



MINISTÈRE
DES RICHESSES
NATURELLES

DIRECTION GÉNÉRALE
DE LA RECHERCHE GÉOLOGIQUE
ET MINÉRALE

LES COMPLEXES RHYOLITIQUES
DE LA RÉGION DE ROUYN-NORANDA

PAR

L.GÉLINAS
J.LAJOIE
M.BOUCARD

A.SIMARD
P.VERPAELST
R.SANSFAÇON

RAPPORT PRÉLIMINAIRE

**LES COMPLEXES RHYOLITIQUES
DE LA REGION DE ROUYN-NORANDA**

**Rapport préliminaire
sur les travaux effectués
durant les années 1976 et 1977**

par

**Léopold GELINAS⁽¹⁾, Jean LAJOIE⁽²⁾, Michel BOUCHARD⁽²⁾,
Alain SIMARD⁽²⁾, Pierre VERPAELST⁽²⁾ et Robert SANSFACON⁽²⁾**

MAI, 1978

(1) Département de Génie minéral, Ecole Polytechnique, Montréal.

(2) Département de Géologie, Université de Montréal, Montréal.



FIGURES

1 - Carte géologique de la région	3
2 - Cartographie du secteur oriental. Complexe de Don	En pochette
3 - Sections stratigraphiques du secteur oriental. Complexe de Don ...	En pochette
4 - Cartographie du secteur occidental. Complexe de Don	En pochette
5 - Stratigraphie du secteur occidental. Complexe de Don	En pochette
6 - Fragments de rhyolite dans les volcanoclastites du secteur oriental de Don	9
7 - Brèche volcanoclastique chenalisée	9
8-9- Volcanoclastites du secteur oriental de Don	9
10 - Apophyse de rhyolite massive	12
11-12 - Rhyolites rubanées	12
13 - Système de joints columnaires dans la rhyolite rubanée	12
14 - Variations verticales de l'épaisseur des lits. Section 3, figure 5	16
15-16 - Evolution de l'épaisseur des strates dans la section	17
17 - Distribution granulométrique de la fraction grossière des volcanoclastites du Complexe de Don	24
18 - Distributions cummulées de la fraction grossière	25
19 - Carte du complexe rhyolitique de Cléricy	30
20 - Stratigraphie du complexe de Cléricy	En pochette
21 - Volcanoclastite du complexe de Cléricy	33
22 - Photomicrographie de l'intérieur d'un fragment constitué d'échardes	33
23 - Photomicrographie d'un fragment de ponce dans des volcanoclastites	33
24 - Photomicrographie d'un fragment de roche mafique	33
25 - Photomicrographie de rhyolite massive aphanitique	35
26 - Photomicrographie d'échardes	35
27 - Granoclassement inverse dans les volcanoclastites	35
28 - Chenal rempli par un tuf	35
29 - Complexe rhyolitique de Glenwood	42

TABLEAUX

1-2 - Fréquence d'observation des structures syngénétiques dans les strates des secteurs oriental (tab. 1) et occidental (tab. 2) du complexe de Don	26
---	----

Table des Matières

INTRODUCTION	1
LE COMPLEXE DE DON	4
INTRODUCTION	4
DESCRIPTION DU COMPLEXE DE DON	5
LES SEQUENCES MAFIQUE ET INTERMEDIAIRE	5
LA SEQUENCE RHYOLITIQUE	6
Les volcanoclastites	7
La rhyolite massive	10
La rhyolite rubanée	12
CORRELATION DES ROCHES DU COMPLEXE	12
ORIGINE DES RHYOLITES	14
Les volcanoclastites	14
La rhyolite massive	16
La rhyolite rubanée	17
TRANSPORT ET ACCUMULATION DES PYROCLASTITES	18
CONCLUSION	20
LE COMPLEXE DE CLERICY	22
INTRODUCTION	22
DESCRIPTION DU COMPLEXE	23
LA SEQUENCE RHYOLITIQUE	23
Les volcanoclastites du faciès II	24
Les volcanoclastites du faciès I	26
CORRELATION DES ROCHES DU COMPLEXE	27
TRANSPORT ET ACCUMULATION DES PYROCLASTITES	29
MISE EN PLACE DU FACIES II	29
MISE EN PLACE DU FACIES I	30
CONCLUSION	30
LE COMPLEXE DE GLENWOOD	31
INTRODUCTION	31
DESCRIPTION DU COMPLEXE	31
DISCUSSION DES RESULTATS	32
CONCLUSION	33
CONCLUSIONS GENERALES	34
REFERENCES	35

INTRODUCTION

L'interprétation classique présentée dans la littérature sur les rhyolites de la région de Rouyn-Noranda a été généralement faite en termes d'épanchements de lave (Goodwin *et al.*, 1972; Dimroth *et al.*, 1975; de Rosen-Spence, 1976). Certaines observations recueillies lors de visites d'affleurements, effectuées en 1975, nous ont amenés à reconsidérer sérieusement cette hypothèse.

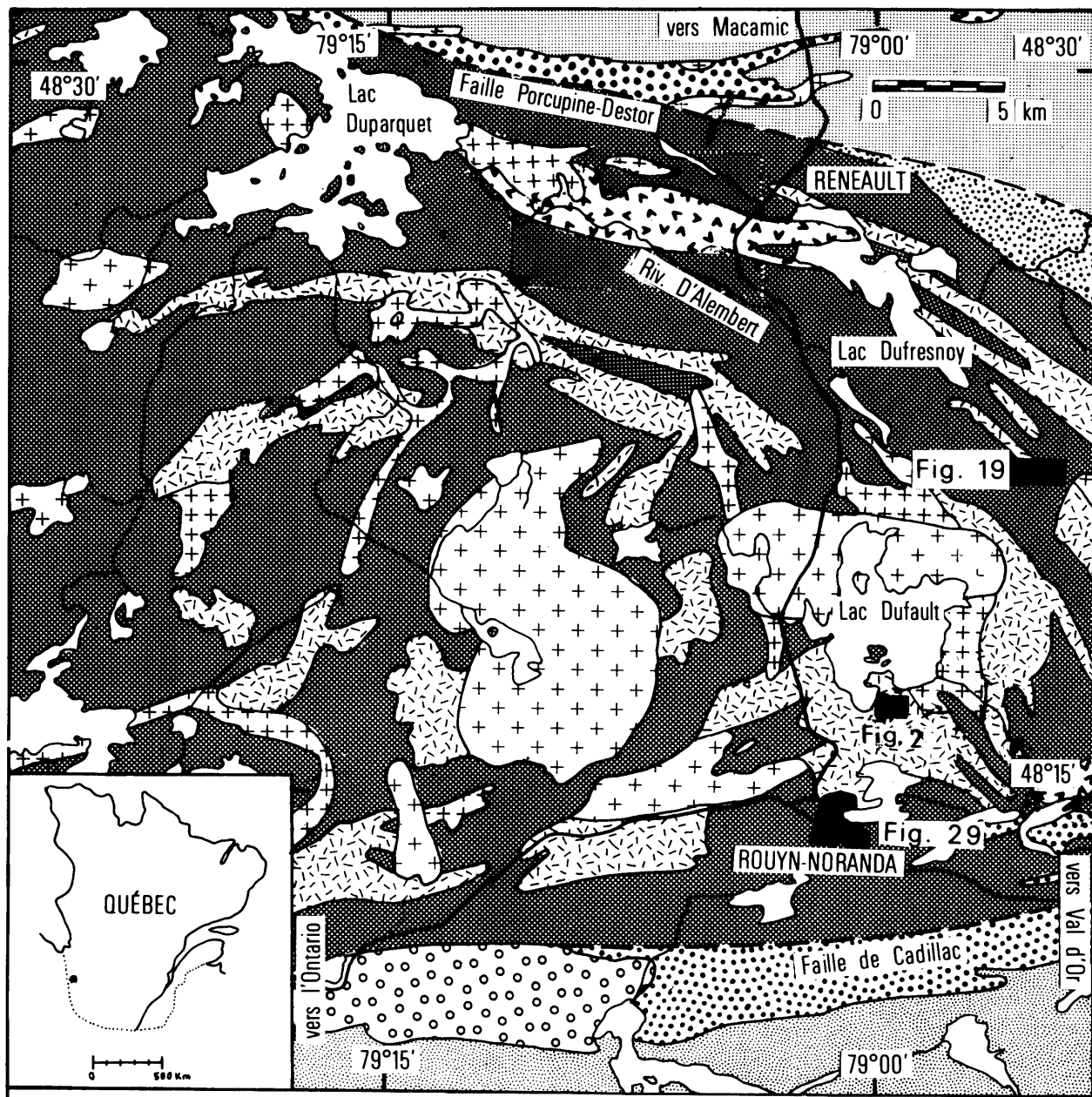
Les gisements de sulfures de la région de Rouyn-Noranda sont d'origine volcanogène (Gilmour, 1965). Il ressort des récentes publications que la roche-hôte est fréquemment fragmentaire, ce qui amena Sangster (1972) et Sawkins (1976) à les classifier avec les gisements de type Kuroko, d'origine volcanogène, situés à proximité de cheminées volcaniques et dans des horizons qui, à l'origine, possédaient une haute perméabilité.

L'association des gisements de la région de Rouyn-Noranda avec les rhyolites, est reconnue depuis longtemps. Cependant, les coulées de lave de composition rhyolitique sont généralement ponctuelles et épaisses (Putnam, 1938; Christiansen et Lipman, 1966; Macdonald, 1972) et ne représentent pas la forme générale d'épanchement de matériaux rhyolitiques. En effet, la plupart des auteurs qui ont étudié les dépôts issus de volcanisme felsique, les décrivent comme des matériaux surtout fragmentaires, que ce soit en Nouvelle-Zélande (Ewart, 1963), au Japon (Fiske et Matsuda, 1964), en Grèce (Mutti, 1965) ou en Alaska, dans la "Valley of Ten Thousand Smokes" (Curtis, 1955; 1968). De plus, les laves ne sont généralement pas très poreuses, donc imperméables, et n'offrent pas le véhicule nécessaire aux fumerolles responsables de la formation des gisements.

Il y a contradiction entre la théorie classique de la mise en place des rhyolites comme des coulées de lave et l'interprétation que font certains géologues des gisements de la région de Rouyn-Noranda. L'éclaircissement de cette contradiction nous est apparu d'une importance capitale pour l'orientation des travaux de prospection minérale. En effet, si les gisements sont associés à des volcanoclastites, il devient important de caractériser les différents faciès afin d'établir un modèle d'accumulation car certains types de volcanoclastites sont fréquemment chenalisées. La distribution

des gisements n'est probablement pas aléatoire, mais elle peut être gouvernée par la distribution des volcanoclastites de grandes tailles.

Afin de vérifier les hypothèses quant à l'origine des ensembles rhyolitiques de la région de Rouyn-Noranda, nous avons entrepris durant l'été 1976, une cartographie détaillée du Complexe rhyolitique de Don (Fig. 1). Les travaux ont débuté durant l'année 1976, grâce aux subventions du Ministère de l'Education du Québec (FCAC) et du Ministère de l'Energie et des Mines du Canada. Le financement apporté par le Ministère des Richesses naturelles du Québec durant l'été 1977, nous a permis de terminer le travail sur le Complexe de Don et d'étendre l'étude aux Complexes de Cléricy et de Glenwood. Le présent rapport fait le point sur l'état de nos connaissances sur les rhyolites de ces complexes.



PROTÉROZOÏQUE

	Groupe de Cobalt (diamictite)		Faille
ARCHEEN		Roches effusives	
Roches intrusives		Roches sédimentaires	
	Granite		Groupe de Blake River
	Gabbro		Lave mafique
			Rhyolite
			Roches pyroclastiques
			Groupe de Kinojévis (lave mafique et ultramafique)
			Groupe de Duparquet (conglomérat, grès)
			Groupe de Témiscamingue (conglomérat, grès)
			Groupe de Pontiac (grès)
			Groupe de Kéwagama (grès, conglomérat)

Figure 1. Carte géologique de la région de Rouyn-Noranda tirée de Tassé (1976) modifiée d'après Boivin (1974), Dimroth et al. (1973) et de Rosen-Spence (1976).

LE COMPLEXE DE DON

INTRODUCTION

Nous avons débuté par le Complexe de Don car les affleurements couvrent environ 90% de sa superficie. Le complexe est situé dans la partie centre-sud de la bande orogénique de l'Abitibi, dans la province structurale du Lac Supérieur du Bouclier canadien (Goodwin et Ridler, 1970). Il affleure dans la partie supérieure du Groupe de Blake River, d'âge Archéen (Dimroth *et al.*, 1975), formé d'un empilement de roches volcaniques mafiques et felsiques, d'une épaisseur totale de plus de 10 km (Baragar, 1968).

Dans les environs de Rouyn-Noranda, le groupe a une puissance de 5000 m (de Rosen-Spence, 1976, p. 20). Il est composé de matériaux volcaniques mis en place en milieu sous-marin (de Rosen-Spence, 1976, p. 118). Dans le groupe, la composante mafique prédomine nettement sur la composante felsique. Goodwin (1977) donne un contenu de 5.3% de rhyolite dans cet empilement. Par contre, dans les environs immédiats de Rouyn-Noranda, 53% des roches volcaniques sont de composition rhyolitique (de Rosen-Spence, 1976, tableau 4), ce qui fait de ce secteur un centre important de volcanisme felsique.

Les roches du Complexe de Don affleurent dans une séquence homoclinale dont l'azimut général est de 290° (Fig. 2, en pochette). Le sommet est vers le Nord, avec des pendages moyens de 65°. La séquence débute à la base par des basaltes tholéitiques (Gorman, 1975), suivis par des laves de composition intermédiaire et des rhyolites. La mise en place des roches de la séquence s'est effectuée en milieu sub-aquatique, tel qu'en témoignent les laves en coussinets à la base et au sommet, et probablement en milieu marin, comme l'indique la présence d'une formation de fer et de niveaux carbonatés dans la partie supérieure de la section.

Le métamorphisme est faible; les assemblages minéralogiques appartiennent au faciès des schistes verts, zone de la biotite. On trouve localement, dans les faciès de à granulométrie fine, une schistosité verticale orientée Est-Ouest.

Les rhyolites du Complexe de Don furent considérées par Wilson (1941), Goodwin *et al.* (1975) et de Rosen-Spence (1976) comme résultant d'épanchement de laves. Les brèches de ce complexe furent interprétées par ces auteurs comme des brèches de coulée. De Rosen-Spence (1976) maintient que les matériaux pyroclastiques ne sont qu'une composante mineure du complexe. Hodgson (1960) indiqua cependant sur sa carte, des pyroclastites et, plus récemment, Gorman (1975), dans une étude de la partie ouest du complexe, note la présence de pyroclastites litées montrant des structures d'accumulation. Il émet l'hypothèse que ces pyroclastites résultent d'épanchements de masse ou de courants de densité.

Pour lever l'incertitude quant à l'origine des rhyolites dans ce complexe, nous avons complété une cartographie détaillée à la planchette (échelle: 1/1000) et six sections stratigraphiques composites (Figs. 2, 3, 4 et 5). Les sections couvrent environ 500 m d'épaisseur stratigraphique.

DESCRIPTION DU COMPLEXE DE DON

La section générale du Complexe de Don est formée à la base d'une séquence de laves de composition basaltique et intermédiaire, recouverte d'un assemblage rhyolitique de plus de 500 m d'épaisseur (Figs. 2 et 4). Nous décrivons les différents ensembles de cet assemblage, commençant par la base de la section.

