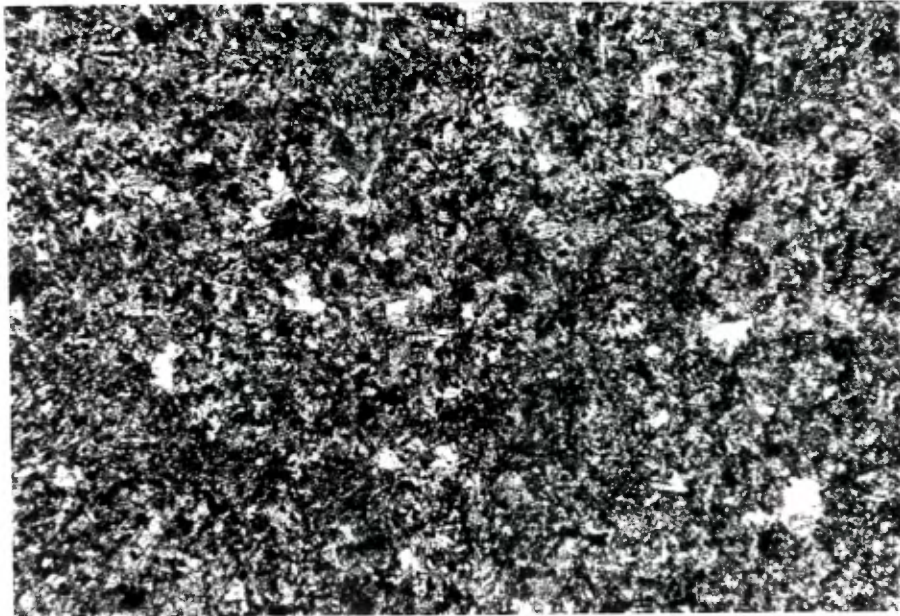


Figure 31



Figure 32

Figure 33. Microphotographie d'une andésite de l'unité B₂ montrant un agrégat de chlorite entouré d'un liséré de quartz en mosaïque, pseudomorphe de l'olivine. Secteur Est. Lumière polarisée. 12,5 X

Figure 34. Microphotographie d'une dacite dans l'unité B₂ du secteur Est. On note une amygdale remplie d'épidote dans le coin inférieur droit. Lumière naturelle. 12,5 X.

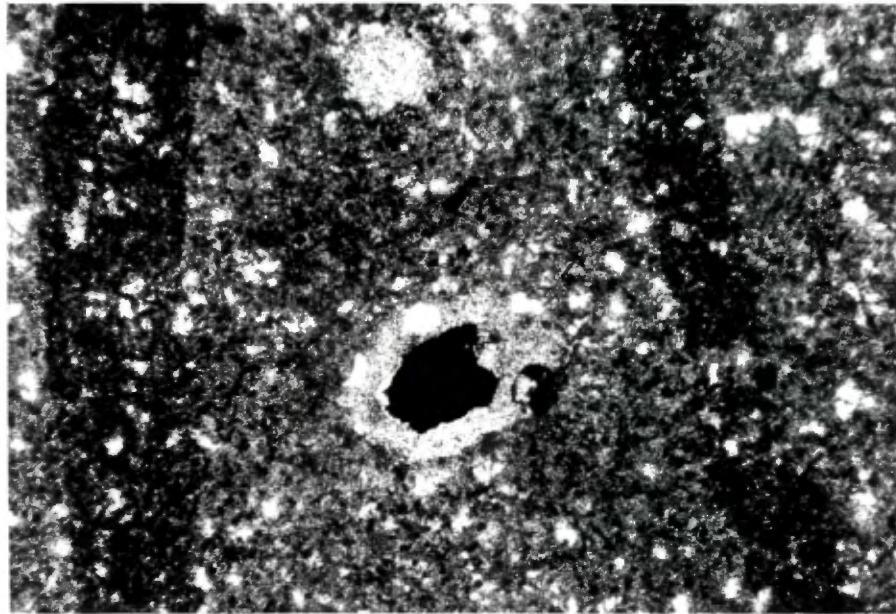


Figure 33

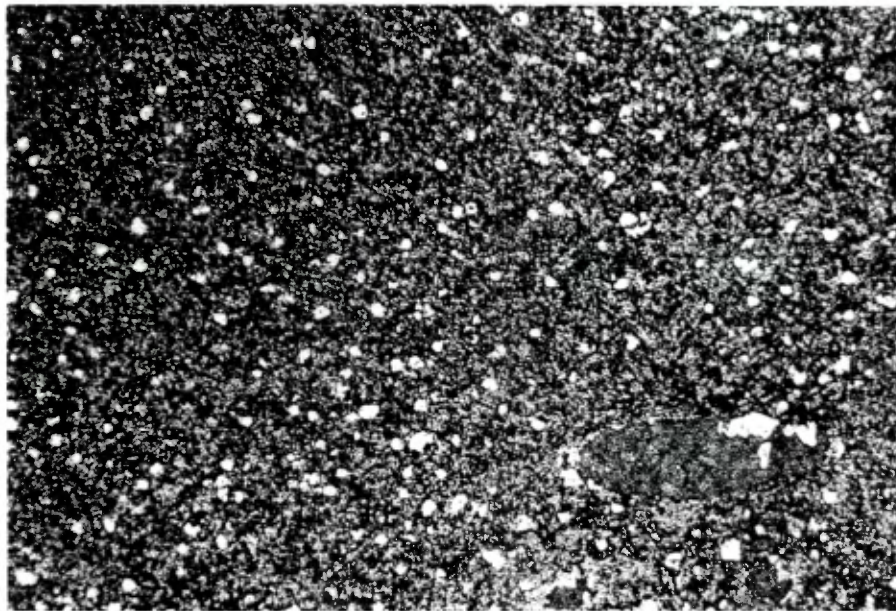


Figure 34

Les amygdales présentes dans la dacite sont plus petites que celles des andésites. La dacite exhibe les mêmes structures que l'andésite, c'est-à-dire en coulées massives, clastiques et coussinées.

Les basaltes diffèrent à peine des andésites sur le terrain. En lame mince, ils contiennent plus de plagioclase albitisé, et plus d'opaques, généralement de la pyrite (Figure 35). Les microlites de plagioclase y sont aussi mieux développés que dans l'andésite. Les textures et les structures y sont les mêmes que dans l'andésite également.

Certains horizons volcaniques de composition intermédiaire présentent des caractères particuliers. Ces roches volcaniques sont composées de lambeaux et de fragments felsiques aphanitiques, centimétriques à métriques, dans une méso-stase à grains aphanitiques à moyens, de composition intermédiaire (Figures 36, 37 et 38). Le pourcentage des lambeaux et des fragments varie, mais ne dépasse pas 40%. Les lambeaux ont un aspect fluidal et un comportement plastique (Figure 37). En affleurement, les contacts sont généralement nets entre les deux composantes.

La composante felsique, de même composition minéralogique que les rhyolites, diffère de celles-ci par l'absence de phénocristaux de quartz et d'albite. Les fragments et lam-

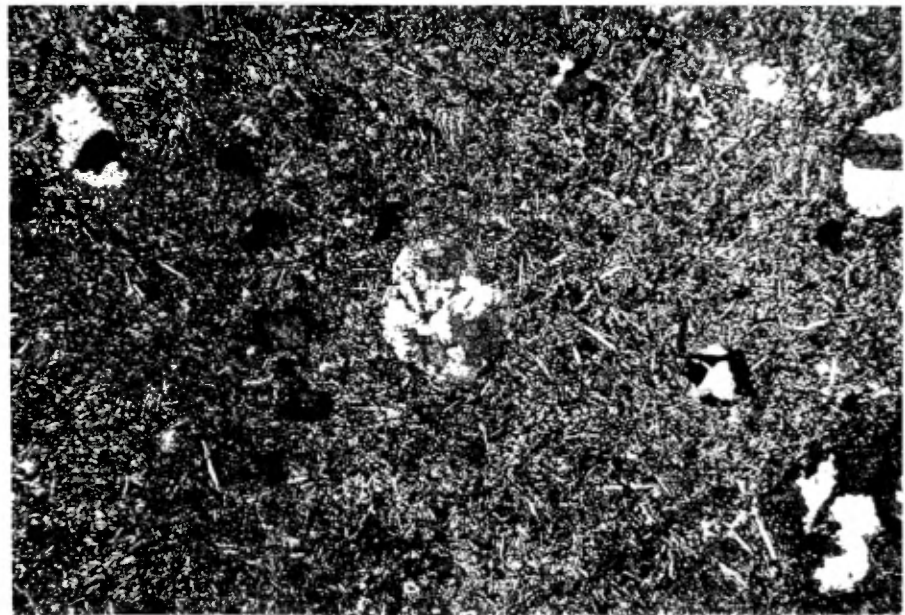


Figure 35. Microphotographie d'un basalte de l'unité B₂, secteur Est. Notez l'amygdale remplie de quartz et d'épidote, au centre, et les grains de pyrite (noirs). Lumière naturelle. 12,5 X.

Figure 36. Fragments anguleux et lambeaux felsiques dans une mésostase de composition intermédiaire dans l'horizon de roches composites de l'unité B₂, secteur Est.

Figure 37. Lambeaux felsiques dans une mésostase clastique de composition intermédiaire dans la roche composite de l'unité B₂, secteur Est.



Figure 36



Figure 37



Figure 38. Lambeaux felsiques dans une
mésostase clastique intermé-
diaire dans la roche composite
dans l'unité B₂, secteur Est.

beaux felsiques sont toujours amygdalaires. Leur bordure interne est épidotisée en plusieurs endroits, et montre une zone d'altération qui entoure complètement les fragments, traduisant un processus d'altération postérieur à la fragmentation et à la mise en place des fragments (Figure 36). Quelques lambeaux ont localement la forme de coussins.

La minéralogie des lambeaux et fragments felsiques diffère de celle de la mésostase intermédiaire. La composante felsique est composée presque uniquement d'une pâte micro- à crypto-cristalline de quartz et d'albite, avec un peu d'épidote et très peu de chlorite. Des micro-phénocristaux squelettiques d'albite apparaissent dans certains fragments. L'albite est localement remplacée par du quartz. Nous avons aussi reconnu des agrégats de chlorite et de quartz pseudomorphes de l'olivine. La texture fluidale et surtout la texture trachytique caractérisent les fragments et lambeaux (Figure 39). A part une concentration d'épidote à la bordure de certains fragments, nous n'avons pas observé plusieurs zones texturales dans les fragments. Les amygdales ellipsoïdales sont remplies de quartz, de calcite, de chlorite ou d'épidote.

La composante intermédiaire massive possède la même minéralogie que l'andésite (quartz + albite + chlorite + actinote + opaques + stilpnomélane). Il existe localement des poches d'épidote dans la mésostase, comme dans les autres roches

Figure 39. Microphotographie d'un lambeau felsique composé de microlites d'albite, de quartz, de chlorite et d'épidote, donnant une texture trachytique. Notez les amygdales remplies d'une mosaïque de quartz. Lumière polarisée. 31 X.

Figure 40. Microphotographie de la mésostase de la roche composite de l'unité B₂, secteur Est. La mésostase est composée de fragments d'andésite amygdalaire et d'échardes déformées, et de fragments de cristaux de quartz. Lumière naturelle 12,5 X. Les échardes déformées résultent probablement d'une explosion magmatique.

Figure 41. Microphotographie du contact entre un fragment felsique (à gauche) et la mésostase intermédiaire (à droite). Notez la concentration d'épidote dans la mésostase. Lumière polarisée. 31 X.

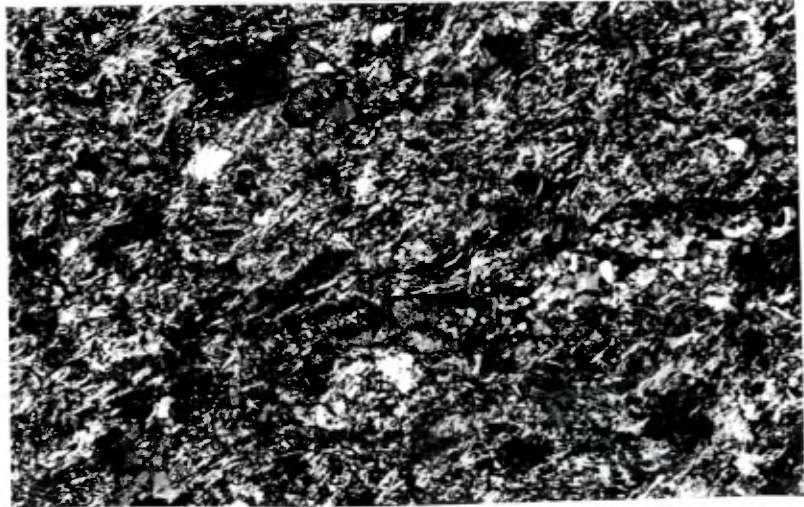


Figure 39

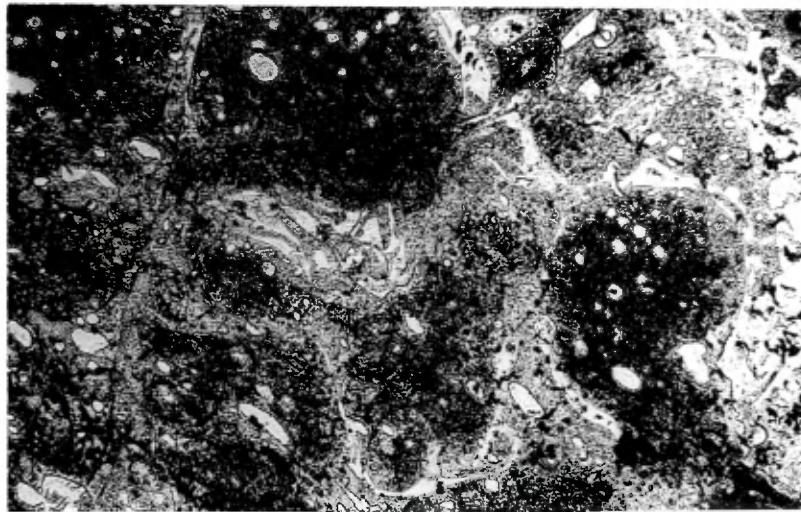


Figure 40

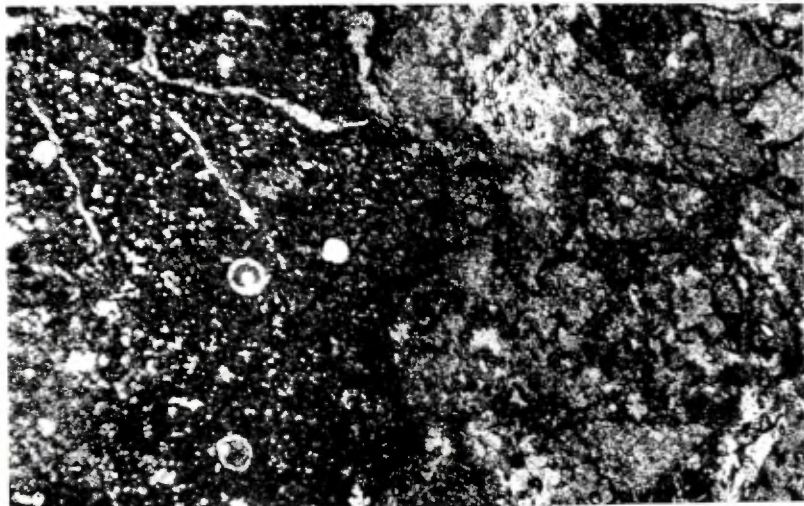


Figure 41

intermédiaires et mafiques du complexe. Ces poches ont des contours diffus et se distinguent aisément des lambeaux et fragments felsiques.

La composante intermédiaire peut être clastique ou massive. Lorsqu'elle est clastique, la mésostase contient des fragments anguleux de taille fine à grossière de composition intermédiaire et felsique. Les fragments de composition intermédiaire prédominent. Ils sont poncés localement. Nous avons relevé une quantité d'autres textures, telles que perlitites, sphérolites, texture axiolitique et la soudure d'échardes. Tous ces éléments sont contenus dans une pâte micro- à cryptocristalline de quartz, d'albite, de chlorite et d'épidote (Figure 40). L'épidote forme parfois des plages qui obscurcissent totalement les textures, notamment autour des fragments et lambeaux felsiques (figure 41).

Les lambeaux et les fragments felsiques sont distribués de façon chaotique; nous avons observé des variations latérales et verticales rapides de leur pourcentage et de leur taille, dans une même strate. La seule structure observée, cependant, est l'orientation préférentielle des grands axes des fragments et des lambeaux, qui sont presque partout parallèles à la stratification, avec imbrication locale (Figures 36 et 37).

La genèse de cette roche "composite" sera discutée plus loin.

LES UNITES INTERMEDIAIRES ET MAFIQUES

Nous avons identifié trois unités de roches volcaniques intermédiaires à mafiques (Figure 19). L'unité B_1 , constituée d'andésite, est localisée entre les unités rhyolitiques R_1 et R_3 , dans les secteurs Centre-Ouest, Centre et Sud. L'andésite apparaît sous forme de coulées massives, de brèches de coulées et d'ébauches de coussins. On a aussi observé une lentille de roche composite dans le secteur Sud, interstratifiée avec l'unité R_3 .

L'unité B_2 (Figure 19) est constituée d'horizons d'andésite associés à des horizons de dacite et de roche composite (B_2c). Elle se situe au-dessus de l'unité rhyolitique R_3 dans les secteurs Centre-Ouest et Sud-Ouest, et au-dessus de la rhyolite R_4 (FP) dans le secteur Est. Dans tous ces secteurs, le contact entre B_2 et les unités sous-jacentes est concordant et minéralisé en sulfures disséminés. L'unité B_2 présente un ensemble de coulées andésitiques massives, de brèches de coulées et de coussins bien développés (Figures 42 et 43). Les coulées massives d'épaisseur métrique à décimétrique sont généralement accompagnées de brèches de coulée (Figure 3c). Les séquences ayant à la base une coulée massive, suivies d'une



Figure 42. Contacts entre une coulée d'andésite massive (à droite) et la brèche de coulée associée dans l'unité B₂, secteur Ouest.



Figure 43. Contact entre une coulée d'andésite à coussins et la brèche de coulée associée dans l'unité B₂, secteur Est.

coulée à coussins et d'une brèche de coulée au sommet sont semblables à celles décrites ailleurs dans la région de Rouyn-Noranda par Dimroth et al. (1978), et dans d'autres régions de la province du Lac Supérieur (Hargreaves et Ayres, 1979). L'une ou l'autre partie d'une séquence peut être absente (Figure 3c).

La séquence comprend aussi des horizons clastiques non lités et d'étendue latérale restreinte à quelques mètres. Ces horizons sont constitués de projections d'aspect fluide ("spatters") dans une mésostase de fragments de taille moyenne ($2 \text{ mm} < d < 64 \text{ mm}$), très anguleux et amygdalaires, qui ressemblent à des ponces ou des scories. S'il s'agit, comme nous le croyons, de dépôts de fontaine de lave, ces dépôts seraient les seules retombées pyroclastiques reconnues dans le complexe (Figures 44 et 45).

Quelques minces dykes et filons-couches centimétriques à décimétriques d'andésite recourent les coulées. Ces filons sont généralement aphanitiques, massifs et sans amygdales; ils montrent une mince bordure de trempe. Ils diffèrent nettement des dykes de diorite de puissance généralement métrique à décimétrique, et à cristaux grenus.

L'horizon composite B_2c se retrouve, comme l'horizon B_2 , dans presque tous les secteurs du complexe. Il est à son

Figure 44. Lambeaux (projections) d'andésite montrant une structure fluidale dans un horizon de volcanoclastites andésitiques de l'unité B₂, secteur Est.

Figure 45. Volcanoclastites andésitiques dans l'unité B₂ du secteur Est. La ligne noire représente un centimètre sur le terrain.



Figure 44.

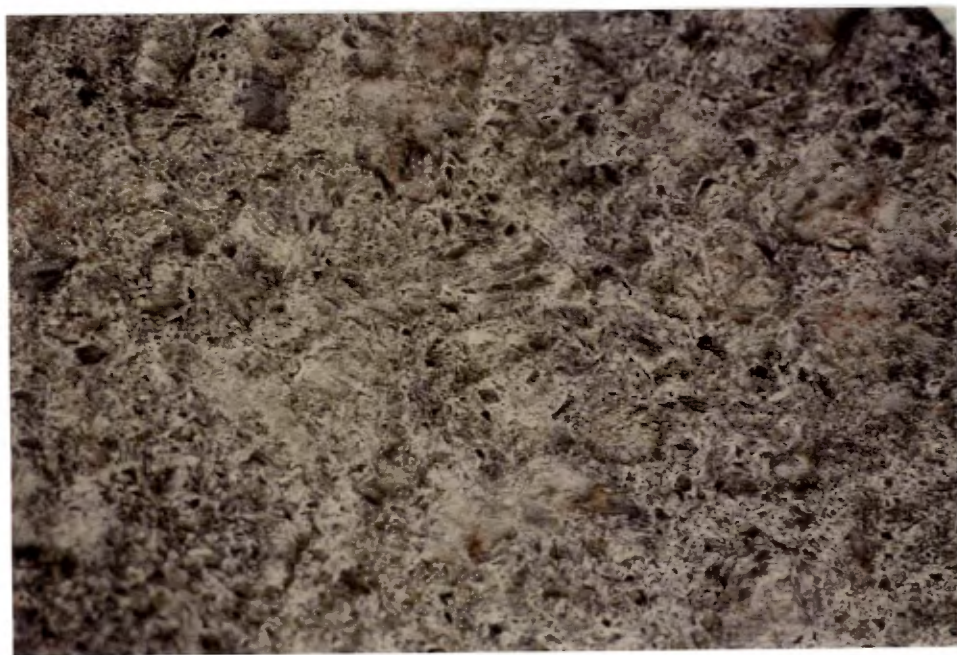


Figure 45.

plus épais dans le secteur Est où les structures sont le mieux exposées (Figure 3c), alors qu'il ne constitue qu'une lentille dans le secteur Centre-Ouest. Partout, il est concordant avec l'unité B_2 .

Le litage n'est pas évident dans l'horizon B_2c . On remarque toutefois des changements notables dans la nature de la mésostase intermédiaire qui est parfois massive, parfois clastique. Nous avons relevé des contacts francs entre des horizons où les pourcentages et la nature des fragments ou des lambeaux étaient différents. Nous avons interprété ces horizons comme des coulées distinctes (Figure 3c).

L'unité B_3 , située présumément au sommet de la séquence volcanique dans la région étudiée, a été observée à l'extrémité Est de la charnière de l'anticlinal. Son contact inférieur avec l'unité B_2 est concordant. Elle est constituée de coulées de basaltes et d'andésite. Elle débute par des coulées massives avec leurs brèches de coulées associées, pour passer ensuite à un horizon constitué uniquement de coussins (Figure 46). C'est dans cette unité qu'on a observé la pyritisation et l'oxydation la plus spectaculaire dans le complexe. Cette minéralisation s'étend du sommet de l'unité B_2 à l'horizon à coussins dont la bordure a été pyritisée.



Figure 46. Coussins avec bordure pyritisée et oxydée dans l'unité B₂ du secteur Est.

MISE EN PLACE DES ROCHES MAFIQUES ET INTERMÉDIAIRES

Les textures et structures observées dans les basaltes, andésites et dacites posent peu de problèmes quant à leur genèse et leur mise en place. Les coulées forment des séquences "coulée massive - coulée à coussins - brèches de coulée" semblables aux séquences décrites ailleurs dans la province du Lac Supérieur (Carlisle, 1963; Dimroth et al., 1978; Hargreaves et Ayres, 1979). Ces coulées se sont donc mises en place en milieu sub-aquatique. Comme la plupart de ces roches contiennent entre 5 et 15% d'amygdales, elles se sont mises en place en milieu relativement peu profond, c'est-à-dire à moins de 200 m de profondeur (McBirney, 1963; Moore, 1975; Williams et McBirney, 1979).

On peut difficilement évaluer l'extension latérale des coulées d'andésite, car les affleurements montrent peu de continuité. La détermination de la proximité de la source, à partir de l'agencement des différentes structures de coulée, est également difficile à obtenir. En effet, dans une même coulée, le passage vertical ou latéral d'une partie massive à une partie coussinée peut être interprété non seulement comme le passage d'un faciès proximal à un faciès distal, mais aussi comme le résultat d'un changement dans le régime d'écoulement qui dépend de la vitesse, de la viscosité, de l'épaisseur et du taux d'approvisionnement de la lave (Hargreaves et Ayres, 1979).

Dans l'unité B₂, pour les dépôts de fontaine de lave, il faut considérer une source proximale, en milieu peu profond, et même sub-aérien, pour permettre l'éruption explosive des matériaux de ces dépôts.

Les basaltes, les andésites et les dacites se sont donc mis en place généralement sous forme de coulées de lave massive, de coulées en coussins, avec leurs brèches de coulées associées, et localement sous forme de projections issues de fontaines de lave. Le tout s'est probablement accumulé en milieu sub-aquatique relativement peu profond pour permettre la vésiculation de la lave et l'éruption explosive de certains matériaux de dépôts clastiques.

LES ROCHES COMPOSITES

Les roches composites sont les roches intermédiaires les plus problématiques. Toutes les observations de terrain et pétrographiques tendent à montrer que nous sommes en présence de deux composantes distinctes, l'une felsique, sous forme de fragments et de lambeaux centimétriques à métriques, l'autre intermédiaire ou mafique, massive ou fragmentaire.

L'occurrence simultanée d'une composante mafique et d'une composante felsique dans une même roche volcanique a été souvent observée ailleurs dans le monde. Fenner (1938 et 1944)

et Wilcox (1944) décrivent des "coussins de basalte" à l'intérieur d'une coulée rhyolitique dans le parc Yellowstone. L'éruption du volcan Novarupta à Katmai, en Alaska, a produit des blocs ponceux avec des rubans claires de rhyolite et des rubans sombres d'andésite (Curtis, 1968). Schmincke (1967, 1976), rapporte une coulée composite constituée d'un tuf soudé de composition trachytique se terminant au sommet par une phonolite. Plusieurs volcans d'Islande, dont l'Hekla, montrent l'évidence d'éruption simultanée de matériaux rhyolitiques et basaltiques (Thorarinsson, 1954), ou encore des changements brusques de composition au cours d'une même éruption (Thorarinsson, 1954; Gibson et Walker, 1963). L'Islande est d'ailleurs reconnue depuis longtemps pour le contraste de composition de ses roches, avec un pôle rhyolitique et un pôle basaltique, sans produit de composition intermédiaire (Bunsen, 1851 cité par Yoder, 1973; Walker, 1962).

Une telle bimodalité a aussi été reconnue depuis longtemps dans les empilements volcaniques de la ceinture Abitibi, où il est observé l'alternance des coulées basaltiques et andésitiques avec les rhyolites. Plus localement, Gélinas et al. (1976) décrivent des varioles felsiques dans des laves basaltiques du groupe de Blake River.

Il existe plusieurs hypothèses pour expliquer la genèse d'une roche ignée formée à partir de deux phases liquides

apparemment incompatibles. Kennedy (1931) introduisit le terme de "composite flow" pour décrire une coulée constituée d'une phase aphanitique surmontée d'une phase porphyrique. Selon Kennedy, les deux phases seraient le produit de la différenciation d'un même magma. Curtis (1968), d'autre part, explique la formation de blocs de ponce rubanée par le mélange d'une andésite provenant d'une chambre magmatique sise sous le mont Katmañ et d'une rhyolite provenant d'une autre chambre située sous la Valley of Ten Thousand Smokes. Fenner (1948) proposa l'immiscibilité pour expliquer la genèse des deux composantes qui ont produit le mélange de magma de Katmañ, ainsi que celui de la rivière Gardiner, au parc Yellowstone. Gélinas et al. (1976a et b) proposèrent également l'immiscibilité comme mécanisme de formation des basaltes variolaires du groupe de Blake River en Abitibi. Enfin, Yoder (1973) invoque la fusion fractionnée d'une même source pour former deux liquides de composition différente.

En plus des hypothèses déjà énumérées, un processus d'altération aurait pu produire ce type de roche. Gibson et Watkinson (1979) et Gibson et al. (1983) décrivent ainsi des roches de la formation Amulet, jusqu'alors appelées rhyolites :

"... cross-cutting zones of white fragment breccia occurring as linear, fault - or fracture - controlled zones of white silicified, quartz-amygdaloidal andesite and andesite fragments in a finer grained, chloritized matrix."

Le but principal de l'étude étant d'établir la stratigraphie du complexe volcanique, nous avons surtout étudié le mode d'occurrence de la roche composite dans le Complexe de Duprat. Nous avons quand même fait des observations lors de la cartographie, la pétrographie et l'étude géochimique, qui pourraient permettre de limiter le nombre d'hypothèses quant à la genèse d'une telle roche. Ces hypothèses se résument pour l'instant, (i) au mélange de magmas cogénétiques, (ii) au mélange de magmas non cogénétiques, (iii) à l'immiscibilité, et (iv) à l'altération.

Le mélange de magma est l'un des mécanismes les plus exploités pour expliquer l'occurrence de roches composites. A Duprat, la roche composite consiste en lambeaux et fragments felsiques dans une matrice de composition intermédiaire. Ce type d'occurrence contraste avec les caractéristiques habituelles des exemples déjà décrits de Katmañ en Alaska (Curtis, 1968), de Yellowstone (Wilcox, 1944), d'Askja (Sigurdsson et Sparks, 1981) et de Torfajökul (McGarvie, 1984) en Islande, et de Topsails à Terre-Neuve (Whalen et Currie, 1984). Généralement, ces roches composites sont constituées de fragments ou lambeaux basaltiques dans une matrice rhyolitique.

Seuls les basaltes variolaires montrent des globules de roches felsiques incluses dans une mésostase mafique. On explique leur formation par le processus de l'immiscibilité.

Bowen (1928) fut le premier à proposer des critères diagnostiques de l'immiscibilité dans les roches. Roedder (1979) et Gélinas et al. (1976a et b) ont résumé les critères mégascopiques, microscopiques et géochimiques de l'immiscibilité dans les roches (Tableau 4).

Les lambeaux felsiques de la roche composite de Duprat peuvent être assimilés aux globules décrits par Gélinas et al. (1976, 1977) pour des occurrences d'immiscibilité. Ces lambeaux sont généralement déformés, amygdalaires (les vacuoles ayant été remplies par la suite) et de taille variable. A l'exception de la coalescence des lambeaux, la plupart des critères mégascopiques diagnostiques de l'immiscibilité sont observés dans la roche composite de Duprat.

Cependant, ces critères ne sont pas exclusifs au phénomène de l'immiscibilité. Ils sont diagnostiques de la coexistence de deux magmas, qu'elle soit issue de l'immiscibilité ou d'un autre mécanisme pouvant générer deux magmas comme la différenciation magmatique par cristallisation fractionnée et par fusion partielle.

Les critères microscopiques de l'immiscibilité sont absents dans les roches composites de Duprat. Nous n'avons observé aucune nucléation, aucun ménisque entre les deux phases. La coexistence de deux verres de composition différente est

TABEAU 4

Résumé des critères d'immiscibilité
(d'après Gélinas et al., 1976, 1977; Roedder 1979)

CRITERES MEGASCOPIQUES

- Globules déformés
- Roche encaissante liquide
- Coalescence des globules
- Vacuoles de gaz dans les globules
- Variation dans la taille des globules

CRITERES MICROSCOPIQUES

- Coexistence de deux verres de composition différente
- Nucléation
- Ménisque entre les deux phases
- Cristallisation primaire de mêmes minéraux dans les deux phases

CRITERES GEOCHIMIQUES

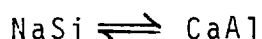
- Gradient infini de composition entre les deux phases
- Composition de la roche totale
- Uniformité de composition

AUTRES CRITERES

- Occurrence des deux phases séparément: rhyolite et andésite.

difficile à prouver, en raison des conditions de cristallisation, de recristallisation et de métamorphisme auxquelles les roches ont été soumises. L'occurrence primaire d'un même minéral dans les deux phases est possible cependant: on trouve des agrégats pseudomorphes de l'olivine dans la phase felsique et dans la phase mafique de la roche composite. Toutefois, ces pseudomorphes auraient pu résister à l'altération d'une roche homogène au départ.

L'altération est un mécanisme qui pourrait expliquer la présence d'éléments felsiques dans une mésostase de composition intermédiaire. En supposant que les lambeaux et les fragments étaient originellement de même composition que la mésostase, ils ont pu subir une silicification lors de la migration d'éléments représentés par la réaction:



La chaux (CaO) ainsi lessivée des fragments a pu migrer vers l'extérieur pour favoriser la formation d'épidote en bordure et dans la mésostase. Nous avons effectivement observé des bordures de fragments épidotisées, de même que des poches d'épidote isolées dans la mésostase (Figure 41). D'autre part, l'altération de la bordure interne des lambeaux et fragments felsiques montre que l'altération a été un processus in situ, c'est-à-dire après la mise en place. En effet, l'altération entoure complètement les fragments et lambeaux. Dans

le cas contraire, l'altération aurait pu résulter d'un processus primaire antérieur à la fragmentation et à la mise en place. Enfin la texture trachytique observée dans les lambeaux et fragments est assez semblable à celle observée dans la méso- stase de composition intermédiaire.

Plusieurs lambeaux et fragments de la roche composite de Duprat exhibent les textures observées dans les fragments de "vitrophyres" par Gibson et al. (1983), dans les andésites silicifiées de Buttercup Hill. Ces textures sont les fractures perlitiques, les sphérolites et les amygdales de quartz. Gibson et al. (1983) ont aussi noté l'absence de phénocristaux de quartz et de feldspath dans ces vitrophyres, comme nous l'avons observé dans les lambeaux felsiques de Duprat.

Les roches composites constituent des horizons continus et concordants (Figure 19). Leur occurrence ne correspond pas nécessairement à des zones concentrées autour de vacuoles ou de fractures remplies de chlorite, comme c'est le cas dans la formation Amulet décrite par Gibson et Watkinson (1979) et Gibson et al. (1983). Cependant ces auteurs mentionnent aussi des horizons d'andésite altérées parallèles à la stratigraphie, comme à Duprat. A défaut d'observer des chenaux ou des aquifères pour transporter les solutions hydrothermales qui ont pu altérer des roches dans le Complexe de Duprat, on observe des horizons d'exhalites presque immédiatement sous les roches di-

tes "composites". Les unités rhyolitiques sous-jacentes aux roches composites sont généralement fragmentaires et ont pu servir d'aquifères aux solutions hydrothermales minéralisantes qui ont produit les exhalites. L'épisode d'activité hydrothermale s'est probablement prolongée durant l'éruption des andésites pour produire l'altération qui a généré les roches composites.

Nous ne pouvons définir définitivement le mécanisme de formation de la roche composite à partir des seuls critères pétrographiques mégascopiques ou microscopiques. Nous pouvons seulement conclure que la composante felsique des roches composites peut être le résultat de l'altération in situ. Nous ne pouvons encore rejeter complètement l'hypothèse du mélange de deux magmas, et dans ce cas il faudrait identifier le mécanisme qui a généré les deux composantes soit la différenciation magmatique (fusion partielle ou cristallisation fractionnée) ou l'immiscibilité. Pour répondre à ces questions, nous devons recourir à la géochimie de ces roches, qui sera discutée au chapitre III.

MISE EN PLACE DES ROCHES COMPOSITES

Les roches composites montrent deux modes d'accumulation. La roche composite massive s'est probablement mise en place sous forme de coulées de lave relativement quiètes. Par

contre, la roche composite clastique contient des fragments amygdalaires, des fragments ponceux aux vacuoles étirées, des échantillons soudés et déformés, et des lambeaux déformés, qui sont diagnostiques d'une fragmentation explosive et d'une accumulation à chaud comme des coulées pyroclastiques. Le caractère explosif est conciliable avec la nature composite de la roche. Le mélange de magma, l'un des mécanismes considérés dans la genèse de la roche composite, est aussi l'un des processus invoqués dans la production d'éruptions explosives (Sparks et al., 1977).

La présence de ponces et de fragments de laves vacuolaires dans la roche composite indique une mise en place en milieu peu profond, ce qui est en accord avec la conclusion tirée des caractéristiques des dépôts andésitiques sous-jacents à la roche composite, notamment dans le secteur Est.

AUTRES ROCHES EFFUSIVES DU COMPLEXE

Dans la région de Rouyn-Noranda, le sommet des séquences rhyolitiques est généralement coiffé d'un horizon de roches felsiques à grains fins d'aspect chertoux, et minéralisé en sulfures disséminés ou en bandes centimétriques de pyrite, pyrrhotine et chalcopryrite massive comparable aux horizons de chert dans le secteur minéralisé des Mines Millenbach et Amulet (de Rosen-Spence, 1976; Comba, 1975; Hall, 1982). Nous

avons observé de tels horizons dans le Complexe de Duprat sur le flanc Nord et sur le flanc Sud de l'anticlinal, au contact des unités R_3 et B_2 . Localement, ces horizons exhibent des structures primaires telles que laminations parallèles et obliques, granoclassesments et microplis discontinus (Figure 47). Il s'agit probablement d'horizons de tufs d'épaisseur centimétriques à décimétriques. Ces tufs sont composés presque exclusivement de quartz et d'albite crypto-cristallins avec des grains automorphes de sulfures. Ces tufs ont été sans doute recristallisés, de sorte que leurs textures primaires ont été complètement oblitérées. Ces horizons de tufs felsiques représentent probablement les derniers événements d'un cycle de volcanisme felsique explosif, et comme tels, ils ont été intégrés à l'unité rhyolitique qu'ils recouvrent. On a observé localement des blocs qui déforment les laminations des tufs. De telles déformations ne seraient possibles que si la trajectoire des blocs était aérienne.

Le caractère chertueux des horizons tufacés, de même que les sulfures résultent fort probablement de l'activité fumarollienne qui suit la fin d'un cycle volcanique felsique. Les fluides hydrothermaux, qui ont traversé l'empilement volcanique, transportent des métaux de base qui ont précipité sous forme de sulfures là où les conditions physico-chimiques le permettaient, c'est-à-dire dans des horizons poreux, à la surface de l'empilement (Wilson, 1941; Comba, 1975; de Rosen-



Figure 47. Horizon de tuf chertueux minéralisé en sulfures disséminés, situé au sommet de l'unité rhyolitique R_3 dans le secteur Centre-Ouest. ³ Noter la figure de charge au centre: un bloc anguleux déforme les laminations présentes dans le tuf.

Spence, 1976; Hall, 1982). Ces "exhalites" se forment très souvent à l'interface entre l'empilement volcanique et l'eau de mer. En effet, l'eau de mer est un agent de transport privilégié pour les ions métalliques. Les inclusions fluides des minerais de cuivre, de plomb et de zinc d'origine volcanique de type Kuroko ont des compositions isotopiques semblables à celle de l'eau de mer (Skinner, 1979), indiquant le rôle important de l'eau de mer dans la formation de ces gisements. De plus, de tels gisements se forment actuellement dans les fonds marins comme celui de la mer Rouge, de même qu'au large des Galapagos. Le même phénomène a vraisemblablement minéralisé le sommet de l'unité B₂ et la base de l'unité B₃.

CORRÉLATIONS DES UNITÉS

En tenant compte des caractéristiques lithologiques, pétrographiques et structurales et des relations spatiales entre les unités, il a été possible de corrélérer les différentes unités d'un secteur à l'autre (Figures 6 et 48).

Nous avons aussi utilisé les tufs minéralisés et les horizons pyritisés comme horizons-repères. Ces horizons d'exhalites marquent généralement une période d'accalmie dans le volcanisme et sont probablement étendus à tout le complexe. Nous avons identifié trois horizons d'exhalites importants tant par leur étendue que par la minéralisation associée.

NUMÉRIQUE

Page(s) de dimension(s) hors standard numérisée(s) et positionnée(s) à la suite des présentes pages standard

DIGITAL FORMAT

Non-standard size page(s) scanned and placed after these standard pages

L'horizon d'exhalite 1 s'étend à tout le complexe. Il s'agit plutôt de la limite supérieure du cycle 1. Il affleure très peu sur le terrain. Le passage de l'unité R_1 aux unités sus-jacentes est très peu minéralisé en sulfures. Il consiste localement en un tuf très fin laminé. Dans le secteur Centre-Ouest, cette limite correspond à une discordance angulaire entre les unités R_1 et R_2 . Dans le secteur Ouest, cet horizon se confond avec l'exhalite 2 (Figures 3a, 3b et 48). L'horizon d'exhalite 2 s'étend vraisemblablement à tout le complexe. Il se situe entre le sommet des unités rhyolitiques R_3 et R_4 et la base de l'unité B_2 . Dans les secteurs Centre-Ouest et Sud, cette exhalite se manifeste sous forme de tuf chertoux minéralisé en sulfures disséminés. Dans les autres secteurs, le tuf a disparu, mais le contact entre la rhyolite et la roche intermédiaire sus-jacente n'en est pas moins minéralisé en sulfures disséminés. Dans le secteur Centre-Ouest, l'exhalite est localisée entre l'unité R_3 et l'unité B_2 . Dans le secteur Est, la rhyolite R_4 (FP) vient s'intercaler entre l'unité R_3 et l'unité B_2 . Sur le flanc Sud de l'anticlinal, l'horizon minéralisé est de nouveau au contact entre R_3 et B_2 (Figure 48).

L'horizon d'exhalite 3 est situé entre la roche composite B_2c et le basalte B_3 et aussi entre R_5 et B_2 dans le secteur Est. Le prolongement de cet horizon vers le Nord passe au-dessus de l'unité R_5 . Des sondages en profondeur confirment la présence de ce contact entre la rhyolite R_5 et le ba-

salte B_3 . Le contact est minéralisé aussi en sulfures disséminés (2-10% de pyrite, pyrrhotine et sphalérite). En surface, la zone correspondante est cisailée et fortement altérée. L'altération s'étend dans le basalte à coussins de l'unité B_3 . L'extension latérale de cet horizon est limitée à environ 500 m (Figures 3c et 48).

La figure 6a montre les corrélations obtenues entre les différentes coupes stratigraphiques des différents secteurs. L'image schématisée qu'on obtient du complexe a été représentée à la figure 49, tandis que le détail a été représenté sur la carte de la figure 48.

L'unité rhyolitique R_1 constitue la base de la séquence. Elle est recouverte par l'unité B_2 dans le secteur Ouest, par l'unité rhyolitique R_2 dans le secteur Centre-Ouest, par l'unité R_3 dans le secteur Est, et par l'unité B_1 dans les secteurs Centre et Sud-Ouest. L'unité B_1 est recouverte par l'unité rhyolitique R_3 partout dans le complexe, sauf dans le secteur Centre-Ouest où elle est recouverte par l'unité rhyolitique R_2 localement. L'unité R_2 , visible seulement dans le secteur Centre-Ouest, est recouverte par l'unité rhyolitique R_3 . Celle-ci est recouverte régionalement par B_2 , sauf dans le secteur Est, où l'unité R_4 vient s'intercaler. Les unités sus-jacentes R_5 et B_3 dans l'ordre ne sont observées que dans le secteur Est. En fait, à part l'unité R_1 , la plupart des

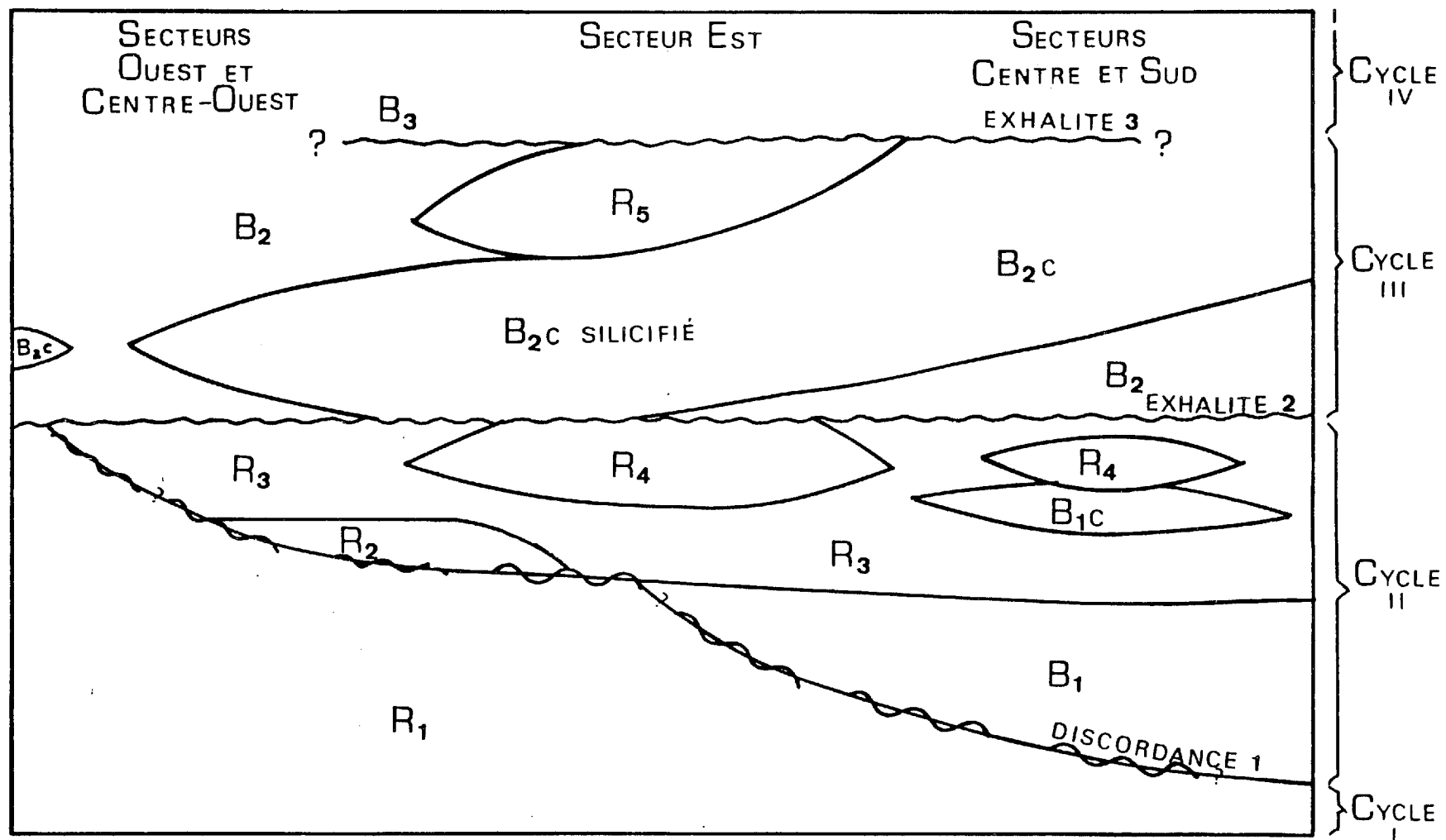


Figure 49. Schéma des corrélations dans le Complexe volcanique de Duprat. Même légende qu'à la figure 19.

unités semblent constituer des lentilles, les unes de dimensions réduites comme les unités R_2 , R_4 et R_5 , les autres s'étendant d'un secteur à l'autre comme les unités B_1 , R_3 et B_2 .

Les corrélations ont été difficiles à établir à l'intérieur des unités. Les dépôts forment souvent des lentilles d'extensions latérales limitées (Figure 6b). Les possibilités de corrélation entre les différentes sections s'en trouvaient ainsi limitées. Dans le secteur Centre-Ouest, il a été possible d'effectuer des corrélations en se basant sur des paramètres comme le pourcentage de blocs et de lapillis, les variations granulométriques et les variations d'épaisseur des strates (Figure 6b). L'interprétation qu'on peut en tirer est confirmée par l'identification des contours de chenaux lors de la cartographie (Figure 3b).

Les unités volcaniques du complexe représentent une séquence d'événements divisés en cycles. Chaque cycle, représenté par un groupe d'unités, est séparé des autres cycles par des périodes d'accalmie dans le volcanisme. Ces périodes d'accalmie peuvent se manifester par la présence d'horizons d'exhalites qui témoignent d'un épisode calme, alors que les solutions hydrothermales ont pu percoler jusqu'à la surface où les sulfures se sont précipités. Une période d'accalmie peut aussi se traduire par un contact érosif ou discordant, ou encore par un changement brusque dans la nature des roches.

De Rosen-Spence (1976) et Gorman (1975) ont utilisé l'apparition ou la disparition de phénocristaux dans les rhyolites pour définir des cycles. Gélinas et al. (1978) ont utilisé ce critère allié à la présence d'horizons d'exhalites entre les horizons rhyolitiques du Complexe de Don pour y définir trois cycles. Dans le Complexe de Cléricy (Gélinas et al., 1978), trois cycles ont été définis en se basant sur la présence de phénocristaux. Deux de ces cycles débutent par une andésite en contact direct avec la rhyolite du cycle sous-jacent.

Le Complexe de Duprat peut être ainsi divisé en quatre cycles basés sur des critères pétrographiques et stratigraphiques. Le cycle 1 est constitué de l'unité R_1 uniquement. Le cycle 2 comprend de la base au sommet les unités B_1 , R_2 , R_3 et R_4 . Le cycle 1 est séparé du cycle 2 par le contact entre la rhyolite R_1 et l'andésite de l'unité B_1 dans les secteurs Centre et Sud-Ouest, et par une discordance angulaire entre les unités R_1 et R_2 . Le cycle 3 est composé des unités B_2 et R_5 . Les cycles 2 et 3 sont séparés par l'horizon d'exhalite 2 qui s'étend à tout le complexe. Le cycle 4 est composé uniquement de l'unité B_3 et est séparé du cycle 3 par l'horizon d'exhalite 3 qui se manifeste à la surface par une zone d'altération assez forte de la base de l'unité B_3 , juste au-dessus des unités B_2 et R_5 dans le secteur Est. Nous n'avons pas formellement identifié cet horizon ailleurs. Nous avons donc quatre cycles. Deux de ces cycles (2 et 3) représentent des séquen-

ces complètes avec les basaltes à la base, et la rhyolite au sommet, coiffée d'un horizon d'exhalite. Les cycles 1 et 4 sont incomplets dans la région étudiée. Dans le cycle 1, seule R_1 , l'unité rhyolitique supérieure du cycle est visible, alors que seule B_3 , l'unité basale intermédiaire du cycle 4 affleure (Figure 6).

L'organisation d'une séquence volcanique en plusieurs cycles n'est pas un concept nouveau, et apparaît justifiée dans le contexte de la région étudiée. Nous verrons plus loin que la cyclicité du Complexe de Duprat résulte directement des mécanismes pétrogénétiques physiques et chimiques régissant la mise en place du complexe volcanique.

La figure 48b montre une coupe structurale perpendiculaire à l'axe du pli. La coupe a été effectuée en assumant que le pli était de type cylindrique. Elle met en évidence le déversement du pli vers le Nord, la discontinuité latérale de certaines unités (R_2 , R_3 et R_4) et le mouvement des failles qui affectent la stratigraphie. Le mouvement le long des failles permet d'expliquer le rapprochement des flancs du pli dans un terrain géologique constitué surtout de roches compétentes qui montrent très peu de schistosité. On notera le déplacement du bloc de rhyolite R_4 vers le haut et vers le Nord-Est dans le nez du pli, permettant ainsi le rapprochement des blocs situés de chaque côté (Figures 48a et b). Nous signa-

lons aussi la manifestation possible de plis parasites le long des contacts inférieur et supérieur de l'unité R_2 et au contact entre les unités B_2 et R_3 . Enfin, certains dykes de diorite et d'andésite recoupent nettement la stratigraphie et constituent des conduits volcaniques probables, notamment dans les secteurs Centre-Ouest (bas de la figure 48b) et Est (Figure 48a).

SOURCE DES MATÉRIAUX VOLCANIQUES

La cartographie de la séquence volcanique de Duprat complétée par l'étude des sections stratigraphiques ont permis de déduire que les unités rhyolitiques sont d'énormes lentilles d'extensions latérales variables, constituées en grande partie de dépôts pyroclastiques mis en place par courants de densité de haute concentration comme les coulées de débris régis par la gravité, et accumulés dans des "chenaux" ou des cônes de déjection sur un talus.

Les dépôts produits par des coulées de haute concentration exhibent communément une diminution de la taille et du pourcentage de la fraction grossière de l'amont vers l'aval (Blatt et al., 1972, p. 161). D'ailleurs, les variations latérales des tailles, des épaisseurs et des structures primaires ont déjà été utilisées pour retracer la source de dépôts résultant de coulées pyroclastiques (Kuno et al., 1964; Walker,

1971; Tassé et al., 1978; Teal, 1979; Lajoie, 1979a). Nous avons appliqué cette méthode aux dépôts du Complexe de Duprat pour situer leurs positions relatives par rapport à une ou plusieurs sources.

Pour étudier les variations granulométriques latérales, nous avons représenté graphiquement les tailles maximales sur la carte de la figure 50. Dans les coupes 2 à 10, la granulométrie maximale représentée est la moyenne des dix plus grandes tailles mesurées dans chaque unité. Ailleurs, la valeur représentée est une estimation visuelle de la plus grande taille moyenne. Les sections ont aussi fait l'objet d'une étude statistique quant à la granulométrie, à l'épaisseur des strates et leurs structures primaires. La figure 29 résume les paramètres statistiques calculés, c'est-à-dire, les moyennes de tailles maximales, les moyennes des épaisseurs des strates, et le pourcentage relatif de structures primaires. Nous avons aussi calculé la probabilité que les variations d'épaisseur et de granulométrie étaient significatives d'une section à l'autre.

Dans l'unité rhyolitique R_1 (Figure 50) les fragments les plus gros ont été mesurés dans deux secteurs: Centre-Ouest et Ouest. A partir du maximum du secteur Ouest, les tailles diminuent de part et d'autre. On note le même phénomène dans le secteur Centre-Ouest. L'analyse détaillée des

NUMÉRIQUE

Page(s) de dimension(s) hors standard numérisée(s) et positionnée(s) à la suite des présentes pages standard

DIGITAL FORMAT

Non-standard size page(s) scanned and placed after these standard pages

granulométries et des épaisseurs dans les sections stratigraphiques 2, 3, 4 et 9 (Figure 29), pour l'unité R_1 , montre de plus, qu'il n'y a pas de différence significative entre les secteurs Centre-Ouest et Centre: il peut s'agir de la même population de fragments (Figure 29). On peut quand même déduire des variations granulométriques qu'il y a deux sources possibles pour les dépôts de l'unité rhyolitique R_1 , correspondant aux maxima des secteurs Ouest et Centre-Ouest.

Le secteur des tailles maximums du Centre-Ouest est intéressant parce qu'il correspond à la fois au maximum granulométrique d'une variation latérale et au maximum granulométrique d'une variation verticale (Figure 50). Le maximum granulométrique du secteur Ouest indique aussi la proximité d'une source. Deux hypothèses se présentent pour expliquer ces deux maximums granulométriques: ils indiquent deux sources distinctes ou correspondent à des dépôts provenant d'une même source, mais ayant emprunté des chenaux ou dépressions différents.

Il est difficile de concevoir deux sources pouvant générer des matériaux aussi semblables, à moins qu'elles soient reliées entre elles. Deux cheminées d'un appareil volcanique, reliées à un même conduit magmatique peuvent produire des matériaux éruptifs analogues, et c'est probablement le cas des dépôts de l'unité R_1 . D'autre part, l'augmentation des tail-

les de la base vers le sommet, et de l'aval vers l'amont dans le secteur Centre-Ouest est caractéristique de dépôts de cône de déjection sur un talus (Rust, 1979), ou encore d'une progradation dans un cône sous-marin (Walker, 1978). Dans le cas de l'unité rhyolitique R_1 , la progradation observée peut résulter d'un changement à la source qui devient de plus en plus proximale, ou encore de plus en plus active. L'augmentation ou même la constance de l'activité volcanique a probablement entraîné la croissance de l'édifice volcanique et favorisé la formation de cônes de déjection, fréquents sur les volcans qui croissent. De plus, les dépôts de l'unité R_1 sont probablement issus de coulées de débris volcaniques, typiques dans les cônes de déjection.

L'unité rhyolitique R_2 , restreinte au secteur Centre-Ouest a fait l'objet d'une étude détaillée. La variation latérale des tailles est significative d'une section à l'autre, et elle est symétrique par rapport à la section 5 (Figure 29). La variation d'épaisseur n'est significative qu'entre les sections 5 et 6 alors qu'elle diminue. Les fréquences des structures primaires sont aussi distribuées symétriquement par rapport à la section 5.

L'unité rhyolitique R_2 est une lentille de dépôts clastiques qui peut être interprétée comme un chenal ou un cône de déjection. Cette lentille (Figure 3b) est en fait

constituée de plusieurs lentilles d'extension latérale restreinte qui sont des lits imbriqués de brèches et de lapillistones à blocs. La symétrie de la distribution des tailles et des structures primaires de part et d'autre d'un axe situé le long de la coupe 5 (Figures 29 et 50) indiquerait que nous avons un chenal. La variation verticale des tailles ne montre cependant pas une séquence positive double généralement observée dans les dépôts de remplissage de chenal. Nous n'avons pas plus d'évidence d'érosion à la base de l'unité R_2 . Le contact entre l'unité R_1 sous-jacente et l'unité R_2 n'est pas visible. Toutefois, on peut noter un changement d'attitude des strates de part et d'autre de ce contact. Celui-ci peut donc correspondre à une discordance angulaire, résultat d'un effondrement ou d'une faille, phénomène fréquent dans un édifice volcanique. L'effondrement aurait donné une dépression topographique où les dépôts de l'unité R_2 ont pu s'accumuler. Ces dépôts, constitués de blocs anguleux, dont la morphologie se compare aux colonnades de refroidissement, sont les produits probables de la destruction d'un dôme. Les débris sont tel que démontré lors de l'étude des variations verticales. La destruction du dôme et l'effondrement ont pu être contemporains.

L'unité rhyolitique R_3 montre une variation systématique des grandes tailles des fragments. Les tailles maximales sont localisées dans la section 9 dans le secteur Centre, et

dans le secteur Est, section 8. Les épaisseurs ne varient pas de façon systématique, ni de façon significative. Dans l'unité R_3 , le secteur Centre (section 9) est le secteur où on observe le plus grand pourcentage de strates de lapillistones alors que les autres secteurs sont plus tufacés (Figures 6a et 29).

Comme l'unité R_1 , les dépôts de l'unité R_3 se sont probablement mis en place par courant de densité de haute concentration, par écoulement laminaire si l'on se fie à l'absence de structures de traction dans ces dépôts (Figure 29). L'absence de variations verticales significatives ne permet pas de définir le type d'accumulation comme on a pu le faire pour les dépôts de l'unité R_1 . La variation latérale et significative des tailles permet toutefois de suggérer la proximité d'une source entre les secteurs Centre et Est (Sections 8 et 9).

L'estimation visuelle des tailles des plus gros fragments mesurés dans l'unité rhyolitique R_4 indique une augmentation systématique de la taille des fragments du flanc Sud de l'anticlinal en suivant la stratigraphie. De plus, on observe un affleurement entier de rhyolite massive à proximité des tailles maximales observées dans le secteur Est. Dans le secteur Sud, au sud de la rivière Mouilleuse, la phase clastique est assez grossière, mais elle résulte d'une fragmentation sur

place et elle est donc d'origine autoclastique. Plusieurs blocs se détachent d'une masse de rhyolite massive, et s'emboîtent les uns dans les autres. Ils n'ont donc pas été remobilisés. La présence d'un affleurement de 5000 m² de rhyolite massive et la diminution des tailles maximales observées à partir de cet affleurement nous font conclure que la source est située à proximité.

L'unité R₅, limitée au seul secteur Est, ne montre pas de variations latérales des tailles ou des épaisseurs des strates qui sont toutes massives. Le secteur Est est la seule source probable de cette unité.

La rhyolite massive peut aussi nous renseigner sur la proximité des sources de matériaux rhyolitiques. Les laves felsiques ont la propriété de s'écouler lentement à cause de leur grande viscosité, de sorte qu'elles ne parcourent que de courtes distances à partir de la source avant de refroidir. La présence de ces coulées épaisses, ou même de masses intrusives, devrait indiquer la proximité de la source. D'autre part si, comme nous le proposons, les entités massives de dimensions réduites sont éjectées en même temps que les volcanoclastites qui les englobent lors d'une éruption, elles devraient se comporter comme tout fragment transporté lors de l'écoulement de masse. On devrait donc observer une augmentation des tailles de ces lentilles de rhyolite massive à mesure

qu'on s'approche de la source. Donc, les plus grandes dimensions, qu'elles soient observées dans les grandes lentilles ou dans les petites lentilles, devraient indiquer la proximité de la source.

Nous avons mesuré les longueurs visibles des grands axes des lentilles de rhyolite massive. Elles sont représentées sur la carte de la figure 51. Nous avons converti les longueurs en \emptyset car la distribution des tailles des grands axes suit une loi log-normale.

L'échantillonnage a permis de délimiter trois secteurs où les tailles sont les plus grandes, soit les secteurs Ouest, Centre-Ouest et Centre. Le secteur Ouest est toutefois celui où on observe le plus grand nombre d'entités massives de grande taille. Le secteur Ouest constitue, par conséquent, une zone source probable. Pour l'unité R_3 , les tailles maximales s'observent surtout dans le secteur Est. Le secteur Est est également la zone source probable pour les lentilles de rhyolite massive des unités R_4 et R_5 .

Si l'on compare la distribution des grandes tailles des lentilles et celle des plus gros fragments des volcanoclastites, on voit qu'il y a une assez bonne correspondance dans la localisation des maxima. Il en ressort que la zone comprenant les secteurs Ouest et Centre-Ouest constitue vrai-

NUMÉRIQUE

Page(s) de dimension(s) hors standard numérisée(s) et positionnée(s) à la suite des présentes pages standard

DIGITAL FORMAT

Non-standard size page(s) scanned and placed after these standard pages

ment une zone proximale pour les volcanoclastites et les lentilles des unités R_1 et R_2 , tandis que la source des unités R_3 , R_4 et R_5 est probablement à proximité de la région du secteur Est.

Les roches volcaniques des unités mafiques peuvent aussi nous donner des indices quant à la proximité de sources volcaniques. Ainsi, la présence de "spatters" indique généralement la proximité d'une source, surtout si on les retrouve dans des dépôts clastiques ponceux ou scoriacés mafiques. De tels dépôts ont été identifiés dans le secteur Est dans l'unité B_2 .

De plus, si les roches composites résultent de l'altération hydrothermale, elles indiqueraient alors la proximité d'un centre volcanique, car l'activité hydrothermale est généralement plus efficace près des cheminées volcaniques. Dans le Complexe de Duprat, ces roches sont les plus abondantes dans le secteur Centre-Ouest et dans le secteur Est. Cette indication corroborent les déterminations des sources volcaniques déduites plus haut.

ENVIRONNEMENT ET FACIÈS

Nous avons essayé de définir l'environnement et les faciès de l'empilement volcanique du Complexe de Duprat à par-

tir des caractéristiques lithologiques, pétrographiques et structurales des roches du complexe.

La présence de coussins dans les laves mafiques et intermédiaires, l'existence d'horizons continus d'exhalites, et l'absence de dépôts importants de retombées pyroclastiques à l'exception des dépôts de fontaine de lave, sont des évidences d'une mise en place en milieu sub-aquatique. Le soudage de matériaux pyroclastiques a été souvent utilisé comme indicateur d'une mise en place en milieu sub-aérien (Rankin, 1960; Beavon, 1974). Cependant, Sparks et al. (1980) montrent que l'accumulation en milieu sub-aquatique favorise au contraire le soudage des matériaux d'une nuée ardente. D'autre part, plusieurs roches sont riches en vacuoles et en amygdales, ce qui limite la profondeur de mise en place de ces roches en milieu sub-aquatique (Williams et McBirney, 1979). Il est donc raisonnable de conclure que l'appareil volcanique de Duprat s'est édifié dans un milieu sub-aquatique peu profond, peut-être sub-aérien localement.

Les caractères diagnostiques des faciès volcaniques sont nombreux et une brève revue de ces caractères s'impose. Williams et McBirney (1979) énumèrent les éléments propres aux faciès central, proximal et distal d'un appareil volcanique (Tableau 5), et ils insistent sur la nécessité d'un ensemble de caractéristiques pour définir un faciès. Un seul critère

ne saurait être diagnostique d'un faciès.

Lajoie (1979a) s'arrête plus spécialement aux faciès volcanoclastiques et résume les variations caractéristiques lors du passage du faciès proximal au faciès distal: les tailles et les épaisseurs des strates diminuent généralement du faciès proximal au faciès distal. Tassé et al. (1978), par ailleurs, montrent que différents régimes d'écoulement induisent des arrangements différents des dépôts dans les différents faciès. Ainsi, des matériaux transportés par courant laminaire génèrent des dépôts montrant des structures de suspension surtout, et dont les épaisseurs peuvent augmenter du faciès proximal au faciès distal. Des matériaux transportés par courant turbulent forment surtout des structures de tractions et les dépôts exhiberont une diminution des tailles et des épaisseurs en s'éloignant de la source.

L'inventaire des caractères de toutes les roches massives ou clastiques du Complexe de Duprat permet de définir des faciès (Tableau 5). Presque tous les secteurs montrent des caractères des faciès central et proximal. Les seuls caractères de faciès distal observés sont les coulées de laves restreintes et le faible soudage des pyroclastites, encore que ces caractères dépendent largement du régime d'écoulement et de l'environnement de mise en place. Les secteurs Est et Ouest montrent le plus grand nombre de critères diagnostiques

TABLEAU 5

Inventaire des caractéristiques de Facies
des différents secteurs du complexe de Duprat

FACIES VOLCANIQUE

SECTEURS

	O	C-O	C	S	E
CENTRAL (0,5 - 2 km)					
Dykes et sills	X	X	X	X	X
Brèche de pipe					
Altération hydrothermale		X			X
Ejection strombolienne					X
Laves siliceuses épaisses et rubanées	X	X	X		X
Retombées stratifiées mal triées					
Pente initiale abrupte	X	X			
Volume des coulées = volume des pyroclastites	X	X	X		X
Matériel de remplissage de cheminée					
PROXIMAL (2 - 5 km)					
Coulées larges et épaisses	X			X	X
Laves avec blocs ($d \leq 10$ m) anguleux		X			
Retombées pyroclastiques					X
Zone d'altération entre les coulées					
Débris clastiques remobilisés					
Pyroclastites soudées	X	X	X	X	X
DISTAL (5 - 15 km)					
Strates continues latéralement					
Retombées finement litées					
Blocs (<1 m) sub-arrondis					
Sédiments interlités					
Laves restreintes à des chemi- nées secondaires isolées					?
Nappes basaltiques dans des vallées					
Soudure faible	X	X	X	X	X

du faciès central. Cette conclusion est en accord avec nos déductions faites à partir des variations latérales granulométriques, volumétriques et structurales, quant à la proximité de sources de matériaux dans les secteurs Ouest et Est. Les autres secteurs montrent essentiellement le faciès proximal.

CHAPITRE III

GÉOCHIMIE ET PÉTROLOGIE

INTRODUCTION

Les études géochimiques des roches volcaniques de la bande volcanosédimentaire de l'Abitibi dans le Groupe de Blake River ont permis de subdiviser les roches volcaniques subalcalines en unités tholéitiques et calco-alcalines (Barragar, 1968; Goodwin et Ridler, 1970; Gélinas et al., 1977; Jolly, 1980; Goodwin et Smith, 1980; Gélinas et al., 1982, 1984). Les unités tholéitiques sont caractérisées par un enrichissement en FeO total, et par des teneurs en éléments en trace comparables à celles des tholéiites modernes. Les unités calco-alcalines exhibent un enrichissement en alcalis, leurs basaltes associés ont tendance à avoir des teneurs élevées en alumine (Al_2O_3) (Kuno, 1960), et on y mesure des teneurs plus élevées en ions hygromagmatophiles (K, Rb, Sr, Ba, Zr, Th et éléments légers des terres rares) que dans les unités tholéitiques (Gélinas et al., 1982; Ludden et al., 1982).

Les deux ensembles d'unités tholéitiques et calco-alcalines du Blake River comprennent des rhyolites qui, tou-

tefois, dominant dans les unités calco-alcalines. Les rhyolites composent environ 15% de l'empilement volcanique du Groupe de Blake River (Gélinas et al., 1982). Ce pourcentage est comparable à celui des provinces volcaniques modernes, telles que l'Islande (Sigurdsson, 1977; Sigurdsson et Sparks, 1981), et les Cascades de l'Ouest américain (McBirney, 1968; White et McBirney, 1978). La genèse de ces rhyolites et leurs relations avec les roches mafiques associées posent des problèmes, et jusqu'à récemment, on avait porté peu d'attention au détail de la géochimie des ensembles basalte-rhyolite dans l'Archéen. Ces informations sont pourtant nécessaires pour l'identification des affinités géochimiques et de l'origine de ces séries volcaniques.

Le Complexe de Duprat est situé dans un secteur dont l'affinité chimique n'a pas été détaillée encore à ce jour. Les rhyolites y constituent un volume d'environ 30 km^3 , avec respectivement 10 km^3 dans l'unité rhyolitique R_1 , $0,05 \text{ km}^3$ dans R_2 , 19 km^3 dans R_3 , $0,5 \text{ km}^3$ dans R_4 et $0,3 \text{ km}^3$ dans R_5 . Les analyses chimiques des roches échantillonnées le long de la rivière Kanasuta par Goodwin (1979) et par l'auteur (Verpaelst, 1980), montrent une affinité intermédiaire entre les tendances tholéiitiques et calco-alcalines dans cette région. L'analyse détaillée de la géochimie des roches de Duprat permettra d'en préciser la ou les affinités, de même que les mécanismes pétrogénétiques qui ont produit l'association rhyo-

lite-andésite observée dans le complexe. La géochimie du Complexe de Duprat sera ensuite comparée à celle d'autres séries volcaniques de l'Abitibi, et à celles des provinces volcaniques modernes.

ÉCHANTILLONNAGE ET MÉTHODES D'ANALYSE

Nous avons recueilli près de 130 échantillons pour fin d'analyse chimique. L'échantillonnage s'est effectué sur des affleurements où les effets de l'altération étaient réduits au minimum, en évitant les zones où on pouvait observer des agrégats ou des auréoles d'épidote autour des coussins, qui témoignent d'une migration excessive mais locale du calcium, et les zones de failles. Nos échantillons furent surtout prélevés dans les roches d'aspect massif, les volcanoclastites étant plus susceptibles à l'altération après la mise en place. Quelques échantillons de roches clastiques felsiques ont été analysés afin de compléter le jalon géochimique de la séquence volcanique.

De tous les échantillons de roche prélevés, nous en avons retenu 61 pour une étude plus approfondie de leur chimie (Figure 52; Appendice II). Les critères de sélection sont ceux élaborés par Gélinas et al. (1977; 1982; 1984). Ces derniers prennent en considération les modifications qui interviennent dans la minéralogie et qui entraînent des change-

NUMÉRIQUE

Page(s) de dimension(s) hors standard numérisée(s) et positionnée(s) à la suite des présentes pages standard

DIGITAL FORMAT

Non-standard size page(s) scanned and placed after these standard pages

ments entre les constituants chimiques. Ainsi, l'étude pétrographique permet, en général, de déceler les roches les plus altérées. Les indices pétrographiques suivants furent employés: l'albitisation totale des plagioclases calciques primaires, accompagnée d'une chloritisation de tous les minéraux mafiques primaires; quantité excessive de carbonates ou d'épidote. Les critères géochimiques utilisés sont: l'excès d'alumine par rapport à la somme totale des oxydes CaO , Na_2O et K_2O , causé par la migration du calcium et qui se manifeste par la présence de corindon virtuel dans le calcul de la norme C.I.P.W.; l'excès d'alcalis, causé par l'albitisation des plagioclases calciques et qui peut être traduit par la néphéline virtuelle dans la norme C.I.P.W.; et l'excès de volatils ($\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 > 3,8\%$). Parmi les 61 échantillons, nous en avons retenu 19, représentatifs des différentes unités pour fins d'analyse des éléments des terres rares (Tableaux 6 et 7). Les méthodes d'analyse sont décrites en Appendice I.

GÉOCHIMIE

Eléments majeurs

Les roches du Complexe de Duprat appartiennent au domaine des roches sub-alkalines. Si nous retenons la teneur en silice pour fin de classification des roches effusives, nous distinguons des basaltes, des andésites, les ro-

TABLEAU 6

Analyses chimiques des roches volcaniques du Complexe de Duprat (en % poids)

# Echantillon	Cycle 1		Cycle 2				Cycle 3						Cycle 4						
	1347	1348	2174	2192	2194	2197	2199	2203	2204	2180	2210	2409	2189	2205	2413	2410	2406	2218	2415
Unité	R ₁	R ₁	B ₁	B ₁	R ₃	R ₄	B ₂	B ₂	B ₂	B ₂	B ₂ (CM)	B ₂ (CM)	B ₂ (CF)	B ₂ (CF)	R ₅	B ₂ (CF)	B ₃	B ₃	B ₃
SiO ₂	74.84	76.50	53.75	56.31	73.71	76.45	49.01	52.26	60.61	60.35	62.42	69.19	75.10	72.86	76.91	80.68	52.66	53.64	54.79
TiO ₂	0.39	0.36	1.44	1.41	0.35	0.35	1.29	1.58	1.41	1.54	0.94	0.76	0.77	1.20	0.18	0.56	1.03	1.73	1.60
Al ₂ O ₃	11.01	10.08	14.25	14.21	12.98	12.26	16.71	15.07	14.89	14.34	14.79	11.57	11.76	11.96	11.21	8.54	16.48	14.66	15.19
FeO*(*)	4.00	2.77	11.45	10.96	3.01	2.56	9.09	12.30	8.20	7.10	9.32	8.78	2.16	2.91	2.56	3.08	8.59	10.97	10.80
MgO	1.37	0.85	3.81	3.76	0.66	0.45	6.88	4.90	3.49	3.61	1.84	1.04	0.62	0.87	0.56	0.71	5.26	5.36	4.79
CaO	2.24	2.94	7.65	6.33	2.92	0.99	7.34	6.12	3.55	5.55	2.39	1.32	3.09	3.12	1.93	0.95	8.91	6.43	5.25
Na ₂ O	3.28	3.11	3.41	2.91	4.85	5.66	3.31	2.81	4.89	3.61	3.21	2.37	5.04	5.37	4.08	3.78	3.61	3.33	3.56
K ₂ O	2.12	0.88	0.26	0.25	1.26	0.75	1.55	0.85	0.10	0.79	2.67	2.46	0.14	0.05	1.21	0.31			0.22
P ₂ O ₅	0.06	0.06	0.22	0.18	0.07	0.05	0.16	0.11	0.21	0.19	0.29	0.21	0.24	0.19	0.04	0.15	0.09	0.12	0.13
Total	100.51	99.25	99.15	99.52	99.90	100.06	99.01	99.60	100.27	99.99	100.35	100.18	99.09	98.97	99.32	99.17	99.07	99.52	99.84
H ₂ O	1.10	0.50	2.65	3.04	0.62	0.29	3.23	3.21	2.73	2.75	2.44	2.09	0.00	0.19	0.28	0.33	2.31	3.17	3.40
CO ₂	0.10	1.20	0.26	0.16	0.20	0.25	0.44	0.38	0.19	0.16	0.04	0.39	0.16	0.25	0.36	0.08	0.13	0.11	0.11
FeO*/FeO+MgO	0.75	0.77	0.75	0.75	0.82	0.85	0.57	0.72	0.70	0.66	0.84	0.89	0.78	0.77	0.82	0.81	0.67	0.62	0.69
Fe ₂ O ₃ /FeO	0.41	0.49	0.60	0.51	1.41	0.83	0.25	0.18	0.52	0.29	0.13	0.18	1.02	0.57	0.42	0.60	0.19	0.60	0.45
Norme C.I.P.W. (% Cationique) (1)																			
Q	40.01	48.08	9.31	16.15	33.10	34.97	0.00	6.42	16.48	17.31	20.05	36.49	37.28	33.22	40.75	52.21	4.38	8.21	10.90
Qr	12.57	5.23	1.62	1.56	7.57	4.47	9.50	5.31	0.61	4.85	16.44	15.43	0.84	0.30	7.36	1.91			1.36
An	27.72	26.30	24.07	26.44	10.09	4.76	27.15	27.48	16.30	21.39	10.04	5.22	9.24	8.56	8.96	3.68	29.72	26.27	25.99
Ab	9.01	10.89	32.31	27.66	44.27	51.31	30.85	26.66	45.15	33.67	30.04	22.60	46.17	49.26	37.75	35.33	33.49	31.37	33.47
C						0.45			1.04		3.51	3.72				0.78			
Di	0.42	0.75	6.21	2.32	0.44	0.00	5.09	1.45		2.90			3.49	3.80	0.24		8.31	2.86	0.03
He	0.45	0.76	5.36	1.86	0.06	0.00	2.23	1.36		1.57				0.67	0.32		3.86	2.06	0.02
En	3.01	1.38	8.00	9.83	1.63	1.25	6.13	13.57	9.91	8.90	5.29	3.05		0.56	1.47	2.04	10.85	14.09	13.83
Fe	3.29	1.39	6.91	7.90	0.21	1.05	2.69	12.75	4.63	4.81	11.30	10.25		0.10	1.95	1.48	5.05	10.12	8.01
Fa							3.63												
Fo							8.28												
Mt	1.72	1.37	3.37	3.39	1.99	1.29	2.00	2.08	3.14	1.76	1.17	1.51	0.91	1.17	0.84	1.32	2.66	1.96	3.48
He													0.21						
Il	0.74	0.68	2.37	2.37	0.54	0.38	1.97	2.58	2.15	2.32	1.42	1.18	1.18	1.82	0.30	0.86	1.45	2.75	2.52
Ap	0.12	0.12	0.49	0.51	0.11	0.06	0.48	0.35	0.58	0.52	0.74	0.56	0.60	0.53	0.06	0.39	0.24	0.33	0.39
W																			0.07

(*) Représente le Fe total sous forme de FeO

(1) Q: Quartz; Or: Orthose; An: Anorthite; Ab: Albite; C: Corindon; Di: Diopside; He: Hédenbergite; En: Enstatite; Fe: Ferrosilite; Fa: Fayalite; Fo: Forsterite; Mt: Magnétite; Hm: Hématite; Il: Ilmérite; Ap: Apatite; W: Wollastonite.