LES SEQUENCES MAFIQUE ET INTERMEDIAIRE

Les basaltes et les laves de composition intermédiaire forment la base du complexe. Les basaltes exhibent les faciès massifs, coussinés et des brèches de coulées. La forme des coussins suggère une polarité vers le Nord et leur présence indique un milieu sub-aquatique. La dimension des coussins varie de 50 cm à plus de 2 m et certains correspondent sans doute à des sections de tubes. La vésiculation des laves est modérée, mais atteint localement 30%, ce qui suggère un épanchement dans un milieu de profondeur inférieure à 500 m (McBirney, 1963). Les vésicules sont remplies de quartz et de carbonates.

Le chimisme des basaltes est tholéitique (Gorman, 1975); les assemblages minéralogiques primaires sont remplacés par l'albite, le quartz, l'actinote, la chlorite, les carbonates, et l'épidote.

On observe à quelques endroits dans la séquence basaltique, des lentilles de brèches polygénétiques de composition felsique et basaltique. Les lentilles sont parallèles à la direction des coulées, et ont généralement une extension latérale de moins de 10 m.

Les laves de composition intermédiaire forment une séquence de 25 m d'épaisseur au-dessus des basaltes (Fig. 2). Ces laves sont aphanitiques et intensément altérées, de sorte qu'il est impossible d'en étudier la minéralogie, la texture et la chimie initiale. Contrairement aux roches mafiques, les carbonates y sont plus abondants que la chlorite. Les roches contiennent des amygdules zonées de la périphérie vers le centre, et les couches successives sont constituées de quartz, de calcite, de chlorite et d'épidote.

On observe dans la partie supérieure de la séquence intermédiaire, et plus particulièrement dans le secteur ouest de la carte de la figure 4 (station 3), une grande variété de phénomènes magmatiques impliquant aussi des matériaux rhyolitiques et basaltiques. On y voit des masses linguoides plastiques de rhyolite rubanée et de basalte dont les contours sont parfois diffus. Ces langues baignent dans du matériel volcanique constitué de fragments mafiques à relief négatif entourés d'une matrice quartzo-feldspathique. Fenner (1938, 1944) et Wilcox (1944) ont observé des phénomènes semblables au contact basalte - rhyolite à l'intérieur du Complexe de la rivière Gardiner dans le Parc Yellowstone. Ils suggèrent, pour les expliquer, l'émission contemporaine de deux magmas, l'un de composition mafique et l'autre de composition felsique.

LA SEQUENCE RHYOLITIQUE

La séquence rhyolitique, d'une épaisseur minimum de 500 m, est composée de volcanoclastites, de rhyolite massive, et de rhyolite rubanée.

Les volcanoclastites

Les volcanoclastites constituent 79% des roches du secteur oriental et 75% du secteur occidental (Figures 2 et 4) du Complexe de Don. Les fragments sont composés de rhyolite massive, de rhyolite laminée et de roche noire dont le relief sur les affleurements est négatif.

Les fragments de rhyolite massive sont de loin les plus abondants (85% de la fraction clastique grossière); ils sont généralement sub-anguleux. La rhyolite des fragments est porphyrique, de couleur jaune pâle, très siliceuse (80% de SiO_2 , selon Dimroth *et al.* 1975) et vésiculée (en moyenne 3% de vésicules, parfois plus; figure 6). Les fragments de rhyolite porphyrique laminée forment environ 5% de la fraction clastique grossière. Les laminations sont formées par des concentrations d'hématite et de carbonates de fer. Les caractères pétrographiques de ces deux premiers types de fragments sont comparables à ceux de la rhyolite massive. Environ 10% des fragments ont une couleur qui va du gris sombre au noir (Fig. 5) à relief négatif sur l'affleurement. La taille de ce type de fragments est généralement inférieure à celle des deux types précédents. Ces fragments plus mafiques montrent à l'examen microscopique des phénocristaux de quartz et d'albite dans une mésostase de chlorite, de carbonates de fer et d'hématite.

Les fragments, quelque soit leur nature ou leur taille, possèdent une orientation préférentielle qui correspond à la direction générale des strates (figures 7 et 8). Les fragments de taille supérieure à 64 mm (-6ϕ) sont sub-anguleux et montrent rarement une morphologie plastique. Les fragments de taille inférieure à 64 mm (-6ϕ) sont généralement soudés et montrent des formes pouvant être reliées à une accumulation à haute température. Ces caractéristiques générales des fragments se retrouvent dans toutes les occurrences volcanoclastiques du Complexe de Don.

Les volcanoclastites affleurent dans quatre ensembles possédant des caractéristiques distinctes (figures 3 et 5). La distribution des quatre ensembles (faciès I à IV) est résumée sur les cartes (figures 2 et 4) et sur les sections stratigraphiques (figures 3 et 5).

Les volcanoclastites du *faciès I* sont stratifiées. L'épaisseur

des lits varie de 20 cm à 15 m, avec une moyenne de l'ordre de 2 m. Les lits sont généralement lenticulaires et leur extension latérale dépasse rarement 100 m (figures 2 et 4). Certains lits (A, Fig. 2) ont une matrice vésiculée et le contraste de vésiculation peut aider à les définir (Fig. 9). Le contact entre les lits est généralement net et parfois érosif.

Les volcanoclastites du faciès I sont en général polygéniques, c'est-à-dire que ces roches sont constituées de fragments de plusieurs compositions. Le fragment le plus commun est composé de rhyolite massive semblable à celle observée dans les rhyolites massives adjacentes. Tous les lits contiennent des fragments dont la composition est la même que celle des unités sous-adjacentes.

La distribution de la fraction grossière n'est habituellement pas aléatoire dans les strates du faciès I. Dans le secteur occidental, 51% des lits montrent des structures syngénétiques; le granoclassement inverse et/ou normal est observé dans 33% des cas, tandis que les stratifications parallèles et obliques sont présentes dans 25% des strates. Comme dans les sédiments, les laminations sont formées par des alternances de granulométries différentes. Dans le secteur occidental, 49% des lits du faciès I ont un aspect massif. Ce pourcentage passe à 47% dans le secteur oriental où les granoclassements (inverse et/ou normal) sont observés dans 17% des strates, et les laminations obliques et parallèles dans 36% des strates (tableaux 1 et 2 p.26).

Le faciès II n'est observé qu'à un seul niveau dans la colonne stratigraphique du secteur occidental (lentille 7, figure 4), alors qu'il apparaît à trois niveaux (B, D et I) dans le secteur oriental (Fig. 2). La lentille 7 (Fig. 4) du secteur occidental correspond au niveau D du secteur oriental (Fig. 2). Ce faciès est caractérisé par la présence de 2 à 15% de langues de rhyolite rubanée dont les dimensions varient entre 1 et 100 m environ. La fraction principale des volcanoclastites de ce faciès est composée de fragments dont la dimension est inférieure à 64 mm (-6ϕ), dans laquelle baignent 20% de fragments rhyolitiques qui, en moyenne, ont des grands axes de 10 cm. Les fragments de la fraction principale sont généralement soudés et leurs contours sont dentelliformes ou diffus. Gorman (1975, p.72) note que certains fragments de la fraction principale ont une composition mafique.

L'affleurement le plus spectaculaire du faciès II (Fig. 2, niveau



Figure 6. Fragment de rhyolite vésiculée à environ 30% à proximité de la station 9 (Fig. 2), dans les volcanoclastites du secteur oriental de Don.

Figure 7. Brèche volcanoclastique chenalisée. On note une orientation préférentielle des fragments de taille grossière.

Figure 8. Volcanoclastites du secteur oriental montrant l'orientation préférentielle des fragments fins. Le grand axe des fragments est parallèle au litage.

Figure 9. Volcanoclastites à proximité de la station 6 du secteur oriental (Fig. 2). Le degré de vésiculation de la matrice permet de définir le litage. Le sommet est vers la gauche.

D) montre des langues de rhyolite rubanée qui sont étirées et déformées. La forme des langues varie de la base au sommet de l'unité. A la base, plusieurs langues sont plissées (Fig. 2, station 25, 70 m au sud de la station 27), alors qu'au sommet, la déformation est moins prononcée. De plus, la taille de ces langues augmente de la base au sommet de l'unité. Elle varie aussi latéralement. Les langues à proximité des stations 26, 27 et 30 (Fig. 2) sont plus grandes que celles situées à l'Est, près des stations 7 et 8. Dans la partie occidentale du Complexe de Don, l'unité renferme moins de langues quoique par leur taille, elles soient comparables à celles exposées à l'Est. Les grands axes des langues sont réparties le long de bandes (sud des stations 24 et 25, Fig. 2).

La déformation des langues est très probablement syngénétique, car elle varie de la base au sommet de l'unité, et elle n'affecte pas la matrice, ce qui suggère que les langues se sont mises en place à haute température.

L'épaisseur maximale de l'unité (125 m) est observée au niveau de la station 30 (Fig. 2). Elle est de 80 m au niveau de la station 5, ainsi qu'à l'Ouest du chemin. Les langues les plus grandes se situent dans la partie la plus épaisse de l'unité.

Le *faciès III* est formé d'une seule strate dont l'épaisseur varie d'Ouest en Est (Figs. 2 et 3). La strate atteint une épaisseur orthogonale de 60 m dans le secteur occidental et elle disparaît dans le secteur oriental. Les fragments dont la fraction principale varie de 2 à 64 mm (-1 ϕ à -6 ϕ), sont composés de rhyolite d'origines variées (aphanitique, porphyrique, rubanée, massive...) et d'une faible proportion de matériaux plus mafiques. On observe à la base de l'unité un faible pourcentage de fragments plus grossiers dont les tailles varient de 64 à 172 mm (-6 ϕ à -7.4 ϕ). L'unique strate du faciès III montre sur toute son étendue un gradoclassement normal sur lequel se superpose, sur les 10 derniers mètres du sommet, une stratification parallèle diffuse.

Les roches du *faciès IV* ne sont observées que dans le secteur occidental où elles affleurent à plusieurs niveaux stratigraphiques (Figs. 4 et 5). Les fragments de la fraction principale sont monolithologiques, ont des diamètres variant entre 2 et 64 mm (-1 ϕ et -6 ϕ), et ont des émoussés variant de sub-anguleux à anguleux. Ces fragments sont plus riches en chlorite que la matrice qui les entoure, et c'est pourquoi ils apparaissent en relief négatif sur les surfaces altérées. L'étude sommaire de quelques fragments suggère qu'ils

sont pseudomorphes de fragments de vitrophyre. Ils contrastent avec la matrice dont la composition et la texture sont celles de la rhyolite massive. Le pourcentage de matrice varie considérablement d'une unité à l'autre (10 à 50%). Les unités de volcanoclastites du faciès IV ne montrent jamais de structures syngénétiques.

La rhyolite massive

La rhyolite massive est caractérisée par l'homogénéité de sa composition minéralogique et de sa texture, et par l'absence de structures syngénétiques. Dans le secteur oriental, la rhyolite massive constitue des masses lenticulaires ponctuelles ne dépassant pas, en général, une dizaine de mètres de longueur. La superficie couverte par ce type de rhyolite atteint à peine 6%. Dans le secteur occidental, les masses lenticulaires ont une extension latérale pouvant atteindre 400 m et une épaisseur maximale de 120 m; elles occupent une superficie de 20% de ce secteur. Les contacts entre la rhyolite massive et les volcanoclastites sont toujours nets. Dans le secteur occidental, ces rhyolites possèdent de nombreuses apophyses reliées aux masses principales qui recoupent les volcanoclastites de tous les faciès (Fig. 10). Dans le secteur oriental, près de la base du Complexe de Don, à environ quinze mètres à l'est de la station 1 (Fig. 2), le flanc ouest de la masse rhyolitique recoupe nettement les lits de volcanoclastites. Ceux-ci se prolongent vers l'Est sur l'autre flanc de l'intrusion. De plus, des apophyses de cette rhyolite massive s'insinuent dans les lits de volcanoclastites du flanc ouest. La masse de rhyolite de la station 7-A (Fig. 2) montre des caractéristiques semblables, mais la densité des affleurements ne permet pas de définir de façon non-équivoque la nature des contacts.

Les surfaces d'affleurement de la rhyolite massive sont généralement jaune pâle à gris blanc; la surface fraîche est gris bleu. L'examen microscopique révèle des phénocristaux de quartz xénomorphes et d'albite idiomorphes, baignant dans une mésostase microcristalline constituée surtout de quartz et d'albite (An_0 - An_{10}), avec une quantité mineure de chlorite, de sénéchite et de carbonates. Des textures sphérulitiques et granophyriques s'observent localement dans la mésostase. Ces textures caractérisent probablement la fin de la cristallisation des rhyolites massives, reliée à la présence d'éléments volatils dans le cas de la texture granophyrique, ou à leur absence, dans le cas de la texture sphérulitique. Les phénocristaux de quartz sont affectés par la

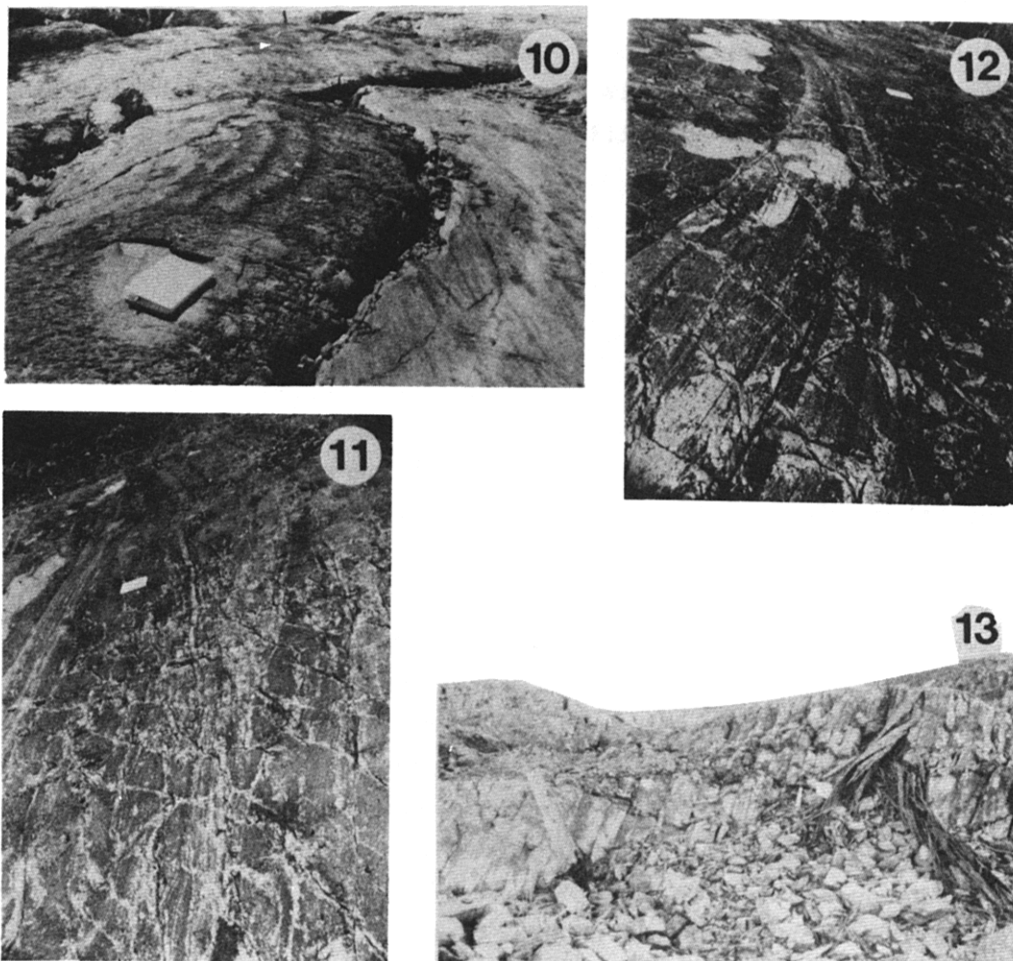


Figure 10. Apophyse de rhyolite massive recoupant des volcanoclastites (à droite) au nord de la station 1 du secteur oriental.