TABLEAU 7

Analyses des éléments en trace de roches du complexe de Duprat (en ppm)

# Echantillon	Cycle 1		Cycle 2				Cycle 3				
	R ₁	R ₁	B ₁	B ₁	R ₃	R ₄	B ₂	B ₂	B ₂	B ₂	B ₂ (CM)
V	68	67	351	253	30	21	177	460	204	224	9
Cr	24	14	21	17			260	41	10	24	4
Ni	9	7	18	2	4	3	125	16	2	27	
Rb	42	16	4	5	30	17	47	18	3	15	56
Sr	104	78	169	150	128	77	188	208	88	94	108
Y	54	47	31	39	61	49	21	26	44	19	63
Zr	168	209	107	136	265	237	96	78	144	128	217
Nb	10	12	8	10	17	14	8	8	10	9	13
Hf	5.8	5.4	2.5	3.4	6.6	6.0	2.2	2.0	3.5	3.2	5.7
Ta	1.6	1.8	1.3	1.0	2.5	2.8	0.75	1.9	0.95	0.90	2.4
Th	1.8	1.8	1.0	1.3	3.4	2.1	0.70	0.78	1.2	1.5	1.9
La	17.3	15.5	9.9	13	23	21	10.2	8.2	13	13	19
Ce	42.8	38.3	24.4	28.8	53.1	48.8	26.4	18.9	29.4	29.6	46.1
Nd	25	21	15	18	28	28	17.3	11.2	19.6	17.4	27.7
Sm	6.1	5.2	4.01	5.02	6.91	6.82	4.60	3.2	5.3	3.9	7.5
Eu	1.10	1.12	1.28	1.44	1.02	1.25	1.16	0.97	1.38	1.13	1.56
Gd	9.4	5.2	4.7	4.9	5.6	7.2	3.2	3.2	5.2	4.35	6.7
Tb	1.2	1.1	0.85	0.93	1.3	1.2	0.59	0.62	0.95	0.70	1.32
Ho	1.6	1.4	1.03	1.29	1.88	1.74	0.72	0.91	1.40	0.82	2.10
Yb	5.6	4.8	2.91	3.88	5.94	4.57	1.59	2.64	4.26	3.63	6.43
Lu	0.82	0.68	0.47	0.58	0.84	0.68	0.19	0.36	0.62	0.35	0.97
(La/Yb) _n	2.04	2.06	2.19	2.55	2.55	3.03	4.24	2.05	2.01	2.36	1.95
(La/Sm) _n	1.73	1.76	1.50	2.02	2.02	1.88	1.35	1.56	1.50	2.03	1.54

TABLEAU 7 (suite)

Analyses des éléments en trace de roches du complexe de Duprat (en ppm)

# Echantillon	Cycle 3					Cycle 4			JB-1	JB-1(*)
	2409	2189	2205	2413	2410	2406	2218	2415		
Unité	B ₂ CM	B ₂ CF	B ₂ CF	R ₅	B ₂ CF	B ₃	B ₃	B ₃	Mesuré	Estimé
V	7	18	136	20	13	327	560	346		
Cr	2	6	18	4	10	149	38	22		400.00
Ni	1	4	4	3	4	34	85	12		
Rb	49	4	2	22	8	2	2	7		
Sr	37	67	129	132	28	94	112	184		
Y	56	53	37	77	38	17	25	35		
Zr	191	189	125	330	137	71	69	87		
Nb	13	14	13	22	10	6	6	9		
Hf	5.0	4.8	3.3	8.4	3.5	1.75	1.6	2.3	3.36	3.41
Ta	1.4	3.2	7.0	2.6	2.7	2.1	1.0	0.47	2.13	2.17
Th	1.8	2.0	1.1	3.1	1.2	0.6	0.43	0.80	9.72	9.16
La	15	17.4	10.7	21.7	10.3	5.3	7.2	9.1	36.6	36.7
Ce	37.5	41.0	25.8	62.9	25.8	13.2	16.5	21.9	64.9	65.8
Nd	23.5	25.9	16.8	38.1	17.0	7.5	9.8	13.5	25.12	26.6
Sm	6.95	6.9	4.65	9.8	4.53	1.90	2.8	3.7	4.89	5.09
Eu	1.07	1.51	1.18	1.76	0.71	0.77	1.0	1.29	1.48	1.44
Gd	8.5	10.4	4.7	11.6	6.30	2.1	3.5	4.51	2.94	5.08
Tb	1.4	1.3	0.85	1.19	0.91	0.37	0.51	0.79	0.68	0.75
Ho	1.90	1.65	1.18	2.58	1.20	0.52	0.80	1.04	0.88	0.90
Yb	6.02	4.90	3.41	7.76	3.87	1.77	2.25	3.56	2.25	2.16
Lu	0.84	0.75	0.47	1.20	0.53	0.27	0.36	0.49	0.34	0.32
(La/Yb) _n	1.64	2.34	2.07	1.84	1.75	1.97	2.11	1.69		
(La/Sm) _n	1.31	1.53	1.40	1.34	1.39	1.70	1.57	1.50		

(*) Valeurs estimées par Taylor et Gorton (1977)

ches composites de l'unité B₂ du cycle 3 dans les domaines des dacites et des rhyodacites et des rhyolites. Si nous excluons les roches composites, nous obtenons une distribution bi-modale des compositions (Figure 53).

Les roches du complexe couvrent les champs tholéitiques et calco-alcalins, tels que définis par Irvine et Baragar (1971) (Figure 54a). Les roches du domaine tholéitique ne révèlent pas toutefois l'enrichissement en FeO total caractéristique des suites tholéitiques (Kuno, 1960; Carmichael, 1964; Gill, 1981).

La distribution bimodale des compositions des roches homogènes est encore évidente dans le diagramme AFM (Figure 54b). Les roches composites comblent le vide entre les deux groupes mafique et felsique, mais un processus de différenciation continue entre les roches mafiques (basaltes et andésites) et les roches felsiques (rhyolites) n'est pas prouvé. Aussi, la description des tendances évolutives de la géochimie se fera pour chacun des groupes séparément. Nous verrons ensuite si des relations existent entre les différents groupes géochimiques.

Les roches mafiques ont des teneurs en silice variant entre 49 et 62% de silice. Sur les diagrammes de variation des oxydes des éléments majeurs en fonction de la silice

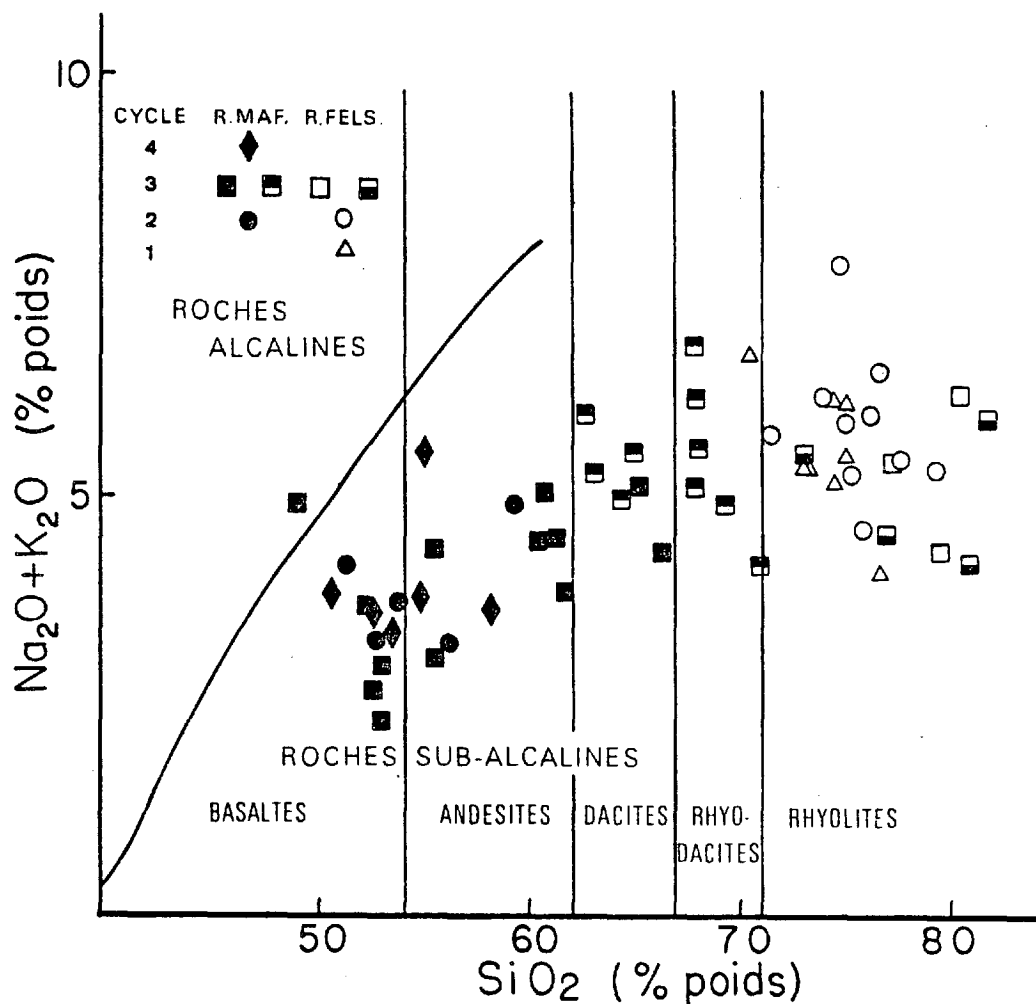


Figure 53. Diagramme binaire $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ versus SiO_2 pour les échantillons du Complexe de Duprat. La ligne séparant le domaine alcalin du domaine sub-alcalin a été définie par Irvine et Baragar (1970). Les divisions verticales de composition sont tracées d'après les valeurs de Gélinas et al (1977). Triangles: échantillons du cycle 1; cercles: cycle 2, carrés: cycle 3; losanges: cycle 4. Symboles en noir: roches mafiques et intermédiaires; symboles en blanc: les roches felsiques; les autres symboles: les composantes mafiques et felsiques des roches composites.

Figure 54. Diagramme AFM pour les roches du Complexe de Duprat. A. Comparaison des roches du complexe avec les autres roches du Groupe de Blake River (d'après Gélinas et al., 1984). B. Détail de la distribution des roches du complexe dans le diagramme AFM. Même légende qu'à la figure 53.

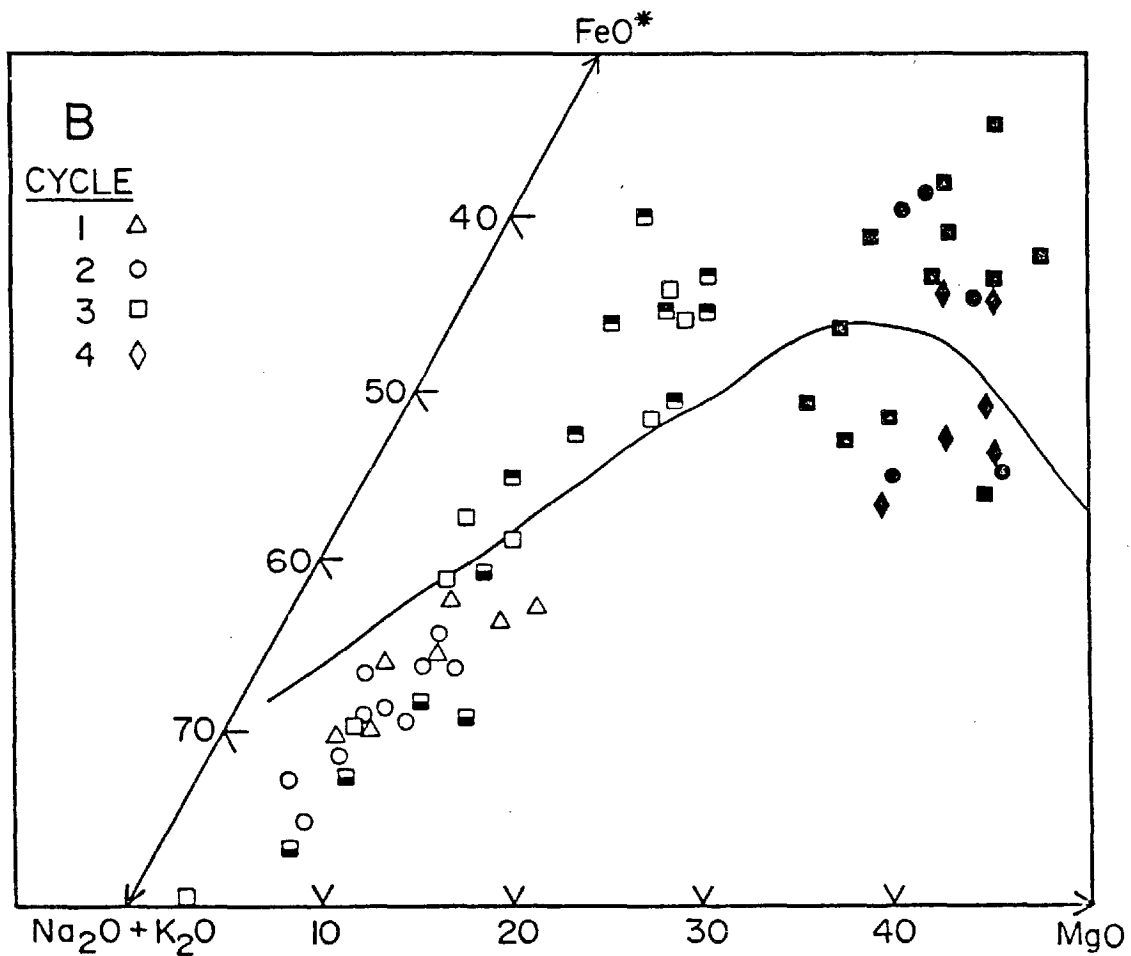
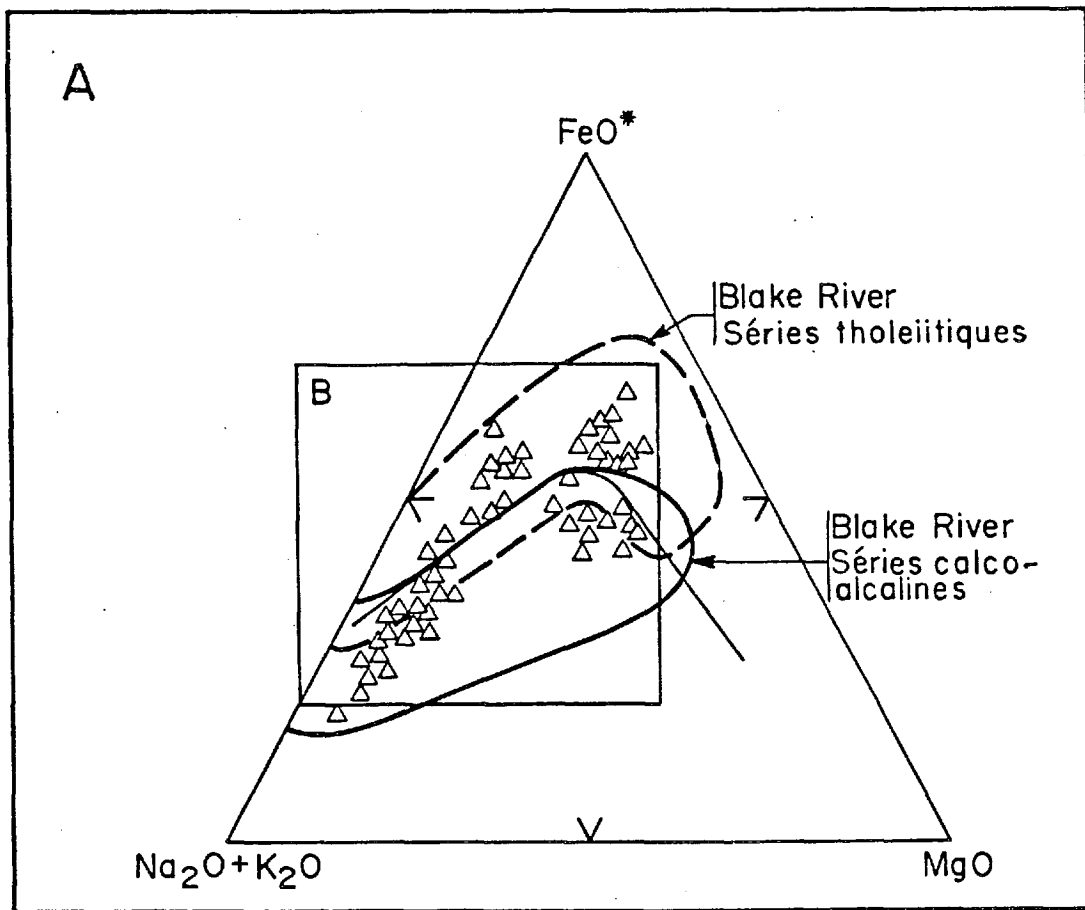


Figure 54.

comme indice de différenciation magmatique, le Na_2O et le K_2O accusent une grande dispersion des teneurs (Figures 56A et 56B). Les tendances sont nettes, toutefois, pour les autres oxydes comme CaO , MgO , FeO^* , Al_2O_3 , TiO_2 et P_2O_5 (Figures 56C, 56D, 56E, 56F, 56G et 56H). CaO et MgO diminuent quand la teneur en SiO_2 augmente dans les trois unités mafiques représentées (B_1 , B_2 et B_3). Le titane (TiO_2) et le phosphore (P_2O_5) varient ensemble, leurs teneurs augmentant dans les roches pauvres en silice pour atteindre un maximum à 52% de SiO_2 ; leurs teneurs diminuent ensuite dans les andésites. La même tendance est observée dans les trois unités B_1 , B_2 et B_3 . Le P_2O_5 se comporte différemment dans les trois unités. Dans l'unité B_3 (cycle 4), il se comporte comme le titane et le fer, avec une teneur maximale pour un SiO_2 de 52% environ, alors que dans les cycles 2 et 3 (B_1 et B_2), les teneurs ne font qu'augmenter des basaltes aux andésites. Malgré des tendances semblables, les roches mafiques des unités B_1 , B_2 et B_3 se distinguent par des moyennes des teneurs différentes. Ainsi, le rapport FeO^*/MgO diminue du cycle 2 au cycle 4 (Tableau 8). La teneur moyenne en MgO est plus élevée dans le cycle 4 que dans le cycle 3 et que dans le cycle 2 (Figure 55). Par contre, FeO^* , TiO_2 et P_2O_5 ont des teneurs moyennes plus basses dans le cycle 4 (B_3) que dans les cycles 2 et 3.

Les rhyolites de Duprat montrent des valeurs errati-

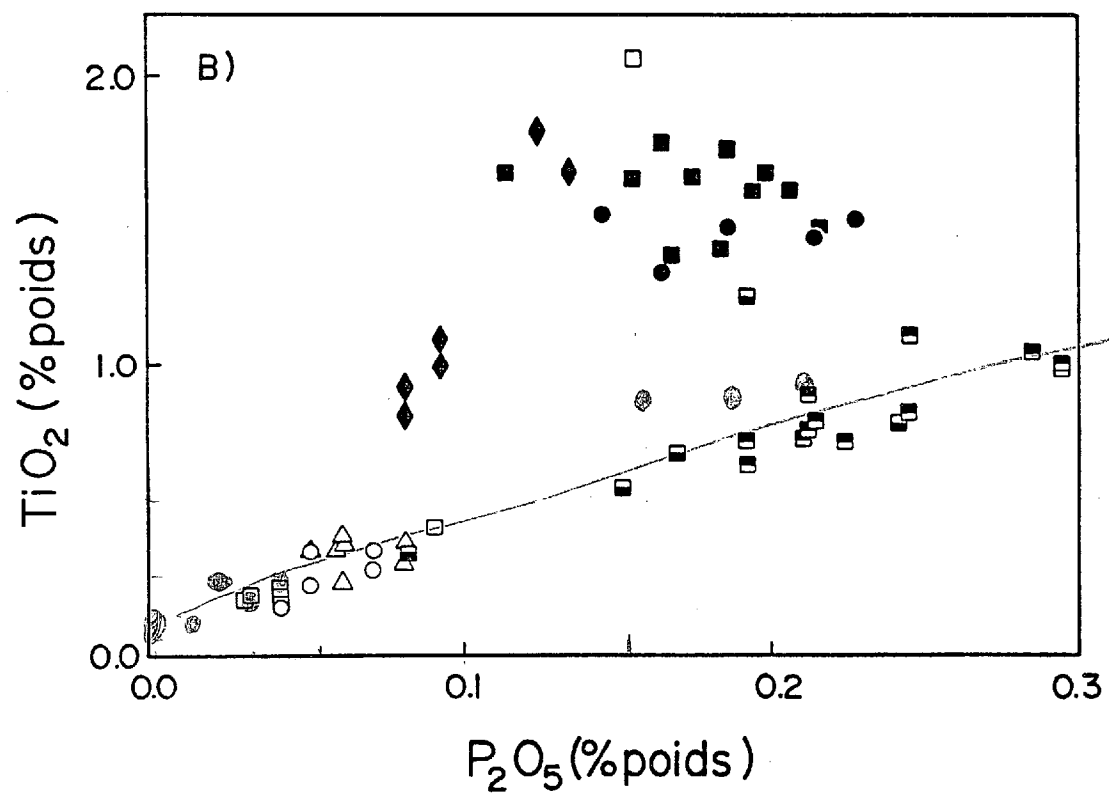
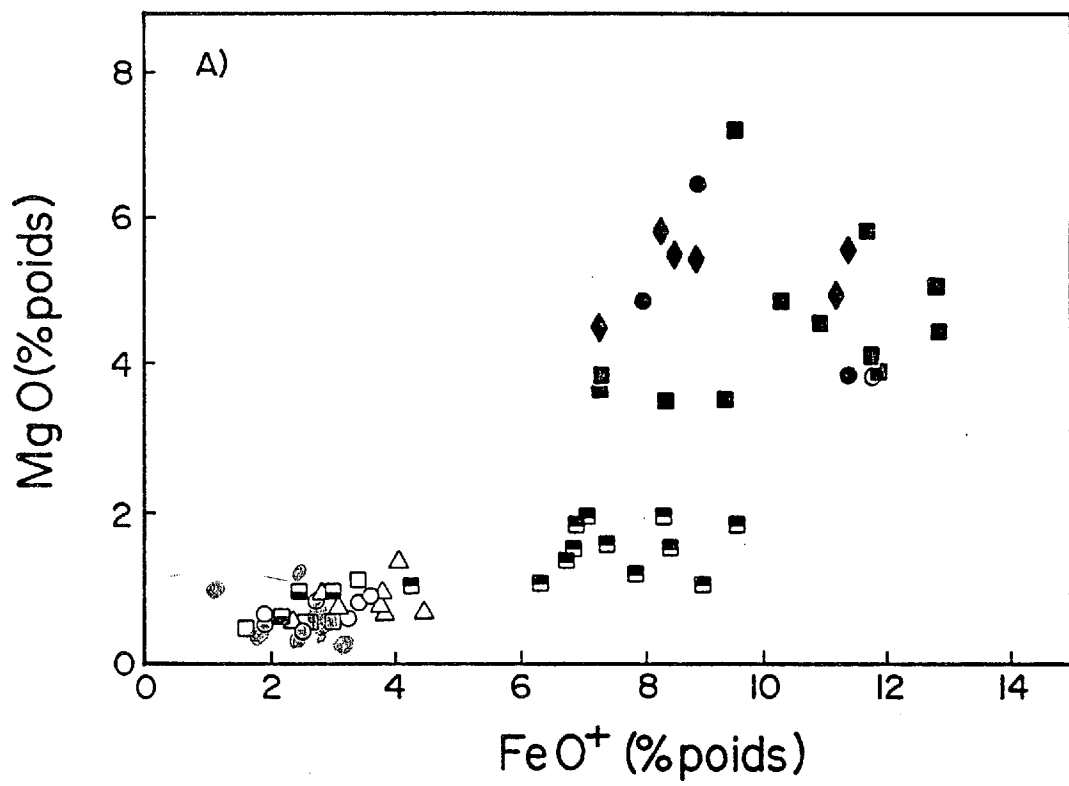


Figure 55. Diagrammes binaires A) FeO^* - MgO et B) P_2O_5 - TiO_2 .

Figure 56. Diagrammes de variation des éléments majeurs en fonction de la silice comme indice de différenciation magmatique.

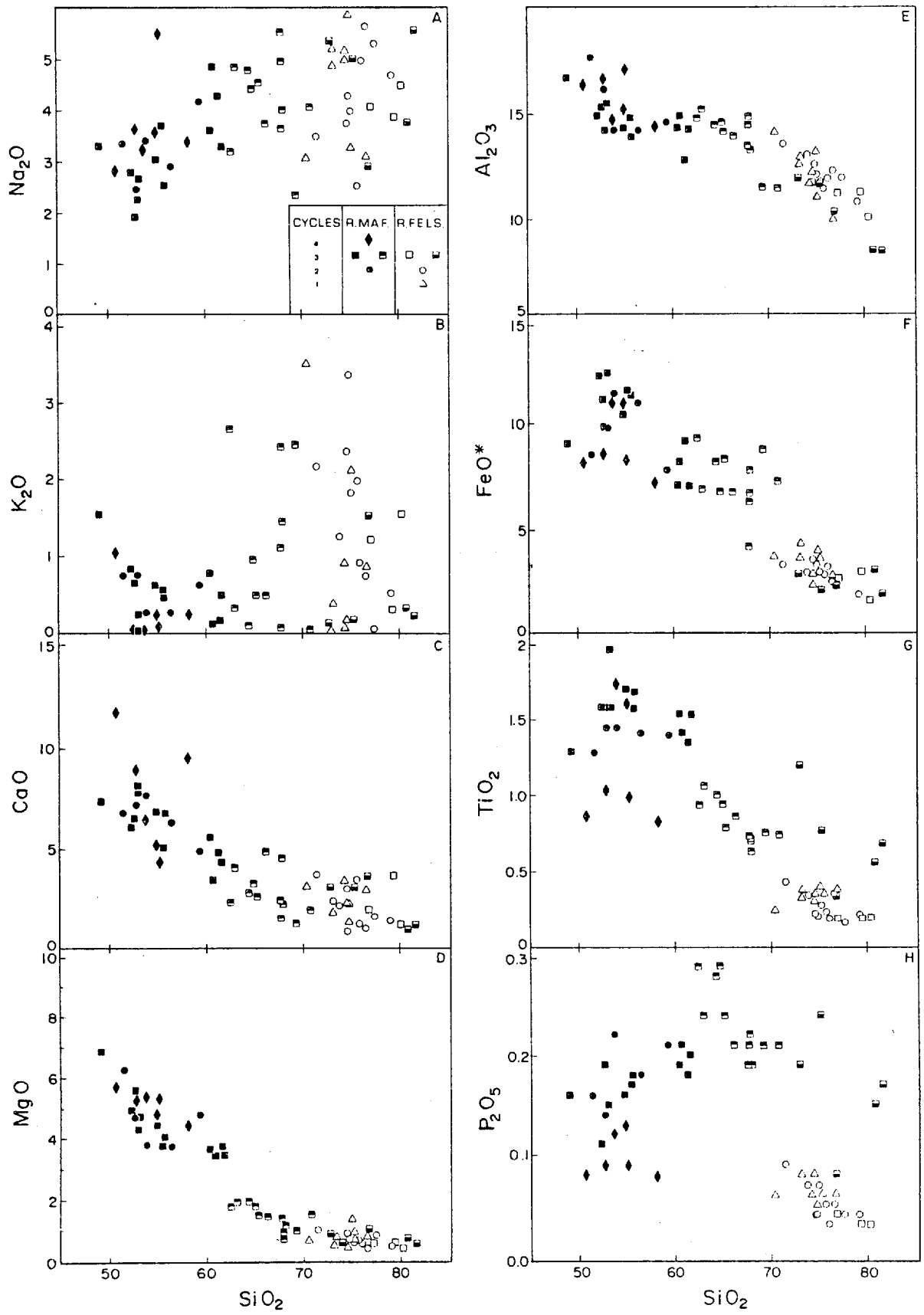


Figure 56.

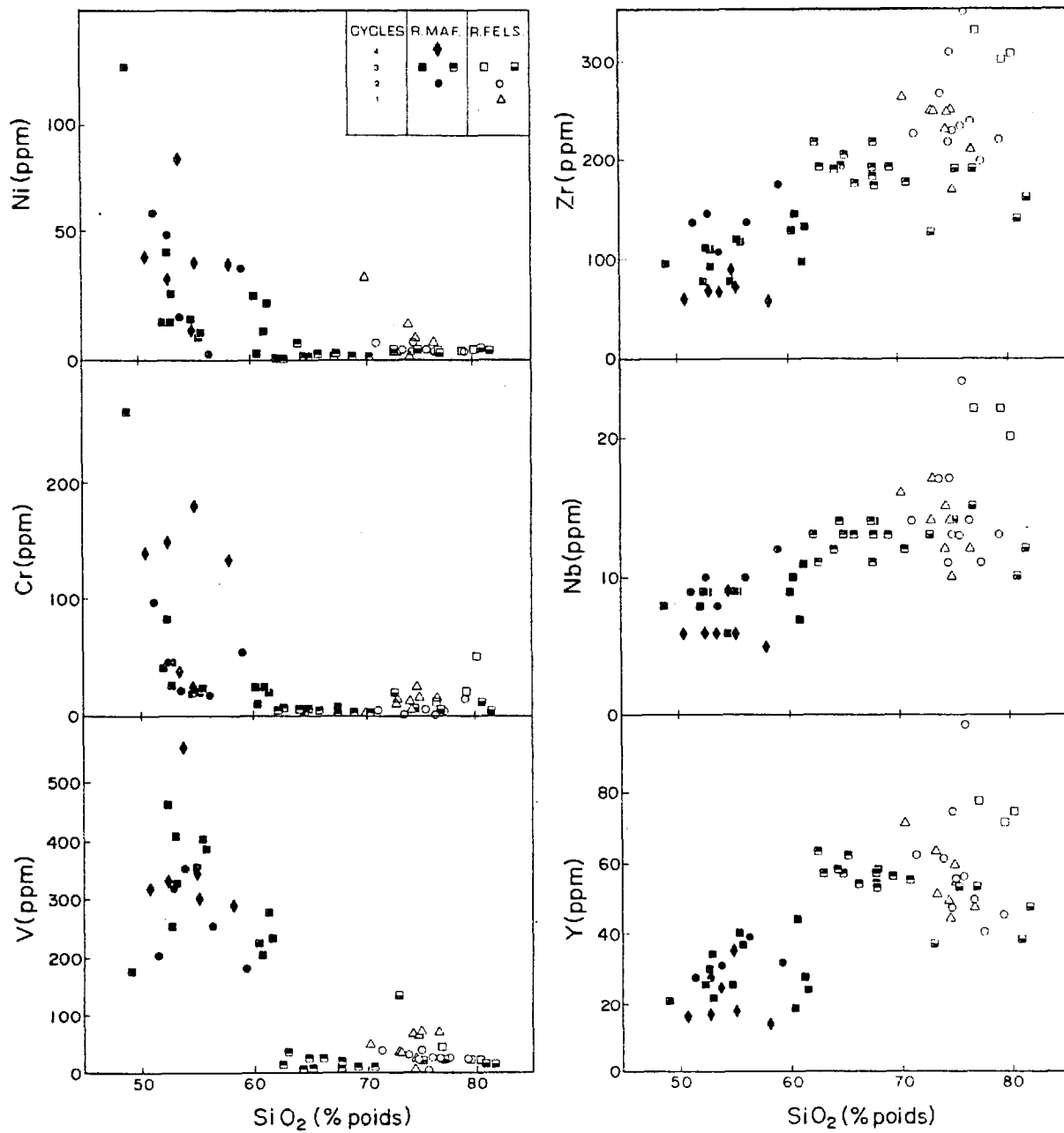


Figure 57. Diagrammes de variation des éléments en trace compatibles (Ni, V et Cr) et incompatibles (Nb, Y et Zr) en fonction de la silice comme indice de différenciation magmatique.

ques en alcalis (Na_2O et K_2O), et des teneurs plus faibles en CaO , MgO , Al_2O_3 , FeO^* , TiO_2 et P_2O_5 que dans les basaltes et les andésites. Ces teneurs ont tendance à diminuer de façon assez constante avec l'augmentation du pourcentage de silice de 70 à 81%. Cette tendance est la plus nette pour le cycle 2 (Figure 56). On observe aussi que les teneurs moyennes en MgO , en Al_2O_3 , en FeO^* , en TiO_2 et en P_2O_5 diminuent de la base au sommet, i.e. du cycle 1 au cycle 3.

Les roches composites du cycle 3, dont la teneur en silice varie de 62% à 82%, sont constituées d'une phase mafique (62-71% SiO_2) et d'une phase felsique (71-82% SiO_2). Comme pour les autres roches du complexe, leurs teneurs en alcalis sont erratiques (Figures 56A, B). On observe, par contre, des tendances nettes pour MgO et Al_2O_3 dont les teneurs diminuent graduellement des phases mafiques aux phases felsiques (Figures 56D et E). Les teneurs en calcium demeurent presque constantes (Figure 56C). Le fer, le titane et le phosphore ont des tendances très variables dans les deux phases entre lesquelles il ne semble pas y avoir de continuité (Figures 56F, G, H). Les teneurs diminuent dans l'ensemble des phases mafiques aux phases felsiques mais les teneurs sont plus erratiques dans les phases felsiques. Notons que les teneurs en FeO^* et P_2O_5 des composantes mafiques de la roche composite sont tout à fait comparables à celles des andésites du même cycle, alors que les échantillons de la composante felsique

sont plus riches en TiO_2 et en P_2O_5 , et ont un rapport FeO/MgO plus faible que les rhyolites du même cycle 3. La teneur en TiO_2 diffère peu dans les deux composantes.

Eléments en trace

Nous avons étudié les tendances des éléments en trace compatibles et incompatibles en fonction de la teneur en SiO_2 (Figure 57; Appendice III; Tableau 7).

Les éléments en trace compatibles Cr et Ni montrent une décroissance rapide de leur teneur entre 49 et 62% de silice pour les basaltes et les andésites. Le vanadium, par contre, se comporte comme le fer et le titane avec une croissance d'abord jusqu'à un maximum pour 52% SiO_2 et une décroissance par la suite dans les andésites. Les teneurs en Cr sont généralement plus élevées dans les roches mafiques du cycle 4 que dans celles des cycles 2 et 3 (Figure 57).

Les teneurs en éléments en traces incompatibles Zr, Nb et Y des roches mafiques sont assez dispersées. Elles sont généralement plus faibles que les teneurs observées dans les roches felsiques. On n'observe pas de tendances nettes à l'intérieur d'un cycle. Cependant, la concentration des éléments Zr, Nb et Y dans les basaltes et les andésites diminue de la base vers le sommet, soit du cycle 2 au cycle 4 (Figure 57).

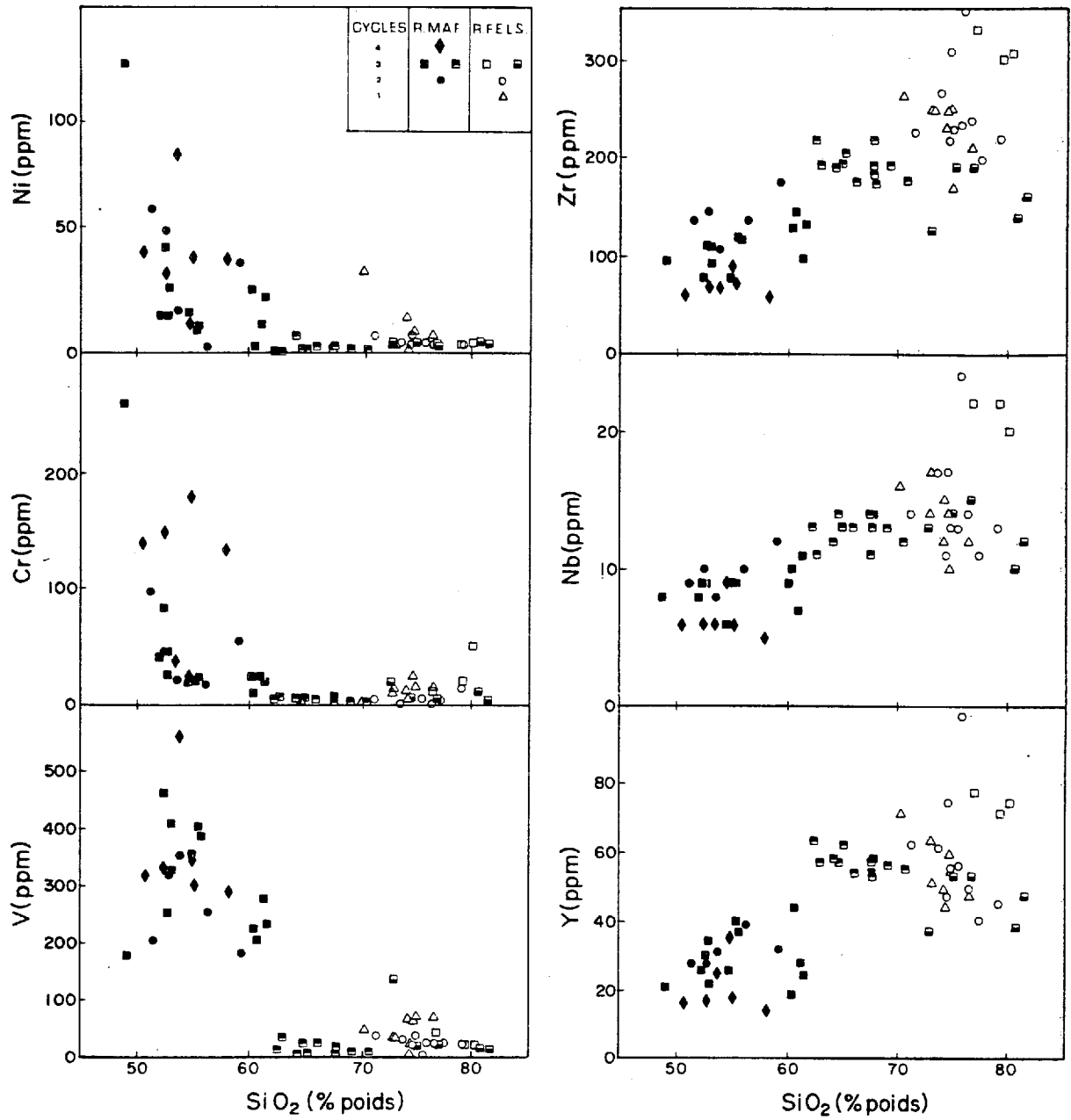


Figure 57. Diagrammes de variations des éléments en trace compatibles (Ni, V et Cr) et incompatibles (Nb, Y et Zr) en fonction de la silice comme indice de différenciation magmatique.

Le rubidium et le strontium n'exhibent aucune tendance cohérente pour les roches mafiques. La dispersion des teneurs en Rb est semblable à celle du K_2O , alors que le comportement du Sr ne se compare à celui d'aucun autre élément.

Les teneurs en hafnium, en thorium, en tantale et en éléments des terres rares ont été mesurées pour 19 échantillons représentatifs. Les trois premiers éléments se ressemblent par leur charge ionique (Hf^{+4} , Ta^{+5} et Th^{+4}) et ils se concentrent dans la phase liquide de préférence aux phases minérales associées. Leurs teneurs augmentent nettement des termes mafiques aux termes felsiques (Figure 58). Dans les roches mafiques, les concentrations en Th et Hf diminuent de la base au sommet de la séquence, du cycle 2 au cycle 4, pour la même teneur en SiO_2 . Les teneurs en tantale sont trop erratiques pour en tirer des tendances.

Les éléments des terres rares se comportent sensiblement comme les éléments incompatibles; dans chaque cycle, les concentrations sont plus faibles dans les roches mafiques que dans les roches felsiques, sauf pour l'europium dont l'anomalie négative est absente dans les roches mafiques (Figure 59). Les patrons montrent aussi un léger enrichissement en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes.

Presque tous les patrons des éléments des terres

Figure 58. Diagrammes de variation binaires Hf, Th et Ta en fonction de SiO_2 . Les lignes joignent les analyses de la composante felsique et de la composante mafique associée dans la roche composite.

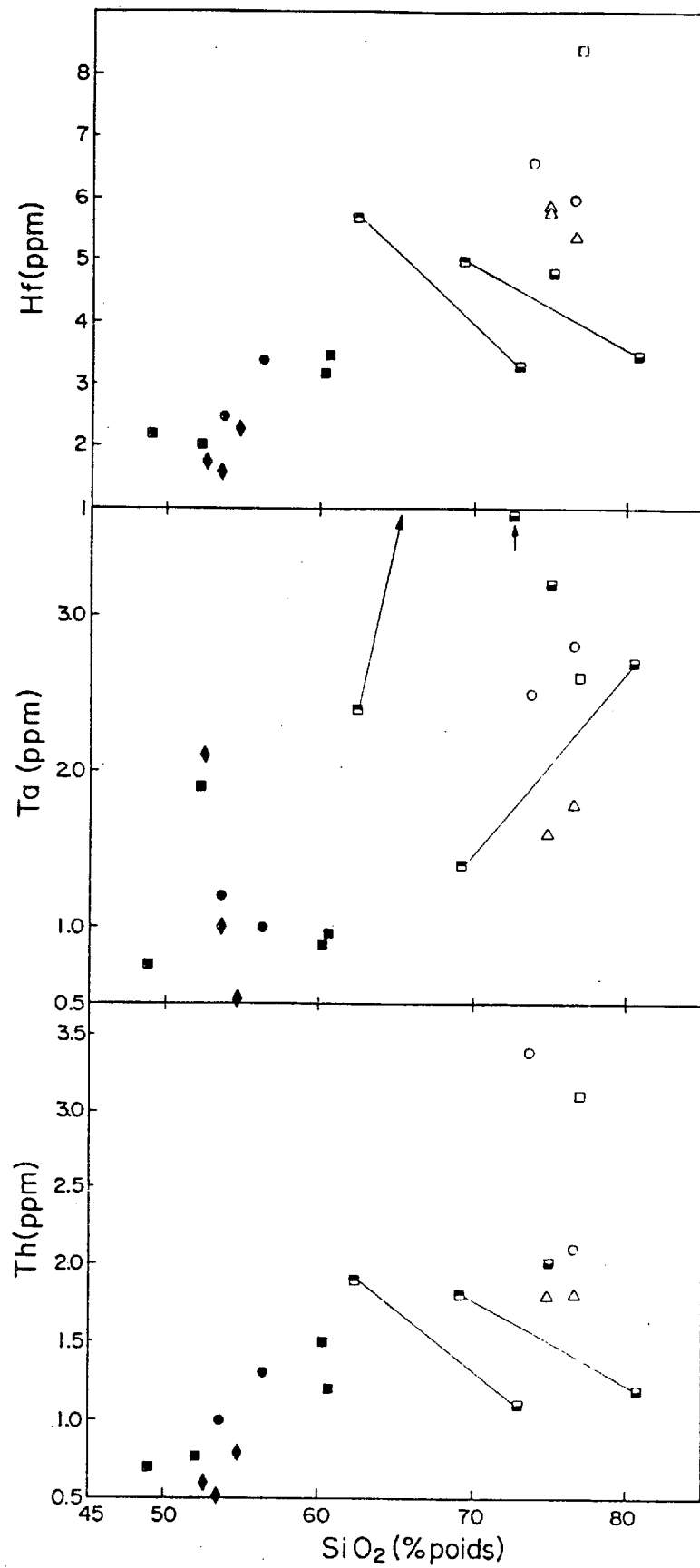


Figure 58

Figure 59. Diagrammes de concentration des éléments des terres rares normalisés par rapport aux chondrites (valeurs de Taylor et Gorton, 1977) pour les 19 échantillons analysés soient: A) les roches mafiques, intermédiaires et felsiques et B) les roches composites. Le premier nombre au bout de chaque courbe est le pourcentage de SiO_2 de l'échantillon; le deuxième nombre est le numéro de l'échantillon.