Figure 11. Rhyolite rubanée au nord de la station 13 du secteur oriental (Fig. 2).

Figure 12. Rhyolite rubanée au nord de la station 13 du secteur oriental (Fig. 2). Les rubans se recoupent à angle faible pour former une structure semblable à des stratifications obliques. Le sommet est vers la gauche.

Figure 13. Système de joints columnaires dans la rhyolite rubanée, au sud de la station 19 du secteur oriental (Fig. 2).

corroëion magmatique. Leur cristallisation semble avoir débuté au stade intratellurique et après une période de résorption, qui coïncide probablement avec l'ascension du magma et l'apparition des plagioclases, la cristallisation simultanée du quartz et des plagioclases s'est poursuivie pour constituer la mésostase.

Les variations de la taille des phénocristaux de quartz, leur abondance dans la rhyolite massive ainsi que dans les volcanoclastites associées, permettent de distinguer, de la base vers le sommet du Complexe rhyolitique de Don, trois groupes distincts: le groupe porphyrique fin (3 à 7% de phénocristaux, $d_{\text{moyen}} < 0,2 \text{ mm}$); le groupe porphyrique grossier (8 à 20% de phénocristaux, $d_{\text{moyen}} > 2 \text{ mm}$); le groupe porphyrique moyen (4 à 12% de phénocristaux, $0,2 \text{ mm} < d_{\text{moyen}} < 2 \text{ mm}$) (Hodgson, 1960; Gorman, 1975; Dimroth *et al.* 1975; de Rosen-Spence, 1976). Il convient de noter cependant que les résultats obtenus sont qualitatifs; ils ne reposent que sur des observations visuelles effectuées sur le terrain. Peu d'études pétrographiques ont été réalisées à ce jour pour corroborer quantitativement, par méthodes statistiques, la justesse des observations de terrain. Si ces observations s'avèrent exactes, elles impliquent que la rhyolite massive et les volcanoclastites d'un même groupe sont contemporains, issus d'un même épisode de volcanisme.

Les principales masses de rhyolite massive des deux secteurs possèdent des joints colonnaires dont la direction et l'axe de plongée correspondent, en général, à la direction et au pendage des volcanoclastites; dans quelques cas, les colonnes ont une distribution en forme d'éventail (Provost, 1978). Cette orientation des joints colonnaires contraste donc avec celle observée dans les coulées massives ou encore dans les filons-couches de gabbro. Dans les deux cas, les axes de colonne sont perpendiculaires aux litages qui coïncident avec les surfaces isothermes.

Les masses de rhyolite massive plus petites que 50 m ont communément une zone de bordure marquée par un rubanement qui est causée par l'alternance de bandes foncées et pâles de quelques millimètres d'épaisseur. La zone externe rubanée est généralement continue et parallèle aux litages dans les volcanoclastites. Elle peut également, dans certains cas, posséder un arrangement concentrique en bordure de la masse. Enfin, cette zone externe rubanée peut être intensément plissée et même disloquée en blocs anguleux dans les masses ponctuelles de rhyolite massive affectées par des plis syngénétiques.

La rhyolite rubanée

La rhyolite rubanée n'affleure que dans le secteur oriental du Complexe de Don, où elle forme 15% des roches de la section. Ce type de rhyolite est de composition identique à celle de la rhyolite massive, et elle est caractérisée par un rubanement (Fig. 11) qui semble être le résultat de variations dans la taille des cristaux ou dans la composition. Dans la majorité des cas, la direction des rubans est concordante avec l'attitude des lits de volcanoclastites. Ils suivent habituellement le contact externe des masses et sont quelques fois plissés. Dans un cas, au nord de la station 13 sur la figure 2, les rubans se recoupent à angle faible pour former une structure semblable à des stratifications obliques de type fosse (Fig. 12). La rhyolite rubanée possède un système de joints colonnaires semblables à celui observé dans la rhyolite massive (Fig. 13).

CORRELATION DES ROCHES DU COMPLEXE

La stratigraphie du Complexe de Don est résumée par deux groupes de sections, un pour chacun des secteurs étudiés (Figs. 3 et 5). La région étant presque totalement déboisée, la cartographie détaillée qui fut effectuée ne laisse pas une grande place à l'interprétation, la majorité des horizons pouvant être tracés sur le terrain. Les horizons-repères qui furent utilisés pour la corrélation ont des extensions latérales considérables. Le premier de ces horizons est le contact entre la séquence de laves de composition intermédiaire et la séquence rhyolitique. Le second est un tuf pyriteux qui marque le sommet d'un cycle porphyrique fin, et dont l'extension latérale est d'au moins 2 km. Ce tuf est utilisé pour effectuer la corrélation entre les deux secteurs du complexe. Le troisième horizon-repère majeur est le contact supérieur de l'horizon D du secteur oriental qui correspond à la lentille 7 du secteur occidental (Figs. 2 et 4); il s'agit en fait du sommet du faciès II qui peut être tracé dans tout le complexe.

La cartographie détaillée du Complexe de Don a montré que les volcanoclastites des quatre (4) faciès sont lenticulaires. L'étude a permis de tracer huit (8) lentilles dans le secteur occidental, numérotées de 1 à 8 sur la carte (Fig. 4) et les sections (Fig. 5), et neuf (9) lentilles dans le secteur

oriental, qui sont indiquées sur la carte (Fig. 2) et les sections (Fig. 3) par les lettres A à I. Généralement, l'extension latérale des lentilles ne dépasse pas 300 m (Figs. 2, 3, 4 et 5), mais dans certains cas, les lentilles peuvent être tracées dans tout le complexe, comme c'est le cas de la lentille 7 du secteur occidental, qui est l'équivalent stratigraphique de l'horizon D du secteur oriental. Les lentilles sont généralement formées d'un ensemble de strates dont l'épaisseur varie latéralement. Le contact inférieur des lentilles 1, 3 et 4 du secteur occidental (Fig. 4) et E, F et G du secteur oriental (Fig. 2), est érosif et chenalisé dans les roches plus anciennes.

La distribution de la fraction granulométrique principale et de l'épaisseur des strates n'est pas aléatoire dans les lentilles. Dans plusieurs d'entre elles, la fraction principale ainsi que l'épaisseur des strates diminuent vers le sommet. Il n'est pas possible de vérifier cette tendance dans toutes les lentilles car certaines contiennent un trop petit nombre de lits; lorsqu'il fut possible de traiter l'échantillon de façon significative, l'observation fut vérifiée. Les variations verticales de l'épaisseur des strates sont résumées par les figures 14 (secteur occidental), 15 et 16 (secteur oriental). Les variations verticales de la granulométrie peuvent être visualisées sur les sections stratigraphiques des figures 3 et 5. Dans le secteur oriental (Fig. 3), on voit nettement que la fraction granulométrique diminue vers le sommet (ceci se traduit sur les sections par une augmentation du pourcentage de lits à granulométrie fine) avec l'épaisseur des strates. Dans le secteur occidental, cette tendance est observée dans la lentille 1 seulement (Fig. 5); ailleurs, dans ce secteur, la variation des épaisseurs de strates et de la granulométrie principale est aléatoire.

Le comportement parallèle de la granulométrie et de l'épaisseur des strates dans plusieurs lentilles définit des séquences positives doubles (*fining-thinning upward*) caractéristiques de remplissages de chenaux (Mutti et Ricci-Lucchi, 1972, 1974; Mutti, 1974). Cette observation jumelée à la présence de contacts érosifs à la base et à l'intérieur de plusieurs lentilles, suggère fortement que les volcanoclastites du Complexe de Don sont chenalisées. Les lentilles sont donc des chenaux qui s'imbriquent.

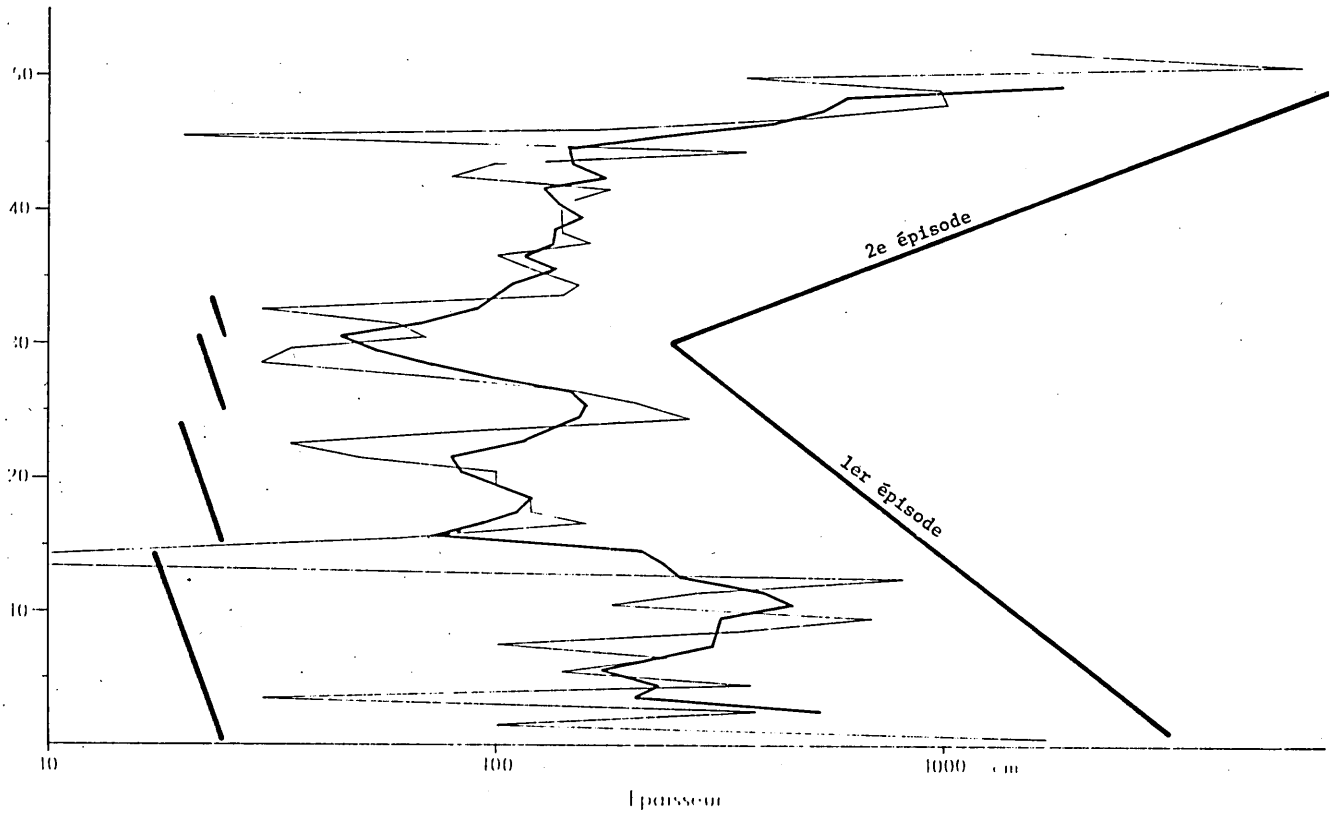


Figure 14. Variation verticales de l'épaisseur des lits de la section 3 du secteur occidental du Complexe de Don (Fig. 5). Les variations sont régularisées par une moyenne mobile de 5 lits. Les séquences positives, délimitées à gauche caractérisent les chenaux alors que les séquences d'ordre supérieur, représentées à droite, sont liées à l'évolution du volcanisme.

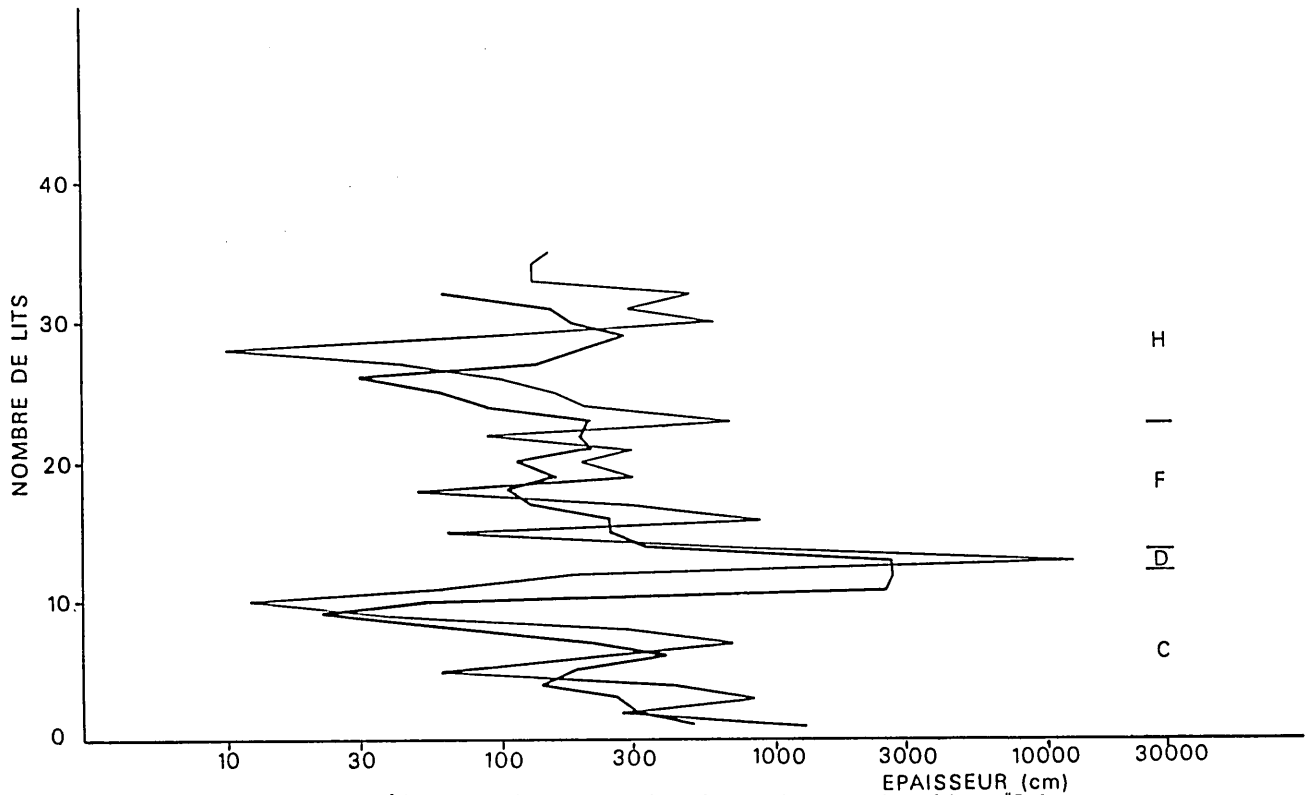


Figure 15. Evolution de l'épaisseur des strates dans la section stratigraphique #5 du secteur oriental. Le trait épais représente une moyenne mobile établie sur trois strates. Les lettres (C, D,...) correspondent aux lentilles volcanoclastiques de la figure 2.

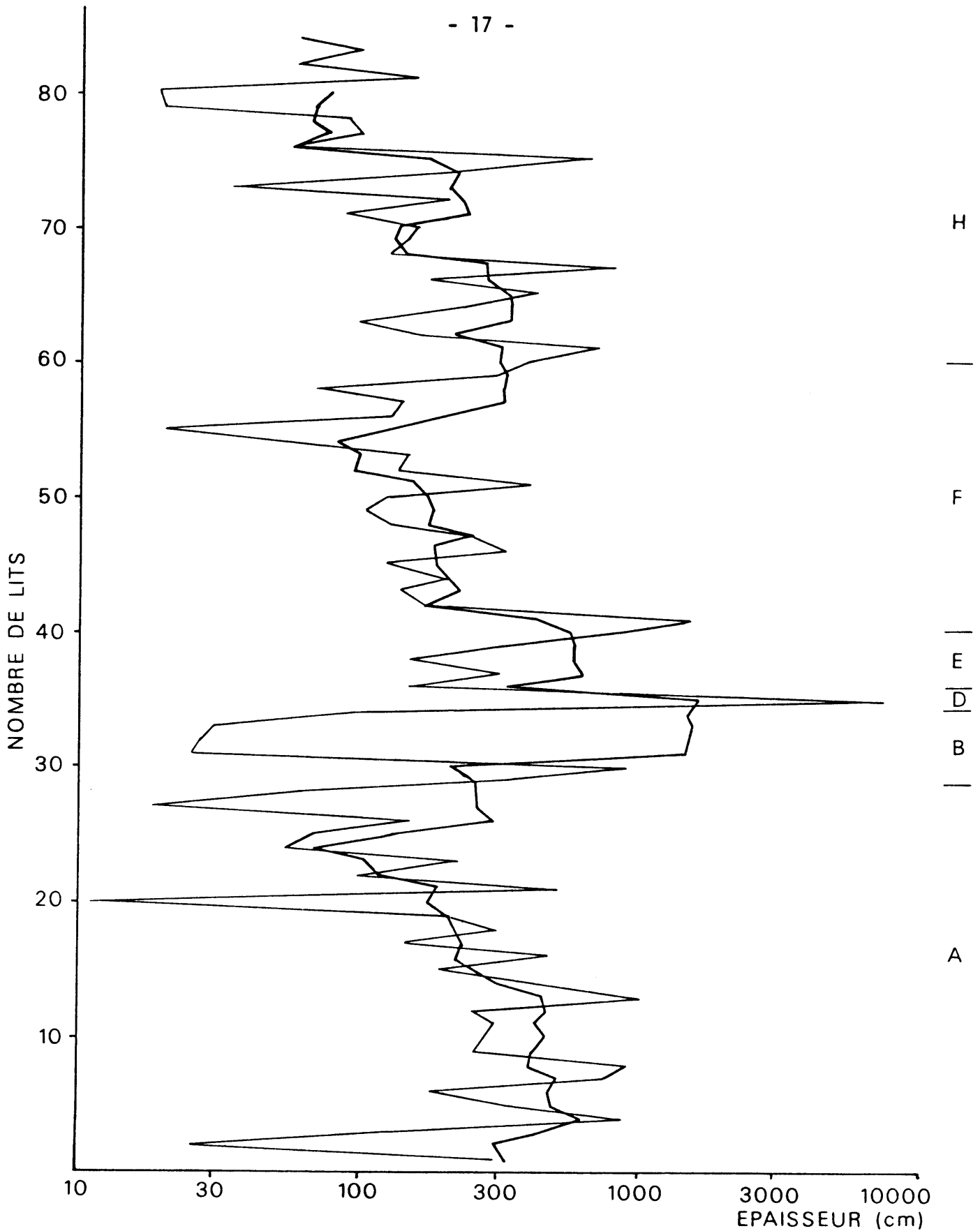


Figure 16. Evolution de l'épaisseur des strates dans la section stratigraphique #6 du secteur oriental (Fig. 3). Le trait le plus épais est une moyenne mobile établie sur cinq strates. Les lettres (A, B,...) correspondent aux lentilles volcanoclastiques de la figure 2.

ORIGINE DES RHYOLITES

Les volcanoclastites

Les matériaux volcanoclastiques sont subdivisés par Fisher (1961) en autoclastiques, épicyclastiques et pyroclastiques, selon leur mode de fragmentation.

Les *brèches autoclastiques* comprennent les matériaux clastiques consolidés et meubles formés par des processus de friction de la lave liquide au contact avec l'eau, la glace ou la roche encaissante. Quatre types de brèches sont reconnus: la brèche de trempe, la brèche d'écoulement, la brèche extrusive et la brèche intrusive. La brèche de trempe se forme lors des coulées sub-aquatiques, lorsque la lave vient en contact avec l'eau ou la glace. La zone externe se fige d'abord; elle est par la suite fragmentée par les frictions de la lave sous-jacente toujours en mouvement. Ces brèches sont souvent appelées hyaloclastites. La brèche d'écoulement dérive de processus de frictions internes entre la lave liquide et des parties déjà consolidées, ainsi que de processus d'explosions dues au dégazage de la lave. La brèche extrusive est produite lors de l'extrusion lente des coupoles par frictions entre le liquide et les parties solidifiées. La brèche intrusive est formée lors d'injections violentes de magma dans les pipes; les roches qui se trouvent au-dessus, sont fragmentées par les gaz puis imbibées par le magma. Les trois premiers types de brèche ont des contacts transitionnels avec la masse-source et sont monogéniques. Les brèches intrusives ont des contacts nets, discordants, et sont polygéniques. Les brèches autoclastiques produisent des dépôts massifs. Une remobilisation de ces accumulations peut former des dépôts ayant des caractéristiques texturales et structurales propres aux sédiments. La deuxième accumulation a cependant lieu à une température relativement plus faible.

Les *brèches épicyclastiques* résultent de l'érosion mécanique des roches volcaniques pré-existantes. Leur transport s'effectue à froid et les dépôts produits ont des caractéristiques texturales et structurales propres aux sédiments. Les éléments primaires délicats sont généralement détruits lors de l'érosion et du transport, et les dépôts sont communément polygéniques.

Les *brèches pyroclastiques* contiennent des fragments éjectés

d'une cheminée volcanique sous forme solide ou semi-solide lors d'une explosion volcanique. Les éjections peuvent donner lieu à des retombées ("air falls") ou à des épanchements ("ash flows"). Dans le premier cas, le matériel éjecté tombe sur le sol au terme d'une trajectoire balistique dans l'atmosphère. Le diamètre et la densité des particules régissent la chute, si les vents et la turbulence n'interviennent pas (Fisher, 1964; Scheidegger et Potter, 1968). Les dépôts résultants sont lités et peuvent montrer un granoclassement de toute la fraction clastique. Quant aux épanchements pyroclastiques, leur similitude avec des courants de densité (Tassé *et al.*, 1978) permet d'expliquer la formation de séquences syngénétiques en terme de variation de la puissance de l'écoulement.

Ross et Smith (1961) indiquent que la présence de scories est un critère d'identification de la nature pyroclastique d'un dépôt. Les matériaux pyroclastiques qui se sont accumulés en milieu sub-aérien sont communément soudés; toutefois le refroidissement rapide lors d'une accumulation sub-aquatique peut empêcher la soudure de se produire. Les dépôts pyroclastiques sont lités, monogéniques ou polygéniques.

Les caractéristiques des volcanoclastites des faciès I, II et III suggèrent que les fragments sont d'origine pyroclastique. Ces dépôts sont généralement polygéniques, contiennent des scories et des éjectas, et ne possèdent pas de contact transitionnel avec la rhyolite massive. La chenalisation et la stratification des dépôts, ainsi que la présence de granoclassements et de laminations, indiquent que les matériaux se sont accumulés suite à des épanchements. La distribution des langues de rhyolite du faciès II, leur orientation, ainsi que leur déformation, suggèrent qu'elles furent transportées et mises en place en même temps que la matrice soudée qui les enveloppe. La température des volcanoclastites devait être supérieure à 500°C lors de l'accumulation, comme en témoigne le fréquent soudage des fragments (Smith *et al.*, 1958; Boyd, 1961; Ross et Smith, 1961) ainsi que leur déformation. Ces pyroclastites sont donc primaires au sens de Fisher (1961 et 1966).

Les caractéristiques des volcanoclastites du Complexe de Don ne supportent pas l'hypothèse d'une origine par hyaloclastisation. Comme nous l'avons écrit plus haut, il est possible que les fragments d'origine hyaloclastique puissent être remobilisés. Cependant, dans ces cas, l'accumulation se fait à des températures inférieures à 500°C, compte-tenu du fait qu'elle est sub-aquatique, de sorte que les fragments ne devraient pas être soudés. Il n'existe que de très rares exemples de hyaloclastites acides dans les

séquences volcaniques modernes car la viscosité élevée de ce type de magma est un obstacle majeur à leur formation (Pichler, 1965).

L'interprétation de la fragmentation des volcanoclastites du faciès IV est un peu plus problématique. Il existe deux dépôts majeurs de ce faciès dans le secteur occidental. Dans ces deux cas, les volcanoclastites sont massives. Il est donc impossible de déterminer si les fragments ont été formés *in situ* ou s'ils ont été transportés. Dans un cas (Fig. 3, sud des stations 9 et 14), les volcanoclastites enveloppent une masse de rhyolite massive. Les relations de terrain démontrent cependant que la rhyolite massive est intrusive. Il est possible que les fragments de ce faciès soient d'origine autoclastique (brèche de trempe). Cette interprétation rencontre cependant une difficulté majeure. Si la rhyolite massive est intrusive, alors la brèche de trempe doit être formée lors de l'injection de la rhyolite dans des volcanoclastites saturées d'eau. Or, le contact supérieur des volcanoclastites du faciès IV avec celles qui les recouvrent est à cet endroit érosif. La couverture s'est donc accumulée après la formation des volcanoclastites du faciès IV, ce qui rend l'origine autoclastique impossible. Il est probable que le processus de fragmentation des volcanoclastites du faciès IV soit le même que celui des volcanoclastites des autres faciès.

Les faits qui viennent d'être présentés et discutés suggèrent que la fragmentation des volcanoclastites de Don est d'origine pyroclastique, sinon en totalité du moins en majeure partie. Les roches pyroclastiques ont été subdivisées par Fisher (1961; 1966) en brèche ($d > 64$ mm), lapillistone ($2 < d < 64$ mm) et tuf ($d < 2$ mm). Nous utiliserons cette classification car elle s'est largement imposée dans la littérature américaine récente.

La rhyolite massive

Nous avons démontré le caractère intrusif des grandes masses de rhyolite des secteurs occidental et oriental du Complexe de Don. Les massifs du secteur occidental du complexe semblent définir, dans l'empilement de volcanoclastites, des réservoirs magmatiques avec chambres subsidiaires. La disposition des nombreuses apophyses suggère une mise en place contrôlée d'abord par le litage des volcanoclastites, et en deuxième lieu par un réseau de fractures dans des roches très cassantes, avant qu'interviennent la déformation. Mentionnons, à titre d'exemple, dans le secteur occidental, la distribution des

apophyses, à l'ouest de la station 14 et à l'est de la station 8, qui s'effectue selon des plans-miroirs. L'orientation très particulière des axes des colonnes dans les masses de rhyolite massive suggèrent que les surfaces isothermes ne coïncident pas avec le litage des volcanoclastites encaissantes. La mise en place, dans les volcanoclastites, des porphyres rhyolitiques se serait donc effectuée suffisamment loin du fond marin pour que celui-ci n'ait que peu d'influence sur la configuration des surfaces isothermes au pourtour des masses de rhyolite massive.

Les masses lenticulaires et ponctuelles de rhyolite massive peuvent avoir trois origines: 1) épanchement local de matériaux pyroclastiques qui, suite à l'accumulation, furent soudés, détruisant ainsi les textures et structures primaires, 2) coulée de lave ou dôme rhyolitique, 3) filons-couche ou dyke introduit dans des volcanoclastites en mouvement.

La première hypothèse est peu probable, car la pétrographie des masses lenticulaires et ponctuelles de rhyolite massive révèle des textures et un ordre de cristallisation identique à ceux des grands massifs rhyolitiques. De plus, aucun fragment ou ponce ne fut identifié. La nature ponctuelle de ces masses, et leur épaisseur réduite, n'est pas favorable à l'hypothèse d'un épanchement de lave. Les magmas rhyolitiques ont une viscosité très élevée; seule une émission magmatique de grande épaisseur peut permettre l'épanchement, sous la carapace formée, de coulée rhyolitique sur de grandes distances (Macdonald, 1972). Les épanchements rhyolitiques sont habituellement de courtes distances, ce qui, dans certains cas, rend la distinction avec les dômes arbitraire. Il est possible que les masses lenticulaires et ponctuelles de rhyolite massive soient des lambeaux de filons-couches détachés de leur dykes nourriciers, qui sont transportés dans un état plastique par des épanchements de volcanoclastites encore chaudes. Le rubanement dans la zone externe des masses lenticulaires serait alors le résultat de la circulation du magma rhyolitique avant le décrochement. Nous croyons que le nom de porphyre rhyolitique est le plus approprié pour décrire les grands amas ainsi que les masses lenticulaires ponctuelles de rhyolite massive.

La rhyolite rubanée

Les laminations obliques de type fosse observées dans la rhyolite rubanée, résultent sans aucun doute d'un écoulement turbulent. Si l'on calcule

la vitesse minimum nécessaire pour dépasser un nombre de Reynolds de 2,000, c'est-à-dire le seuil séparant l'écoulement laminaire de l'écoulement turbulent, on arrive à des vitesses de l'ordre de 10^7 m/sec ($Re > 2,000 = \frac{UD\rho}{\mu}$ où U = vitesse de l'écoulement; D = rayon hydraulique, ρ = densité, μ = viscosité). La viscosité élevée des rhyolites, en moyenne 10^{10} poises à 800°C (Carmichael *et al.*, 1974) exige ces vitesses invraisemblables, $U = 10^7$ m/sec, pour obtenir un écoulement turbulent. Les épanchements de lave rhyolitique sont donc laminaires, ce qui n'est pas favorable à la formation des structures de traction. Les épanchements de matériaux pyroclastiques produisent fréquemment ce type de structures de traction, car pouvant atteindre des vitesses plus élevées et des viscosités plus faibles, elles peuvent atteindre des nombres de Reynolds élevés (Fiske, 1963; Fiske et Matsuda, 1964; Mutti, 1965; Frances et Howells, 1973; Yamada, 1973; Sparks, 1976; Tassé *et al.*, 1978). Si les structures obliques observées dans la rhyolite rubanée sont le résultat d'une traction, il est alors probable qu'elle soit formée de matériaux pyroclastiques soudés. Les plis syngénétiques observés dans ces rhyolites sont communs dans tous les dépôts qui résultent de glissement. Ils sont fréquemment observés dans les *straps* d'origine sédimentaire (Shalaby, 1977).

TRANSPORT ET ACCUMULATION DES PYROCLASTITES

Afin de pouvoir discuter les mécanismes d'accumulation des pyroclastites de Don, il est nécessaire de présenter les variations de granulométrie et des structures syngénétiques de façon plus élaborée. Pour l'étude de la variation de la granulométrie, 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 la compétence de l'épanchement (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 celle de la taille moyenne. Kuno *et al.*, (1964) et Tassé *et al.*, (1978), ont utilisé avec succès la variation des tailles maximales dans leurs études sur les roches pyroclastiques.

Notre premier but, en mesurant les tailles des fragments, était de documenter les variations dans les strates pour mieux décrire les structures primaires comme les granoclassements. Le deuxième but était de quantifier la compétence des épanchements. La technique utilisée pour mesurer les tailles est décrite dans Tassé *et al.* (1978).