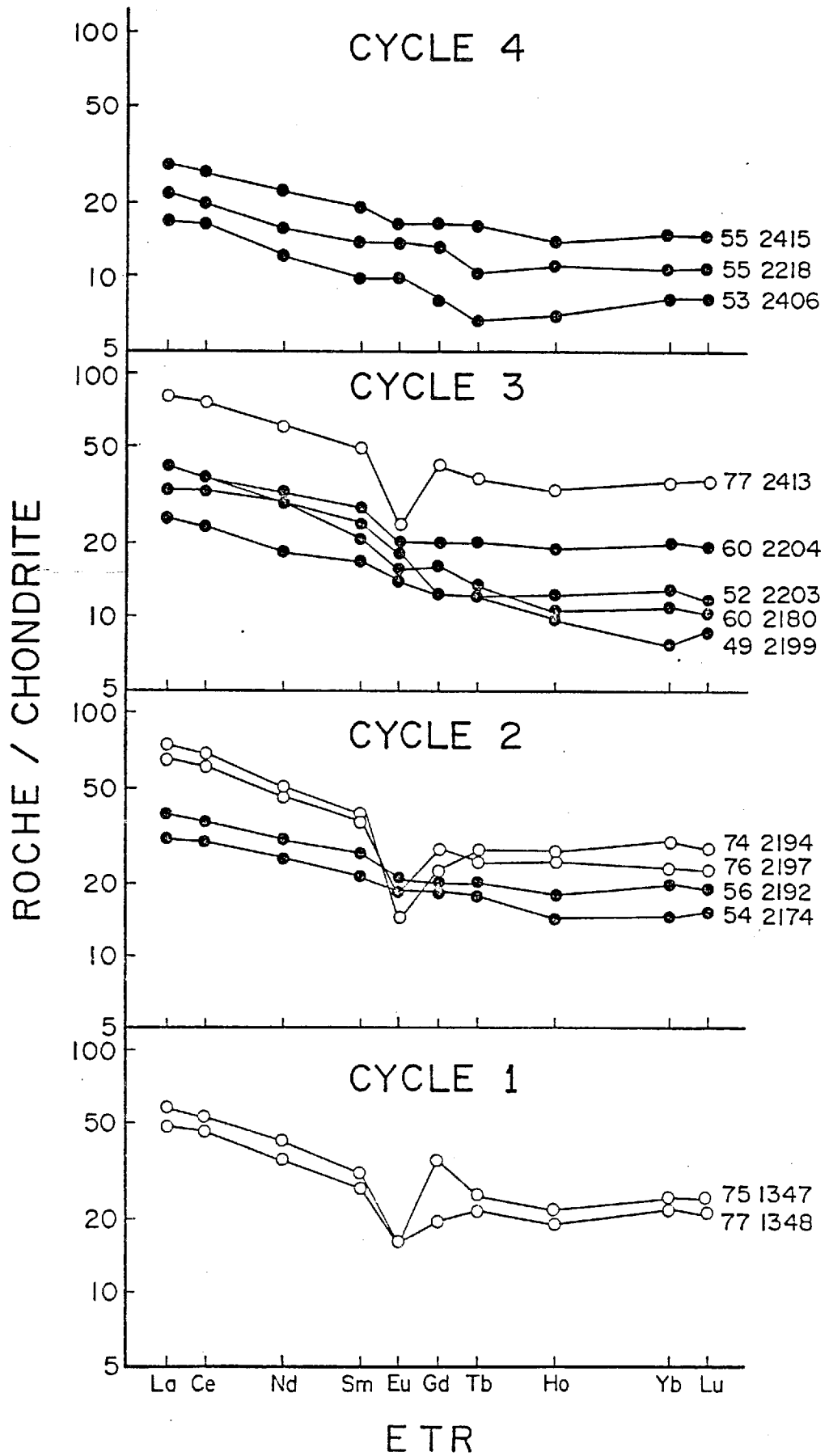


Figure 59a

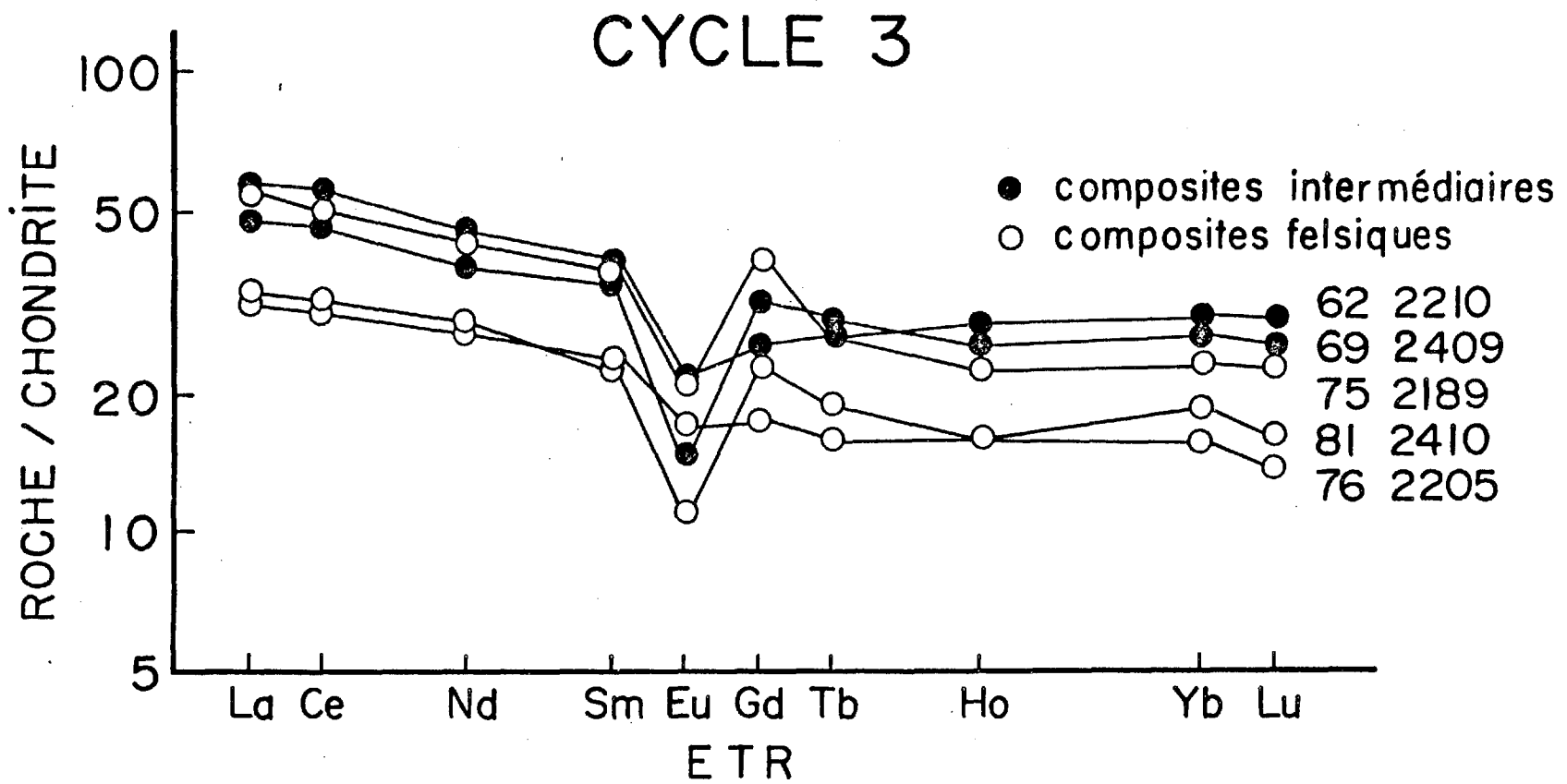


Figure 59b.

rars des roches mafiques sont parallèles et montrent des rapports $(La/Yb)_n$ semblables à l'exception de deux échantillons (2180 et 2199), qui ont des rapports nettement plus élevés que les autres (Tableau 8 et Figure 59). Ces deux échantillons proviennent de la base de l'unité B_2 du cycle 3. Enfin, les concentrations des éléments des terres rares vont en diminuant du cycle 2 au cycle 4.

En résumé, dans les unités mafiques, les éléments incompatibles Zr, Nb, Hf, Th, les éléments des terres rares, et l'yttrium de façon moins évidente sont de moins en moins abondants à mesure qu'on monte dans la stratigraphie du cycle 2 au cycle 4.

Les rhyolites sont très pauvres en éléments en trace compatibles Ni, V et Cr (Figure 57). Les rhyolites des différents cycles diffèrent peu. On note toutefois une concentration un peu plus élevée en ces éléments dans le cycle 1 (unité R_1).

Les teneurs en éléments en traces incompatibles Zr, Nb et Y sont plus élevées dans les roches felsiques que dans les roches mafiques et ont une distribution assez dispersée (Figure 57). Les unités felsiques du cycle 1 (unité R_1) et du cycle 2 (unités R_2 , R_3 et R_4) ont des teneurs semblables alors que les rhyolites associées au cycle 3 (unité R_5) sont

nettement plus enrichies en ces éléments incompatibles.

Le rubidium et le strontium n'exhibent aucune tendance et comme pour les roches mafiques, la dispersion du Rb se compare à celle du K_2O , alors que le Sr a une distribution complètement aléatoire.

Les teneurs en Hf, Th et Ta sont très dispersées pour les roches contenant plus de 72% de SiO_2 (Figure 58). Les concentrations en tantale sont complètement erratiques alors qu'on peut noter de nettes tendances pour le thorium et l'hafnium. Pour des teneurs semblables de silice, les roches felsiques deviennent de plus en plus enrichies en ces éléments de la base au sommet de la séquence volcanique (Figure 58).

Les rhyolites sont plus riches en éléments des terres rares que les roches mafiques (Figure 59). Les rhyolites montrent des patrons légèrement plus enrichis en éléments légers des terres rares par rapport aux éléments lourds des terres rares; ces patrons sont parallèles aux patrons des roches mafiques (Figure 59), mais se distinguent de ceux-ci par une anomalie négative en europium. Les variations des concentrations des ETR des rhyolites se traduisent par une augmentation des teneurs de la base au sommet de la séquence volcanique.

Donc, à l'inverse des tendances observées dans les roches mafiques, les teneurs en éléments en trace incompatibles des rhyolites augmentent d'un cycle à l'autre de la base au sommet de la séquence volcanique.

Les roches composites constituent un groupe à part par les tendances de leurs éléments en trace. Les composantes intermédiaires et felsiques sont très appauvries en éléments en trace compatibles Ni, V et Cr, dont les teneurs sont comparables à celles des rhyolites (Figure 57). Les deux composantes se distinguent cependant l'une de l'autre par les tendances de leurs éléments en trace incompatibles. Par exemple, les composantes felsiques ont des teneurs en Y, Zr et Nb aussi élevées ou moindres que celles des composantes intermédiaires (Figure 57). Les composantes felsiques sont aussi appauvries en Hf et Th par rapport aux composantes intermédiaires associées (Figure 58). De même, les patrons des terres rares montrent que les composantes felsiques sont plus pauvres en ces éléments que les composantes intermédiaires, tout en montrant des rapports constants entre éléments légers et éléments lourds (Figure 59).

Enfin, alors que les composantes intermédiaires sont plus riches en Y, Zr, Nb, Th, Hf et éléments des terres rares que les roches mafiques, les composantes felsiques sont nettement appauvries en ces éléments par rapport aux rhyolites

ayant le même pourcentage de silice.

Résumé

L'étude géochimique permet de distinguer trois groupes de roches: les roches mafiques, les rhyolites et les roches composites. Les roches mafiques sont caractérisées par des teneurs faibles en silice, des teneurs élevées en FeO, TiO_2 , Cr, Ni, V, et des teneurs faibles en éléments en trace incompatibles. A l'intérieur de ce groupe, les teneurs moyennes en TiO_2 , P_2O_5 , Zr, Nb, Th, Hf et en éléments des terres rares décroissent de la base au sommet. Les rhyolites sont pauvres en fer, titane, phosphore, chrome, nickel et vanadium, et riches en éléments en trace incompatibles. Les teneurs en FeO, TiO_2 et P_2O_5 diminuent d'une unité rhyolitique à l'autre de la base au sommet de la séquence volcanique, alors que les teneurs en éléments tels que Zr, Nb, Y, Hf, Th et les terres rares augmentent. Quant aux roches composites, elles montrent des teneurs excessives en TiO_2 et en P_2O_5 . Leurs éléments en trace incompatibles sont concentrés surtout dans la phase mafique au détriment de la phase felsique qui est appauvrie en ces éléments par rapport à la phase mafique et également par rapport aux rhyolites avec un SiO_2 semblable.

PÉTROGENÈSE

La géochimie confirme la distinction faite entre les différentes unités définies à partir de la cartographie et la pétrographie. Chaque unité montre une signature géochimique qui lui est propre, mais qui semble s'inscrire dans un schéma d'évolution commune des différents types de roches. Les tendances évolutives des roches mafiques d'une part, des roches felsiques d'autre part, et les caractères des roches composites nous amènent à considérer maintenant les processus de différenciation qui ont produit ces tendances.

Les processus de différenciation devront tenir compte de l'association intime des roches volcaniques mafiques et felsiques, de la bimodalité de distribution des compositions, des tendances exhibées par les roches mafiques et felsiques pour les éléments incompatibles, de la présence des roches composites et leur comportement particulier quant à la distribution de leurs éléments incompatibles.

Différenciation

Les processus génétiques généralement considérés pour produire une suite différenciée sont: la cristallisation fractionnée, la fusion partielle, le mélange de magma et l'immiscibilité. L'altération et la contamination peuvent

aussi générer des tendances semblables à l'évolution magmatique.

L'enrichissement constant en éléments incompatibles des roches felsiques par rapport aux roches mafiques de Duprat est évidente, surtout pour Zr, Nb, Y, Th et pour la plupart des éléments des terres rares (Figures 57, 58 et 59). Les corrélations linéaires pour les paires d'éléments incompatibles Zr-Y, La-Sm, et Hf-Th (Figure 60), de même que pour les paires Zr-Nb et La-Tb (non représentées) donnent des droites passant par l'origine. Ce sont là des critères diagnostiques d'une différenciation par cristallisation fractionnée, tels que décrits par Treuil et Varet (1973). Toutefois la composante felsique des roches composites est au contraire appauvrie en éléments en trace incompatibles par rapport à la composante mafique. L'ensemble des roches volcaniques de Duprat constitue non pas une série de différenciation continue, mais une suite bimodale de basalte et de rhyolite, et des roches composites. On notera toutefois que les rapports entre éléments incompatibles restent sensiblement constants (Tableau 8).

La constance des rapports entre éléments incompatibles exclut également la fusion partielle pour produire la suite des roches de Duprat des basaltes aux rhyolites. Dans ce processus, les rapports des concentrations entre éléments incompatibles devraient changer, de sorte qu'on devrait obtenir des

Figure 60. Diagrammes binaires Zr-Y, La-Sm et Hf-Th montrant des corrélations linéaires passant par l'origine. Les "I" représentent les tendances d'une suite volcanique d'Islande (Wood, 1978).

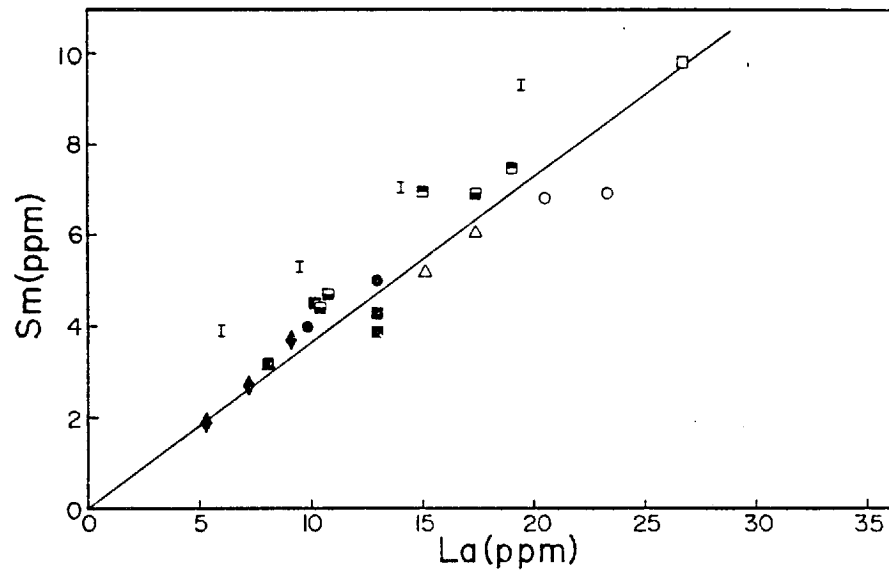
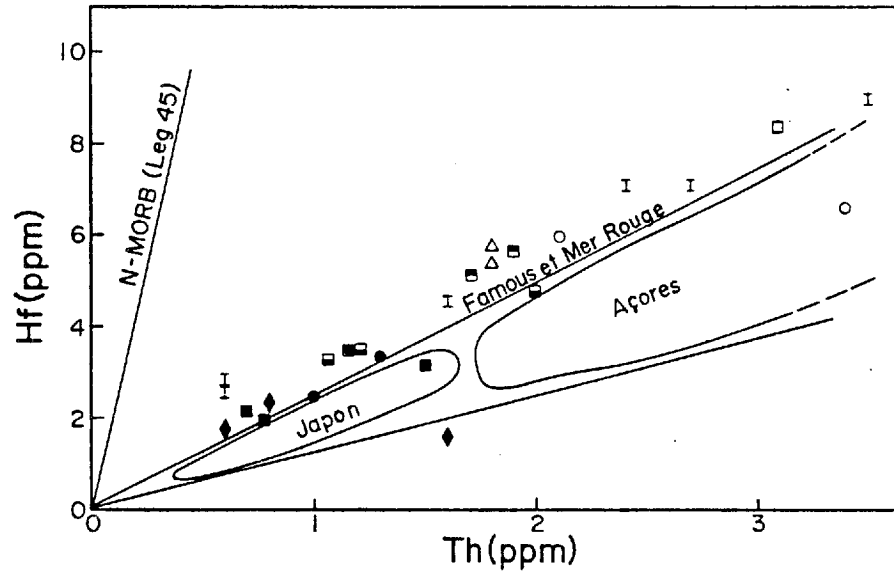
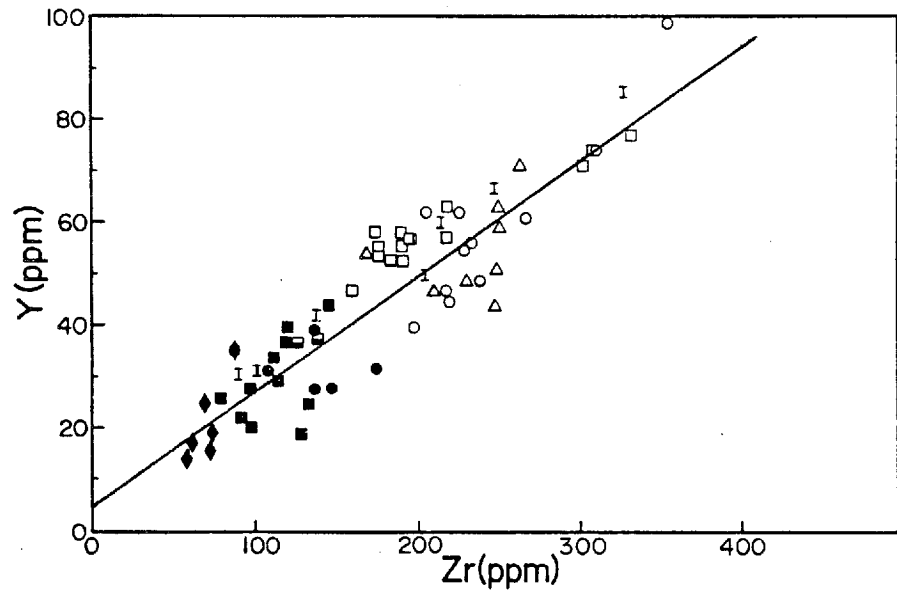


Figure 60

TABLEAU 8

Rapports moyens de quelques éléments
en trace des roches du Complexe de Duprat

Cycle	Unité	FeO*/MqO	Zr/Y	Zr/Ti	Zr/P	Th /Hf	La/sm
4	B ₃	1.98	3.16	0.009	0.15	0.32	2.62
3	R ₅	4.57	4.29	0.31	1.89	0.37	2.72
3	B ₂	2.03	4.40	0.012	0.15	0.38	2.64
3	B ₂ (CF)	3.72	3.52	0.033	0.18	0.36	2.36
3	B ₂ (CM)	6.75	3.43	0.041	0.19	0.35	2.35
2	R ₄	5.69	4.84	0.113	1.09	0.35	3.00
2	R ₃	4.56	4.34	0.126	0.87	0.51	3.37
2	B ₁	2.96	3.47	0.014	0.14	0.39	2.53
1	R ₁	3.09	3.78	0.049	0.72	0.32	2.88

CF: Composante felsique des roches composites

CM: Composante intermédiaire et mafique des roches composites

courbes dans les diagrammes binaires (Treuil et Varet, 1973), ce qui n'est pas le cas pour les roches de Duprat. Des diagrammes du type représenté à la figure 61 montrent que les rapports Zr/Y, La/Tb, La/Sm et Th/Hf sont constants à quelques exceptions près. Cette constance ne s'expliquerait que par le processus de cristallisation fractionnée selon Treuil et Varet (1973).

Le mélange de magma peut aussi générer des corrélations linéaires, mais pas seulement pour les éléments incompatibles (Treuil et Varet, 1973; Cox et al., 1980). Or la corrélation entre FeO et MgO, TiO_2 et P_2O_5 , SiO_2 et Cr, et SiO_2 et Ni n'est pas linéaire. Le mélange de magma n'explique donc pas la différenciation des roches du Complexe de Duprat. On ne peut toutefois rejeter cette hypothèse; le mélange de magmas peut être accompagné de cristallisation fractionnée qui obscurcira les tendances idéales diagnostiques du mélange de magmas. Le mélange de magmas et la contamination devront d'ailleurs être considérés dans la genèse des roches composites et des andésites du domaine calco-alcalin.

L'immiscibilité de deux liquides de compositions différentes a déjà été invoquée pour expliquer des séries de roches différenciées (Gélinas et al., 1976a, 1977; Roedder, 1979; Philpotts, 1979; Thurston et Fryer, 1983). Les études géochimiques effectuées sur des liquides immiscibles ont démontré

Figure 61. Diagrammes binaires La/Sm versus La et Th/Hf versus Th. Les "I" représentent les tendances d'une suite volcanique d'Islande (Wood, 1978). Les sources des autres données sont indiquées dans le texte.

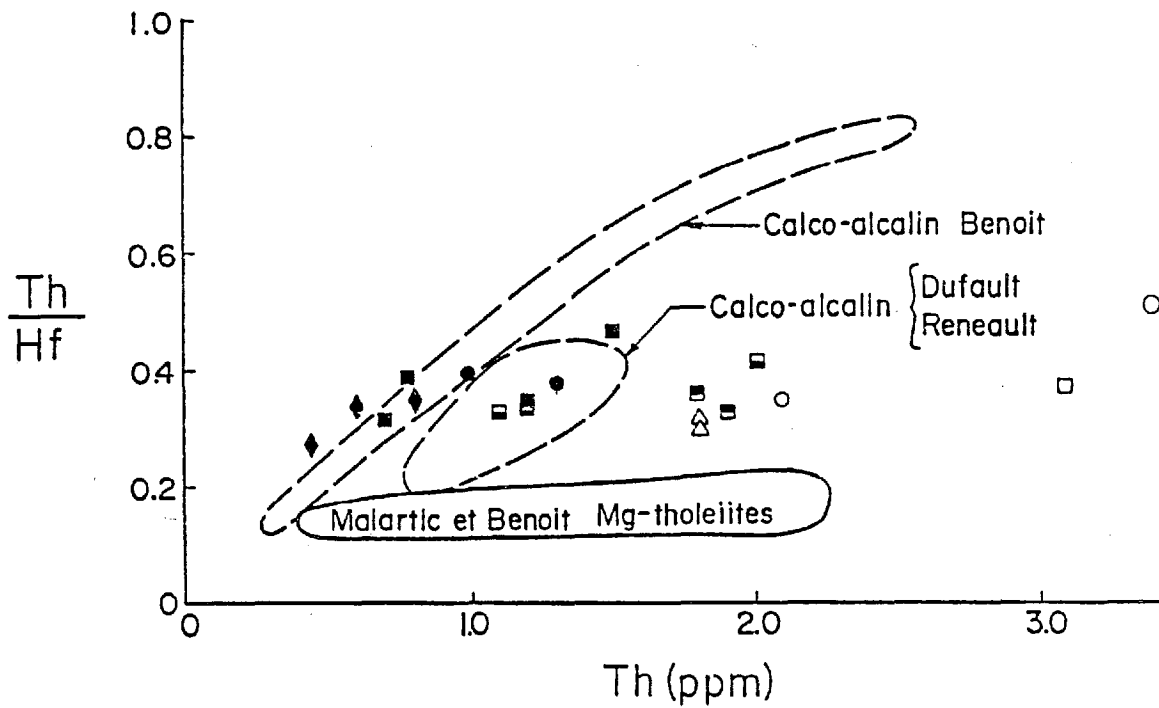
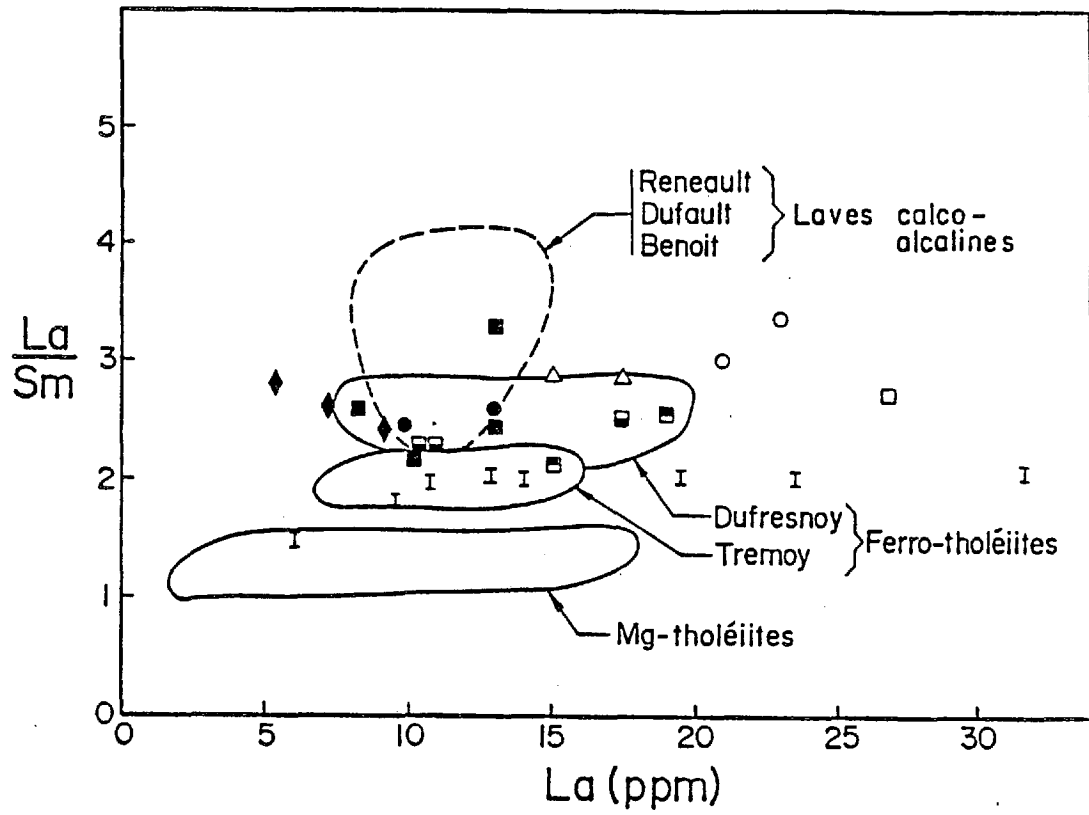


Figure 61

que les éléments en trace incompatibles ont tendance à se concentrer dans la phase mafique plutôt que dans la phase felsique (Watson, 1976; Cawthorn et Fraser, 1979). Les rhyolites de Duprat sont systématiquement plus riches en éléments en trace incompatibles que les roches des unités intermédiaires et mafiques. Les roches composites suivent toutefois les tendances observées dans les liquides immiscibles. L'altération par silicification peut aussi expliquer la dilution des teneurs en éléments en trace dans les composantes felsiques de la roche composite.

Aucun des mécanismes de différenciation ne peut, à lui seul, expliquer la constance des rapports des éléments incompatibles pour toutes les roches de Duprat, la bimodalité de composition des andésites et des rhyolites, les tendances géochimiques des roches composites, et l'association de toutes ces roches dans l'empilement volcanique de Duprat. Il faut donc étudier les tendances présentes à l'intérieur de chaque groupe de roches, soit dans les basaltes et andésites, dans les rhyolites et dans les roches composites.

Les basaltes et les andésites

Les unités mafiques B_1 , B_2 et B_3 deviennent de plus en plus mafiques et de plus en plus pauvres en éléments en trace incompatibles, de la base au sommet de la séquence volcanique.

Deux mécanismes peuvent expliquer cette tendance: la cristallisation fractionnée ou la fusion partielle.

Il est difficile de vérifier par la pétrographie la séquence d'apparition des phases cristallines qui ont contrôlé la différenciation des roches volcaniques mafiques, les assemblages minéralogiques primaires de haute température ayant été remplacés par des assemblages de minéraux de basse température, typiques des faciès prehnite-pumpellyite et schistes verts. La reconstitution des assemblages minéralogiques au moyen de la norme CIPW, calculée à partir des analyses chimiques, permet de les représenter dans les systèmes $Al_2O_3 - (CaO.SiO_2) - (FeO+MgO) - SiO_2$ (O'Hara, 1968) et Olivine - Clinopyroxène - Plagioclase - Quartz (Irvine, 1970). Les points figuratifs des analyses chimiques des basaltes ($SiO_2 < 54\%$), dans ces tétraèdres, ont été projetés à partir du pôle de l'olivine sur les plans où sont représentés les champs de stabilité des minéraux susceptibles d'être stabilisés dans les basaltes (Figures 62a et b). On obtient les séquences de cristallisation suivantes:

Olivine → Orthopyroxène → Plagioclase → Clinopyroxène
 Olivine → Plagioclase → Orthopyroxène + Clinopyroxène
 Olivine → Plagioclase → Clinopyroxène + Orthopyroxène
 Olivine → Plagioclase + Clinopyroxène + Orthopyroxène

Figure 62. Diagramme ternaires d'Irvine (A) et d'O'Hara (B) pour définir la séquence d'apparition des minéraux sur le liquidus dans le processus de cristallisation fractionnée, pour les échantillons avec moins de 54% de SiO_2 .

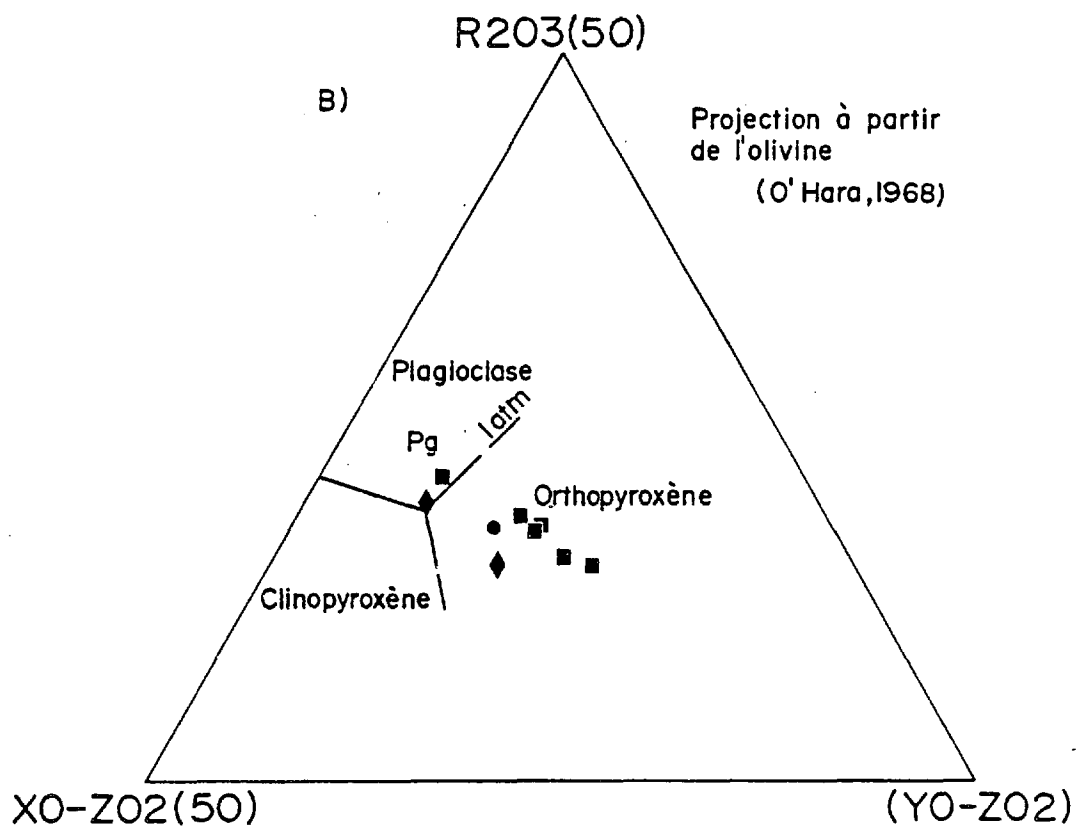
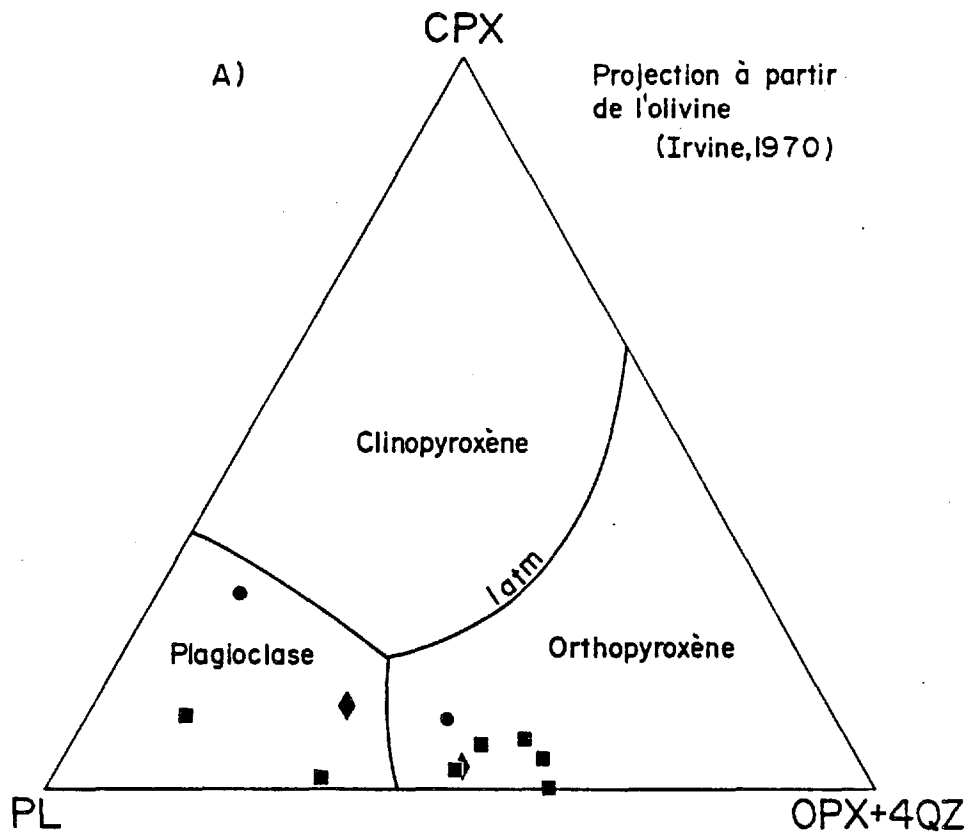


Figure 62

Des agrégats de chlorite auréolés de quartz ont des formes rappelant celle de cristaux d'olivine automorphe (Figure 33). Le plagioclase est omniprésent en microphénocristaux ou en microlites dans les roches mafiques. Enfin, les pyroxènes primaires ont complètement été remplacés par l'actinote et la chlorite qui témoignent toutefois de leur présence à l'origine dans certains échantillons de basaltes.

Les points situés dans le domaine de l'orthopyroxène dans le diagramme d'Irvine (1970) (Figure 62a), semblent situés sur une ligne. Cette ligne est parallèle à la ligne de contamination du magma mafique par un granophyre dans l'intrusion de Muskox (Irvine, 1970). Les andésites de Duprat ($\text{SiO}_2 > 54\%$), non représentées sur le diagramme, figureraient près de l'intersection de la ligne de contamination avec la ligne PL - OPX + 4QZ. Les roches les plus évoluées se trouvent donc plus loin du point eutectique que les basaltes, ce qui est l'inverse de ce qui s'observe lorsque les tendances résultent d'un processus de cristallisation fractionnée. L'hypothèse de la contamination d'un magma mafique par un magma felsique ou d'un mélange de magmas devra donc être considéré.

Les oxydes de fer et de titane s'avèrent aussi de bons traceurs. Leurs teneurs augmentent avec la teneur en SiO_2 au début. A environ 54% de SiO_2 , le titane et le fer commencent à diminuer, indiquant l'apparition probable de la titanomagné-

tite. Les données d'éléments mineurs et en trace corroborent les interprétations faites à partir des éléments majeurs. Le chrome et le nickel, par exemple, diminuent très rapidement dès le début, alors que l'olivine cristallise (Figure 57).

Pearce et Norry (1980) ont proposé une série de diagrammes de variation permettant d'évaluer l'influence de la cristallisation de différents minéraux sur la concentration de l'yttrium, du niobium, du titane et du zirconium dans le liquide résiduel (Figure 63). Pour les roches mafiques, le diagramme Nb versus Zr montre une séquence de cristallisation influencée par l'olivine, le plagioclase et l'orthopyroxène. On ne peut distinguer les différentes unités B_1 , B_2 et B_3 toutefois. Le diagramme Y versus Zr montre que chacune des trois unités mafiques montre une évolution distincte mais toutes les trois contrôlées par la cristallisation de l'olivine et du plagioclase. Le diagramme TiO_2 versus Zr ne permet pas de distinguer aussi bien la séquence de cristallisation. L'unité B_3 semble avoir été contrôlée par la cristallisation du plagioclase, de l'olivine et de l'apatite, tandis que les unités B_2 et B_1 montrent une ligne de cristallisation parallèle à un vecteur résultant de la cristallisation du plagioclase, de l'olivine, de l'apatite et de la magnétite, ce qui est en accord avec les conclusions tirées par diagrammes $SiO_2 - FeO$ et $SiO_2 - TiO_2$ (Figure 63). On notera encore une fois que les teneurs en éléments en trace diminuent systématiquement de l'unité B_1 à l'unité B_3 .

Figure 63. Diagrammes de variation de Nb, de Y et de TiO_2 en fonction de Zr, avec les vecteurs indiquant l'effet de la cristallisation des différents minéraux sur les tendances évolutives (d'après Pearce et Norry, 1980).