Les figures 17 et 18 résument les variations granulométriques dans le Complexe de Don. La taille grossière des volcanoclastites de Don varie de 4 m à 2 mm (-12,0 ϕ à -1,0 ϕ). Les granulométries plus grandes que 90 mm (-6,5 ϕ) forment la population la plus grossière, tandis que les tailles entre 90 mm et 2 mm (-6,5 ϕ et -1,0 ϕ) constituent un deuxième mode. Ces deux populations coexistent avec une troisième qui est plus fine ($d < 2$ mm) et qu'il est impossible de quantifier à cause de la soudure et de l'altération des fragments.

La figure 18 montre que la taille de la fraction grossière est un peu plus grande dans le secteur oriental que dans le secteur occidental de Don.

Les trois modes sont trouvés dans trois types de strates qu'individualisent l'épaisseur et les structures syngénétiques. Les strates du mode grossier ont une épaisseur moyenne de 3,2 m, celles du mode moyen 1,5 m et celles du mode fin 0,4 m.

Les distributions des structures d'accumulation sont résumées par les tableaux 1 et 2. Dans le secteur oriental, les strates du mode grossier ont généralement un aspect massif (73%), possèdent des granoclasses inverses, ou inverses suivies de normales (15%), mais montrent peu d'évidence de traction (5%). Dans les strates du mode moyen, les structures de tractions sont fréquentes (50%), de même que les granoclasses normales (20%). Les granoclasses inverses, ou inverses suivies de normales, sont rares (3%), alors que les lits d'aspect massif sont relativement communs (27%). Les strates du mode fin possèdent fréquemment des structures de traction (83%), quelques granoclasses normales (15%) et de rares lits massifs (4%).

Dans le secteur occidental, les strates du mode grossier sont souvent massives (65%) ou sont granoclassées (20%) inverses ou inverses suivies de normales. Seulement 3% des strates montrent des structures de traction (laminations). Les structures de traction sont plus fréquentes (43%) dans les strates du mode moyen où 30% des lits ont un aspect massif. Les tufs (mode fin) du secteur occidental possèdent des laminations; les strates ne sont pas massives et il n'est pas possible d'y vérifier le granoclassement.

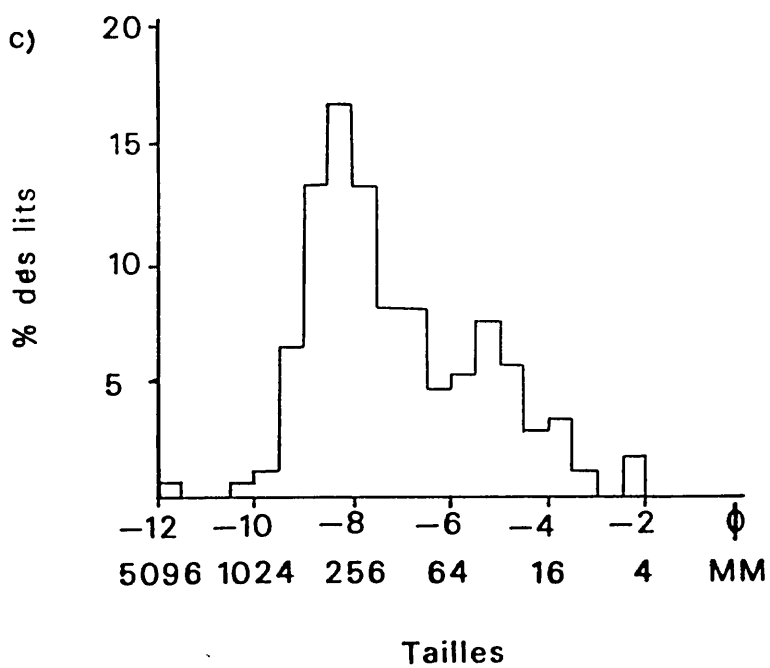
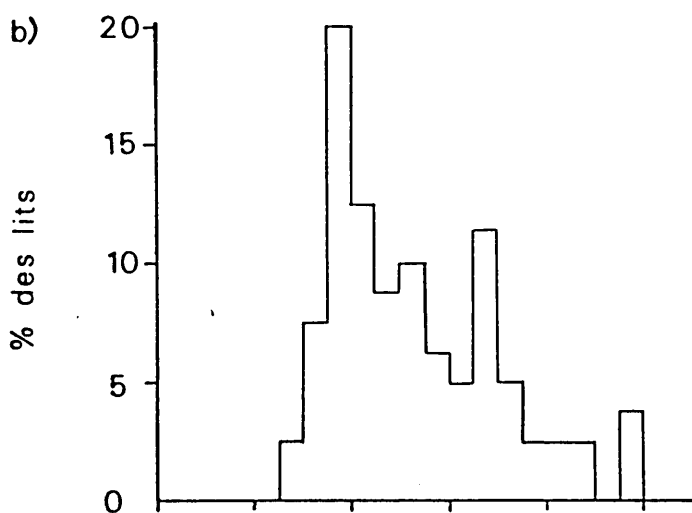
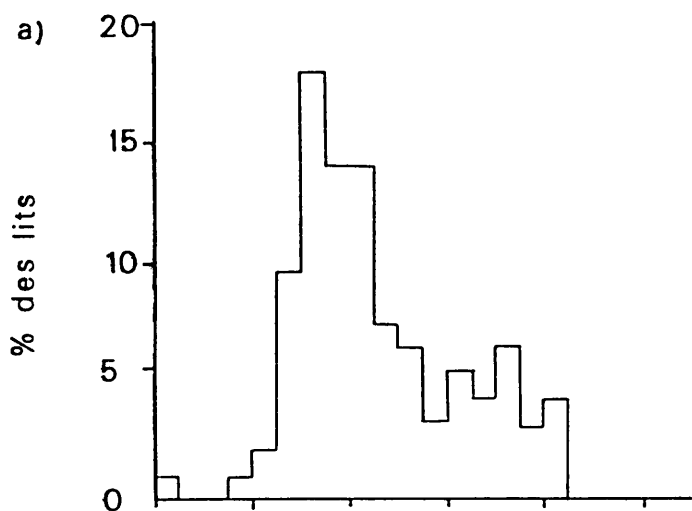


Figure 17. Distribution granulométrique de la fraction grossière des volcanoclastites du Complexe de Don: a) dans la section orientale; b) dans la section occidentale; c) dans tout le Complexe.

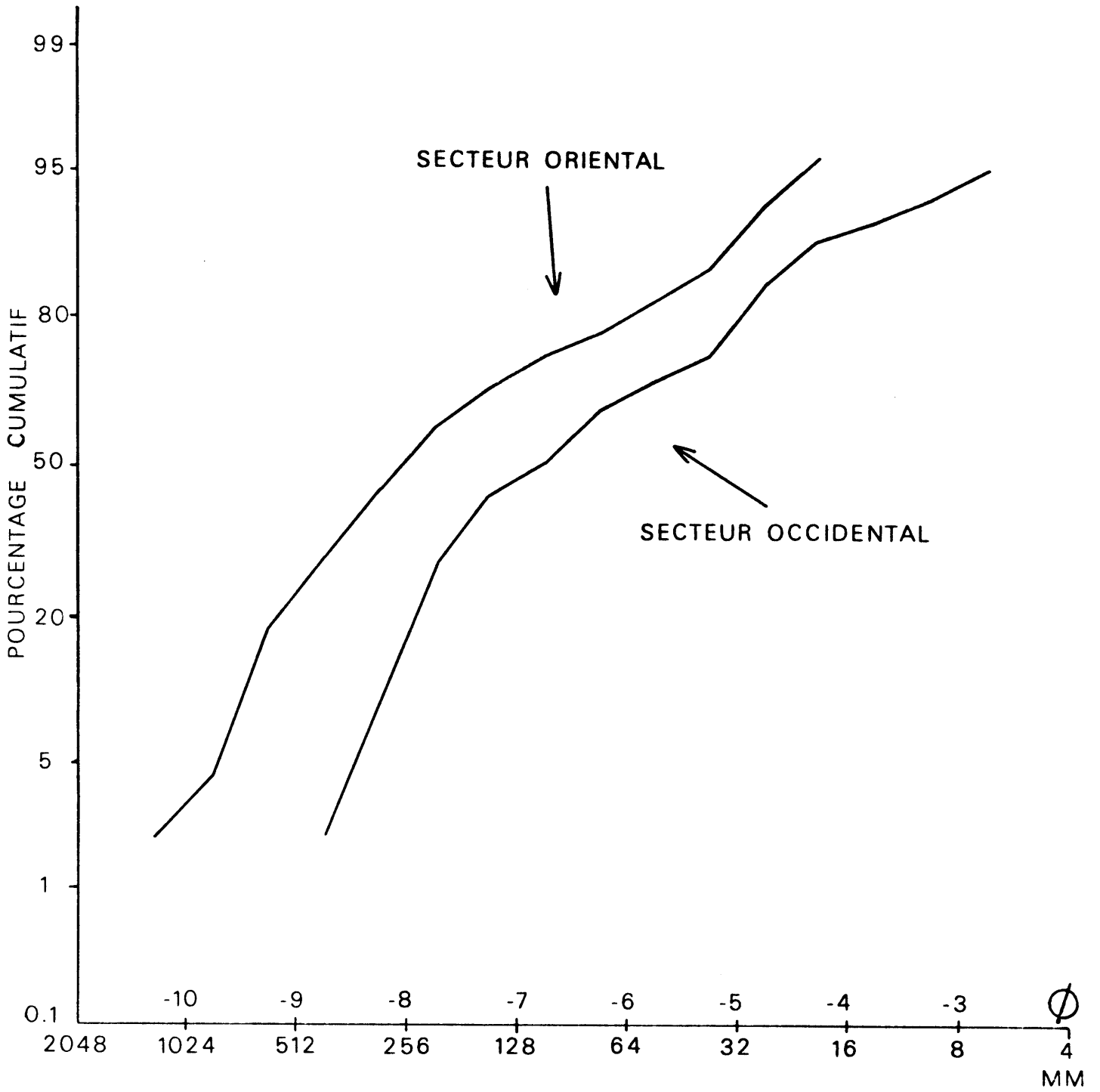


Figure 18. Distributions cumulées de la fraction grossière des volcanoclastites du Complexe de Don.








Structures syngénétiques								
Massif								
Strates du mode grossier	73%	7%	8%	7%	3%	0%	2%	0%
Strates du mode moyen	27%	3%	0%	20%	30%	3%	0%	17%
Strates du mode fin	4%	0%	0%	13%	54%	12%	0%	17%
Strates du mode grossier	73%	$\Sigma = 15\%$		7%	$\Sigma = 5\%$			
Strates du mode moyen	27%	$\Sigma = 3\%$		20%	$\Sigma = 50\%$			
Strates du mode fin	4%	$\Sigma = 0\%$		13%	$\Sigma = 83\%$			

Tableau 1 - Secteur oriental du Complexe de Don. Fréquence d'observation des structures syngénétiques dans les strates des modes grossier, moyen et fin. Signification des symboles; granoclasement inverse ($\overline{\bullet}$), granoclasement inverse suivi de normal ($\overline{\bullet\bullet}$), granoclasement normal ($\underline{\bullet}$), laminations parallèles (\square), laminations obliques (\nearrow), granoclasement normal suivi de laminations obliques ($\overline{\nearrow}$), granoclasement normal suivi de laminations parallèles ($\overline{\square}$), sommation des % (Σ).









Structures syngénétiques								
Massif								
Strates du mode grossier	65%	18%	2%	12%	3%	0%	0%	0%
Strates du mode moyen	30%	9%	3%	15%	3%	34%	3%	3%
Strates du mode fin	0%	0%	0%	0%	0%	90%	10%	0%
Strates du mode grossier	65%	$\Sigma = 20\%$		12%	$\Sigma = 3\%$			
Strates du mode moyen	30%	$\Sigma = 12\%$		15%	$\Sigma = 43\%$			
Strates du mode fin	0%	$\Sigma = 0\%$		0%	$\Sigma = 100\%$			

Tableau 2 - Secteur occidental du Complexe de Don. Fréquence d'observation des structures syngénétiques dans les strates des modes grossier, moyen et fin. Même symbole que le tableau 1 (en plus, laminations parallèles suivies de laminations obliques ($\overline{\nearrow}$); laminations parallèles suivies d'obliques suivies de parallèles ($\overline{\nearrow}\square$)).

L'aspect des trois types de strates est donc nettement différent. Les plus grandes tailles sont associées à des lits généralement massifs, tandis que les tailles plus fines sont dans des strates où les évidences de traction sont nombreuses. Tassé *et al.* (1978) ont noté des associations semblables dans les pyroclastites de D'Alembert. Ces auteurs ont expliqué les diverses associations taille-structures par des épanchements de densités différentes. Les épanchements de densité élevée de type débris produisent des dépôts massifs et granoclassés inversement. Ces suspensions sont laminaires et donc ne forment pas de structures de traction; leur compétence étant plus élevée, ils transportent les plus grandes tailles. Les épanchements de densité plus faible peuvent être turbulents et donc produire dans les dépôts des granoclassements normaux et des structures de traction.

Dans les séquences de pyroclastites, la masse éjectée détermine la densité de l'épanchement. Cette masse se déplace en suspension sous l'influence de la gravité (Tassé *et al.*, 1978). Dans l'ensemble de la section stratigraphique du Complexe de Don il existe deux cycles majeurs de variations verticales des épaisseurs (Fig. 14) superposées aux variations séquentielles des chenaux. La limite entre les deux cycles correspond à la limite placée par Gorman (1975, p. 66) entre deux épisodes de volcanisme, basée sur la taille des phénocristaux de quartz. Le cycle inférieur est caractérisé par une diminution progressive de l'épaisseur des strates, et le cycle supérieur par une tendance inverse.

CONCLUSION

La présence des coussins à la base et à d'autres niveaux stratigraphiques dans la section, ainsi que de celle de carbonates et de formations de fer, suggère que l'accumulation des roches du Complexe de Don s'est effectuée en milieu sous-marin. Les basaltes sont vésiculés, ce qui limite la profondeur de l'accumulation à 500 m. Elle aurait pu être en milieu très peu profond et même en partie en milieu sub-aérien.

Les volcanoclastites constituent près de 80% des roches du complexe. Le soudage et la déformation d'un grand nombre de fragments, la présence de scories et d'éjectas, les contacts nets et discordants avec la

rhyolite massive et la distribution des fragments dans les strates, suggèrent que la fragmentation est d'origine pyroclastique.

Les distributions granulométriques indiquent qu'il existe trois groupes de strates dans la séquence, individualisés par les structures primaires.

Les dépôts sont le résultat d'épanchements de masse laminaires ou turbulents, et dans tout le complexe, ils sont chenalisés.

La rhyolite massive est ponctuelle et ses caractéristiques suggèrent qu'elle est intrusive. L'origine de la rhyolite rubanée n'est pas encore résolue. Elle fait présentement l'objet d'une étude plus approfondie.

LE COMPLEXE DE CLÉRICY

INTRODUCTION

Le Complexe de Cléricy est situé à environ 25 km au nord-est de Noranda, dans les quarts NE et SE du canton de Dufresnoy, et semble se prolonger dans le quart SO du canton de Cléricy (Fig. 1).

La compilation de la géologie régionale des quarts NE et SE du canton de Dufresnoy a été effectuée par Dugas (1959) et Van de Walle (1973). La cartographie détaillée de la région de Cléricy a été effectuée récemment par P. Trudel (1978) pour le Ministère des Richesses naturelles.

Le Complexe de Cléricy appartient aux unités calco-alcalines de Renault (Gélinas *et al.*, 1977) du Groupe de Blake River (Dimroth *et al.*, 1973). Le complexe se situe sur le flanc sud d'un synclinal dont les strates sont à la verticale et il est intercallé dans des coulées à coussins de composition andésitique. Les coussins des deux unités andésitiques indiquent une polarité vers le Nord. Le cisaillement est local. L'ambiance du métamorphisme se situe au faciès des schistes verts, zone de la biotite.

Le complexe a été décrit jusqu'ici comme étant "une épaisse succession de coulées de rhyolite parfois fluidales et qui présente aussi de larges formes irrégulières en coussins semblables à celles observées dans les rhyolites de Don" (Goodwin *et al.*, 1972). Dimroth *et al.* (1975) ont aussi interprété ces unités comme des coulées de lave.

Des études récentes sur le Complexe de Don nous amènent à remettre en question de tels processus de mise en place. L'observation de structures primaires et de chenaux dans ces rhyolites, semblables à ceux observés aux Iles Canaries (Schminke, 1977, comm. pers.), au Japon (Fiske et Matsuda, 1964; Yamada, 1973), ou encore l'aspect clastique de ces roches et leur similitude avec les rhyolites d'Islande (Saemundsson, 1972; Fridleifsson, 1977, comm. pers.), nous amènent à concevoir un mode de mise en place par mouvement de

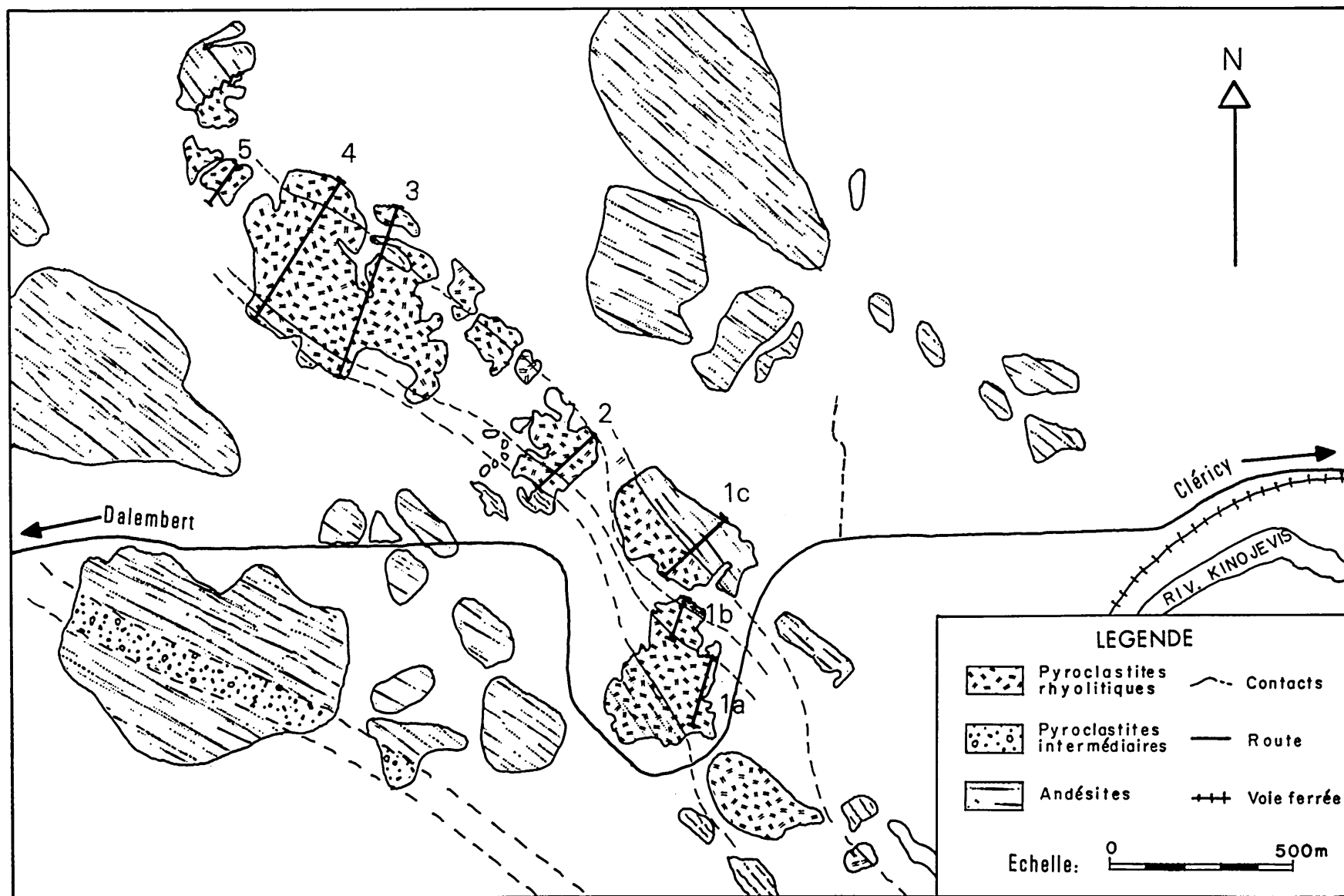


Figure 19. Carte du Complexe Rhyolitique de Cléricy avec la localisation des coupes 1 à 5 (Fig. 20).

masse et/ou par courant de densité, tout comme pour les rhyolites du Complexe de Don.

Nous avons donc étudié le Complexe de Cléricy selon les méthodes propres à la sédimentologie qui comprennent l'identification des lithologies, la mesure des lits, la mesure des structures primaires et de la taille de la fraction grossière. Cinq sections, dont une composite, ont été étudiées en détail (Figs. 19 et 20). La cartographie de ces sections a été effectuée à l'échelle de 1/1000, en procédant simultanément à la mesure de l'épaisseur des lits et des structures primaires.

DESCRIPTION DU COMPLEXE

Les rhyolites du complexe constituent dans l'ensemble une séquence ininterrompue au-dessus d'une unité andésitique, sauf au sommet de la section I (Fig. 20), où on observe des masses importantes de rhyolite d'épaisseurs métriques à décamétriques, interstratifiées avec des andésites. La séquence ininterrompue a une extension latérale d'environ 4 km, et se prolonge possiblement jusqu'au sud de Cléricy.

LA SEQUENCE RHYOLITIQUE

Dans le Complexe de Cléricy, on observe deux types d'assemblages lithologiques (ou faciès) rhyolitiques. Le type dominant est un assemblage de grandes masses rhyolitiques de couleurs pâles, massives et rubanées, de forme allongée et souvent plissées, baignant dans une matrice moins felsique, chloriteuse de couleur gris vert à jaune sombre. Le deuxième type d'assemblage (faciès) est constitué de fragments de composition felsique qui sont grossiers, anguleux, massifs ou laminés dans une matrice semblable à celle du premier type.

La rhyolite chloriteuse qui sert de "matrice" dans les deux assemblages montre une texture nettement clastique, surtout dans les tailles moyennes ($2 \text{ mm} < d < 64 \text{ mm}$).

Le Complexe rhyolitique de Cléricy est donc constitué de volcanoclastites groupées selon deux assemblages: l'assemblage de rhyolite clastique à granulométrie fine à moyenne, contenant des langues rhyolitiques, assemblage qui correspond au faciès II des volcanoclastites du Complexe de Don, et l'assemblage de rhyolite clastique de granulométrie moyenne à grossière à fragments felsiques grossiers qui correspond aux volcanoclastites du faciès I du Complexe de Don.

Dans la description des lithologies du Complexe de Cléricy, nous utiliserons la même terminologie que celle du Complexe de Don.

Les volcanoclastites du faciès II

Dans le faciès II, nous avons reconnu trois types de roches rhyolitiques. Le type le plus abondant est une rhyolite chloriteuse servant de "matrice" aux langues rhyolitiques siliceuses. Plus de 60% des échantillons étudiés montrent des fragments visibles à l'oeil nu; ces fragments centimétriques, finement laminés en tout sens, ressemblent beaucoup à des fragments de ponce (Fig. 21). Cette roche clastique n'est pas sans rappeler les tufs ponceux que l'on peut observer dans des rhyolites de la région de San Luis Obispo, en Californie (Fisher, 1977). La rhyolite chloriteuse montre généralement des couleurs vertes de teintes pâles à foncées, et elle se débite grossièrement suivant l'attitude générale des couches.

L'examen microscopique de la fraction fine de la rhyolite chloriteuse révèle qu'elle est constituée surtout de quartz et de plagioclase micro et cryptocristallins, auxquels s'ajoutent, par ordre d'importance, des quantités mineures de chlorite, de séricite, d'épidote, de leucoxène, de minéraux opaques, et de calcite. Les agrégats de chlorite et d'épidote sont probablement des produits d'altération de minéraux ferro-magnésiens primaires. Là où il y a évidence de dévitrification (ex. les ponces), les produits de cette dévitrification dans l'ambiance du faciès des schistes verts comprennent du quartz, du plagioclase et des traces de chlorite et de séricite. Dans les unités de rhyolites chloriteuses porphyriques, on trouve des phénocristaux idiomorphes de plagioclases maclés et des phénocristaux corrodés de quartz rarement bipyramidal, auxquels s'ajoutent des agrégats micropegmatitiques de ces deux

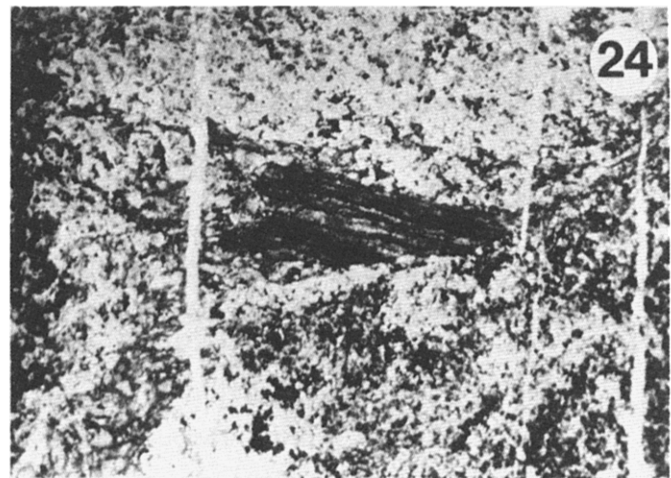
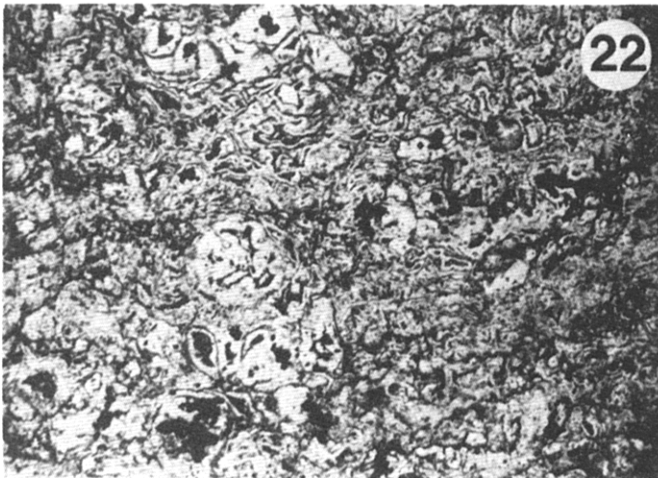
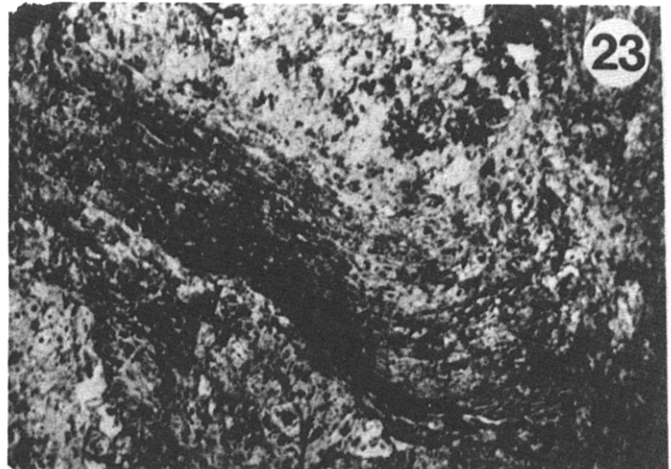
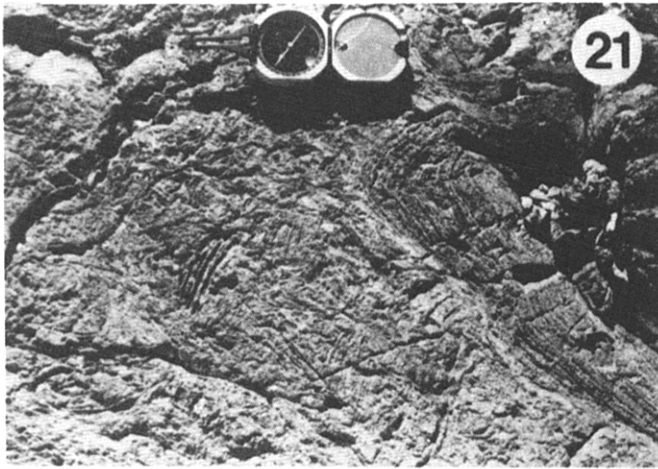


Figure 21. Volcanoclastite montrant des fragments centimétriques et décimétriques laminés dans l'unité C de la section 1C du Complexe de Cléricy.

Figure 22. Photomicrographie de l'intérieur d'un fragment constitué uniquement d'écharde (L.N.; 24X)

Figure 23. Photomicrographie d'un fragment de ponce dans des volcanoclastites. Les extrémités sont parfois effilochées. (L.N.; 10X)

Figure 24. Photomicrographie d'un fragment de roche mafique dans une matrice d'écharde et de mésostase cryptocristalline. (L.N.; 10X).

phases. La fraction moyenne de la rhyolite chloriteuse comprend également des quantités variables de fragments de verre dévitrifiés (Figs. 22 et 23) et de roches effusives altérées (Fig. 24).

La texture de la rhyolite chloriteuse est nettement clastique. Les fragments de rhyolite siliceuse sont les plus communs. Les fragments de rhyolite chloriteuse millimétriques à centimétriques sont moins abondants; ils montrent de fines laminations plus ou moins discontinues. Ces derniers fragments se comparent aux ponces décrites par Ross et Smith (1961, p. 63, figures 43-44). Ces ponces ont été plus ou moins écrasées, mais elles ont conservé leurs structures internes de tubes allongés (Fig. 23). D'autres fragments sont constitués entièrement d'échardes (Fig. 22). De plus, des fragments de lave mafique, de tuf soudé, et d'autres fragments volcanoclastiques de nature indéterminée, confirment l'origine polygénique de la rhyolite chloriteuse.

La présence de fragments de ponces, d'échardes aux arêtes aiguës (Macdonald, 1972, p. 105) et la variété des fragments de roches effusives dans la rhyolite chloriteuse sont diagnostiques d'une origine pyroclastique.

Les langues de rhyolite siliceuse, qui baignent dans les pyroclastites du faciès II, contrastent beaucoup avec celles-ci par leur relief positif, leur couleur pâle, et leur cassure conchoïdale. Plus de 75% de ces langues sont constituées de rhyolite massive identique à la rhyolite massive ponctuelle du Complexe de Don. Un rubanement concentrique s'observe en bordure des langues; il est identique à celui observé en bordure des rhyolites massives ponctuelles du Complexe de Don. Les autres langues montrent des agrégats chloriteux centimétriques à décimétriques, allongés suivant l'attitude générale de ces langues. Ce type de langue avec agrégats chloriteux n'a pas été observé dans le secteur cartographié du Complexe de Don.

La description pétrographique du premier type de rhyolite massive au Complexe de Cléricy correspond intégralement à celle du Complexe de Don en ce qui concerne la composition minéralogique et les textures (Fig. 25). L'examen microscopique des agrégats chloriteux, dans le deuxième type de rhyolite massive, permet de déceler des reliques de texture axiolitique. Elle révèle également qu'il s'agit de fragments constitués presque exclusivement d'échardes aux arêtes aiguës, caractéristiques d'une origine pyroclastique (Fig. 26).