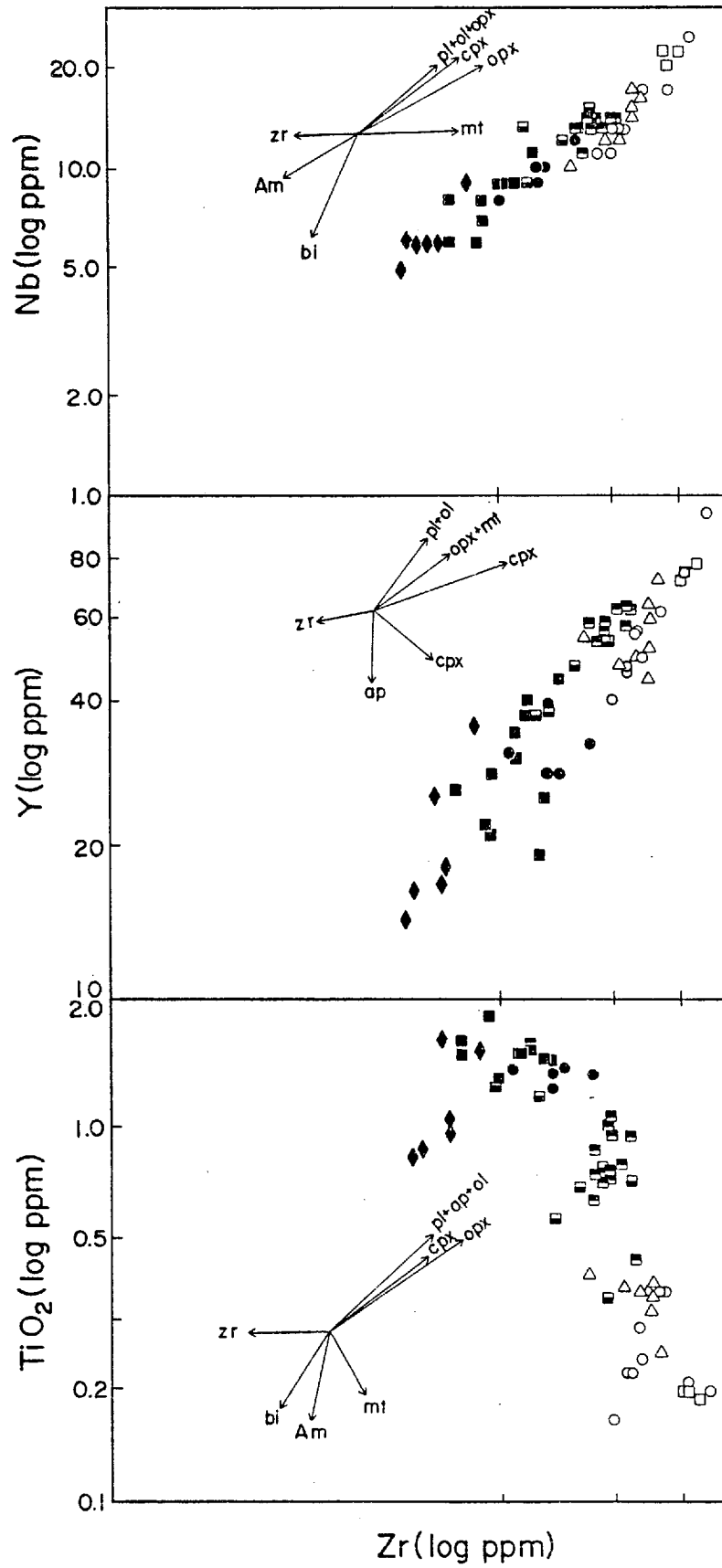


Figure 63

Les éléments des terres rares nous renseignent aussi sur le rôle des phases olivine, plagioclase et des pyroxènes durant la cristallisation (Figure 59). Le parallélisme des profils de concentration des éléments des terres rares montrent que l'olivine et le plagioclase sont les principales phases à cristalliser. Le clinopyroxène et l'orthopyroxène ne jouent qu'un rôle secondaire. En effet, ces minéraux acceptent de préférence les éléments lourds des terres rares dans leur structure, de sorte que les liquides résiduels résultant de leur cristallisation devraient être de plus en plus enrichis en éléments légers des terres rares (Hanson, 1980). Dans les roches mafiques de Duprat, les rapports éléments légers/éléments lourds varient très peu en relation avec le degré de différenciation exprimé par la teneur en SiO_2 . Le rôle du plagioclase est moins important qu'on ne l'eût cru si l'on se réfère à l'anomalie mineure en europium dans les roches mafiques.

La cristallisation fractionnée constitue donc le mécanisme qui explique le mieux les relations géochimiques entre les roches mafiques à l'intérieur d'une même unité ou cycle. Les relations entre les cycles par contre pourraient s'expliquer par la fusion partielle. En effet, la diminution de la teneur en éléments en trace et des terres rares de l'unité B_1 à l'unité B_3 peut résulter d'une hausse du taux de fusion partielle d'une source commune dans la manteau supérieur. Le

diagramme Th/Hf versus Th (Figure 61b) corroborerait cette hypothèse: les échantillons les plus mafiques de chaque cycle tombent sur une courbe qui pourrait en être une de fusion partielle, dont les points les plus près de l'origine résulteraient d'un plus haut degré de fusion partielle (Treuil et Varet, 1973).

Les rhyolites

Les éléments majeurs ne nous renseignent pas beaucoup sur le mécanisme de différenciation des roches des unités rhyolitiques. Le Na_2O et le K_2O montrent une grande dispersion des teneurs entre 70 et 80% de SiO_2 (Figure 56). Ces éléments sont les plus susceptibles aux effets de l'altération. Les rhyolites sont déjà assez pauvres en CaO , MgO et FeO^* , indiquant l'absence de plagioclase calcique, de l'olivine et la faible quantité de pyroxènes. Le TiO_2 et le P_2O_5 montrent une nette diminution entre 70 et 80% de SiO_2 notamment pour l'unité R_3 du cycle 2 (Figure 56), qui pourrait correspondre à l'effet d'une ou plusieurs phases qui cristallisent encore lors de l'éruption des rhyolites. Enfin, le calcul de la norme CIPW suggère la présence de quartz, de plagioclase sodique, de clinopyroxène, de magnétite, d'ilménite et d'apatite comme minéraux qui ont cristallisé. Le diagramme Quartz - Albite - Orthose (Figure 64) indique que les rhyolites se trouvent dans le domaine du quartz et le long de la ligne cotectique Quartz -

Feldspath, à 50 MPa de pression. Ces tendances sont confirmées par la présence de phénocristaux automorphes de quartz et de feldspath, et d'agrégats quartzo-feldspathiques dans les rhyolites. Les cristaux de quartz corrodé témoignent toutefois de variations du champ de stabilité du quartz, dues à des variations de la pression d'eau (Figure 64).

Les faibles teneurs en éléments mineurs des rhyolites ne peuvent indiquer que l'absence de phases ferro-magnésiennes comme l'olivine et l'hypersthène comme phases qui cristallisent (Figure 57).

Les éléments en trace n'offrent guère plus d'indice sur la différenciation des rhyolites si ce n'est que quelques minéraux ont pu influencer les profils de différenciation par leur cristallisation dans les rhyolites. Le diagramme Zr - Nb (Figure 63) montre une tendance d'évolution unique et sans équivoque pour l'ensemble des rhyolites de Duprat, qui pourrait s'exprimer par la séquence plagioclase + olivine + orthopyroxène + zircon.

Par contre, le diagramme Zr - Y (Figure 63), tout en montrant une évolution certaine suivant le vecteur "plagioclase + olivine", permet de déceler une évolution différente dans l'unité R₁, qui a pu être contrôlée par la cristallisation de clinopyroxène et de zircon ou d'apatite et de zircon. Enfin,

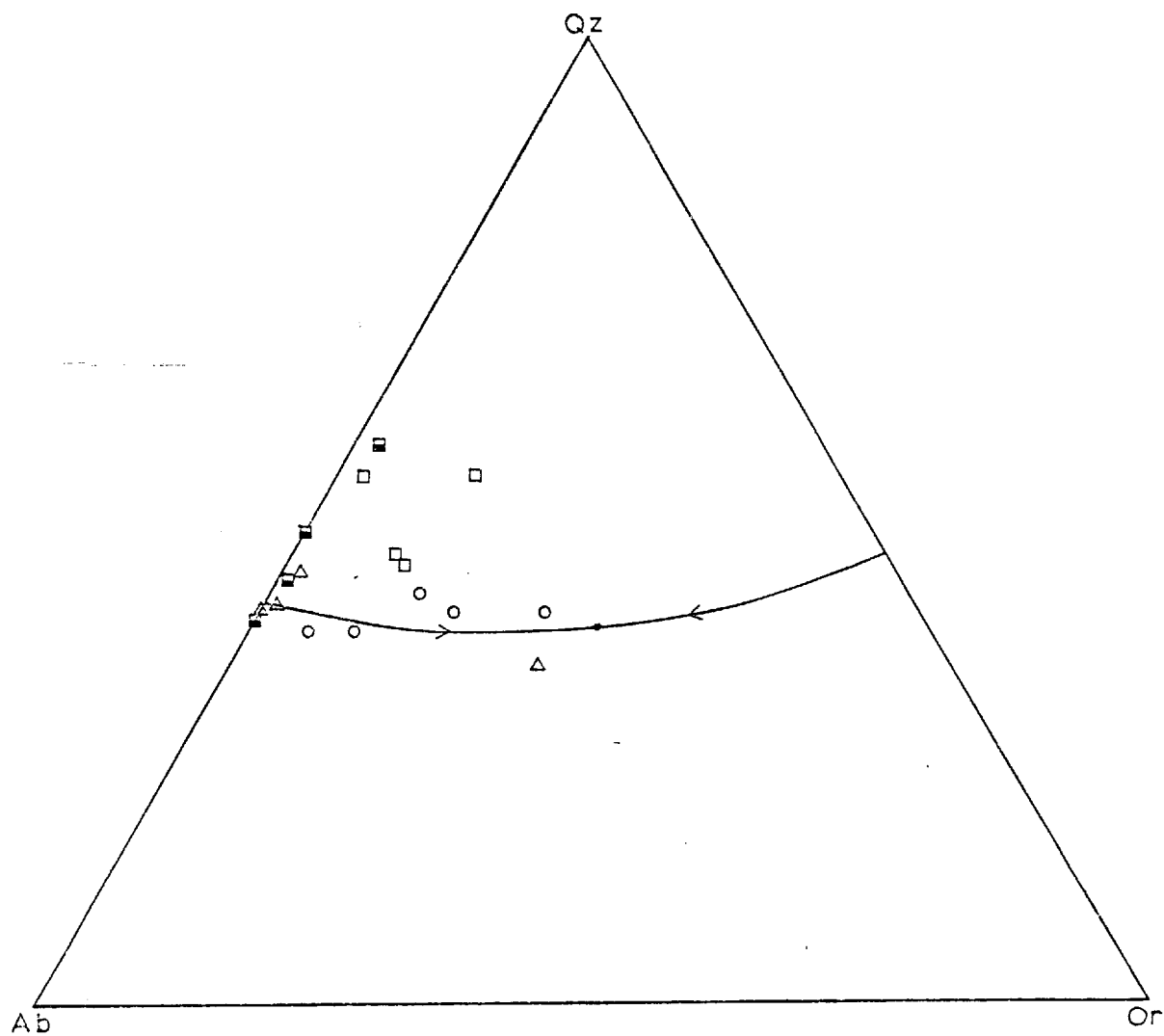


Figure 64. Diagramme ternaire Quartz-Albite-Orthose montrant le champ de stabilité du quartz pour les rhyolites et les composantes felsiques des roches silicifiées.

d'après le diagramme Zr - TiO_2 , on ne peut déterminer la séquence de cristallisation car les tendances observées peuvent résulter de la combinaison de plusieurs composantes, d'autant plus que ces diagrammes ne tiennent pas compte de la direction des tendances. En effet, si l'on prend la silice comme indice de différenciation, les teneurs en éléments en trace peuvent augmenter ou diminuer avec la teneur en silice, selon l'ordre et le moment où les phases accessoires apparaissent, surtout vers la fin de la cristallisation.

Les éléments des terres rares ne permettent de confirmer que l'influence du plagioclase dans la cristallisation des rhyolites par l'augmentation de l'anomalie d'euporium qui entre dans la structure du plagioclase. On note aussi que les teneurs varient de façon indépendante d'une unité à l'autre.

Les indices données par la norme CIPW, les diagrammes de variations des éléments en trace et des terres rares nous permettent de conclure que la différenciation des rhyolites est contrôlée principalement par le plagioclase et le pyroxène, et accessoirement en fin de cristallisation par le zircon, la magnétite et l'apatite. Les rhyolites de chaque unité évoluent de façon indépendante des autres unités, surtout lorsque les minéraux accessoires apparaissent.

Nous n'avons pas observé de zonation de composition de

la base au sommet à l'intérieur des unités rhyolitiques. Toutefois, l'enrichissement des rhyolites du cycle 1 au cycle 3 peut correspondre à un enrichissement dû à la zonation de la chambre magmatique dans sa partie felsique. En effet, Smith (1979) et Hildreth (1979) ont montré que de grandes variations des teneurs en éléments en trace dans des rhyolites peuvent résulter de l'extraction de magma de différents niveaux dans une chambre magmatique felsique zonée, les rhyolites enrichies se trouvant au sommet d'une telle chambre, par rapport aux rhyolites appauvries qui proviennent d'une zone inférieure. Plus récemment, Huppert et Sparks (1984) ont exprimé la possibilité de produire une zonation par cristallisation fractionnée, surtout le long des parois de la chambre magmatique. Cette cristallisation fractionnée engendre des fluides magmatiques fractionnés de densité différente. La différence de densité induit les mouvements de convection pour amener les liquides moins denses vers le haut de la chambre magmatique.

Bimodalité

La bimodalité d'une séquence volcanique, c'est-à-dire l'association de roches de compositions contrastées sans termes intermédiaires, a été observée en Islande (Walker, 1976; Wood, 1978), à Yellowstone (Fenner, 1938, 1944; Wilcox, 1944; Christiansen et Blank, 1972), dans les Cascades (Eichelberger, 1975), aux Iles Canaries (Schmincke, 1969), dans le Sud-Ouest

américain (Smith, 1979), et en Alaska (Curtis, 1968), par exemple.

Selon Wood (1978), la bimodalité d'une suite volcanique peut être générée par cristallisation fractionnée lorsque le magma est cristallisé à 80-90%. A ce stade d'évolution du magma, il existe une grande différence de composition entre l'assemblage de phases qui cristallise et le liquide résiduel: il s'ensuit une évolution rapide dans la chimie du liquide résiduel, du pôle basaltique vers des compositions rhyolitiques. Pour produire des roches de composition intermédiaire, il faut donc que l'éruption coïncide avec le court intervalle durant lequel ces roches sont générées dans l'évolution magmatique. Une telle coïncidence est probablement rare car les magmas intermédiaires et siliceux ont des viscosités qui inhibent leur extrusion à la surface (Walker, 1974).

Quant aux rhyolites, résultant de la cristallisation du liquide résiduel, elles sont soumises plus longtemps à des conditions propices à leur éruption; les rhyolites sont des produits de fin de cristallisation, dans des conditions où la composition du liquide résiduel ne change presque plus.

La constance des rapports entre éléments en trace supporte cette hypothèse de la différenciation par cristallisation fractionnée. Cependant, la séquence d'apparition des

produits de la cristallisation fractionnée ne correspond pas à la séquence d'apparition des laves dans les unités stratigraphiques de Duprat. Les rhyolites deviennent de plus en plus évoluées avec le temps, alors que les basaltes et andésites semblent devenir plus primitifs. Si le processus de cristallisation fractionnée est valable, il faut conclure qu'un autre mécanisme intratellurique régit la séquence d'éruption des laves, comme la stratification du réservoir magmatique par exemple, de façon à isoler les andésites des rhyolites, et à isoler les fractions de magma rhyolitique qui ont donné les différentes unités. Sparks et al. (1977) suggèrent l'induction de l'éruption explosive des rhyolites par l'injection subite de magma basaltique à la base d'un réservoir felsique. Cependant, Rice (1981) suggère que de telles éruptions explosives de matériaux felsiques résulterait plutôt d'un "roll over", c'est-à-dire du mélange de systèmes en convection initialement stratifiés (par systèmes, on entend magmas de densités, de compositions différentes). Les travaux plus récents de Huppert et al. (1982, 1983) et de Huppert et Sparks (1984) montrent que le mélange de magmas résulte plutôt lorsque la densité du magma mafique devient semblable à la densité du magma felsique. La réduction de la densité s'obtient par cristallisation fractionnée du magma mafique. Le transfert de la chaleur du magma mafique au magma felsique devient alors plus efficace. Le réchauffement rapide du magma rhyolitique et la cristallisation rapide peuvent provoquer une saturation de va-

peur qui, à son tour, peut produire les éruptions explosives.

La bimodalité peut être aussi produite par des degrés de fusion partielle différents d'une même source. Dans le cas des roches de Duprat, les tendances des rapports constants entre éléments en trace dans les roches mafiques et les roches felsiques infirment cette hypothèse. En effet, ce mécanisme provoque des variations dans les rapports entre éléments en trace (Hanson, 1980). Ainsi des roches felsiques générées par un faible degré de fusion montreraient un enrichissement marqué en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes, alors que des roches mafiques générées par un degré plus élevé de fusion partielle de la même source montreraient une tendance se rapprochant de celle de la source, avec un rapport éléments légers/éléments lourds des terres rares plus faible que dans les rhyolites, ce qui n'est pas le cas pour les roches de Duprat qui conservent des rapports presque constants.

Enfin, l'hypothèse de deux sources différentes, soit une source pour les roches mafiques, et une autre source pour les roches felsiques, doit être considérée. Cette hypothèse serait en effet plus plausible que les autres hypothèses car elle expliquerait en partie la grande quantité de roches felsiques qu'il est difficile d'expliquer par un simple processus de cristallisation fractionnée (Gélinas et al., 1984), quand on sait qu'un liquide rhyolitique s'obtient lorsqu'un magma

mafique à l'origine est cristallisé à 80-90%, et que l'extrusion à la surface de la rhyolite est inhibée par sa grande viscosité. Si le magma rhyolitique a été généré par fusion partielle de la croûte à l'origine, on obtient une source presque inépuisable pour produire le magma rhyolitique. Sigurdsson (1977) a proposé un tel processus pour générer les rhyolites d'Islande.

Toutefois, la fusion partielle de la croûte sialique pour produire le magma rhyolitique n'est pas compatible avec les données obtenues sur les teneurs en éléments en trace et des terres rares des rhyolites de Duprat. Ces teneurs devraient être plus élevées, et les rapports entre éléments en trace incompatibles, de même que les rapports entre éléments légers et éléments lourds des terres rares seraient plus élevées, à moins que le degré de fusion partielle fût assez élevé.

D'autre part, la présence des roches mafiques peut-elle expliquer les tendances observées? Une hypothèse à considérer est la suivante. Un magma mafique généré par fusion partielle du manteau peut monter ensuite dans la croûte sialique, et provoquer la fusion partielle de cette croûte pour produire le magma felsique (Gélinas et Ludden, 1984). Dans le cas des roches de Duprat, des échanges chimiques sont intervenus entre les deux magmas et ont donné pour les éléments en trace des rapports et des tendances intermédiaires entre les

rapports et les tendances originales du magma mafique généré dans le manteau et du magma felsique généré dans la croûte.

Ce mélange de magmas expliquerait les rapports constants observés dans les basaltes et les rhyolites de Duprat. Par la suite, le magma résultant a pu se différencier par cristallisation fractionnée pour produire la séquence de roches volcaniques de Duprat. La bimodalité s'expliquerait ensuite par des mécanismes qui ont lieu dans le réservoir magmatique, tel que la stratification en zones de la chambre magmatique en une partie supérieure felsique et une partie inférieure mafique qui évoluent séparément.

Nous avons testé le mélange de différentes rhyolites avec des roches mafiques de Duprat, et des roches d'autres unités tholéitiques du Groupe de Blake River pour vérifier la possibilité d'obtenir les roches de composition intermédiaire. Nous avons simulé la silicification des basaltes pour générer les roches de composition intermédiaire et felsique. Les tests ont été effectués en utilisant le programme GENMIX de LeMaître (1981), adapté par R. Leclerc, au Département de Géologie de l'Université de Montréal.

Parmi les tests effectués, quelques mélanges donnent des résultats se rapprochant des compositions observées dans le Complexe de Duprat. Ainsi, le mélange de roches mafiques

et de rhyolites peut générer des roches de composition intermédiaire. En effet, si on prend 66% d'un basalte ayant la composition de l'échantillon 2396 et 34% de rhyolite de composition de l'échantillon 1342, on obtient une roche de composition intermédiaire semblable à l'échantillon 2184 qui est une andésite du domaine calco-alcalin; la différence de composition entre la composition estimée du mélange et l'échantillon 2184 donne une somme résiduelle des carrés (S.R.C.) de 1,29 pour les éléments majeurs. On obtient une S.R.C. de 1,51 en prenant 65% de l'échantillon 2183 comme composante mafique. Le mélange de rhyolites (2412 et 1347) avec un dyke de gabbro (2178) (Voir appendice III) donne une roche de composition intermédiaire voisine de l'échantillon 2184 avec moins de succès (S.R.C. = 5). Cependant, la différence de composition entre le produit réel et le produit calculé est due à des différences en CaO , Na_2O et K_2O . Or, on a vu au début de ce chapitre que ces oxydes sont les plus mobiles.

On obtient des résultats aussi intéressants en mélangeant des basaltes tholéitiques ferrugineux (2200 et 2394) et des rhyolites (2197). On obtient alors des compositions voisines des dacites (2209), ou des roches de composition intermédiaire, qui sont sensiblement de même composition que la composante intermédiaire de la roche composite. Les tests de mélange montrent donc la possibilité de générer des roches de composition intermédiaire calco-alcaline ou tholéitique, se-

lon le degré d'évolution des composantes mafiques originales.

Quant aux essais de silicification des roches mafiques, ils ne sont concluants ni pour générer les compositions intermédiaires observées, ni pour produire les roches felsiques.

Les tests ne sont pas aussi probants si l'on considère les éléments mineurs et en trace. Cependant, le taux de variation des teneurs de ces éléments en fonction de la silice est plus élevé que pour les éléments majeurs. L'apparition des minéraux sur le liquidus est critique dans ce taux de variation, à cause du coefficient de distribution de ces éléments. Ainsi une faible variation de SiO_2 dans les basaltes peut causer de grandes variations des teneurs en V, Cr, Ni, TiO_2 et P_2O_5 , par exemple. Il faut cependant retenir que les analyses choisies pour représenter la composante mafique dans les tests de mélange sont des approximations de la composition du vrai magma qui intervient dans le mélange.

L'hypothèse de l'influence du mélange de magma et de la cristallisation fractionnée est aussi apparente sur le diagramme isostructural Plagioclase - Olivine - Silice de Elthon (1983) et Walker et al. (1979). En effet, l'évolution des roches par cristallisation fractionnée est rendue évidente par la tendance des analyses, tendance qui est parallèle à la courbe de cristallisation (Figure 65). Cependant, les analyses se

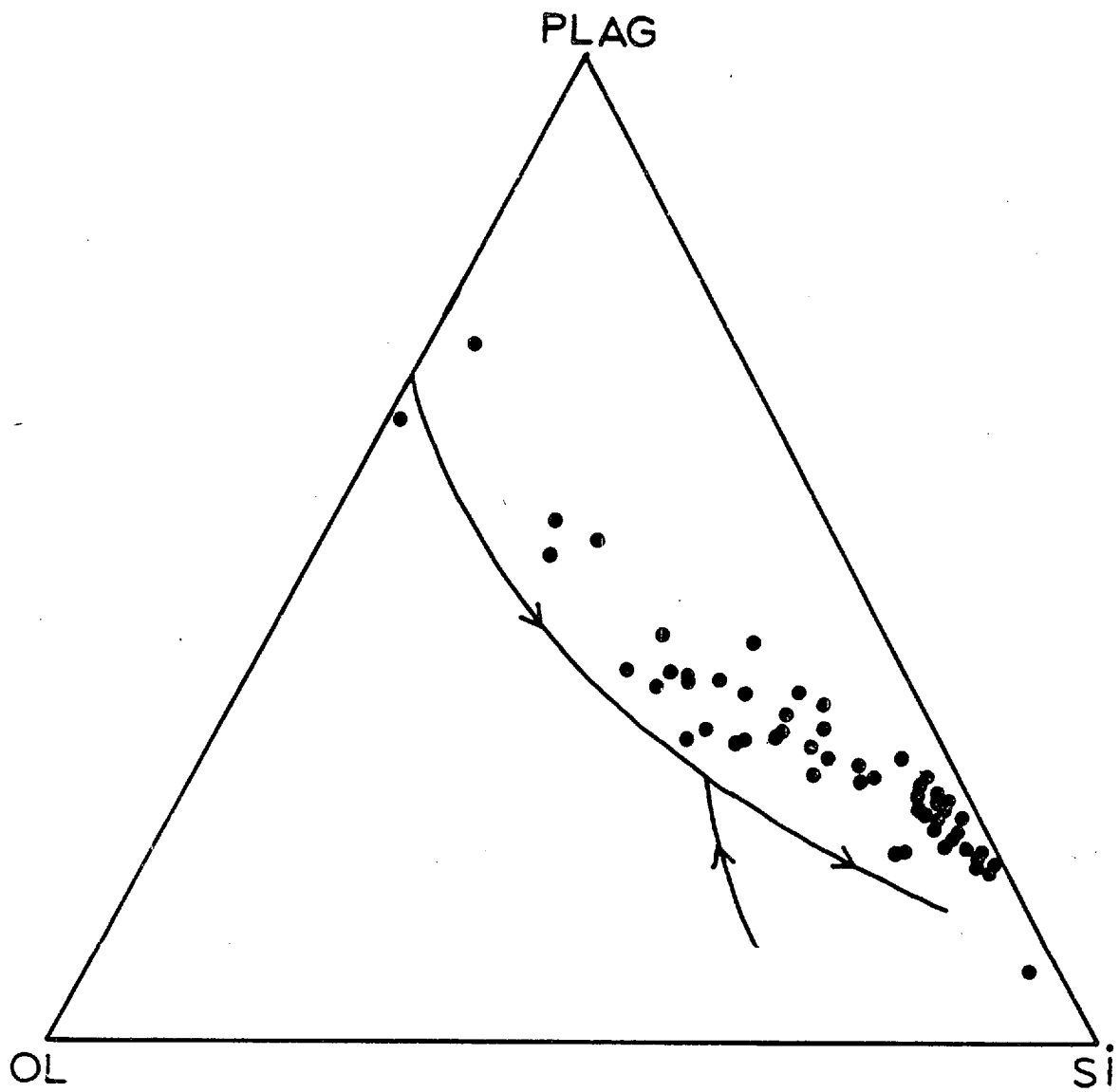


Figure 65. Diagramme isostructural Plagioclase-Olivine-Silice de Walker et al. (1979) pour les roches volcaniques de Duprat. On note la tendance parallèle à la ligne cotectique.

trouvent toutes dans le domaine du plagioclase. Cette situation peut s'expliquer par contamination du magma initial par un magma de composition rhyolitique, c'est-à-dire riche en quartz et plagioclase.

Cette hypothèse implique que les roches les plus mafiques de Duprat ont pu elles-mêmes être générées par contamination d'un magma tholéitique riche en fer et d'un magma rhyolitique.

Paradis (1984) a étudié la pétrologie et la géochimie du pluton syn-volcanique de Flavrian. Ce pluton se serait mis en place dans l'unité volcanique Duprat-Montbray dont le Complexe de Duprat fait partie. Le modèle génétique proposé pour les roches de Flavrian implique la fusion partielle et le mélange de magma. Les trondhjémites, de même composition que les rhyolites de Duprat, proviendraient de la fusion partielle (10-15%) d'une croûte océanique épaisse, tandis que les gabbros seraient générés par la fusion partielle du manteau. Les deux magmas se seraient ensuite mélangés pour produire les tonalites et les roches hybrides. Or, ces tonalites et ces hybrides ont sensiblement la composition des roches intermédiaires de Duprat, tant par leurs éléments majeurs que par leurs éléments en trace incompatibles, y compris les éléments des terres rares.

La bimodalité de composition du Complexe de Duprat est marquée par la prépondérance en volume de roches felsiques et

de roches mafiques. Toutefois, l'occurrence de roches de composition intermédiaire doit faire appel à un mécanisme autre que la cristallisation fractionnée, car il semble bien que les basaltes et les rhyolites aient évolué de façon indépendante. Le mélange de magma peut expliquer la genèse de roche de composition intermédiaire. Il peut expliquer aussi la parenté hybride calco-alkaline et tholéitique des roches volcaniques de Duprat.

L'hypothèse du mélange de magma n'est appuyée que par les évidences géochimiques. Sur le terrain, nous avons observé des fragments de composition intermédiaire dans la rhyolite clastique de l'unité R₁. C'est la seule évidence pétrographique de mélange de magma que nous ayons pu observer. Une étude plus poussée de la pétrographie sur le terrain et au microscope pourra peut-être confirmer cette hypothèse. Toutefois, l'occurrence limitée de roches hybrides dans le Complexe de Duprat constitue un obstacle important à une telle entreprise.

Les roches composites

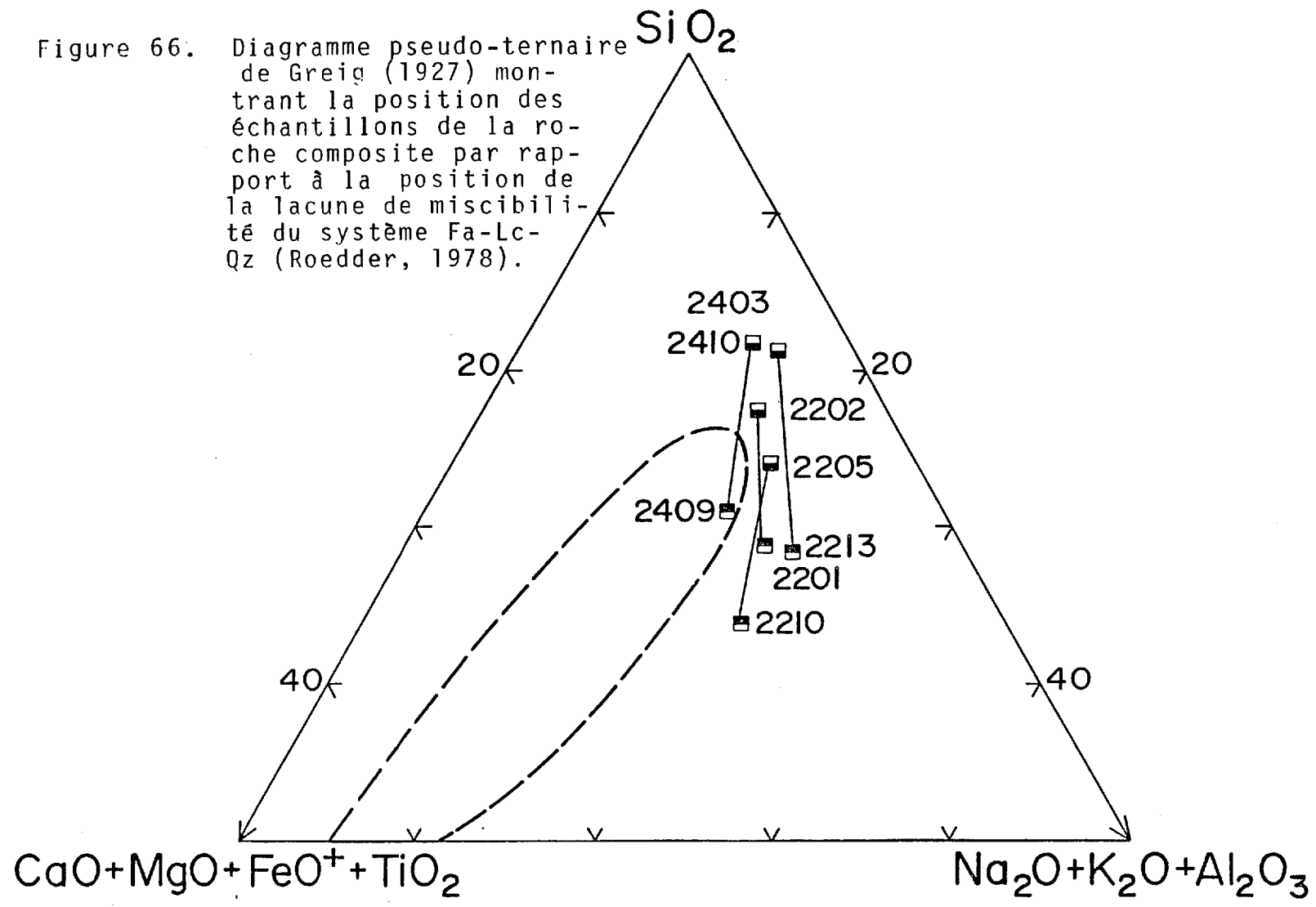
Les processus à considérer dans la genèse de la roche composite sont la cristallisation fractionnée, l'immiscibilité et l'altération. Le processus devra expliquer l'association de la composante intermédiaire et de la composante felsique, et leur relation par rapport aux roches mafiques et aux roches

felsiques.

Nous avons mentionné plus haut que l'association des deux composantes des roches composites ne pouvait être expliquée par la cristallisation fractionnée. Ce processus génère des tendances de certains éléments majeurs et éléments en trace qui sont l'inverse des tendances décrites dans les roches composites. Nous devons donc rejeter cette hypothèse.

Le titane, le phosphore et les éléments en trace incompatibles, tout en demeurant dans les mêmes rapports, sont généralement moins abondants dans la phase felsique que dans la phase intermédiaire. Ce que la cristallisation fractionnée ne peut expliquer, l'immiscibilité le pourrait. En effet, les relations géochimiques entre les composantes intermédiaires et mafiques de la roche composite sont semblables en plusieurs points à celles observées dans des roches produites à partir de deux liquides immiscibles (Watson, 1976; Cawthorn et Fraser, 1979). Cependant, les analyses des échantillons ne se trouvent pas dans la lacune de miscibilité définie par Greig (1927) (Figure 66). D'autre part, la phase intermédiaire est appauvrie en CaO par rapport à la phase felsique, ce qui est l'inverse de la tendance observée dans les liquides immiscibles. Enfin, la plupart des critères pétrographiques diagnostiques de l'immiscibilité n'ont pas été observés dans les roches composites de Duprat. L'immiscibilité ne peut donc expliquer de

Figure 66. Diagramme pseudo-ternaire de Greig (1927) montrant la position des échantillons de la roche composite par rapport à la position de la lacune de miscibilité du système Fa-Lc-Qz (Roedder, 1978).



façon satisfaisante la genèse des roches composites.

Quelques auteurs ont suggéré que des processus d'altération de roches mafiques pouvaient générer des compositions plus felsiques (MacGeehan et MacLean, 1980a et b; Hughes, 1977; Gibson et al., 1983). La composante intermédiaire des roches composites montre des signes évidents d'altération. Sur le terrain, on peut observer des poches d'épidote décimétriques à métriques qui témoignent de la migration du calcium. Au microscope, nous avons aussi mentionné que les fragments felsiques étaient parfois entourés d'une auréole d'épidote, et contenaient des amygdales remplies de calcite ou d'épidote.

Si l'on compare la chimie de la composante intermédiaire à celle des andésites et basaltes de la même unité, on note que la composante intermédiaire est enrichie en SiO_2 , K_2O , Na_2O et en éléments en traces incompatibles, et appauvrie en CaO , MgO , TiO_2 et en éléments mineurs (Ni, V, Cr). Les teneurs en Al_2O_3 , FeO total et P_2O_5 sont à peu près les mêmes dans les deux types de roche. Plusieurs échantillons de la composante intermédiaire montrent la présence de corindon dans la norme CIPW (Appendice II). Nous avons donc évidence d'albitisation par laquelle le sodium et la silice se substituent au calcium et à l'aluminium, et par la suite du lessivage du calcium pour induire une augmentation du rapport $\text{Al}/\text{Ca} + \text{Na} + \text{K}$, d'où la présence de corindon normatif. L'augmentation du

K_2O indique un métasomatisme possible de la roche composite. Les mêmes tendances ont été observées dans des fragments d'andésite silicifiée dans le Complexe de Quémont (Gélinas, 1985, comm. pers.).

L'addition de silice pour produire la composante intermédiaire aurait dû diluer les teneurs en éléments en trace et en terres rares. Toutefois, la composante intermédiaire montre un enrichissement en Th, Hf et en éléments des terres rares (Figures 58 et 59). MacGeehan et MacLean (1980b) ont observé le même phénomène dans des basaltes et andésites silicifiés de la région de Matagami, sans expliquer les causes de la dilution de certains éléments et l'accroissement des teneurs des autres éléments. Ludden et al. (1982) ont noté un enrichissement des éléments des terres rares dans des coussins contenant de l'épidote, de même que du centre à la bordure de ces coussins. Cependant, les échantillons de la composante intermédiaire analysés à Duprat ne contiennent pas plus d'épidote que les basaltes et les andésites, et les zones épidotisées avaient été évitées lors de l'échantillonnage.

La carbonatation peut dans certains cas produire un enrichissement en éléments des terres rares (Ludden et al., 1982). Encore là, la composante intermédiaire ne montre pas de teneurs très élevées en CO_2 ni en CaO pouvant indiquer la présence d'un excès de calcite, et expliquer un tel enrichis-

sement en éléments incompatibles dans la composante intermédiaire des roches composites de Duprat.

Les tendances erratiques des alcalis, l'excès de K_2O , de Al_2O_3 et de Na_2O , le lessivage du CaO , la présence de corindon normatif, et l'occurrence de poches et d'auréoles d'épidote sur le terrain sont tous des évidences que la composante intermédiaire peut résulter du faible métamorphisme, et de l'altération métagénétique ou hydrothermale de basaltes et d'andésites. Aucun mécanisme simple d'altération ne peut cependant expliquer les tendances géochimiques de ces roches tels l'épidotisation, la carbonatation ou la chloritisation.

Le processus inverse pourrait être considéré, c'est-à-dire, l'altération d'une roche felsique pour générer une roche de composition intermédiaire. Un cas semblable est rapporté par Meyers et MacLean (1983) pour les rhyolites de New Insko, à environ 10 km au nord-ouest de Duprat. La chloritisation intense des rhyolites de New Insko a provoqué un enrichissement en Al_2O_3 , FeO^* , MgO , TiO_2 et K_2O et un lessivage du SiO_2 , Na_2O et CaO dans le produit de l'altération. La chloritisation y est accompagnée de séricitisation. La composante intermédiaire de la roche composite de Duprat montre sensiblement les mêmes tendances par rapport à la composante felsique de la roche composite. La composante intermédiaire est appauvrie en SiO_2 et CaO et P_2O_5 et enrichie en K_2O , Al_2O_3 , FeO^* ,

MgO. Les teneurs en TiO_2 et Na_2O sont semblables dans les deux composantes. Toutefois, le Na_2O et le CaO sont loin d'être aussi lessivés dans la composante intermédiaire que dans la rhyolite de New Insko. Et la séricitisation et la chloritisation intenses sont pratiquement absentes à Duprat.

La possibilité d'obtenir des roches de composition intermédiaire par mélange de magma a déjà été explorée et s'est avérée réelle. Les mélanges obtenus approchaient d'ailleurs les compositions des composantes intermédiaires.

La composition de ces composantes intermédiaires peut donc ne pas être reliée à la composition des composantes felsiques de la roche composite.

Leur composition aurait plutôt une origine magmatique par mélange de magma ou par contamination. Ceci expliquerait l'enrichissement en E.T.R. de la composante intermédiaire par rapport aux roches mafiques.

Il n'en est pas de même pour la composante felsique de la roche composite. Hugues (1977) avait proposé l'altération comme alternative à l'immiscibilité suggérée par Gélinas et al. (1976) pour la genèse des varioles. D'après Hugues, les "varioles" pourraient être le produit de métaso-

matisme des basaltes qui aurait généré des sphérolites. Dans un tel cas, la chloritisation du verre libère le Si, le Na et le K. Le sodium remplace le calcium dans les feldspaths et le calcium migre pour former de l'épidote, notamment à la bordure des coussins.