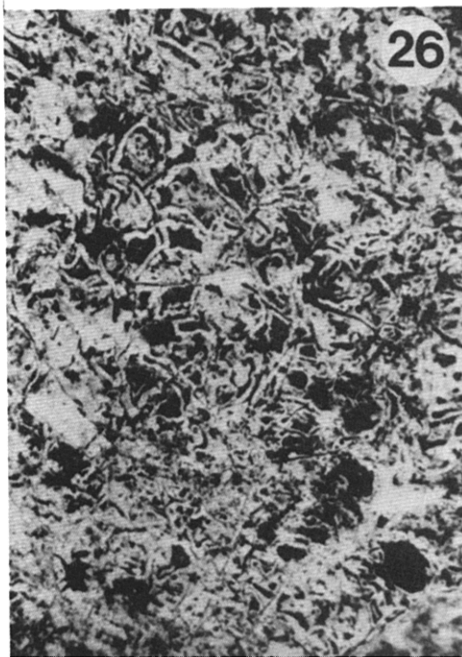
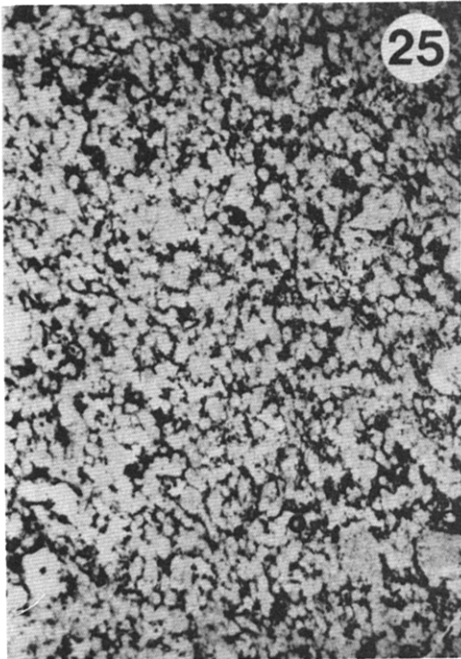


Figure 25. Photomicrographie de rhyolite massive aphanitique montrant des sphérulites (L.N.; 10X)

Figure 26. Photomicrographie d'échardes avec texture axiolitique dans un fragment chloriteux inclus dans une langue rhyolitique. (L.N.; 24X)

Figure 27. Granoclasement inverse dans les volcanoclastites du faciès I, dans l'unité A de la section 2. Le sommet est vers le bas.

Figure 28. Chenal rempli par un tuf avec laminations parallèles près du sommet de l'unité A de la section 2. Le sommet est vers la droite.

Les structures primaires telles que granoclassements, et/ou structures de traction sont absentes des pyroclastites du faciès II. On y trouve cependant des structures syngénétiques associées aux langues de rhyolites massives. Ces langues sont allongées (longueur > largeur > épaisseur) avec une orientation préférentielle du grand axe, généralement parallèle à l'attitude des couches. Elles peuvent être également plissées. Les pyroclastites qui englobent les langues de rhyolite massive sont laminées en bordure de celles-ci; les laminations suivent toujours les contours, sans être recoupées ou tronquées. Par contre, le rubanement dans certaines langues est tronqué, indice qu'il y a eu cassure. Enfin, on observe une gradation qui va de langues ondulées et plissées à contours bien délimités, à des masses plus ou moins informes, qui se désagrègent et se mélangent avec la matrice pyroclastique. Ces relations ont également été établies dans le Complexe de Don.

Les volcanoclastites du faciès I

Les volcanoclastites du faciès I sont caractérisées par la présence de fragments felsiques à granulométrie grossière ($d > 64$ mm) et anguleux. Tout comme dans le faciès I du Complexe de Don, le faciès I du Complexe de Cléricy est caractérisé par la présence de lentilles (Fig. 20) qui incluent plusieurs lits avec structures primaires (Figs. 27 et 28).

Dans le faciès I, la texture clastique est sans équivoque. Les fragments felsiques anguleux baignent dans une matrice pyroclastique à granulométrie fine à moyenne, de même nature que les pyroclastites du faciès II. Les fragments felsiques ont une cassure conchoïdale; ils sont massifs, rubanés ou laminés.

Afin d'étudier les structures dans le faciès I, nous avons utilisé les méthodes utilisées dans l'étude des volcanoclastites du Complexe de Don, soit la mesure de l'épaisseur des strates, la mesure de la fraction grossière et le relevé des structures primaires. Les résultats de ces mesures sont résumés dans les sections de la figure 20. Ainsi, dans la section 1A, il y a diminution de l'épaisseur des strates de la base au sommet de la première lentille du faciès I. Dans certaines lentilles de ce faciès, la tendance est inverse, ou encore, il n'y a pas de variation systématique des épaisseurs.

Les pyroclastites du faciès I ont également des variations granulométriques à l'échelle des lits et à l'échelle des lentilles. Dans la section 1A, les lits des deux lentilles ont des granoclasses inverses, normaux et inverses suivis de normaux. Cependant, la première lentille montre deux suites de granoclasses inverse suivi de normal, alors que la deuxième lentille montre très peu de variations importantes entre la base et le sommet. Il en est de même pour les lits de la lentille de la section 2, qui montrent des granoclasses inverses. Dans presque tous les cas, on note que la granulométrie principale varie parallèlement avec l'épaisseur des lits. Les lits les plus épais ont habituellement une granulométrie principale grossière à moyenne, alors que les lits les plus minces ont une granulométrie principale plus fine (section 1A et 2, figure 20).

Les structures observées suggèrent un transport de suspension. Les structures de traction sont rares dans le Complexe de Cléricy. Nous avons cependant identifié de façon positive des laminations parallèles dans des tufs de la section 2 (mètre 51). Des structures d'érosions (fosses) comblées par des tufs, ont été observées aussi dans la section 2. Dans la section 1, la première lentille du faciès II a une extension latérale assez faible vers l'Ouest, et il est possible qu'il s'agisse d'un chenal.

CORRELATION DES ROCHES DU COMPLEXE

Le faciès II occupe environ 90% de la surface d'affleurement du Complexe de Cléricy. Les horizons du faciès II alternent avec ceux du faciès I. Les contacts entre les deux faciès sont nets ou graduels. Le contact entre le sommet d'un horizon du faciès II et la base du faciès I est net (section 1A, mètre 211) ou graduel (section 2, mètre 85). Par contre, le contact entre le sommet d'un horizon du faciès I et la base du faciès II, est toujours net. Le contact entre le sommet du faciès II et la base du faciès I (section 1B, mètre 0; section 2, mètre 111; section 3, mètre 150; section 4, mètre 85; ou encore, section 1B, mètre 130; section 3, mètre 320; section 4, mètre 370) coïncide toujours avec l'apparition ou la disparition brusque de phénocristaux de quartz et de plagioclase. Ces différentes proportions de phénocristaux ont été utilisées pour distinguer des épisodes volcaniques différents (de Rosen-Spence, 1975; Gorman, 1976). Ce critère de distinction propre à la pétrologie ignée n'est pas inconciliable avec les critères de distinction

lithologiques et structuraux sur le terrain. Nous avons ainsi utilisé les contacts décrits plus haut comme horizons-repères, et nous avons distingué trois unités principales (Figs. 19 et 20). L'unité A est aphanitique, l'unité B porphyrique et l'unité C aphanitique. Chaque unité est constituée à la base d'un horizon du faciès II qui passe graduellement à un horizon du faciès I au sommet. Les trois unités sont présentes au complet dans la section 1 (A, B et C). Dans les autres sections, il manque soit un horizon du faciès I (section 4, unité A), soit une unité complète (section 2, unité C). Dans les cas où l'horizon du faciès I était absent, nous avons utilisé les phénocristaux pour distinguer les unités.

Dans les horizons du faciès II, nous avons aussi utilisé pour fin de corrélation, le changement de la granulométrie moyenne des pyroclastites.

Les horizons du faciès I forment probablement de grands chenaux (Fig. 20), comme par exemple, le 2^{ième} horizon du faciès I de l'unité A des sections 1, 2 et 3. A l'intérieur des horizons, les chenaux observés ont une étendue latérale très limitée, même à l'échelle d'une section. Les lits sont habituellement amalgamés et les variations latérales sont généralement brusques. En plus des variations latérales de l'épaisseur, on observe des variations dans le tri et dans les structures primaires, surtout dans les horizons du faciès I. Par exemple, dans le faciès I de l'unité A, on voit que le tri (variation de la granulométrie) à l'intérieur de chaque lit, et d'un lit à l'autre, varie de la section 1 à la section 2. Dans la section 1, dans un même lit, on passe fréquemment de tuf à brèche ou vice-versa, alors que dans la section 2, dans un même lit, les pyroclastites restent dans la même classe granulométrique. D'autre part, l'épaisseur moyenne des lits est plus petite dans la section 2 que dans la section 1 (Fig. 20). Les tailles moyennes diminuent aussi d'Est en Ouest.

Enfin, à partir de la section 2 vers l'Ouest, on voit des laminations parallèles, absentes dans la section 1 plus à l'Est. On n'observe pas (dans les autres unités) de variations latérales évidentes autres que les variations d'épaisseur.

TRANSPORT ET ACCUMULATION DES PYROCLASTITES

La pétrographie en lame mince des volcanoclastites du Complexe de Cléricy a montré que la fragmentation est d'origine pyroclastique. De plus, la forme étirée et érosée des échantillons et des fragments de ponces (scories) qui parfois se moulent autour des phénocristaux, est une évidence que ces dépôts se sont mis en place en partie ou complètement à haute température (Ross et Smith, 1961), et ce, dans les deux faciès du complexe. Nous sommes donc en présence de tufs et de lapilli-tufs soudés.

La présence de coussins dans les andésites en-dessous et au-dessus de la séquence rhyolitique est une évidence que les dépôts se sont mis en place dans un milieu sub-aquatique.

MISE EN PLACE DU FACIÈS II

Les dépôts ressemblent beaucoup aux accumulations de débris, décrits par Fisher (1971), par leur épaisseur, leur tri pauvre, l'absence de structures internes et la présence de gros blocs. Ils ressemblent aux dépôts de "ash flow tuffs" décrits par Ross et Smith (1961).

Les langues de rhyolite massive et rubanée incluses dans les dépôts du faciès II sont habituellement plissées. Les plis doivent être pénécontemporains à la mise en place des pyroclastites car les langues sont trop compétentes pour avoir été plissées après consolidation. D'autre part, les volcanoclastites se moulent autour des langues, et leurs laminations ne sont jamais tronquées. Il est possible que les langues soient des injections de magma dans des volcanoclastites non consolidées. Les langues montrent des formes semblables à celles observées dans les glissements des dépôts sédimentaires; il est aussi possible qu'elles résultent de glissements de pyroclastites non consolidées. L'épanchement de masse peut être responsable des structures de déformation.

MISE EN PLACE DU FACIES I

Les dépôts de pyroclastites du faciès I sont organisés. Dans l'unité A (Fig. 20), nous avons observé une diminution de la granulométrie moyenne, qui se traduit par une augmentation du pourcentage de tufs de l'Est vers l'Ouest. L'épaisseur moyenne des lits diminue de l'Est vers l'Ouest, tout comme l'épaisseur totale de la lentille. Dans la plupart des strates, les structures primaires observées sont des granoclassements inverses, caractéristiques d'un transport par écoulement laminaire, comme les épanchements de type débris. Dans quelques strates, la présence de granoclassements normaux est un indice d'écoulement turbulent. D'ailleurs, dans la section 2, la présence de petits chenaux d'érosion et de laminations parallèles (structures de traction) sont caractéristiques d'écoulements turbulents.

CONCLUSION

Tout comme pour le Complexe de Don, la présence de coussins à la base et au sommet du Complexe de Cléricy suggère une accumulation des rhyolites en milieu marin. Ces laves coussinées sont très vésiculées, ce qui limite la profondeur de l'accumulation à moins de 500 m (McBirney, 1963).

Les volcanoclastites du complexe constituent près de la totalité de la séquence. La forme des fragments de verre (échardes, ponces) écrasée, étirée, parfois effilochée, ainsi que leur texture soudée, suggèrent que la fragmentation est d'origine pyroclastique et ce, dans les deux faciès rhyolitiques.

Il est possible que les dépôts résultent d'épanchements de débris ou de nuées ardentes. L'accumulation a dû s'effectuer à haute température (>500°C) pour permettre aux matériaux de se souder.

LE COMPLEXE DE GLENWOOD

INTRODUCTION

Le Complexe de Glenwood est situé au centre-sud de la ville de Rouyn (Fig. 1). La superficie étudiée est d'environ 2 km² (Fig. 29). L'assemblage rhyolitique est bordé au Nord-Est et au Sud-Est par des andésites dont les coussins indiquent une polarité vers le Nord.

La cartographie du Complexe de Glenwood que nous avons entreprise durant l'été 1977, n'est pas terminée et doit faire l'objet d'études plus approfondies l'été prochain (1978). Nous ne présenterons donc pas de carte détaillée et de sections du complexe. Le présent rapport se limitera à une description générale des roches afin d'en arriver à des conclusions générales.

DESCRIPTION DU COMPLEXE

Les roches du Complexe de Glenwood sont à 90% constituées de volcanoclastites stratifiées, de direction générale Est-Ouest avec pendage presque vertical. Les volcanoclastites furent interprétées comme des brèches de coulée (autoclastique) par Goodwin *et al.* (1972), Dimroth *et al.* (1972) et Côté (1975, comm. pers.).

La séquence de volcanoclastite fait environ 300 m d'épaisseur et elle est ininterrompue par de rares dykes et filons-couches de composition mafique et acide (Fig. 29). Les lits sont lenticulaires; ils ont des épaisseurs variant de 60 cm à 10 m, avec une épaisseur moyenne de 2 m. L'extension latérale des strates est limitée à 20 m, et elles sont fréquemment amalgamées, ce qui rend leur identification difficile. Dans la partie orientale du complexe, le contact inférieur des strates est habituellement érosif. Les volcanoclastites de Glenwood sont donc chenalisées.