Un tel processus pourrait expliquer la formation des lambeaux felsiques. L'analyse d'un des lambeaux indique la présence de wollastonite normative et la matrice intermédiaire possède du corindon dans la norme. La migration du calcium est rendue évidente par la présence d'auréoles d'épidote autour des lambeaux. De plus, plusieurs lambeaux felsiques ont des amygdales remplies de calcite ou d'épidote. Ce processus de lessivage du calcium de la phase intermédiaire par rapport à la phase felsique diffère des processus décrit par Gibson et al. (1983) qui ont observé un enrichissement en CaO dans les lambeaux felsiques dans les andésites altérées de Buttercup Hill. Toutefois, la plupart des autres tendances observées sont semblables à Duprat et à Buttercup Hill. Les plagioclases de certains lambeaux sont remplacés par du quartz, et certains lambeaux ont même la forme de coussins, autre évidence que la roche était de composition plus mafique à l'origine. Enfin, certains lambeaux atteignent une teneur en SiO₂ de 80%,

qui ne peut être expliquée par différenciation magmatique. Cette silicification a pu provoquer la dilution des éléments en trace incompatibles comme le zirconium, l'yttrium et les éléments des terres rares. D'autre part le titane se trouve en concentrations plus élevées dans la composante felsique des roches composites que dans la rhyolite. Ces concentrations sont d'ailleurs semblables dans la composante intermédiaire. La teneur élevée en TiO_2 a d'ailleurs été utilisée pour distinguer les andésites silicifiées des rhyolites (Gibson et al., 1983).

Lorsqu'on rapporte les analyses des lambeaux et fragments felsiques dans un diagramme Quartz-Albite-Orthose, on s'aperçoit que la distribution des points est contrôlée par leur teneur en silice (Figure 64), alors que les analyses des rhyolites ne le sont pas. C'est une autre évidence que la composante felsique peut résulter de la silicification des lambeaux et fragments qui étaient originalement de composition intermédiaire ou mafique.

La composante intermédiaire a quand même subi une altération comme en témoigne la teneur élevée en K_2O et le lessivage en CaO des échantillons de la composante intermédiaire. On peut se demander pourquoi les lambeaux et les fragments ont été silicifiés et non pas la roche intermédiaire qui les englobe. Gibson et al. (1983) offrent une explication en se

basant sur les assertions de Kennedy (1950). La silice aurait tendance à se précipiter lorsque la température de la solution augmente. Or, la solubilité de la silice dans la solution pourrait ainsi diminuer au contact de lambeaux de laves encore chauds comparativement aux matériaux qui les entourent, surtout si ceux-ci sont fragmentaires. Dimroth (1984, comm. pers.) explique de la même façon le caractère plus siliceux des lambeaux de laves rhyolitiques par rapport aux volcanoclastites qui les englobent. Selon Gibson et al. (1983) les fragments felsiques angulaires sont des morceaux de laves andésitiques provenant du sommet de coulées sous-jacentes. Le caractère déjà siliceux de ces lambeaux a pu causer l'altération plus poussée et la précipitation de silice autour et dans les fragments. Nous pouvons donc conclure que la roche composite n'est composite qu'en apparence. La roche été probablement andésite ou une dacite à l'origine. D'autres échantillons de dacite, non associés à des lambeaux felsiques, ont des compositions qu'on peut générer par mélange de magma. L'altération hydrothermale a dû par la suite altérer les lambeaux et fragments pour leur donner une composition felsique. Les processus responsables de cette silicification sont les mêmes que ceux invoqués par Gibson et al. (1983), pour produire la rhyolite Amulet de Buttercup Hill, c'est-à-dire une altéra-

tion hydrothermale causée par la circulation de l'eau de mer dans des dépôts volcaniques, perméables, mafiques à intermédiaire. Cette altération est contemporaine du volcanisme.

Les processus d'altération responsables des variations des teneurs des éléments en trace sont probablement endogènes. En effet, les rapports entre éléments en trace incompatible restent constants. Cette relation est évidente dans les patrons des terres rares: le rapport La/Sm des composantes intermédiaire est semblable à celui des autres roches du complexe. Les solutions responsables de la dilution, du transport et de la précipitation des éléments avaient probablement pour source l'empilement volcanique même, ou étaient en équilibre avec l'empilement volcanique (Ludden et al., 1982; Mac Geehan et Mac Lean (1980b).

Conclusion

La séquence de roches volcaniques de Duprat constitue un ensemble différencié bimodal, probablement cogénétique, comme le démontrent les tendances évolutives des éléments majeurs et des éléments en trace. Dans un premier temps, le mélange de magmas, l'un mafique et généré dans le manteau, et l'autre felsique et généré par fusion partielle de la croû-

te, a produit une suite montrant des tendances intermédiaires entre une suite tholéiitique et une suite calco-alcaline. La cristallisation fractionnée a agi ensuite comme mécanisme de différenciation, tel que démontré par les rapports constants d'éléments incompatibles et les variations des autres éléments, en accord avec les phases minérales qui contrôlent la cristallisation. L'effet de la cristallisation fractionnée est surtout évident à l'intérieur des unités.

La différenciation a pu résulter de la zonation de la chambre magmatique, avec une zone supérieure felsique et une zone inférieure mafique. Les magmas mafiques ont évolué de façon indépendante des magmas felsiques, de sorte que, de la base au sommet de la séquence volcanique de Duprat, les roches mafiques deviennent de plus en plus primitives alors que les roches felsiques deviennent de plus en plus évoluées, constituant ainsi une suite bimodale.

La composante intermédiaire des roches composites a pu être générée par mélange de magma tholéiitique ferrugineux et de magma rhyolitique, tout comme les dacites échantillonnées. La composante felsique ne peut toutefois être générée ni par contamination magmatique, ni par la cristallisation fractionnée. Les lambeaux felsiques sont le résultat de l'altération hydrothermale in situ. Cette altération

se solde par une silicification, un enrichissement en chaux et un lessivage généralisé des éléments en trace par rapport à la composante intermédiaire.

L'éruption périodique des roches mafiques en alternance avec des roches felsiques entraîne des contraintes quant à l'échelle de l'appareil volcanique et à son stade d'évolution (Smith, 1979). Les appareils volcaniques situés au-dessus de grandes chambres magmatiques sont surtout du type des strato-volcans constitués de roches de composition intermédiaire et felsique. La rareté des roches mafiques s'explique dans un tel cas par le volume de rhyolite au sommet du réservoir qui empêche le magma mafique de se rendre à la surface. L'interaction entre les deux types de magma peut être longue et la production de matériel de composition intermédiaire favorisée (exemple: strato-volcans des Cascades). Les chambres magmatiques de moindre dimension donnent naissance à des édifices plus modestes (comme en Islande, par exemple) et la couche de magma felsique n'est pas assez importante pour empêcher le magma mafique de générer les coulées de laves mafiques en surface (Smith, 1979). Le Complexe de Duprat résulte probablement de l'activité d'un tel édifice. Cette interprétation est en accord avec les conclusions tirées de l'étude de la source multiple des matériaux volcanoclastiques dans les secteurs Centre-Ouest et Est du Complexe

de Duprat, alors que dans un grand édifice volcanique, la source est généralement unique.

COMPARAISON AVEC LES AUTRES ROCHES DE L'ABITIBI

Gélinas et al. (1977a) et Gélinas et al. (1984) ont regroupé les unités chimico-stratigraphiques de la région de Rouyn-Noranda en unités d'affinités tholéiitique et calco-alcaline. Ils mentionnent également l'existence d'une unité intermédiaire Montbray Duprat à laquelle se rattache la séquence volcanique de Duprat.

Cette affinité intermédiaire des roches de Duprat est mise en évidence lorsqu'on compare leurs rapports moyens des éléments en trace avec ceux des unités tholéitiques et calco-alcalines de la région, telles que définies par Gélinas et al. (1984) (Tableau 9). Les moyennes des rapports mesurés dans les cycles 2 et 4 de Duprat sont toutefois très voisines des moyennes obtenues dans les unités tholéitiques du Groupe de Blake River. Le cycle 3 présente toutefois des valeurs de Rb/Sr et Zr/Y caractéristiques des unités calco-alcalines. Il faut noter cependant que les échantillons considérés dans le calcul des moyennes appartiennent à l'unité B₂, localisés juste au-dessus d'horizons d'exhalites. Ils diffèrent nettement des autres échantillons du complexe et même des autres échantillons du même cycle par un enrichissement marqué des

TABLEAU 9

Moyenne des rapports des éléments en trace
 et des terres rares dans les unités tholéitiques
 et calco-alcalines du Groupe de Blake River
 (Gélinas et al., 1984) et dans le Complexe de
 Duprat (pour les roches avec SiO₂ 60%)

	Rb/Sr	Zr/Y	Y/Nb	La/Sm	La/Yb
Unités tholéitiques	0.02	3.4	3.5	2.5	3.1
Unités calco-alcalines	0.10	5.4	2.8	2.5	7.9
Duprat Cycle 2	0.03	3.47	3.9	2.53	3.3
Duprat Cycle 3	0.17	4.80	3.6	2.64	5.0
Duprat Cycle 4	0.026	3.16	3.5	2.62	2.9
Duprat \bar{N}	0.075	3.81	3.66	2.60	3.7

terres rares légères. En général, les roches du Complexe de Duprat ressemblent aux roches d'affinité tholéiitique par leurs éléments en trace.

Il faut aussi signaler la parenté probable des roches volcaniques du Complexe de Duprat et du Pluton de Flavrian. Les rapports Rb/Sr, Zr/Y, Y/Nb, La/Sm, La/Y₆, et Th/Hf mesurés dans les roches volcaniques de Duprat se retrouvent dans les intervalles observés par Paradis (1984) pour les mêmes rapports. Les moyennes des rapports sont aussi semblables dans le Complexe de Duprat et le Pluton de Flavrian.

Certains diagrammes nous aident également à situer les roches de Duprat par rapport aux autres suites volcaniques de l'Abitibi. Sur les diagrammes La/Sm versus La et Th/Hf versus Th (Figure 61), nous comparons les roches du Complexe de Duprat avec les roches d'affinité tholéiitique du Groupe de Malartic, du Groupe de Blake River (unités de Dufresnoy et de Trémoy), et du Synclinal de Benoît (Ludden et al., 1982; Gélinas et al., 1984; Smith, 1980). On note que les rapports La/Sm et Th/Hf de Duprat sont constants comme ceux des unités tholéiitiques d'Abitibi. Chaque unité tholéiitique a un rapport moyen qui lui est propre. Par contre, les roches calco-alcalines de Dufault et de Reneault dans le Blake River et du

Synclinal de Benoît en Ontario, montrent une grande variation des rapports La/Sm et Th/Hf.

Les roches de Duprat s'apparentent donc aux tholéiites du Groupe de Blake River. Les séries tholéitiques précèdent probablement toutes de la cristallisation fractionnée, mais à partir de magmas dont le degré de fusion partielle dans le manteau est différent ou provenant d'une région hétérogène du manteau. Comme un faible degré de fusion partielle produit un liquide riche en éléments incompatibles, les magmas de Duprat seraient le produit d'un degré plus faible de fusion partielle que les autres unités tholéitiques de Malarctic, de Blake River, ou du Synclinal de Benoît.

COMPARAISON AVEC LES ROCHES DES ENVIRONNEMENTS RECENTS

Les roches volcaniques du Complexe de Duprat sont sub-alkalines et peuvent se comparer aux roches d'affinité tholéitique ou d'affinité calco-alkaline par leurs éléments majeurs. Nous allons donc d'abord comparer les teneurs en éléments en trace et des terres rares des roches de Duprat avec celles des roches d'environnements récents où on trouve des roches calco-alkalines (dans les arcs volcaniques, par exemple) et des roches tholéitiques (les tholéiites des

fonds océaniques de type normal, par exemple), et tenter d'établir à quel type de suite les roches de Duprat s'apparentent le plus. Pour ce faire, nous avons choisi le diagramme d'abondance des éléments incompatibles, normalisés à partir des teneurs dans le manteau primordial, conçu par Wood (1979) (Figure 67).

Les roches calco-alkalines des arcs volcaniques, représentées par les Antilles et l'archipel de la Sonde (tracé 2), sont caractérisées par des teneurs élevées en Rb, Ba, Th et K, un rapport Ti/Zr relativement faible, et des rapports La/Sm et La/Tb élevés, correspondant à un enrichissement des éléments légers par rapport aux éléments lourds des terres rares.

Les roches tholéiitiques normales des fonds océaniques (tracé 3) sont, par contre, pauvres en Rb, Ba, Th, K, U et Ta. Leur rapport Rb/Sr est plus faible que dans les roches calco-alkalines. Les rapports La/Sm et La/Th sont généralement faibles ($\leq 1,0$).

Les roches de Duprat diffèrent nettement des roches tholéiitiques et des roches calco-alkalines. Elles montrent en fait des valeurs intermédiaires entre les deux champs pour la plupart des éléments. Les rapports Rb/Sr, La/Sm et La/Tb

- Figure 67. Diagrammes d'abondance d'éléments incompatibles normalisés par rapport à leurs teneurs dans le manteau primordial (Sun et Nesbitt, 1977), conçus par Wood (1980). A. Roches calco-alkalines des arcs insulaires et tholéiites des fonds océaniques. B. Roches tholéitiques des arcs insulaires et de plateaux. C. Basaltes des bassins marginaux. D. Iles océaniques et basaltes enrichies.
1. Petites Antilles (Brown et al., 1977).
 2. Archipel de la Sonde (Whitford et al., 1979).
 3. Moyenne de basaltes de dorsale médio-océanique (Wood et al., 1979 et Joron et al., 1978).
 4. New-Britain (Blake et Ewart, 1974; De Paolo et Johnson, 1979).
 5. Plateau du Karoo (Cox et Jamieson, 1974).
 6. Ile Deception (Weaver et al., 1979).
 7. Mer de Scotia (Hawkesworth et al., 1977).
 8. Islande (Wood, 1979).
 9. Hawaii (Leeman et al., 1980).
- P. Basaltes enrichis des fonds océaniques.
(●) Roches mafiques de Duprat (Unité B₁).

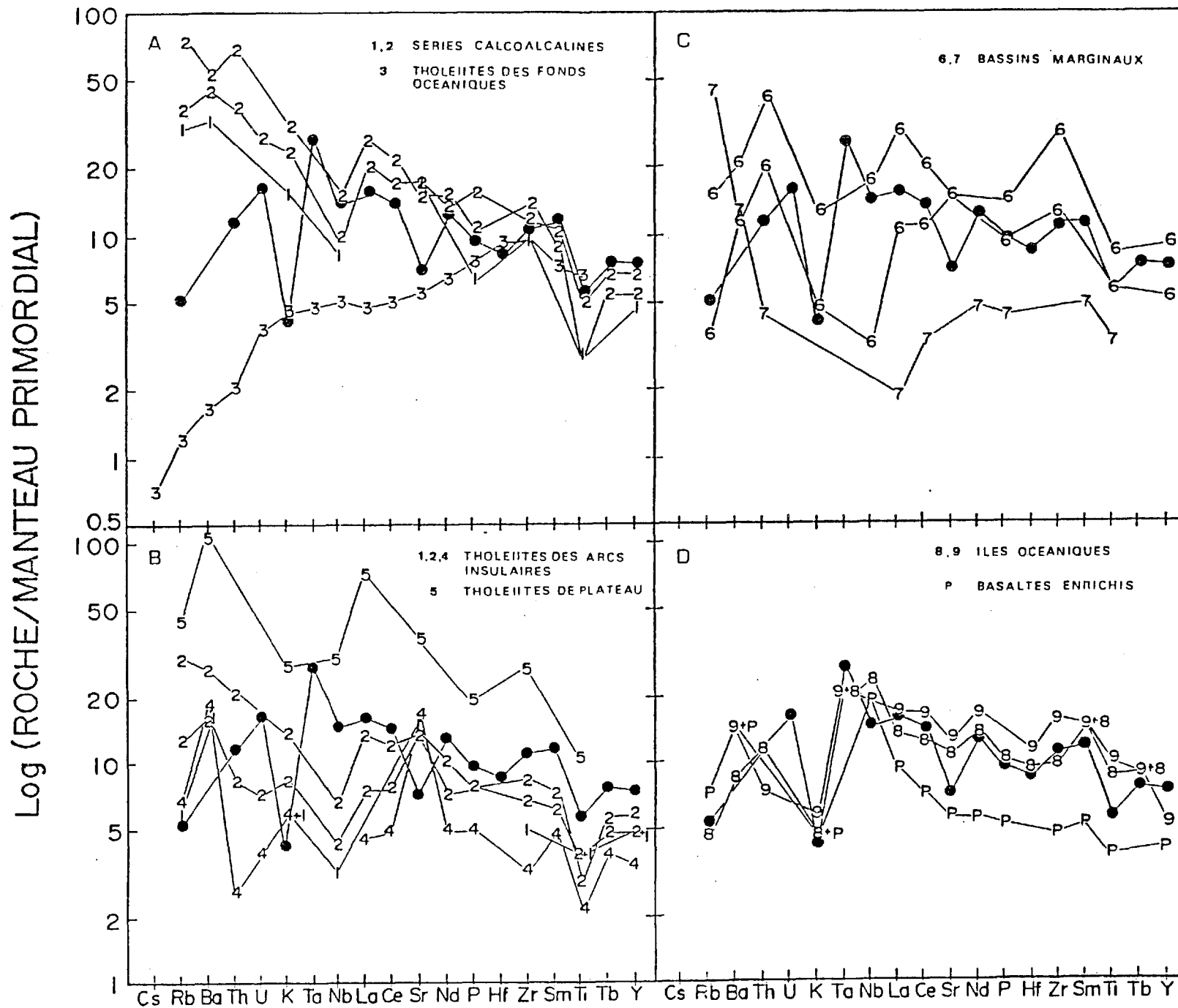


Figure 67

sont aussi intermédiaires. Les roches de Duprat ressemblent toutefois aux tholéiites par leur rapport Ti/Zr (Figure 67A).

Comme les roches de Duprat occupent un domaine intermédiaire entre les roches calco-alkalines et les roches tholéiitiques, nous devons les comparer aux roches enrichies en éléments en trace par rapport aux tholéiitiques normales des fonds océaniques. Ce type de roches se trouve dans des environnements aussi variés que les arcs volcaniques (tholéiites des arcs insulaires), les bassins marginaux, les fonds océaniques (tholéiites enrichies des fonds océaniques), les plateaux (basaltes de plateaux) et les îles océaniques (tholéiites des îles océaniques).

Les roches de Duprat et les tholéiites des arcs insulaires montrent sensiblement les mêmes teneurs et le même enrichissement des éléments légers des terres rares par rapport aux éléments lourds (Figure 67B). Par contre, les tholéiites des arcs insulaires représentés par des roches des petites Antilles (Brown et al., 1977), de l'archipel de la Sonde (Whitford et al., 1979), et de New Britain (Blake et Ewart, 1974; De Paolo et Johnson, 1979), sont plus riches en Rb, K et Sr, et plus pauvres en Ti que les roches de Duprat. Le rapport Ti/Zr des roches de Duprat est plus élevé.

Les données des éléments en trace et des terres rares des basaltes de plateau sont peu nombreuses. Cependant, les valeurs disponibles, comme celles des basaltes du plateau du Karroo (Cox et Jamieson, 1974) (tracé 5), sont nettement plus enrichies en Rb, Ba, Th, K et Zr que les roches de Duprat. Le rapport Ti/Zr y est aussi très faible (Figure 67B).

Les données géochimiques sont aussi rares pour les tholéiites des bassins marginaux. Elles varient beaucoup d'un bassin à l'autre, comme le bassin de l'île Deception (Weaver et al., 1979), et celui de la mer Scotia (Hawkesworth et al., 1977) (Figure 67C). Les principaux écarts entre Duprat et les bassins marginaux s'observent dans les teneurs en Nb plus élevées et en Sr plus faibles dans les roches de Duprat. Le rapport Ti/Zr est aussi un peu plus élevé à Duprat. Les profils des éléments des terres rares sont d'ailleurs différents. Les roches des bassins marginaux sont appauvries en éléments légers des terres rares, comme les tholéiites normales des fonds océaniques, alors que les roches de Duprat montrent un enrichissement en éléments légers des terres rares (Tracés 6 et 7).

Les tholéiites des îles océaniques et les tholéiites enrichies des fonds océaniques montrent sensiblement les mêmes profils sur le diagramme de la figure 67D. Les tholéi-

tes enrichies des fonds océaniques (Sun et al., 1979) sont légèrement moins riches en certains éléments que les roches de Duprat et les tholéiites des îles océaniques comme l'Islande (Wood, 1978) et Hawaii (Leeman et al., 1980). La correspondance des profils des roches du Complexe du Duprat et des tholéiites des îles océaniques est remarquable. Les rapports des éléments incompatibles, l'enrichissement en Rb, Ba et Th, la faible teneur en K et Sr, et l'enrichissement des éléments légers par rapport aux éléments lourds des terres rares sont tous des caractères communs aux roches de Duprat et aux tholéiites des îles océaniques (tracés 8. et 9).

Nous avons vérifié ces conclusions en utilisant d'autres diagrammes de classification à partir des éléments en trace, proposés par différents auteurs. Ainsi, sur les diagrammes Ti versu Zr et Ti-Y-Zr (Pierce et Cann, 1973), la plupart des échantillons mafiques de Duprat tombent dans les champs des basaltes des fonds océaniques (Figure 68).

Nous pouvons donc conclure à la ressemblance géochimique des roches volcaniques du Complexe de Duprat avec les tholéiites enrichies des fonds océaniques et des îles océaniques. Ceci n'implique rien quant à l'environnement tectonique où le Complexe de Duprat s'est édifié. Tout ce que nous

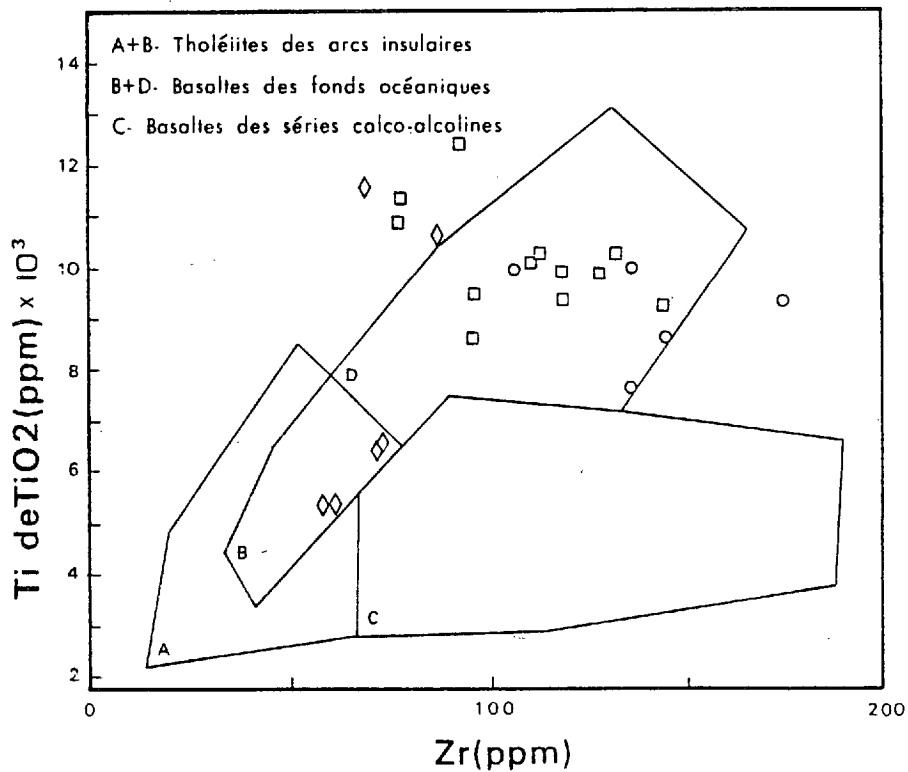
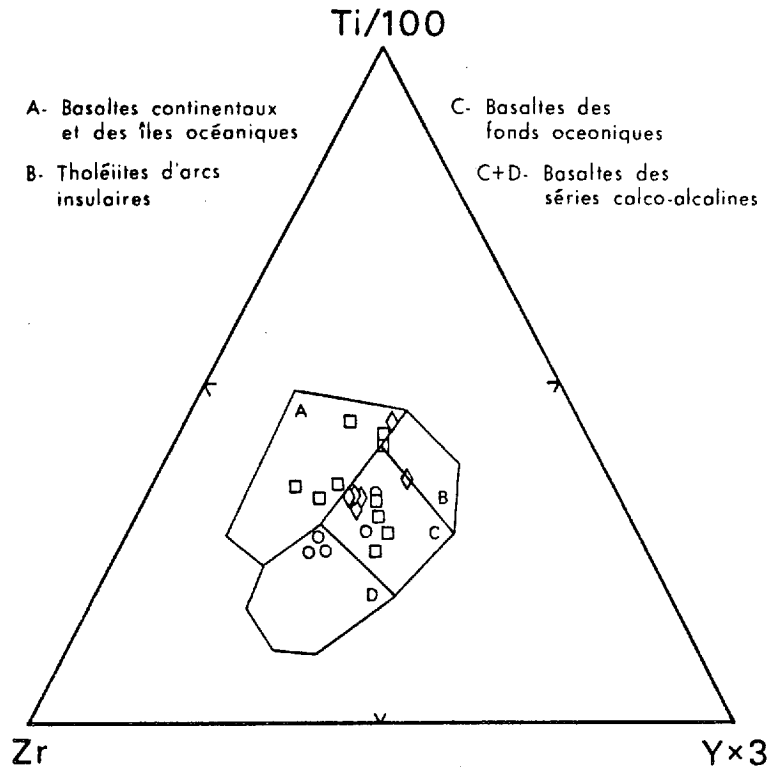


Figure 68. Diagrammes ternaire Ti/100 - Zr - Y x 3 et binaire Ti - Zr de Pearce et Cann (1973) pour distinguer les basaltes de différents domaines orogéniques.

pouvons dire, c'est que les roches du complexe ont été générées à partir d'une source non appauvrie, mais enrichie en éléments incompatibles par rapport aux tholéiites normales des fonds océaniques.

CHAPITRE IV

MODÈLE

Le modèle de mise en place d'une séquence ou d'un complexe volcanique doit tenir compte du plus grand nombre de conditions ou de paramètres possibles, conditions essentiellement d'ordre physique et chimique. Les conditions physiques incluent l'environnement, et les relations lithologiques, texturales, structurales et stratigraphiques. Les conditions chimiques consistent essentiellement dans les variations et les tendances des éléments composant les roches, tendances dont la minéralogie est responsable.

LES CONDITIONS PHYSIQUES

Les conditions physiques à remplir dans les cas du Complexe volcanique de Duprat sont les suivantes:

- l'association des roches felsiques et mafiques;
- la présence de pyroclastites mises en place à chaud par courants de densité dans des chenaux;
- l'évidence d'au moins deux provenances pour les matériaux volcaniques;
- la discontinuité latérale de la plupart des unités du

complexe;

- la continuité latérale des horizons minéralisés d'exhalites.

L'origine explosive d'une grande partie des matériaux rhyolitiques exige certaines contraintes quant au mécanisme d'éruption. Les magmas felsiques sont généralement très visqueux et exigent une source de chaleur autre que l'énergie libérée lors de la cristallisation pour réduire leur viscosité et induire leur éruption en surface. L'injection de magma mafique dans du magma felsique a été suggérée pour induire leur éruption explosive en surface (Sparks et al., 1977). Le même mécanisme d'injection a pu conduire au mélange des magmas pour produire les roches de composition intermédiaire. Lors de la cristallisation de magma mafique, la densité de ce dernier diminue, favorisant ainsi le mélange avec le magma felsique. La cristallisation du magma mafique favorise aussi le transfert de chaleur dans le magma felsique et induit son éruption. La coexistence des rhyolites et des roches mafiques, de même que la présence de roches de composition intermédiaires dans le Complexe de Duprat renforcent cette hypothèse.

L'évidence d'au moins deux zones à faciès de dépôts très proximal, distantes de quelques kilomètres seulement,

a certaines implications quant à la nature de l'appareil volcanique responsable de la formation du complexe. Dans le cas d'un grand édifice volcanique central tel qu'un strato-volcan, l'étude des faciès devrait aboutir à l'identification d'une source principale. Dans les édifices volcaniques constitués de plusieurs cônes reliés par une fissure, comme en Islande ou en bordure d'une caldeira, l'étude des faciès devrait indiquer plusieurs sources possibles. Une telle étude a établi que le Complexe de Duprat se compare plutôt au dernier type de volcanisme, c'est-à-dire le volcanisme fissural où on peut avoir plusieurs sources pour les matériaux volcaniques.

Malgré que les dépôts proviennent probablement de plusieurs sources distinctes, la continuité latérale des horizons d'exhalites, c'est-à-dire leur étendue à tout le complexe, notamment dans le cas du premier horizon situé juste en-dessous de l'unité R_2 , implique un arrêt simultané du volcanisme éruptif de toutes les sources. Par conséquent, la connexion des différentes sources à une chambre magmatique commune est probable.

La présence contiguë du basalte avec la rhyolite implique que l'appareil volcanique qui a généré le Complexe

de Duprat était de dimensions réduites. D'après Smith (1979), seulement dans ces appareils les magmas mafiques peuvent-ils atteindre la surface.

LES CONDITIONS CHIMIQUES

Les caractères chimiques des roches de Duprat se résument ainsi:

- leur caractère cogénétique tel que démontré par les éléments incompatibles dont les rapports restent constants;
- les différences significatives d'une unité à l'autre, les unités rhyolitiques devenant de plus en plus riches en éléments incompatibles de la base au sommet de la stratigraphie, alors que les unités mafiques deviennent de plus en plus primitives;
- la bimodalité de composition de près de 80% des roches du complexe;
- la présence de roches composites de composition intermédiaire, dans lesquelles la phase felsique est appauvrie en éléments incompatibles par rapport à la phase intermédiaire. Cette relation peut être expliquée par l'altération.

L'injection de magma mafique dans un réservoir rhyo-

litique zoné, dans un appareil volcanique de dimension restreinte, peuvent expliquer les différences notables de composition entre chaque unité rhyolitique, la bimodalité de composition et la présence de roches de composition intermédiaire. Ces modèles pourraient aussi expliquer de la même façon la genèse de séquences volcaniques qui montrent les mêmes caractéristiques physiques et chimiques. De telles séquences sont observées dans les environnements de volcanisme fissural (Hawaii ou Islande), ou en bordure des caldeiras issues de l'effondrement de strato-volcans (Smith, 1979; Wood, 1978; Hildreth, 1981). Toutefois, l'étude géochimique a démontré l'affinité tholéiitique des roches de Duprat qui s'apparentent de près aux roches d'Islande. En fait, la composition du magma influence certainement le comportement des laves, et le magma qui a généré les laves de Duprat s'est comporté comme celui qui a produit les laves d'Islande.

MODÈLE

Nous suggérons donc un modèle qui tient compte de toutes les caractéristiques précitées. On a d'abord la formation d'un réservoir de magma felsique généré par fusion partielle de la croûte. Ce réservoir se zone par diffusion des volatils ou par convection, qui entraîne les

éléments incompatibles vers le haut du réservoir, laissant une zone appauvrie dans la partie sous-jacente. Le mélange périodique de magma mafique et du magma felsique par injection subite, induit l'éruption généralement explosive de la rhyolite. Le réservoir felsique est assez petit pour permettre l'éruption épisodique du basalte et de roches intermédiaires. Ces dernières peuvent résulter du mélange du magma mafique et du magma felsique. La différence dans les teneurs respectives en éléments incompatibles dans les unités rhyolitiques d'un cycle à l'autre peut correspondre au drainage de niveaux différents du réservoir felsique zoné ou encore à des degrés différents d'évolution du magma rhyolitique, les magmas felsiques les plus récents étant plus évolués que les plus anciens. Quant à la tendance des unités mafiques à devenir de plus en plus primitives de B_1 à B_3 , elle a déjà été observée dans d'autres ensembles rhyolite-basalte (Smith, 1979). Il se pourrait que le réservoir mafique ou le système mafique s'appauvrisse en certains éléments incompatibles, d'une éruption à la suivante.

Comme le basalte n'agit que comme catalyseur de l'éruption dans un cycle, les compositions mafiques ne sont pas directement reliées aux compositions felsiques à l'intérieur d'un même cycle.

L'émission de rhyolite est suivie généralement d'une

période d'accalmie et d'activité hydrothermale. La continuité latérale des horizons d'exhalites ainsi produits dans tout le complexe pourrait signifier que les deux sources définies dans le complexe sont reliées à un même réservoir magmatique; chaque arrêt dans l'émission de laves affecte tout le complexe. L'activité hydrothermale est aussi responsable de l'altération des roches mafiques. La séquence des événements est la suivante (Figure 69):

1. Fusion du manteau pour générer un magma qui se différencie pour donner une séquence de liquides mafiques. Le magma mafique atteint la croûte, et produit la fusion partielle de la croûte pour générer le magma felsique. Des échanges chimiques ont lieu entre les deux magmas, jusqu'à ce que les rapports entre éléments en trace incompatibles deviennent constants. Le magma rhyolitique se situe dans un réservoir magmatique zoné, probablement dans un environnement où la croûte est en tension pour générer un volcanisme fissural. Le réservoir magmatique est constitué à la base d'un magma mafique.
2. Injection de magma mafique dans le réservoir felsique ou rollover (mélange de systèmes en convexion initialement stratifiés), et induction de l'éruption de rhyolite pour former l'unité R_1 . Les dépôts sont constitués de coulées de lave dans le secteur Ouest et de coulées pyroclasti-

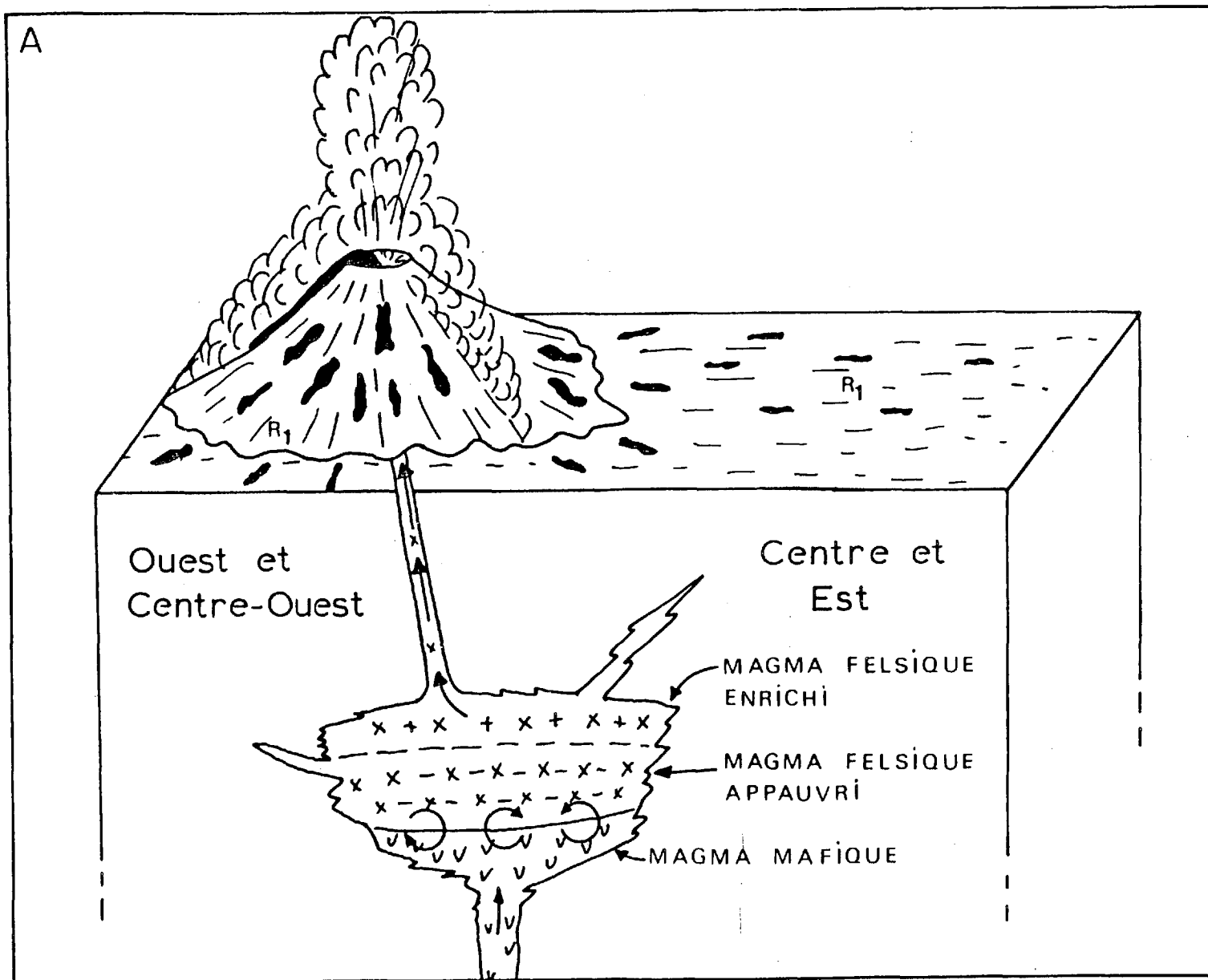


Figure 69 A. Modèle d'édification de l'appareil volcanique de Duprat: Etape 2.

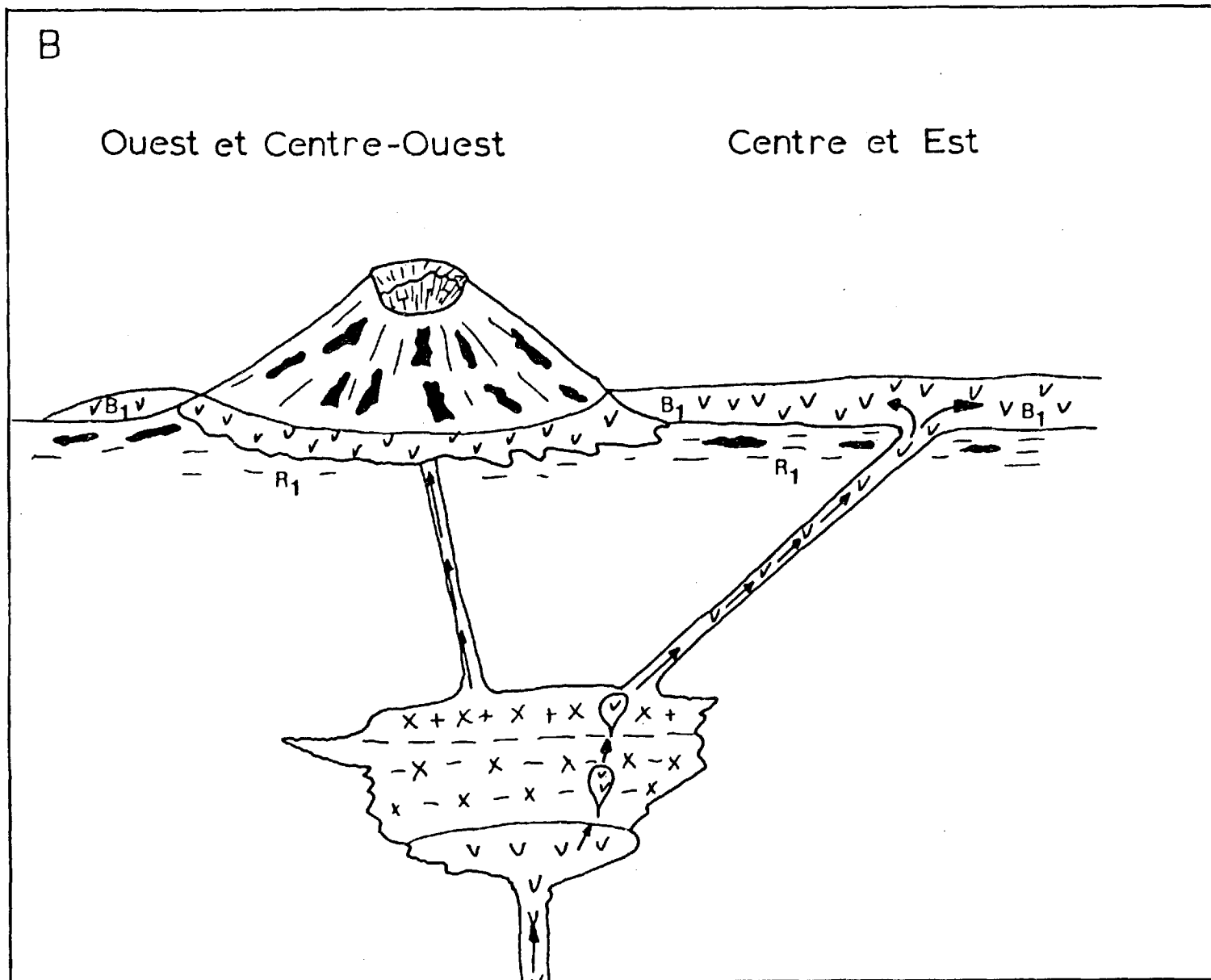


Figure 69 B. Modèle d'édification de l'appareil volcanique de Duprat;
Début de l'étape 3.

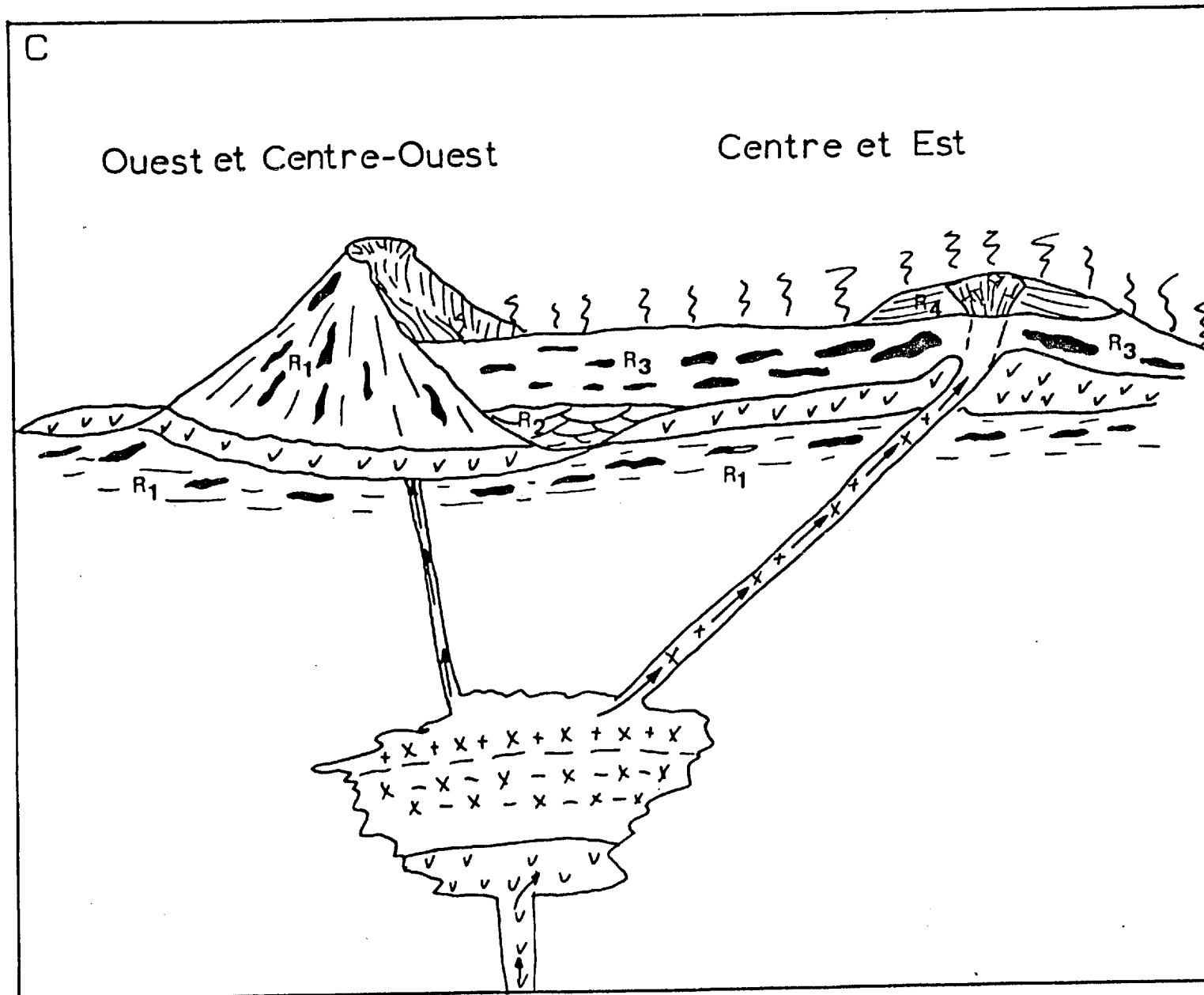


Figure 69 C Modèle d'édification de l'appareil volcanique de Duprat:
Fin de l'étape 3.

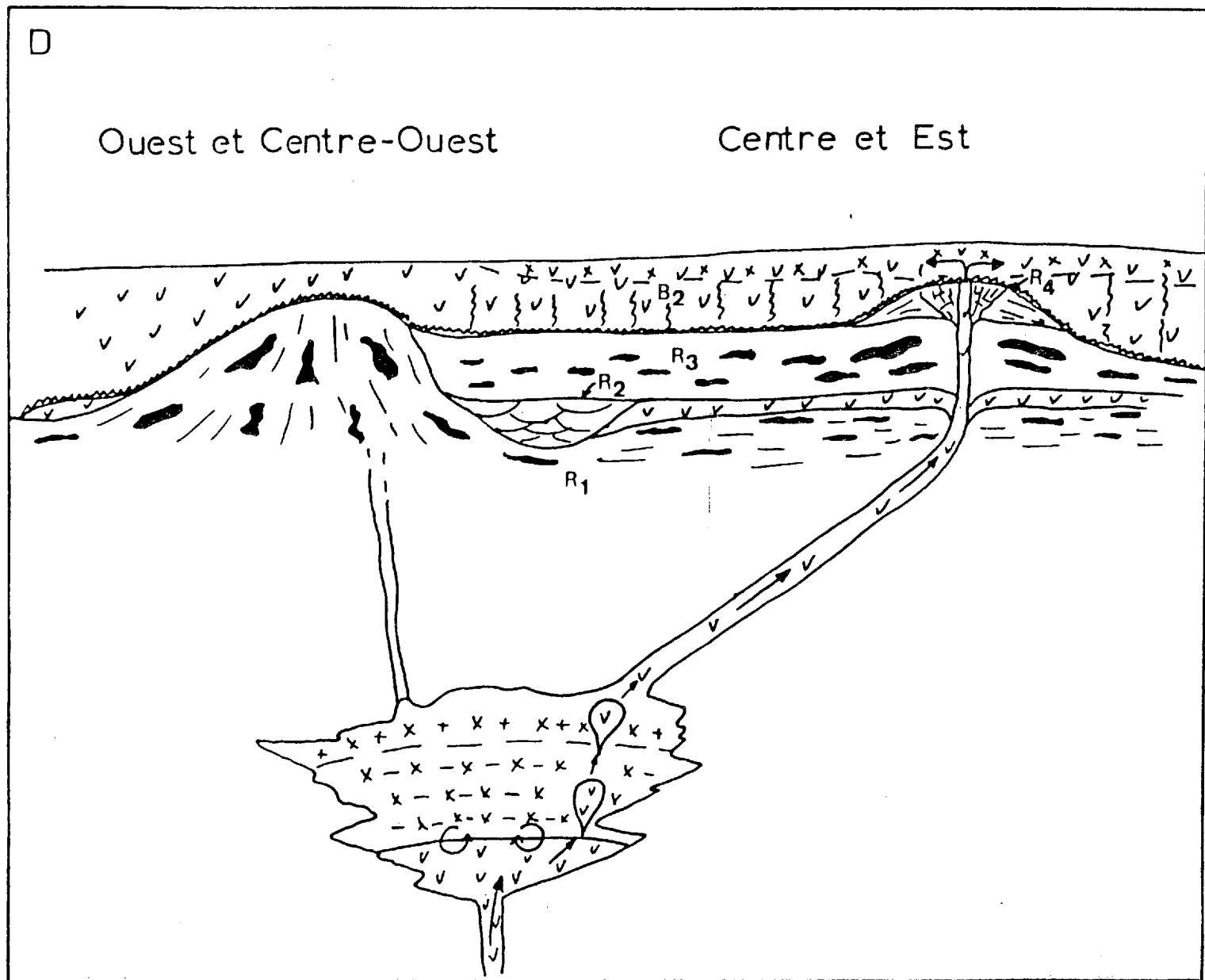


Figure 69 D. Modèle d'édification de l'appareil volcanique de Duprat: Début de l'étape 4.

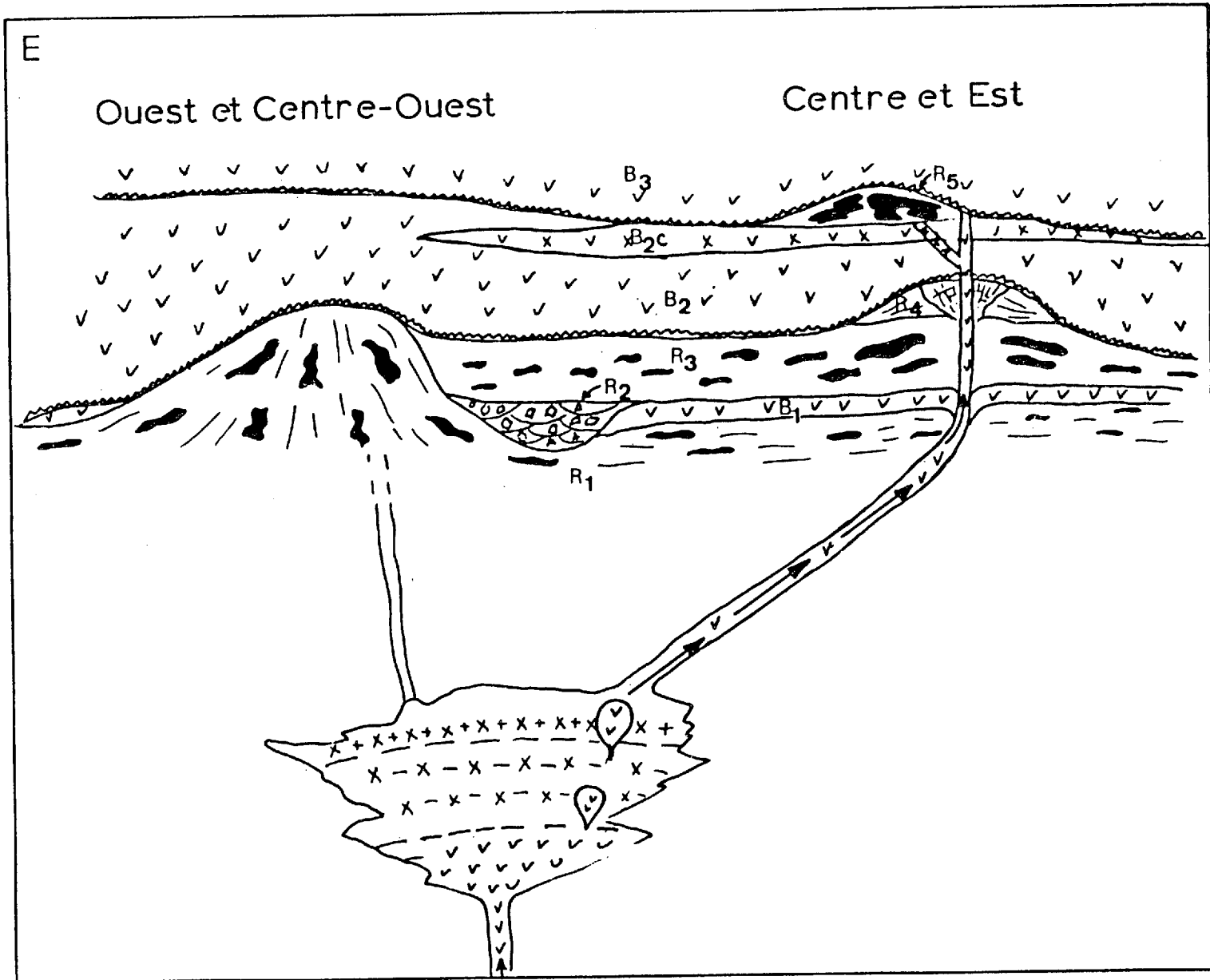


Figure 69 E. Modèle d'édification de l'appareil volcanique de Duprat:
Fin de l'étape 4 et étape 5.

- ques de haute densité dans le secteur Centre-Ouest pour former des cônes de déjection sur la pente du volcan (Fig.69A).
3. Nouvelle injection de magma mafique qui fait éruption pour donner l'unité intermédiaire B_1 . L'injection induit l'éruption de rhyolite. Dans le secteur Centre-Ouest, on a formation d'un dôme qui éclate éventuellement pour donner l'unité R_2 , mise en place par courants de densité dans une dépression topographique qui a pu résulter d'un effondrement sur le flanc du volcan. Dans le secteur Est, le même magma fait éruption mais se dépose sous forme de coulées pyroclastiques dans lesquelles des lambeaux de lave sont transportés et se désagrègent partiellement pour former la fraction autoclastique. Dans le même secteur, un autre niveau de la chambre magmatique felsique est drainé vers la surface pour générer les dépôts de l'unité R_4 . Ce cycle se termine par une activité hydrothermale minéralisante en sulfures, étendue à tout le complexe (Figures 69B et 69C).
 4. Nouvelle injection de magma mafique qui fait éruption en milieu sub-aquatique pour former les coulées d'andésite massives et coussinées, et les brèches de coulées à la base de l'unité B_2 . Le mélange s'opère à l'interface entre la base du système felsique et le sommet du système mafique pour produire la roche de composition intermédiaire qui fait éruption. Cette hypothèse nécessite un

liquide mafique riche en fer, qui, une fois mélangé au liquide felsique, aura donné la roche intermédiaire. Ce terme mafique riche en fer n'est cependant pas représenté dans la séquence mafique du complexe. L'activité hydrothermale responsable de la minéralisation au sommet du cycle 2 se poursuit durant le dépôt des laves de l'unité B₂ sus-jacente et altère ces roches par silicification surtout pour générer la roche "composite". Ce cycle se continue par l'éruption de la rhyolite de l'unité R₅, constituée de lentilles importantes de rhyolite massive dans des pyroclastites. Il pourrait s'agir d'un dôme. Le cycle 3 est probablement le résultat d'une activité volcanique éruptive restreinte au secteur Est essentiellement. Il se termine aussi par une activité hydrothermale minéralisante en sulfures, limitée au secteur Est (Figures 69D et 69E).

5. Un nouveau cycle (4) débute par l'éruption des laves en coussins andésitiques et basaltiques. La mise en place de ces laves s'est effectuée alors que l'activité hydrothermale du cycle 3 était encore présente, vu l'altération des coussins à la base du cycle 4 (Figure 69E).
6. Plissement de la région accompagné d'un métamorphisme assez faible. Les failles jouent un rôle important dans l'établissement de la géométrie du complexe.
7. Intrusion des dykes de diorite.

CHAPITRE V

CONCLUSION

Nous suggérons un modèle intégré pour la genèse et la mise en place du Complexe volcanique de Duprat. L'appareil volcanique, comprenant la chambre magmatique et l'édifice lui-même, était probablement situé dans une zone tectonique en tension, ou à tout le moins, dans une zone où les conditions physico-chimiques étaient les mêmes que celles des zones en tension, produisant le volcanisme fissural comme en Islande, à Hawaii et aux Galapagos, ou encore en bordure d'une caldeira.

L'édifice est probablement constitué d'au moins deux volcans de dimension réduite, interconnectés par le système de fissures à un même réservoir magmatique. Ce réservoir, en grande partie felsique, est divisé en une zone supérieure enrichie en éléments incompatibles et en zone inférieure appauvrie en ces éléments. Ce réservoir est injecté périodiquement de magma mafique. On obtient un réservoir stratifié avec le magma felsique au-dessus du magma mafique. Eventuellement, l'injection de magma mafique induit l'éruption parfois explosive des rhyolites provenant de différentes zones du système felsique du réservoir. Le mélange peut aussi

généraliser la roche de composition intermédiaire (dacite) à l'interface entre les deux systèmes. La dimension réduite du réservoir permet l'éruption épisodique du magma mafique.

L'éruption explosive des rhyolites a produit des matériaux pyroclastiques qui se sont mis en place par la suite par courants de densité surtout laminaires soit dans des dépressions topographiques, soit dans des cônes de déjection, structures fréquentes sur la pente d'un volcan. Les variations de la granulométrie et des épaisseurs résultent surtout de variations dans l'intensité du volcanisme. Des lambeaux de laves ont été éjectés avec les matériaux pyroclastiques et ont généré des lentilles de rhyolite massive. Les grandes entités décamétriques de rhyolite massive sont soit des coulées épaisses de lave, soit de petites intrusions de magma dans un matériel volcanoclastique non encore consolidé.

Le Complexe de Duprât s'est probablement édifié dans un milieu sub-aquatique, si on se fie à la présence de laves en coussins et aux horizons d'exhalite. Certaines localités peuvent cependant être le théâtre de volcanisme sub-aérien, là où on observe des retombées pyroclastiques.

Nous suggérons que le magma mafique a été dérivé par fusion partielle du manteau. Ce magma a provoqué la fusion

partielle de la croûte lors de son ascension pour générer le magma felsique. Ce processus permet d'expliquer l'abondance des laves rhyolitiques dans le Complexe de Duprat. Toutefois, des échanges géochimiques ont dû intervenir entre les deux magmas pour rendre constant les rapports entre éléments incompatibles. Par la suite, les deux magmas ont évolué de façon indépendante pour expliquer des tendances vers des compositions de plus en plus différenciées dans les rhyolites, et de plus en plus primitives dans les laves mafiques. Des études plus poussées de ces mécanismes d'échanges chimiques entre magmas seraient de mise, en tenant compte de l'étude d'autres complexes volcaniques et même plutoniques dans le Groupe de Blake River.

APPLICATION DU MODÈLE

Le modèle suggéré pour le Complexe de Duprat peut s'appliquer dans les grandes lignes aux autres complexes de la région de Rouyn-Noranda. Premièrement, l'association étroite de la rhyolite et de roches intermédiaires et mafiques a aussi été observée ailleurs, notamment à Don (Bouchard, 1978; Simard, 1978; Gélinas et al., 1978), à Cléricy (Gélinas et al., 1978), et au Cap d'Ours (Tassé et al., 1981). D'autres occurrences ont été rapportées dans le canton d'Aiguebelle (Hocq, 1977) et à Quémont (Gélinas, 1981). De plus, dans plusieurs

cas, les unités intermédiaires et mafiques et les unités rhyolitiques peuvent être regroupées en cycles constitués de la base au sommet d'une unité mafique à intermédiaire, d'une unité rhyolitique et d'un horizon d'exhalite. L'unité intermédiaire ou mafique peut être absente à la base (Don, par exemple). La nature clastique des dépôts rhyolitiques est également une évidence de l'origine explosive d'une grande partie de ces dépôts, dans la plupart des complexes. Enfin, plusieurs dépôts rhyolitiques des différents complexes sont organisés, chenalisés et montrent des variations granulométriques latérales et verticales indiquant une mise en place par courant de densité laminaire ou turbulents, comme à Duprat. On peut donc appliquer le modèle de la genèse et de la mise en place du Complexe de Duprat aux autres complexes bimodaux de la région de Rouyn-Noranda.

L'application du modèle n'implique pas que tous les complexes exhibent les mêmes faciès de mise en place. La méthode utilisée pour identifier les faciès du Complexe de Duprat a déjà été appliquée pour localiser les faciès à Don et à Cléricy (Gélinas et al., 1978). Dans le Complexe de Don, en plus des structures de suspension, on a observé des structures de traction, qui sont absentes dans les volcanoclastites de Duprat. De plus, la moyenne des grandes tailles mesurées à Don est plus faible que celle de Duprat. Les ho-

rizons du Complexe de Don (partie Sud) sont aussi plus continus que ceux de Duprat. Donc, en se basant sur les critères d'identification de faciès de Williams et McBirney (1979), les dépôts volcaniques du Complexe de Duprat seraient plus proximaux que les dépôts de Don. Le Complexe de Cléricy représenterait un faciès intermédiaire entre ceux de Duprat et de Don.

LA PLACE DU COMPLEXE VOLCANIQUE DE DUPRAT DANS LE GROUPE DE BLAKE RIVER

Le Complexe de Duprat est inclus dans la série "tholéiitique-calco-alcaline" Duprat-Montbray (Hubert et al., 1984). Cette série est située à la base du Groupe de Blake River, au-dessus de l'unité tholéiitique de Rouyn-Noranda. La géochimie des roches de Duprat montre qu'elles sont comparables aux séries tholéiitiques de Dufresnoy et de Trémoy, tant par la composition que par la tendance évolutive, et différent nettement des roches des unités calco-alcalines de Dufault et Reneault. Leur caractère intermédiaire pourrait représenter un stade d'évolution pétrogénétique, où le magma à la source est en voie de se trouver sous des conditions favorables à la formation de roches calco-alcalines. En effet, le Complexe de Duprat est situé à la base du Blake River, alors que les séries calco-alcalines proprement dites apparaissent plus tard dans le temps,

donc plus haut dans la stratigraphie. Il est cependant prématuré de présumer d'un mécanisme quelconque pour générer les différentes séries tholéitiques et calco-alcalines du Groupe de Blake River. Il faudra d'abord expliquer les relations génétiques entre différentes séries pour en arriver à un modèle pétrogénétique global pour le Groupe de Blake River. Gélinas et Ludden, (1982) et Gélinas et al., (1984) suggèrent que les séries calco-alcalines sont dérivées par mélange du magma tholéitique mafique et de magma rhyolitique produit par fusion partielle de la croûte. Le Complexe de Duprat, et par extension, l'unité Duprat-Montbray représenteraient l'amorce de ce mécanisme de genèse des roches calco-alcalines dans le Groupe de Blake River.

IMPLICATIONS ÉCONOMIQUES

On a souvent associé et on associe encore les gisements volcanogènes du Cu et Zn de la région de Rouyn-Noranda aux roches calco-alcalines du Groupe de Blake River, telles que les séries calco-alcalines de Dufault (mines Millenbach, Corbet, New Insko) et de Renault (gisement Mobrún). Aucune minéralisation importante de Cu et Zn n'a été trouvée dans les roches d'affinité tholéitique de la région de Rouyn-Noranda. De ce fait, par leur affinité tholéitique probablement, les roches du Complexe de Duprat devraient constituer

une suite stérile. Cependant, MacGeehan et MacLean (1980 a et b) mentionnent l'existence d'un gisement volcanogène important dans les roches d'affinité tholéitique de la région de Matagami. Il serait donc erroné de persister à croire que les roches tholéitiques ne sont pas des cibles potentielles pour l'exploration de gisements métallifères volcanogènes. D'ailleurs, toutes les caractéristiques relevées dans les roches d'unités calco-alcalines peuvent aussi être observées localement dans les unités tholéitiques, et les horizons d'exhalites y sont aussi présents, quoique généralement moins bien développés.

Deux secteurs constituent des cibles potentielles dans le Complexe de Duprat: le secteur Ouest et le secteur Est. Ces deux secteurs sont formés de dépôt de faciès proximal, peut-être central, et sont marqués d'une légère minéralisation en sulfures disséminés en surface. L'occurrence d'anomalie géochimique, démontrée par l'affinité calco-alcaline de certains échantillons (par exemple 2180 et 2189) indique que certaines roches se sont mises en place dans les mêmes conditions que les roches encaissantes des gisements volcanogènes.

APPENDICE I

METHODES D'ANALYSE GEOCHIMIQUE

Eléments majeurs

Tous les échantillons choisis ont été analysés pour les éléments majeurs. Les échantillons ont été réduits en poudre, fondus en pastilles de verre et analysés par fluorescence aux rayons X pour les éléments Si, Al, Fe, Mg, Ca, K, Na. Le Fe^{+2} a été déterminé par voie humide (titrage). Le CO_2 et le H_2O ont été mesurés par chromatographie en phase gazeuse. Le Ti et le P ont été mesurés au laboratoire de géochimie de l'Université de Montréal. Les techniques d'analyses utilisées, leur précision et leur justesse ont été décrites et discutées par Gélinas et al (1977).

Eléments en trace

Soixante-et-onze (71) échantillons ont été analysés pour les éléments Zr, Y, Sr, Rb, Ba, Ni, V et Cr par la fluorescence aux rayons X des roches réduites en poudre, selon la méthode de Leake et al. (1969) et Brown et al. (1973). Les standards utilisés au cours des analyses étaient AGV-1, BCR-1, GSP-1, W-1 et W-2. La précision et la justesse des analyses ont été discutées par Ludden et al. (1982).

Eléments des terres rares, HF, Th et Ta

Quelques échantillons (19) ont été analysés pour les éléments des terres rares, HF, Th et Ta. Les teneurs ont été déterminées par activation neutronique, dans des échantillons irradiés par le réacteur Slowpoke-II du laboratoire de génie nucléaire de l'Ecole Polytechnique. La méthode, la précision et la justesse des analyses ont été décrites et discutées par Gariépy (1980).

APPENDICE II

Tableau des analyses pour les éléments majeurs (en pourcentage poids)
et des minéraux de la norme C.I.P.W. (en pourcentage cationique)

	Cycle 1						Cycle 2				
	R ₁	R ₁	R ₁	R ₁	R ₁	R ₁	B ₁	R ₂	R ₂	R ₃	R ₃
	2175	2177	2179	2391	1359	1360	2388	1341	1342	2188	2395
SiO ₂	73.08	74.32	70.30	73.01	74.69	74.22	59.28	75.54	79.07	75.88	74.97
TiO ₂	0.37	0.31	0.24	0.34	0.35	0.35	1.43	0.23	0.21	0.19	0.28
Al ₂ O ₃	12.83	13.11	14.07	12.69	12.20	11.81	14.63	11.46	10.83	11.90	12.08
FeO*	3.68	2.35	3.75	4.36	3.62	2.96	7.82	2.88	1.88	3.22	3.00
MgO	0.76	0.48	0.69	0.67	0.91	0.70	4.78	0.68	0.51	0.55	0.72
CaO	2.43	3.41	3.13	1.80	1.31	2.28	4.90	3.32	1.38	1.23	2.24
Na ₂ O	4.89	5.05	3.08	5.26	5.89	5.17	4.19	2.55	4.71	4.99	3.99
K ₂ O	0.37	0.04	3.50	0.00	0.13	0.91	0.63	1.99	0.51	0.92	1.83
P ₂ O ₅	0.08	0.06	0.05	0.07	0.05	0.06	0.24	0.05	0.04	0.02	0.05
H ₂ O	0.61	0.00	0.58	0.79	0.90	0.60	2.35	0.40	0.40	0.36	0.39
CO ₂	0.05	0.17	0.37	0.20	0.30	1.00	0.17	0.04	0.02	0.41	0.21
Total	99.15	99.30	99.76	99.19	100.35	100.06	100.42	99.14	99.56	99.67	99.76
Norme C.I.P.W. (% cationique)											
Q	33.89	35.32	28.52	33.83	34.34	36.35	11.65	45.90	45.43	36.26	35.88
Or	2.24	0.24	21.24		0.79	5.53	3.80	11.98	3.02	5.55	11.07
An	11.82	13.20	14.62	8.70	6.59	6.47	19.66	14.14	6.90	6.10	9.88
Ab	45.00	46.07	28.41	48.52	50.88	44.82	38.42	21.91	40.12	45.74	36.68
C	0.18			1.04					0.02	0.56	
Di		2.32	0.31		0.02	0.76	1.83	0.49			0.42
He		0.55	0.49		0.03	1.33	1.02	0.59			0.52
En	2.15	0.18	1.80	1.90	2.35	1.03	12.56	1.24	12.90	1.55	1.83
Fe	2.66	0.04	2.87	4.18	4.18	1.95	7.04	1.52	2.17	3.00	2.27
Fa											
Fo											
Mt	1.30	1.44	1.22	1.08	0.17	0.92	1.33	1.67	0.56	0.91	0.88
Hm											
Il	0.59	0.50	0.40	0.59	0.68	0.69	2.16	0.45	0.39	0.28	0.47
Ap	0.17	0.13	0.11	0.15	0.11	0.13	0.51	0.12	0.09	0.04	0.11

Q: Quartz; Or: Orthose; An: Anorthite; Ab: Albite; C: Corindon; Di: Diopside; He: Hédenbergite; En: Enstatite; Fe: Ferrosillite; Fa: Fayalite; Fo: Forsterite; Mt: Magnétite; Hm: Hématite; Il: Ilmélite; Ap: Apatite

APPENDICE II (suite)

Tableau des analyses pour les éléments majeurs (en pourcentage poids)
et des minéraux de la norme C.I.P.W. (en pourcentage cationique)

	Cycle 2				Cycle 3						
	R ₃	R ₃	R ₃	R ₄	B ₂	B ₂	B ₂	B ₂	B ₂	B ₂	B ₂
	2198	1367	1368	2222	2181	2183	2184	2393	2394	2398	2200
SiO ₂	74.57	74.45	77.38	71.30	61.20	52.60	61.54	52.99	52.92	55.39	55.59
TiO ₂	0.20	0.21	0.21	0.43	1.35	1.58	1.53	1.96	1.55	1.58	1.68
Al ₂ O ₃	12.58	11.79	11.93	13.56	12.86	15.37	14.26	15.50	14.26	14.79	13.92
FeO*	3.37	2.97	1.83	3.39	9.15	11.17	7.07	9.64	12.40	11.50	11.38
MgO	0.79	0.90	0.80	1.03	3.50	5.55	3.74	4.75	4.30	3.81	4.01
CaO	0.87	3.02	1.62	3.73	4.80	6.48	4.41	7.91	8.12	5.12	6.78
Na ₂ O	3.30	3.76	5.31	3.50	4.30	1.94	3.32	2.69	2.28	3.72	2.55
K ₂ O	3.36	2.37	0.01	2.17	0.15	0.67	0.50	0.23	0.00	0.57	0.48
P ₂ O ₅	0.03	0.04	0.04	0.10	0.22	0.26	0.26	0.21	0.17	0.17	0.19
H ₂ O	0.54	0.40	0.00	0.16	2.09	3.18	2.28	3.14	3.39	2.75	2.78
CO ₂	0.17	0.20	0.04	0.66	0.17	0.18	0.11	0.14	0.57	0.14	0.12
Total	99.75	100.11	99.17	100.03	99.79	98.98	99.02	99.16	99.96	99.54	99.48
Norme C.I.P.W. (% cationique)											
Q	35.77	38.48	42.20	31.53	16.86	12.42	22.86	11.07	12.79	10.45	15.40
Or	20.37	14.25	0.06	13.10	0.92	4.22	3.09	1.43	0.00	3.54	3.01
An	4.23	8.42	8.09	15.21	15.90	32.44	21.13	31.18	30.66	23.08	26.68
Ab	30.41	32.30	45.21	32.12	39.99	18.56	31.22	25.49	21.88	35.08	24.31
C	2.25					0.34	0.98				
Di		1.52	0.24	1.65	3.07			4.71	4.76	1.02	23.41
He		1.11		0.78	2.75			2.33	4.22	0.93	2.77
En	2.24	0.77		2.08	8.47	16.33	10.81	11.49	10.31	10.54	10.05
Fe	3.69	0.58	2.02	0.99	7.59	9.37	4.76	5.68	9.13	9.56	8.18
Fa											
Fo											
Mt	0.70	2.08	0.46	1.67	1.74	3.32	2.15	3.20	3.44	3.24	3.39
Hm			1.22								
Il	0.29	0.40	0.40	0.65	2.22	2.43	2.42	2.96	2.43	2.19	2.37
Ap	0.06	0.09	0.09	0.21	0.48	0.58	0.57	0.46	0.38	0.37	0.42

Q: Quartz; Or: Orthose; An: Anorthite; Ab: Albite; C: Corindon; Di: Diopside; He: Hédénbergite; En: Enstatite; Fe: Ferrosilite; Fa: Fayalite; Fo: Forsterite; Mt: Magnétite; Hm: Hématite; Il: Ilmérite; Ap: Apatite

APPENDICE II (suite)

Tableau des analyses pour les éléments majeurs (en pourcentage poids)
et des minéraux de la norme C.I.P.W. (en pourcentage cationique)

Cycle 3

	B ₂ CM	B ₂ CM	B ₂ CM	B ₂ CM	B ₂ CM	B ₂ CM	B ₂ CM	B ₂ CM	B ₂ CM	B ₂ CM	B ₂ CM
	2191	2396	2201	2208	2209	2401	2402	2212	2213	2216	2417
SiO ₂	51.41	52.75	67.71	64.76	66.09	62.89	67.70	67.84	67.76	70.68	64.27
TiO ₂	1.28	1.45	0.71	0.95	0.86	1.05	0.70	0.63	0.72	0.74	1.00
Al ₂ O ₃	17.69	16.31	13.38	14.49	13.95	15.23	14.51	13.29	14.83	11.53	14.45
FeO*	8.59	9.88	6.69	6.80	6.78	6.94	4.19	7.79	6.30	7.28	8.19
MgO	6.26	4.74	1.39	1.90	1.49	1.96	0.97	1.22	1.09	1.58	1.97
CaO	6.80	7.18	2.39	3.28	4.85	4.06	4.55	2.27	1.55	1.93	2.83
Na ₂ O	3.37	2.48	3.65	4.46	3.76	4.87	4.97	4.03	5.56	4.08	4.81
K ₂ O	0.76	0.74	2.43	0.97	0.49	0.32	0.06	1.46	1.13	0.00	0.09
P ₂ O ₅	0.20	0.14	0.21	0.29	0.27	0.29	0.27	0.23	0.24	0.24	0.33
H ₂ O	3.00	3.34	0.70	1.75	1.41	1.40	0.93	1.22	0.00	1.81	0.30
CO ₂	0.58	0.58	0.08	0.08	0.11	0.53	1.12	0.13	0.10	0.08	2.19
Total	99.94	99.59	99.34	99.73	100.06	99.54	99.97	100.11	49.18	99.95	100.43
Norme C.I.P.W. (% cationique)											
Q	1.27	9.36	26.45	22.53	27.28	18.23	26.64	27.15	21.98	36.88	23.17
Or	4.63	4.63	14.82	5.91	2.99	1.95	0.36	8.90	6.75	0.00	0.55
An	31.88	33.05	10.82	14.82	20.41	18.79	17.57	10.07	6.19	8.36	12.27
Ab	31.22	23.59	33.83	41.27	34.90	45.03	45.82	37.32	50.51	38.23	44.58
C			1.02	0.94		0.21		1.69	2.45	2.15	2.35
Di	0.85	1.80		0.00	0.98	0.00	1.86				
He	0.42	1.19			1.13		1.18				
En	17.41	12.97	3.96	5.41	3.76	5.57	1.82	3.47	3.05	4.55	5.61
Fe	8.52	8.55	5.56	4.70	4.33	6.52	1.15	8.32	7.53	5.75	6.96
Fa											
Fo											
Mt	1.64	2.53	2.05	2.35	2.33	1.47	1.91	1.54	0.62	2.45	2.34
Hm											
Il	1.74	2.02	1.04	1.46	1.30	1.61	1.10	1.03	1.10	1.12	1.45
Ap	0.43	0.31	0.45	0.62	0.58	0.62	0.58	0.50	0.51	0.52	0.71

Q: Quartz; Or: Orthose; An: Anorthite; Ab: Albite; C: Corindon; Di: Diopside; He: Hédenberqite; En: Enstatite; Fe: Ferrosillite; Fa: Fayalite; Fo: Forsterite; Mt: Magnétite; Hm: Hématite; Il: Ilmérite; Ap: Apatite

APPENDICE II (suite)

Tableau des analyses pour les éléments majeurs (en pourcentage poids)
et des minéraux de la norme C.I.P.W. (en pourcentage cationique)

	Cycle 3						Cycle 4			Dyke
	B ₂	B ₂ CM	B ₂ CF	B ₂ CF	R ₅	R ₅	B ₃	B ₃	B ₃	
	2187	2176	2202	2403	2412	2224	2219	2408	2220	2178
SiO ₂	54.74	65.13	76.70	81.50	80.14	79.29	55.04	58.08	50.66	50.64
TiO ₂	1.70	0.79	0.34	0.68	0.19	0.19	0.99	0.83	0.85	1.55
Al ₂ O ₃	14.37	14.15	10.38	8.49	10.12	11.27	17.03	14.32	16.35	15.42
FeO*	10.54	8.28	2.40	1.89	1.59	3.00	8.24	7.19	8.11	10.39
MgO	4.45	1.56	0.96	0.57	0.43	0.57	5.31	4.44	5.69	5.31
CaO	6.85	2.67	3.56	1.16	1.18	3.64	4.38	9.52	11.72	9.18
Na ₂ O	3.06	4.54	2.92	5.59	4.51	3.90	5.49	3.39	2.80	3.13
K ₂ O	0.62	0.50	1.54	0.21	1.55	0.30	0.06	0.23	1.04	0.10
P ₂ O ₅	0.22	0.28	0.07	0.21	0.03	0.03	0.10	0.11	1.10	0.22
H ₂ O	2.60	2.09	0.00	0.00	0.00	0.00	3.07	1.02	1.74	2.35
CO ₂	0.43	0.47	0.20	0.17	0.23	0.06	0.43	0.07	0.11	0.71
Total	99.58	100.46	99.07	100.47	99.97	102.25	100.14	99.20	99.17	99.00
Norme C.I.P.W. (% cationique)										
Q	36.26	24.14	44.52	44.74	42.52	44.16	1.11	12.13		4.11
Or	5.55	3.06	9.43	1.25	9.31	1.77	0.36	1.39	6.30	0.62
An	6.10	11.83	11.06	0.00	2.84	12.36	21.43	23.75	29.73	29.13
Ab	45.74	42.22	27.18	45.51	41.17	35.03	50.12	31.19	25.80	29.52
C	0.56	2.21					0.23			
Di			5.42	2.03	1.49	2.96	0.00	13.12	15.63	8.84
He				1.50	0.84	1.45		6.01	7.78	4.92
En	1.55	4.46	0.04	0.57	0.46	0.10	14.91	6.00	5.82	10.98
Fe	3.03	8.42		0.42	0.26	0.05	8.82	2.75	2.89	6.10
Fa									0.93	
Fo									1.87	
Mt	0.91	1.82	0.91		0.78	1.80	1.35	2.24	1.83	3.04
Hm			0.73							
Il	0.28	1.23	0.56	1.00	0.27	0.26	1.46	1.18	1.20	2.27
Ap	0.04	0.61	0.15	0.44	0.06	0.06	0.21	0.24	0.21	0.48
Ac				1.58						
Ns				0.95						

Q: Quartz; Or: Orthose; An: Anorthite; Ab: Albite; C: Corindon; Di: Diopside; He: Hédenbergite; En: Enstatite; Fe: Ferrosilite; Fa: Fayalite; Fo: Forsterite; Mt: Magnétite; Hm: Hématite; Il: Ilmélite; Ap: Apatite; Ac: Acmite; Ns: Métasilicate de sodium

APPENDICE III

Tableau d'analyses pour les éléments en trace (ppm)

	R ₁	R ₁	R ₁	R ₁	R ₁	R ₁	B ₁
	2175	2177	2179	2391	1359	1360	2388
V	32	0	47	32	63	65	182
Cr	13	5	0	9	15	11	55
Ni	4	0	35	3	7	15	39
Rb	14	2	61	0	3	17	11
Sr	84	118	138	99	50	62	124
Y	51	44	71	63	59	49	32
Zr	247	245	261	248	249	229	174
Nb	17	15	16	14	14	12	12
	R ₂	R ₂	R ₃	R ₃	R ₃	R ₃	R ₃
	1341	1342	2188	2395	2198	1367	1368
V	0	20	22	35	19	20	22
Cr	5	14	3	5	6	15	16
Ni	5	3	4	4	3	3	4
Rb	43	10	16	46	81	51	34
Sr	197	100	90	115	62	169	104
Y	56	45	99	55	74	47	40
Zr	238	218	353	228	308	216	197
Nb	13	13	24	13	17	11	11
	R ₄	B ₂	B ₂	B ₂	B ₂	B ₂	B ₂
	2222	2181	2183	2184	2393	2394	2398
V	36	276	253	233	325	408	403
Cr	4	24	84	20	46	26	21
Ni	7	12	46	24	28	16	9
Rb	49	5	18	13	8	0	9
Sr	133	51	208	131	142	227	189
Y	62	28	30	25	22	34	40
Zr	224	97	112	132	93	111	119
Nb	14	7	9	11	6	9	9

APPENDICE III (suite)

Tableau d'analyses pour les éléments en trace (ppm)

	B ₁	B ₂ CM	B ₂ CM	B ₂ CM	B ₂ CM	B ₂ CM	B ₂ CM
	2200	2191	2396	2201	2208	2209	2401
V	315	204	317	13	24	25	34
Cr	139	98	46	3	2	4	6
Ni	43	62	53	2	1	2	0
Rb	37	16	18	38	21	11	7
Sr	58	73	98	128	161	244	125
Y	16	28	28	57	27	54	57
Zr	118	138	145	217	193	175	192
Nb	9	9	10	14	14	13	11

	B ₂ CM	B ₂ CM	B ₂ CM	B ₂ CM	B ₂ CM	B ₂	B ₂ CM
	2402	2212	2213	2216	2417	2187	2176
V	15	10	8	8	4	354	5
Cr	2	4	6	2	5	59	5
Ni	1	1	1	1	7	17	1
Rb	2	30	24	1	3	14	10
Sr	66	76	74	46	79	148	91
Y	53	58	54	55	58	26	62
Zr	182	173	191	175	190	78	204
Nb	11	13	14	12	12	6	13

	B ₂ CF	B ₂ CF	R ₅	R ₅	B ₃	B ₃	B ₃
	2202	2403	2412	2224	2219	2408	2220
V	42	11	19	19	299	287	315
Cr	4	3	5	19	179	133	139
Ni	4	3	4	3	41	40	43
Rb	25	5	29	5	4	8	37
Sr	169	37	111	293	41	54	58
Y	53	47	74	71	18	14	16
Zr	189	159	306	300	73	58	61
Nb	15	12	20	22	6	5	6

REMERCIEMENTS

Je tiens d'abord à remercier le Docteur Jean Lajoie et le Docteur Léopold Gélinas qui m'ont proposé le sujet de cette thèse et qui ont dirigé mes travaux de recherche. Je veux exprimer ma reconnaissance au Docteur R.H. Ridler et à Monsieur Larry Baldwin de Newmont Exploration of Canada pour les documents qu'ils ont mis à ma disposition lors des travaux de terrain. Je remercie le Docteur John Ludden qui, par ses discussions en laboratoire, m'a permis de progresser dans la partie géochimie de ma recherche. Je veux remercier le ministère de l'Energie et des Ressources qui a financé les travaux de terrain et le ministère de l'Education qui m'a accordé des bourses d'études doctorales. Merci aussi à l'Université du Québec en Abitibi-Témiscamingue qui m'a permis d'achever cette thèse. Mon plus grand remerciement va à mes parents qui m'ont toujours encouragé tout au long de mes études et à mon épouse, Renée Loiselle, qui m'a supporté du début à la fin de cette étude.

BIBLIOGRAPHIE

- Allen, J.R.L. 1968. On criteria for the continuance of flute-marks and their implications. *Geologie en Mijnbouw*, 47, pp. 3-16.
- Ambrose, J.W. 1941. Cléricy and La Pause Map-areas, Québec. Geological Survey of Canada, Memoir 233, 86 pages.
- Anaconda American Brass Limited 1971. Travaux statutaires dans le quart nord-ouest du canton de Duprat. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, G.M. 26697.
- Anaconda American Brass Limited 1972. Travaux statutaires dans le quart nord-ouest du Canada de Duprat. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, G.M. 27614.
- Ayres, L.D. 1977. Importance of stratigraphy in Early Precambrian volcanic terranes: cyclic volcanism at Setting Net Lake, northwestern Ontario. In W.R.A. Baragar, L.C. Coleman et J.M. Hall (Ed.): *Volcanic Regimes in Canada*. Geological Association of Canada, Special Paper No 16, pp. 243-264.
- Baragar, W.R.A. 1968. Major-element geochemistry of the Noranda volcanic belt, Ontario-Quebec. *Journal canadien des Sciences de la Terre*, 5, pp. 773-790.
- Beavon, R.V. 1974. Discussion of Ordovician transgressive ash-flow tuffs of Snowdonia, N. Wales. *Journal of the Geological Society of London*, 130, pp. 479-480.
- Behr, S.H., Dugas, J. et Emo, W.B. 1958. Partie de l'Ouest du canton de Duprat, District électoral de Rouyn-Noranda, Ministère des Mines, Service des Gites minéraux, Rapport préliminaire 368, 10 pages, Québec.
- Blake, D.H. et Ewart, A. 1974. Petrography and geochemistry of the Cape Hoskins volcanoes, New Britain, Papua New Guinea. *Journal of the Geological Society of Australia*, 21, part 3, pp. 319-331.

- Blatt, H., Middleton, G. et Murray, R. 1972. Origin of sedimentary rocks. Prentice-Hall Inc. 634 pages.
- Bouchard, M, 1978. Les rhyolites du secteur oriental du Complexe de Don, région de Rouyn-Noranda, Québec. Mémoire de maîtrise non publié, Université de Montréal, 45 pages.
- Bowen, N.L. 1928. The evolution of the igneous rocks. Princeton University Press, 332 pages.
- Bowen, N.L. et Schairer, J.F. 1935. The system MgO-FeO-SiO₂. American Journal of Science, 29, Fifth Series, pp. 151-217.
- Brown, G.M., Holland, J.G., Sigurdsson, H., Tomblin, J.F. et Arculus, R.J. 1977. Geochemistry of the Lesser Antilles volcanic arc. Geochimica et Cosmochimica Acta, 41, pp. 785-801.
- Campbell, F.A. 1961. Geology of Quémont Mine. (Cité dans Goodwin, 1966).
- Carlisle, D. 1963. Pillow breccias and their aquagene tuffs, Quadra Island, British Columbia. Journal of Geology, 71, pp. 48-71.
- Carmichael, I.S.E. 1964. The petrology of Thingmuli, a Tertiary volcano in Eastern Iceland. Journal of Petrology, 5, pp. 435-460.
- Cawthorn, R.G. et Fraser, D.G. 1979. Element partitioning in immiscible volcanic liquids: a statistical model. Chemical Geology, 27, pp. 99-113.
- Christiansen, R.L. et Blank, H.R., Jr. 1972. Volcanic stratigraphy of the Quaternary Rhyolite Plateau in Yellowstone National Park. United States Geological Survey, Professionnel Paper 729-B, 18 pages.
- Christiansen, R.L. et Lipman, P.W. 1966. Emplacement and thermal history of a rhyolite lava flow near Fortymile Canyon, Southern Nevada. Geological Society of America Bulletin, 77, pp. 671-684.

- Comba, C.D.A. 1975. Copper-Zinc zonation in tuffaceous exhalites, Millenbach Mine, Noranda, Québec. Thèse de maîtrise non publiée, Queen's University, Kingston, Ontario.
- Cox, K.G., Bell, J.D. et Pankhurst, R.J. 1979. The interpretation of igneous rocks. George Allen and Unwin Ltd. London, 450 pages.
- Cox, K.G. et Jamieson, B.G. 1974. The olivine-rich lavas of Nuanetsi: a study of polybaric magmatic evolution. *Journal of Petrology*, 15, part 2, pp. 269-301.
- Curtis, G.H. 1968. The stratigraphy of the ejecta from the 1912 eruption of Mount Katmai and Novarupta, Alaska. *Geological Society of America, Memoir 116*, pp. 153-210.
- De Paolo, D.J. et Johnson, R.W. 1979. Magma genesis in the New-Britain Island-Arc: constraints from Nd and Sr isotopes and trace-element patterns. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 70, pp. 367-379.
- De Rosen-Spence, A.F. 1976. Stratigraphy, development and petrogenesis of the central Noranda volcanic pile, Noranda, Quebec. Thèse de Ph. D. non publiée, Université de Toronto.
- De Rosen-Spence, A.F., Provost, G., Dimroth, E., Gochnauer, K. et Owen, V. 1980. Archean sub-aqueous felsic flows, Rouyn-Noranda, Quebec, Canada and their Quaternary equivalents. *Precambrian Research*, 12, pp. 43-77.
- Dimroth, E. 1977. Archean subaqueous autoclastic volcanic rocks, Rouyn-Noranda area, Quebec: classification, diagnosis and interpretation. *Geological Survey of Canada, Paper 77-1A*, pp. 513-522.
- Dimroth, E., Boivin, P., Goulet, N. et Larouche, M. 1973. Tectonic and volcanological studies in the Rouyn-Noranda area. *Ministère des Richesses Naturelles du Québec, Rapport public GM-28491*, Québec.

- Dimroth, E., Cousineau, P., Leduc, M. et Sanschagrín, M. 1978. Structure and organisation of Archean subaqueous basalt flows, Rouyn-Noranda area, Quebec, Canada. *Journal canadien des Sciences de la Terre*, 15, pp. 902-918.
- Dimroth, E., Cousineau, P., Leduc, M., Sanschagrín, Y. et Provost, G. 1979. Flow mechanisms of Archean subaqueous basalt and rhyolite flows. Geological Survey of Canada, Progress Report, Paper 79-1A, pp. 207-211.
- Dimroth, E., Gélinas, L., Rocheleau, M., Provost, G. et Tassé, N. 1975. Guide book for the fieldtrip and field occurrence on the volcanology and sedimentology of the Rouyn-Noranda area, Aug. 4-7, 1975. Ministère des Richesses Naturelles, Bureau du géologue résident, Rouyn, Québec.
- Dimroth, E. et Rocheleau, M. 1979. Volcanologie et sédimentologie dans la région de Rouyn-Noranda, Québec. Association géologique du Canada, Livret-guide de l'excursion A-1, 212 pages.
- Dott, R.H., Jr. 1963. Dynamics of subaqueous gravity depositional processes. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 47, pp. 104-128.
- Dugas, J. 1957. Carte géologique du quart nord-ouest du canton de Duprat. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, 1: 12 000.
- Eichelberger, J.C. 1975. Origin of andesite and dacite: evidence of mixing at Glass Mountain in California and other circum-Pacific volcanoes. *Geological Society of America Bulletin*, 86, pp. 1381-1391.
- Elthon, D. 1983. Isomolar and isostructural pseudo-liquidus phase diagrams for oceanic basalts. *American Mineralogist*, 68, pp. 506-511.
- Fenner, C.N. 1938. Contact relations between rhyolite and basalt on Gardiner River, Yellowstone Park. *Geological Society of America Bulletin*, 49, pp. 1441-1484.

- Fenner, C.N. 1944. Rhyolite-basalt complex on Gardiner River, Yellowstone Park, Wyoming: a discussion. Geological Society of America Bulletin, 55, pp. 1081-1096.
- Fenner, C.N. 1948. Immiscibility of igneous magma. American Journal of Science, 246, pp. 465-502.
- Fink, J.H. 1980a. Surface Folding and viscosity of rhyolite flows. Geology, 8, pp. 250-254.
- Fink, J.H. 1980b. Gravity instability in the Holocene Big and Little Glass Mountain rhyolitic obsidian flows, northern California, Tectonophysics, 66, pp. 145-166.
- Fisher, R.V. 1961. Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. Geological Society of America Bulletin, 72, pp. 1409-1414.
- Fisher, R.V. 1966. Rocks composed of volcanic fragments and their classification. Earth Science Review, 1, pp. 287-298.
- Fisher, R.V. 1971. Features of coarse-grained, high-concentration fluids and their deposits. Journal of Sedimentary Petrology, 41, pp. 916-927.
- Fisher, R.V. et Schmincke, H.U. 1984. Pyroclastic Rocks. Springer-Verlag, 472 pages.
- Francis, E.H. et Howells, M.F. 1973. Transgressive welded ash-flow tuffs among the Ordovician sediments of N.-E. Snowdonia, N. Wales. Journal of the Geological Society of London, 129, pp. 621-641.
- Friedman, I., Long, W. et Smith, R.L. 1963. Viscosity and water content of rhyolitic glass. Journal of Geophysical Research, 68, pp. 6523-6535.
- Fuller, R.E. 1931. The aqueous chilling of basaltic lava of Columbia River plateau. American Journal of Science, 21, pp. 281-300.

- Furnes, H., Fridleifsson, I.B. et Atkins, F.B. 1980. Subglacial volcanics- On the formation of acid hyaloclastites. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 8, pp. 95-110.
- Gariépy, C. 1980. Analyse des terres rares et de quelques éléments en trace par activation neutronique. *Laboratoire de Géochimie, Département de Géologie, Université de Montréal. Notes. 32 pages.*
- Gariépy, C., Dupré, B., Allègre, C.J. 1982. Lead isotopic composition in K-feldspar from the Abitibi Greenstone Belt, and the genesis of the Archean crust, *EOS*, 63, p. 367.
- Gauthier, N. 1980. Etude pétrographique et sédimentologique des rhyolites du Complexe de Glenwood, région de Rouyn-Noranda, Québec. Mémoire de maîtrise non-publié. Université de Montréal, 64 pages.
- Gélinas, L., Brooks, C. et Trzcienski, W.E., Jr. 1976a. Archean variolites - quenched immiscible liquids. *Journal canadien des sciences de la terre*, 13, pp. 210-230.
- Gélinas, L., Trzcienski, W.E., Jr. et Brooks, C. 1976b. Archean variolites and the hypothesis of quench immiscible liquids reexamined: a reply to criticisms. *Journal canadien des sciences de la terre*, 14, pp. 2945-2958.
- Gélinas, L., Brooks, C., Perrault, G., Carignan, J., Trudel, P. et Grasso, F. 1977. Chemostatigraphic division within the Abitibi volcanic belt, Rouyn-Noranda district, Québec. In W.R.A. Baragar, L.C. Coleman et J.M. Hall (éd.): *Volcanic Regimes in Canada*. The Geological Association of Canada, Special Paper 16, pp. 265-295.
- Gélinas, L., Lajoie, J., Bouchard, M., Simard, A., Verpaelst, P. et Sansfaçon, R. 1978. Les complexes rhyolitiques de la région de Rouyn-Noranda. Ministère des Richesses naturelles du Québec. Rapport DPV-583, 49 pages.

- Gélinas, L., Lajoie, J., Bouchard, M., Simard, A., Verpaelst, P. et Chalot-Prat, F. 1979. Origin of the Don, Cléricy and Glenwood rhyolites, Noranda region, Québec, Geological Association of Canada, Annual meeting, Program with abstracts, 4, p. 52.
- Gélinas, L. 1981. Géologie du secteur nord du Complexe rhyolitique de Don, région de Rouyn-Noranda, Abitibi, Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec. DPV-747, 24 pages.
- Gélinas, L., Trudel, P. et Ludden, J. 1982. Archean mafic meta volcanics from the Rouyn-Noranda district, Abitibi, Greenstone Belt, Québec. 1. Mobility of the major elements. *Journal canadien des sciences de la terre*, 19, pp. 2258-2275.
- Gélinas, L., Trudel, P. et Hubert, C. 1984. Chemostratigraphic division of the Blake River Group, Rouyn-Noranda area, Abitibi, Québec. *Journal canadien des sciences de la terre*, 21, pp. 220-231.
- Gélinas, L. et Ludden, J. 1984. Rhyolitic volcanism and the geochemical evolution of an Archean central ring complex: the Blake River Group volcanics of the southern Abitibi belt, Superior province. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 35, pp. 77-88.
- Gibson, H.L. et Watkinson, D.H. 1979. Silicification in the Amulet "Rhyolite" formation, Turcotte Lake section, Noranda area, Québec. Geological Survey of Canada, Current Research, Paper 79-1B, pp. 111-120.
- Gibson, I.L., Watkinson, D.H. et Comba, C.D.A. 1983. Silicification: Hydrothermal Alteration in an Archean Geothermal System within the Amulet Rhyolite Formation, Noranda, Quebec. *Economic Geology*, 78, pp. 954-971.
- Gibson, I.L. et Walker, G.P.L. 1963. Some composite rhyolite/basalt lavas and related composite dykes in Eastern Iceland. *Proceeding of the Geological Association*, 74, pp. 301-318.
- Gill, J.B. 1981. Orogenic andesites and plate tectonics. In minerals, rocks and inorganic materials. Vol. 16, Springer-Verlag, New York. 390 pages.

- Gilman, W.F. 1977. Canton de Desmeloizes. Ministère des Richesses naturelles du Québec, Rapport Géologique R.G. 186, Québec.
- Gloppen, T.G. et Steel, R.J. 1981. The deposits, internal, structure and geometry of six alluvial fan-fan delta bodies (Devonian-Norway) - A study in the significance of bedding sequence in conglomerates. SEPM Special Publication No. 31, pp. 49-69.
- Goodwin, A.M. 1979. Archean volcanic studies in Timmins-Kirkland Lake-Noranda region of Ontario and Quebec. Geological Survey of Canada, Bulletin 278.
- Goodwin, A.M. et Ridler, R.H. 1970. The Abitibi Orogenic belt. Dans " Symposium on basins and geosynclines of the Canadian Shield ". Geological Survey of Canada, Paper 70-40, pp. 1-31.
- Goodwin, A.M., Ridler, R.H. et Annels, R.N. 1972. Volcanisme précambrien des régions de Noranda-Kirkland Lake-Timmins, Michipicoten et Mainmise Pointe, Provinces de Québec et de l'Ontario. 24e congrès Géologique International, Livret-guide de l'excursion A40-C40, 94 pages.
- Goodwin, A.M. et Smith, I.E.M. 1980. Chemical discontinuities in Archean volcanic terrains and the development of Archean crust. Precambrian Research, 10, pp. 301-311.
- Gorman, B.E. 1975. Petrography, chemistry and mechanism of deposition of the Don rhyolite, Rouyn-Noranda, Québec. Mémoire de maîtrise non publié, Queens' University, 203 pages.
- Goulet, N. 1978. Stratigraphy and structural relationship across the Cadillac - Larder Lake Fault, Rouyn - Beau-chastel area, Quebec. Thèse de doctorat. Université Queen's, Kingston, Ontario.
- Greig, J.W. 1927. Immiscibility in silicate melts. American Journal of Science, Fifth series, XIII, 73, pp. 1-44 et XIII, 74, pp. 133-154.

Hall, B.V. 1982. Geochemistry of the alteration pipe at the Amulet Upper A Deposit, Noranda, Quebec. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*, 11, pp. 2060-2084.

Hampton, M.A. 1972. The role of subaqueous debris flows in generating turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 42, pp. 775-793.

Hanson, G.N. 1980. Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous systems. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 8, pp. 371-406.

Hargreaves, R. et Ayres, L.D. 1979. Morphology of Archean metabasalt flows, Utik Lake, Manitoba. *Journal canadien des Sciences de la Terre*, 16, pp. 1452-1466.

Harms, J.C. et Fahnestock, R.K. 1965. Stratification, bedforms and flow phenomena. Dans "Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation". *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 12*, pp. 84-115.

Hawkesworth, C.J., O'Nions, R.K., Pankhurst, R.J., Hamilton, P.J. et Evensen, N.M. 1977. A geochemical study of island-arc and back-arc tholeiites from the Scotia Sea. *Earth and Planetary Science Letters*, 36, pp. 253-262.

Hedberg, H.D. 1976. *Guide stratigraphique international: classification, terminologie et règles de procédures*. Commission stratigraphique de l'I.U.G.S. Doins Editeurs, Paris, 233 pages.

Hildreth, W. 1979. The Bishop Tuff: Evidence for the origin of compositional zoning in silicic magma chambers. *Geological Society of America, Special Paper 180*, pp. 43-75.

Hildreth, W. 1981. Gradients in Silicic Magma Chambers: Implications for Lithospheric Magmatism. *Journal of Geophysical Research*, 86, pp. 10153-10192.

Hocq, M. 1977. Demi sud du canton d'Aiguebelle. *Ministère des Richesses Naturelles du Québec. Rapport préliminaire*. DPV-544, 23 pages.

- Hogg, W.A. et Dugas, J. 1965. Moitié est du canton de Montbray, Ministère des Richesses Naturelles du Québec, Rapport géologique R.G. 115, 38 pages.
- Hubert, C., Gélinas, L. et Trudel, P. 1984. Structure and chemostratigraphy of the Blake River Group and their bearing for mineral exploration, Abitibi belt, Quebec. *Journal canadien des Sciences de la Terre*, 21, pp. 1024-1032.
- Hubert, C., Gélinas, L. et Trudel, P. 1984. Archean wrench fault tectonics and structural evolution of the Blake River Group, Abitibi Belt, Quebec. *Journal canadien des Sciences de la Terre*, 21, pp. 1024-1032.
- Hughes, C.J. 1977. Archean variolites-quenched immiscible liquids: Discussion. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*, 14, pp. 137-139.
- Huppert, H.E. et Sparks, R.S.J. 1984. Double-diffusive convection due to crystallization in magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 12, pp. 11-37.
- Irvine, T.N. 1970. Crystallization sequences in the Muskox intrusion and other layered intrusions, I. Olivine-pyroxene-plagioclase relations. *Special Publications of the Geological Society of South Africa* 1, pp. 441-476.
- Irvine, T.N. et Baragar, W.R.A. 1971. A guide to the classification of the common volcanic rocks. *Journal canadien des Sciences de la Terre*, 8, pp. 522-549.
- Jensen, L.S. 1975. Geology of Pontiac and Ossian Townships, Districts of Cochrane and Timiskaming. Ontario Division of Mines, Geological Report 125. 41 pages.
- Jolly, W.T. 1980. Development and degradation of Archean lavas, Abitibi area, Canada, in light of major element geochemistry. *Journal of Petrology*, 21, Part 2, pp. 323-363.
- Joron, J.-L. et Treuil, M. 1977. Utilisation des propriétés des éléments fortement hygromagmatophiles pour l'étude de la composition chimique et de l'hétérogénéité du manteau. *Bulletin de la Société géologique de France* (7), Tome XIX, pp. 1197-1205.

- Kendall, M.G. 1973. Time series. Griffin, London.
- Kennedy, W.A. 1931. On composite lava flows. Geological Magazine, 68, pp. 166-176.
- Kennedy, G.C. 1950. A portion of the system silica-water. Economic Geology, 45, pp. 629-643.
- Krogh, T.E. et Davis, G.L. 1972. Zircon U-Pb ages of Archean Metavolcanic rocks in the Canadian Shield. Carnegie Institution Yearbook 70. Geophysical Laboratory.
- Kuno, H. 1960. High-alumina basalt. Journal of Petrology, 1, pp. 121-145.
- Kuno, H., Ishikawa, T., Yagi, K., Yamasaki, M. et Taneta, S. 1964. Sorting of pumice and lithic fragments as a key to eruptive and emplacement mechanism. Japan Journal of Geology and Geography, 35, pp. 223-238.
- Lajoie, J. 1979a. Facies models. 17. Volcaniclastic Rocks. Dans Walker, R.G., éditeur, Geoscience Canada, 6, p. 129-139.
- Lajoie, J. 1979b. Origin of megarhythms in flysch sequences. of the Quebec Appalachians. Journal canadien des Sciences de la Terre, 16, pp. 1518-1523.
- Lajoie, J. et Saint-Onge, D. 1985. Characteristics of two Pleistocene channel-fill deposits and their implications on the interpretation of mega sequences in ancient sediments. Soumis au Journal Canadien des Sciences de la Terre.
- Leake, B.E., Hendry, G.L., Kemp A., Plant, A.G., Harvey, P.K., Wilson, J.R., Voates, J.S., Ancott, J.W., Lunel, T., et Howart, R.J. 1969. The chemical analysis of rock powders by automatic X-ray fluorescence. Chemical Geology, 6, pp. 7-86.
- Leeman, W.P., Budahn, J.R., Gerlach, D.C., Smith, D.R. et Powell, B.N. 1980. Origin of the Hawaiian Tholeiites: trace element constraints. American Journal of Science, 280-A, pp. 794-819.

- Le Maître, R.W. 1981. Genmix-A generalized petrological mixing model program. Computers and geosciences, 7, pp. 229-247.
- L'Espérance, R.L. 1951. La partie nord-est du canton de Duprat, Comté de Rouyn-Noranda. Ministère des Mines. Service des Gîtes Minéraux, R.P. 241, Québec, 12 pages.
- L'Espérance, R.L. 1952. Rapport préliminaire sur le quart sud-est du canton de Duprat, Comté de Rouyn-Noranda. Ministère des Mines, R.P. 273, Québec, 14 pages.
- Ludden, J., Trudel, P. et Gélinas, L. 1982. Archean meta-volcanics from the Rouyn-Noranda district, Abitibi Greenstone Belt, Quebec, 2. Mobility of trace elements and petrogenetic constraints. Journal canadien des Sciences de la Terre, 19, pp. 2276-2287.
- MacDonald, G.A. 1972. Volcanoes. Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs, N.J., 510 pages.
- MacGeehan, P.J. 1978. The geochemistry of altered volcanic rocks at Matagami, Quebec: a geothermal model for massive sulphide genesis. Journal canadien des Sciences de la Terre, 4, pp. 551-570.
- MacGeehan, P.J. et MacLean, W.H. 1980a. Tholeiitic basalt-rhyolite magmatism and massive sulphide deposits at Matagami, Québec, Nature, 283, pp. 153-157.
- MacGeehan, P.J. et MacLean, W.H. 1980b. An Archean sub-sea-floor geothermal system, "calc-alkali" trends, and massive sulphide genesis. Nature, 286, pp. 767-771.
- Mathews, W.H. 1947. "Tuyas", Flat-topped volcanoes in northern British Columbia. American Journal of Science, 245, pp. 560-570.
- McBirney, A.R. 1963. Factors governing the nature of submarine volcanism. Bulletin volcanologique, 26, pp. 455-469.
- McBirney, A.R. 1968. Petrochemistry of the Cascade andesitic volcanoes. Oreg. Dept. Miner. Ind. Bull., 62, pp. 101-107.

- McBirney, A.R. 1980. Mixing and unmixing of magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 7, pp. 357-371.
- McGarvie, D.W. 1984. Torfajökul: A volcano dominated by magma mixing. *Geology*, 12, pp. 685-688.
- Meyers, R.E. et MacLean, W.H. 1983. The geology of the New Insko copper deposit, Noranda district, Québec, *Journal Canadien des Sciences de la Terre*, 19, pp. 1291-1304.
- Middleton, G.V. 1967. Experiments on density and Turbidity Currents, III. Deposition of sediments. *Journal canadien des Sciences de la Terre*, 4, p. 475-504.
- Ministère des Richesses Naturelles du Québec 1979. Compilation géoscientifique du feuillet 32D. Rapport DPV-632.
- Moore, J.G. 1975. Mechanism of formation of pillow lava. *American Scientist*, 63, pp. 269-277.
- Moorhouse, W.W. 1970. A comparative atlas of textures of Archean and younger volcanic rocks. The Geological Association of Canada, Special Paper No 8.
- Mutti, E. 1974. Examples of ancient deep-sea fan deposits from Circum-Mediterranean geosynclines. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication* 19, pp. 92-105.
- Mutti, E. et Ricci-Lucchi, F. 1972. Le torbiditi dell'Appennino settentrionale: Introduzione all'analisi di facies. *Memoire de la Societa Geologica*, II, pp. 161-169.
- Mutti, E. et Ricci-Lucchi, F. 1974. La stratification de certaines unités séquentielles dans les séries à turbidites. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7, pp. 577-582.
- Nemec, W., Porebski, S.J. et Steel, R.J. 1980. Texture and structure of resedimented conglomerates: examples from Ksiaz Formation (Famennian-Tournaisian), Southwestern Poland. *Sedimentology*, 27, pp. 519-538.

- Newmont Exploration of Canada, 1977. Electromagnetic survey, Duprat township, Québec, Ministère des Richesses Naturelles du Québec, G.M. 33452.
- Newmont Exploration of Canada, 1977a. Electromagnetic survey, Duprat and Montbray Townships, Quebec. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, G.M. 33453.
- Nunes, P.D., Pyke, D.R. and Jensen, L.S. 1978. Toward an absolute age stratigraphy for the Abitibi Greenstone Belt, eastern Ontario - zircon ages from the Timmins and Kirkland Lake area. Geological Society of America, Abstracts with programs, 10, pp. 464-465.
- O'Hara, M.J. 1968. The bearing of phase equilibria studies on the origin and evolution of basic and ultrabasic rocks. Earth Science Review, 4, pp. 69-113.
- Paradis, S. 1984. Le Pluton de Flavrian: évolution pétrologique, géochimique et sa relation avec les roches volcaniques du Groupe de Blake River, Abitibi, Québec. Mémoire de maîtrise. Université de Montréal. 170 pages.
- Parsons, W.H. 1969. Criteria for the recognition of volcanic breccias. A review. Geological Society of America. Memoir 115, pp. 263-304.
- Pearce, J.A. et Cann, J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. Earth and Planetary Science Letters, 19, pp. 290-300.
- Pearce, J.A. et Norry, M.J. 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. Contributions to Mineralogy and Petrology, 69, pp. 33-47.
- Philpotts, A.R. 1979. Silicate liquid immiscibility in tholeiitic basalts. Journal of Petrology, 20, no 1, pp. 99-118.
- Pichler, H. 1965. Acid hyaloclastites. Bulletin Volcanologique, Série 2, 68, pp. 293-311.

- Provost, G. 1978. Les rhyolites du Complexe "Don", région de Rouyn-Noranda. Mémoire de maîtrise non publié, Ecole Polytechnique, Montréal, 87 pages.
- Rankin, D.N. 1960. Paleogeographic implications of deposits of hot ash-flows. International Geological Congress, Report of the 21st session (Norway), Part XII, pp. 19-34.
- Rice, A. 1981. Convective fractionation: A mechanism to provide cryptic zoning (macrosegregation), layering, crescumulates, banded tuffs and explosive volcanism in igneous processes. Journal of Geophysical Research, 86, pp. 405-417.
- Robinson, W.G. 1948. Partie du quart nord-ouest du Canton de Beauchastel. Ministère des Mines, Service des Gîtes minéraux, Québec, 22 pages.
- Rocheleau, M. et Lajoie, J. 1974. Sedimentary structures in resedimented conglomerate of the Cambrian flysch, L'Islet, Quebec Appalachians. Journal of Sedimentary Petrology, 44, pp.826-836.
- Roedder, E. 1979. Silicate liquid immiscibility in magmas. Dans The evolution of the igneous rocks, Yoder, H.S. Jr, éditeur, Princeton University Press, Princeton, New-Jersey, pp. 15-57.
- Rose, W.I., Jr., Pearson, T et Bonis, S. 1977. Nuée ardente eruption from the foot of a dacite lava flow, Santiaguito Volcano, Guatemala. Bulletin Volcanologique, 40-1, pp. 23-38.
- Ross, C.R. et Smith, R.L. 1961. Ash-flow tuffs: their origin, geological relations and identification. United States Geological Survey, Professional Paper 366, 81 pages.
- Rust, B.R. 1979. Facies models 2. Coarse alluvial deposits. Dans Facies Models, Walker, R.G. éditeur, Geoscience Canada, Reprint Series 1, pp.9-21.

- Saemundsson, K. 1972. Notes on the geology of the Torfajokull Central Volcano. *Naturfræðingurinn*, 42, pp. 91-99.
- Schmid, R. 1981. Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: Recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of igneous rocks. *Geology*, 9, pp. 41-43.
- Schmincke, H.U. 1967. Cone sheet swarm, resurgence of the Tejada Caldera and the early geologic history of Gran Canaria. *Bulletin Volcanologique*, 31, pp. 153-162.
- Schmincke, H.U. 1969. Ignimbrite sequence on Gran Canaria, *Bulletin Volcanologique*, 33, pp. 1199-1219.
- Schmincke, H.U. 1976. The geology of the Canary Islands. Dans *Biogeography and Ecology in the Canary Islands*, Kunkel, G. éditeur, Dr W. Junk B.V. Publishers, The Hague, pp. 67-184.
- Schmincke, H.U. et Swanson, D.A. 1967. Laminar viscous flow structures in ash-flow tuffs from Gran Canaria, Canary Island, *Journal of Geology*, 75, no. 6, pp. 641-664.
- Schroeder, B., Thompson, G., Sulanonska, M. et Ludden, J.N. 1980. Analysis of geological materials using automated X-Ray fluorescence system. *X-Ray Spectrometry*, 9, pp. 198-205.
- Sharpe, J.I. 1968. Canton de Louvicourt, comté Abitibi-Est. Ministère des Richesses Naturelles, Québec, *Rapport Géologique* 135, 59 pages.
- Sigurdsson, H. 1977. Generation of Icelandic rhyolites by melting of plagiogranites in the oceanic layers. *Nature*, 269, pp. 25-28.
- Sigurdsson, H. et Sparks, R.S.J. 1981. Petrology of rhyolitic and mixed magma ejecta from the 1875 eruption of Askja, Iceland. *Journal of Petrology*, 22, pp. 41-84.

- Sigvaldasson, G.E. 1974a. Basalts from the centre of the assumed Icelandic mantle plume. *Journal of Petrology*, 15, pp. 497-524.
- Sigvaldasson, G.E. 1974b. The petrology of Hekla and origin of silicic rocks in Iceland. In the eruption of Hekla 1947-1948. V.I, Reykjavik: Societas Scientiarum Islandica.
- Simard, A. 1978. Les rhyolites du secteur occidental du Complexe de Don, région de Rouyn-Noranda, Québec Mémoire de maîtrise non publié, Université de Montréal, 49 pages.
- Skinner, B.J. 1979. The many origins of hydrothermal mineral deposits. Dans *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, Barnes, H.L. éditeur, John Wiley and Sons, Toronto, pp. 1-21.
- Smith, I.E.M. 1980. Geochemical evolution in the Blake River Group, Abitibi Greenstone Belt, Superior Province. *Journal canadien des Sciences de la Terre*, 17, pp. 1292-1299.
- Smith, R.L. 1979. Ash flow magmatism. *Geological Society of America*, Special Paper 180, pp. 5-27.
- Snyder, G.L. et Fraser, G.D. 1963. Pillowed Lavas, I: Intrusive layered lava pods, Unalaska Island, Alaska. *United States Geological Survey*, Professional Paper 454-B, pp. 1-23.
- Sparks, R.S.J., Sigurdsson, H. et Carey, S.N. 1980. The entrance of pyroclastic flows into the sea, II. Theoretical considerations on subaqueous emplacement and welding. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 7, pp. 97-105.
- Sparks, R.S.J., Sigurdsson, H. et Wilson, L. 1977. Magma mixing: A mechanism for triggering acid explosive eruption, *Nature*, 267, pp. 315-323.

- Stockwell, C.H., McGlynn, J.C., Emslie, R.F., Sanford, B.V., Norris, A.W., Donaldson, J.A., Fahrig, W.F., Currie, K.L. 1970. Geology of the Canadian Shield. Dans *Geology and Economic Minerals of Canada*, Douglas, R.J.W., éditeur, Geological Survey of Canada, Economic Geology Report 1, 838 pages.
- Sun, S.S. et Nesbitt, R.W. 1977. Chemical heterogeneity in the Archaean mantle, composition of the Earth and mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, 35, pp. 429-448.
- Sun, S.S., Nesbitt, R.W. et Sharaskin, A.Y. 1979. Geochemical characteristic of Mid-Ocean Ridge basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 44, pp. 119-138.
- Tassé, N., 1980. *Anastra: Programme interactif pour l'analyse de données de sections stratigraphiques*, Rapport non publié. Département de Géologie, Université de Montréal, 53 pages.
- Tassé, N., Lajoie, J. et Dimroth, E. 1978. The anatomy and interpretation of an Archean volcanic sequence, Noranda région, Québec. *Journal canadien des Sciences de la Terre*, 15, pp. 874-888.
- Tassé, N., Gauthier, N., Lajoie, J. et Gélinas, L. 1982. Les volcanoclastites du Complexe rhyolitique du Cap d'Ours, Rouyn-Noranda, Québec: exemple des mécanismes de fragmentation et de mise en place dans le volcanisme felsique. *Journal canadien des Sciences de la Terre*, 19, pp. 1337-1349.
- Taylor, S.R. et Gorton, M.P. 1977. Applications of spark source mass spectrometry, III. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 41, pp. 1375-1380.
- Teal, P.R. 1979. Stratigraphy, sedimentology, volcanology and development of the Archean Manitou Group, north-western Ontario, Canada. Thèse de Ph. D. non publiée, McMaster University, Hamilton, Ontario, 291 pages.
- Thorarinsson, S. 1954. The eruption of Hekla, 1947-1948, Part II-3. The tephra fall from Hekla on March 29th 1947. *Visindafelag Islendinga*, 68 pages.

- Thurston, P.C. 1980. Subaerial Volcanism in the Archean Uchi-Confederation volcanic Belt. *Precambrian Research*, 12, pp. 79-98.
- Thurston, P.C. et Fryer, B.J. 1983. The geochemistry of repetitive cyclical volcanism from basalt through rhyolite in the Uchi-Confederation Greenstone Belt, Canada. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 83, pp. 204-226.
- Treuil, M. et Varet, J. 1973. Critères volcanologiques, pétrologiques et géochimiques de la genèse et de la différenciation des magmas basaltiques. *Bulletin de la Société Géologique de France* (7), XV, no 5-6, pp. 506-540.
- Trudel, P., Gélinas, L. et Hubert, C. 1979. Géologie structurale de la région de Cléricy, Comté d'Abitibi-Ouest, Québec. Résumé. Association Géologique du Canada, Réunion annuelle, Québec, Programmes et résumés, p. 83.
- Van de Walle, M. 1973. Rapport géologique du quart SE du Canton de Dufresnoy. Ministère des Richesses Naturelles. Manuscrit. Document public.
- Verpaelst, P. 1980. Les rhyolites et roches associées du Complexe volcanique de Duprat. Ministère des Richesses naturelles du Québec, Québec. Rapport géologique DPV-752, 48 pages.
- Walker, D., Shibata, T. et Delong, S.E. 1979. Abyssal tholeiites from the Oceanographer Fracture Zone. II. Phase equilibria and mixing. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 70, 111-126.
- Walker, G.P.L. 1962. Tertiary welded tuffs in Eastern Island. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, 118, pp. 275-293.
- Walker, G.P.L. 1976. Acid volcanic rocks in Iceland. *Bulletin Volcanologique*, 29, pp. 375-402.
- Walker, G.P.L. 1971. Grain-size characteristics of pyroclastic deposits. *Journal of Geology*, 79, pp. 696-714.

- Walker, G.P.L. 1974. Eruptive mechanisms in Iceland. Dans Geodynamics of Iceland and the North Atlantic area, L. Kristjansson, éditeur, Reidel, Netherlands, pp. 189-201.
- Walker, R.G. 1978. Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: Models for exploration for stratigraphic traps. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 62, pp. 932-966.
- Watson, E.B. 1976. Two-liquid partition coefficients: experimental data and geochemical implications. Contributions to Mineralogy and Petrology, 56, pp. 119-134.
- Weaver, S.D. et Saunders, A.D., Pankhurst, J. et Tarney, J. 1979. A geochemical study of magmatism associated with the initial stages of back-arc spreading. Contributions to Mineralogy and Petrology, 68, pp. 151-169.
- Wentworth, C.K. et Williams, H. 1932. The classification and terminology of the pyroclastic rocks. Natural Research Council, Rept. Comm. Sedimentation, Bulletin 89, pp. 19-53.
- Whalen, J.B. et Currie, K.L. 1984. The Topsails igneous terrane, Western Newfoundland: evidence for magma mixing. Contributions to Mineralogy and Petrology, 87, pp. 319-327.
- White, C.M. et McBirney, A.R. 1978. Some quantitative aspects of orogenic volcanism in the Oregon Cascades. Geological Society of America, Memoir 152, pp. 369-388.
- Whitford, D.J., Nicholls, I.A. et Taylor, S.R. 1979. Spatial variations in the geochemistry of Quaternary lavas across the Sunda Arc in Java and Bali. Contributions to Mineralogy and Petrology, 70, pp. 341-356.
- Wilcox, R.E. 1944. Rhyolite-basalt complex on Gardiner River, Yellowstone Park, Wyoming. Geological Society of America Bulletin, 55, pp. 1047-1080.
- Williams, H. et McBirney, A.R. 1979. Volcanology. Freeman, Cooper & Co., San Francisco, California, 397 pages.

- Wilson, M.E. 1941. Noranda district, Quebec, Geological Survey of Canada, Memoir 229, 162 pages.
- Wilson, M.E. 1962. Rouyn-Beauchastel map-areas, Quebec. Geological Survey of Canada, Memoir 315.
- Wood, D.A. 1978. Major and trace element variation in the Tertiary lavas of eastern Iceland and their geochemical significance with respect to the Iceland geochemical anomaly. *Journal of Petrology*, 19, pp. 393-436.
- Wood, D.A. 1979. A variably veined suboceanic upper mantle - Genetic significance for mid-ocean ridge basalts from geochemical evidence. *Geology*, 7, pp. 499-503.
- Wood, D.A., Joron, J.L. et Treuil, M. 1979. A re-appraisal of the use of trace-elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth and Planetary Science Letters*, 45, pp. 326-336.
- Wright, J.V., Smith, A.L. et Self, S. 1980. A working terminology of pyroclastic deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 8, pp. 315-336.
- Yoder, H.S., Jr. 1973. Contemporaneous basaltic and rhyolitic magmas. *American Mineralogist*, 58, pp. 153-171.