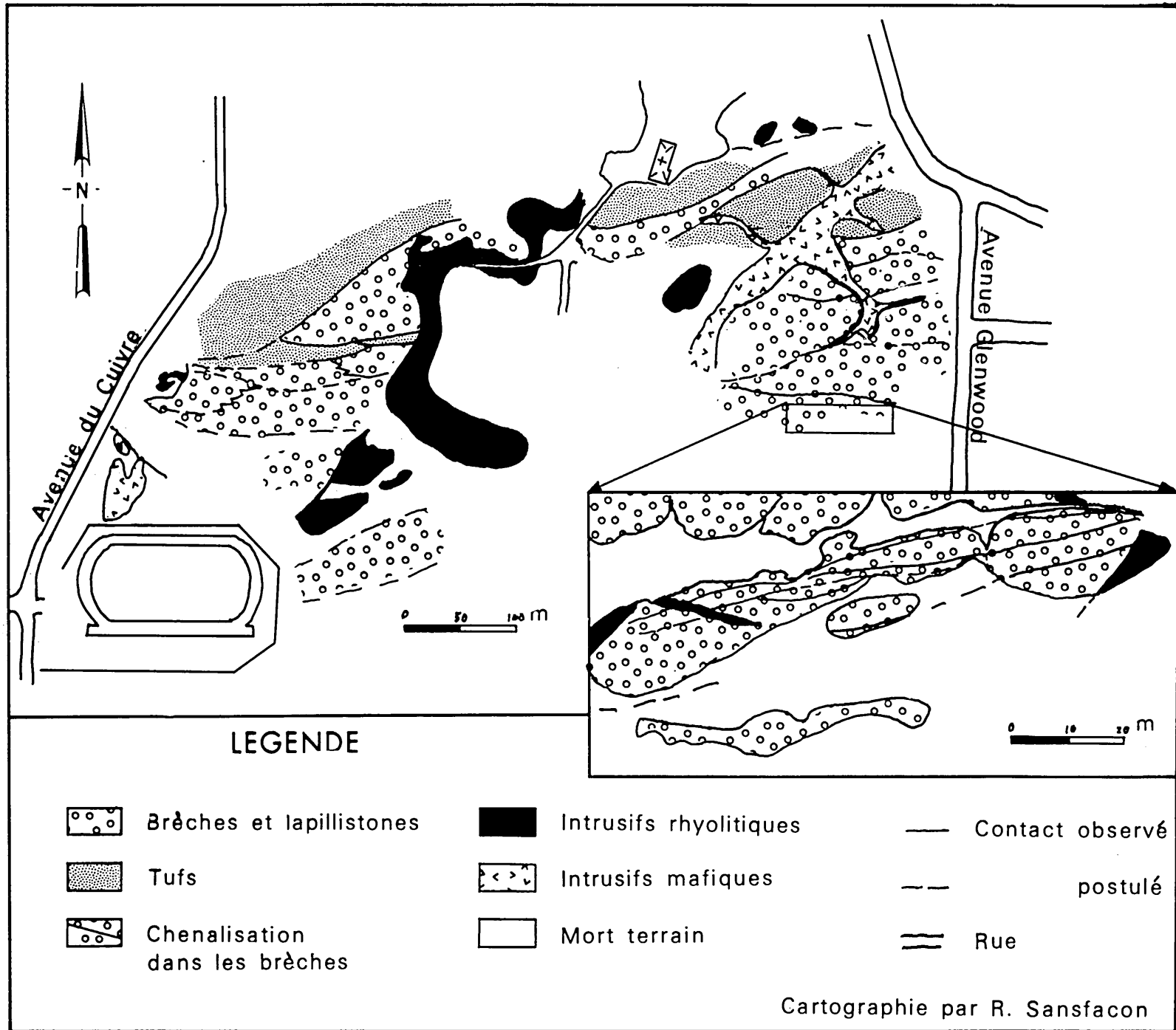


Figure 29. Carte du Complexe rhyolitique de Glenwood

Comme dans le Complexe de Don, il y a trois populations de fragments à Glenwood: une première, plus grossière que 64 mm, une seconde variant de 64 à 2 mm, et une troisième de taille inférieure à 2 mm. Les fragments grossiers sont les plus abondants. Ils sont composés de rhyolite massive de couleur blanche à rose et ont des sphéricités très diverses et sont généralement anguleux ou sub-arrondis. Le grand axe des fragments les moins sphériques est orienté dans le dépôt, parallèlement à la stratification. Dans certaines lames minces, on observe des ponces dans ces fragments. Les fragments flottent dans une matrice aphanitique de couleur gris-vert et de composition rhyolitique. La granulométrie générale diminue de la base au sommet de la section. Le sommet est caractérisé par un horizon de volcanoclastites fines dont les fragments sont soudés.

Dans le Complexe de Glenwood, 90% des strates dont la granulométrie est supérieure à 2 mm sont granoclassées, 60% normalement et 30% inversement. Le granoclassement affecte la distribution des tailles maximales et il est impossible de le vérifier dans la matrice. Les autres strates (10%) de granulométrie grossière ont un aspect massif.

Les volcanoclastites fines du sommet de la section montrent un rubanement parallèle à la direction générale des strates. Parfois, les rubans se recoupent à la façon de stratifications obliques, telles qu'on en observe dans les sédiments. Cette situation est analogue à celle décrite antérieurement dans le secteur oriental du Complexe de Don.

DISCUSSION DES RESULTATS

Aucune caractéristique des volcanoclastites de Glenwood ne favorise une origine autoclastique (hyaloclastique) ou épicyclastique pour la fragmentation. La soudure de la matrice des volcanoclastites suggère une accumulation à des températures supérieures à 500°C, ce qui supporte une origine pyroclastique pour la fragmentation. Cette hypothèse est renforcée par la présence des ponces observées dans quelques lames minces. Les volcanoclastites grossières sont donc des brèches, tandis que celles de granulométrie moyenne sont des lapillistones, et celles de granulométrie fine des tufs (Fisher, 1961, 1966).

Les blocs, lapilli et les cendres ont généralement été transportés en suspension turbulente comme l'indique la présence fréquente de granoclassements normaux, de lits amalgamés et de chenaux. Les rubans dans les tufs au sommet de la section sont interprétés comme des laminations résultant d'une traction. Les brèches qui montrent un granoclassement inverse ou qui ont un aspect massif ont probablement été transportées en suspension laminaire.

CONCLUSION

La distribution des structures syngénétiques et des granulométries indique que la répartition des faciès du Complexe de Glenwood est différente de celle observée dans les Complexes de Don et de Cléricy. Cependant, les caractéristiques fondamentales des volcanoclastites sont les mêmes et elles suggèrent que la fragmentation est d'origine pyroclastique et que le transport s'est fait par épanchements de densité. Aucun fait ne supporte à Glenwood une origine autoclastique ou épicyclastique pour la fragmentation. Les rhyolites massives qui pourraient être interprétées comme des épanchements de lave rhyolitique n'existent pas à Glenwood.

L'étude projetée pour l'été 1978 permettra de délimiter les faciès du Complexe de Glenwood et de préciser les relations qui peuvent exister entre ce complexe et ceux de Don et de Cléricy.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Les Complexes rhyolitiques de Don, de Cléricy et de Glenwood sont formés principalement de volcanoclastites avec des quantités mineures de rhyolites massive et rubanée.

Les caractéristiques des volcanoclastites indiquent que la fragmentation est d'origine pyroclastique et que les dépôts se sont formés à la suite d'épanchements de densité turbulents et laminaires.

Les rhyolites rubanées montrent des évidences qui suggèrent qu'il s'agit de tufs soudés par endroit, remobilisés lors de glissements. Les rhyolites massives observées dans les complexes sont d'origine intrusive.

Les caractéristiques des pyroclastites des complexes rhyolitiques de la région de Rouyn-Noranda sont semblables à celles des épanchements pyroclastiques modernes et anciens (Anderson et Flett, 1903; Lacroix, 1904; Putnam, 1938; Fiske et Matsuda, 1964; Fisher, 1964; Schmincke et Swanson, 1967; Macdonald, 1972; Yamada, 1973; Lajoie, 1977; Tassé *et al.*, 1978). Ces épanchements sont gouvernés par la gravité et sont donc chenalisés (Lacroix, 1904).

Il devient donc important lors de la prospection minérale de retracer les chenaux et de déterminer la position de la fraction la plus grossière, la plus perméable et donc la plus susceptible de contenir les glissements (Sangster, 1972). La seule façon de retracer les chenaux est par une étude détaillée des caractères sédimentologiques des dépôts.

REFERENCES

- ALLEN, J.R.L., 1968. On criteria for the continuance of flute marks and their implications. *Géologie en Mijnbouw*, 47, pp. 3-16.
- ANDERSON, T. et FLETT, J.S., 1903. Report on the eruption of the Soufrière in St-Vincent, and on a visit to Montagne Pelée, in Martinique, Pt. 1. *Phil. Trans. Roy. Soc. London, ser. A*, 200, pp. 353-553.
- BARAGAR, W.R.A., 1968. Major element geochemistry of the Noranda volcanic belt, Ontario-Québec. *Can. J. Earth Sci.*, 5, pp. 773-790.
- BLATT, H., MIDDLETON, G. et MURRAY, R., 1972. *Origin of Sedimentary Rocks*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.S. 634 p.
- BOIVIN, P., 1974. *Pétrographie, stratigraphie et structure de la ceinture de "schistes verts" de Noranda, dans les cantons de Hébecourt, de Duparquet et de Destor, Québec, Canada*. Thèse de doctorat, Université de Clermont, France.
- BOYD, R.F., 1961. Welded tuffs and flows in the Rhyolite Plateau of Yellowstone Park, Wyoming. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 72, pp. 387-426.
- CARMICHAEL, I.S.E., TURNER, F.J. et VERHOOGEN, J., 1974. *Igneous Petrology*, McGraw-Hill, 739 p.
- CHRISTIANSEN, R.L. et LIPMAN, P.W., 1966. Emplacement and thermal history of a rhyolite lava flow near Fortymile Canyon, Southern Nevada. *Geol. Soc. Am. Bull.* 77, pp. 671-684.
- CURTIS, G.H., 1955. Importance of Novarupta during eruption of Mt. Katmai, Alaska, in 1912: abstract. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 66, p. 1547.
- CURTIS, G.H. 1968. The stratigraphy of the ejecta from the 1912 eruption of Mount Katmai and Novarupta, Alaska. *Geol. Soc. Am. Mem.* 116, pp. 153-210.
- DE ROSEN-SPENCE, A.F., 1976. Stratigraphy, development and petrogenesis of the Central Noranda Volcanic Pile, Noranda, Québec. Thèse de doctorat, Université de Toronto, 166 p.
- 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 intérimaire 20491, 60p.
- DIMROTH, E., GELINAS, L., ROCHELEAU, M., PROVOST, G. et TASSE, N., 1975. Field Trip and Field Conference on the Volcanology and Sedimentology of Rouyn-Noranda Area, August 4-7, 1975. Guidebook. Publié sous les auspices du Bureau du géologue résident, Ministère des Richesses naturelles du Québec, C.P. 277, Rouyn, Québec, 76 p.
- DUGAS, J., 1959. Carte géologique du Quart NE du Canton de Dufresnoy. Ministère des Richesses naturelles, Québec.
- EWART, A., 1963. Petrology and petrogenesis of the Quaternary pumice ash in the Taupo area, New-Zealand. *J. Petrol.*, 4, pp. 392-431.

- FENNER, C.N., 1938. Contact relations between rhyolite and basalt on Gardiner River, Yellowstone Park. *Geol. Soc. Am. Bull.* 49, pp. 1441-1484.
- FENNER, C.N., 1944. Rhyolite - basalt complex on Gardiner River: a discussion. *Geol. Soc. Am. Bull.* 55, pp. 1081-1096.
- FISHER, R.V., 1961. Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.* 72, pp. 1409-1414.
- FISHER, R.V., 1964. Maximum size, median diameter and sorting of tephra. *J. Geophys. Res.*, 69, pp. 341-355.
- FISHER, R.V., 1966. Rocks composed of volcanic fragments and their classification. *Earth Sci. Rev.*, 1, pp. 287-298.
- FISHER, R.V., 1977. Subaqueous pyroclastic flow deposits: a review (Modified manuscript submitted for publication). Penrose Conference.
- FISKE, R.S., 1963. Subaqueous pyroclastic flows in the Okanapecosh Formation, Washington. *Geol. Soc. Am. Bull.* 74, pp. 391-406.
- FISKE, R.S. et MATSUDA, T., 1964. Submarine equivalents of ash flows in the Takiwa Formation, Japan. *Am. J. Sci.*, 262, pp. 76-106.
- FRANCES, E.H. et HOWELLS, M.F., 1973. Transgressive welded ash flow tuff among Ordovician sediments of North Eastern Snowdonia, North Wales. *J. Geol. Soc. London*, 129, pp. 621-641.
- GELINAS, L., BROOKS, C., PERRAULT, G., CARIGNAN, J., TRUDEL, P. et GRASSO, F. 1977. Chemo-stratigraphic divisions within the Abitibi volcanic belt, Rouyn-Noranda district, Québec. *Volcanic Regimes in Canada. Geol. Ass. Can., Spec. Paper 15*, pp. 265-295.
- GILMOUR, P., 1965. The origin of the massive sulphide mineralization in the Noranda District, North-Western Québec. *Proc. Geol. Ass. Can.*, 16, pp. 63-81.
- GOODWIN, A.M., 1977. Archean volcanism in Superior Province, Canadian Shield. Dans: Baragar, W.R.A., Coleman, L.C. et Hall, J.M., eds., *Volcanic Regimes in Canada. Geol. Ass. Can., Spec. Paper 16*, pp. 265-295.
- GOODWIN, A.M. et RIDLER, R.H., 1970. The Abitibi orogenic belt. Dans: Baer, A.J. ed., *Symposium on Basins and Geosynclines of the Canadian Shield. Geol. Surv. Can., Paper 70-40*, pp. 1-30.
- GOODWIN, A.M., RIDLER, R.H. et ANNELS, R.N., 1972. Volcanisme précambrien des régions de Noranda - Kirkland Lake - Timmins, Michipicoten et Mainmise Point, Province de Québec et d'Ontario. 24^e Cong. Géol. Int., *Livret-guide de l'excursion A40-C40*, 94 p.
- GORMAN, B.E., 1975. Petrography, chemistry, and mechanism of deposition of the Don rhyolites, Rouyn-Noranda, Québec. *Mémoire de maîtrise, Queen's University*, 203 p.
- HODGSON, C.J., 1960. Volcanic History of the Noranda Area. *Manuscrit et carte non publiés.*
- 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 J. Geol. Geogr.*, 35, pp. 223-238.

- LACROIX, A., 1904. La Montagne Pelée et ses éruptions. Masson et Cie, Paris, 622 p.
- MACDONALD, G.A., 1972. Volcanoes. Prentice-Hall, 510 p.
- McBIRNEY, A.R., 1963. Factors governing the nature of submarine volcanism. Bull. Volc., 26, pp. 455-469.
- MIDDLETON, G.V., 1967. Experiments on density and turbidity currents III. Can. J. Earth Sci., 4, pp. 475-505.
- MUTTI, E., 1965. Submarine flood tuffs (ignimbrites) associated with turbidites in Oligocene deposits of Rhodes Island (Greece). Sedimentology, 5, pp. 265-288.
- MUTTI, E. et RICCI-LUCCHI, F., 1972. Le torbiditi dell'Appennino settentrionale: Introduzione all'analisi di facies. Memorie Soc. Geol. Ital., 11, pp. 161-199.
- MUTTI, E., 1974. Examples of ancient deep-sea fan deposits from Circum-Mediterranean geosynclines. Soc. Econ. Pal. Min., Spec. Publ. 19, pp. 92-105.
- MUTTI, E. et RICCI-LUCCHI, F., 1974. La signification de certaines unités séquentielles dans les séries à turbidites. B.S.G.F., (7), XVI, pp. 577-582.
- PROVOST, G., 1978. La géologie du Complexe rhyolitique de Don. Thèse de maîtrise, Ecole Polytechnique de Montréal.
- PICHLER, H., 1965. Acid hyaloclastites. Bull. Volc., 28, pp. 293-310.
- PUTNAM, W.C., 1938. The Mono Craters, California. Geograph. Rev., 28, pp. 68-82.
- ROCHELEAU, M. et LAJOIE, J., 1974. Sedimentary structures in resedimented conglomerates of the Cambrian flysch, L'Islet, Québec Appalachians. J. Sed. Petrol., 44, pp. 826-836.
- ROSS, C.R. et SMITH, R.L., 1961. Ash-flow tuffs: their origin, geologic relations and identification. U.S.G.S., Prof. Paper 366.
- SAEMUNDSSON, K., 1972. Notes on the geology of the Torfajökull Central Volcano. Naturfrædingurinn, 42, pp. 91-99.
- SANGSTER, D.F., 1972. Precambrian volcanogenic massive sulphide deposits in Canada: a review. Geol. Surv. Can., Paper 72-22, 44 p.
- SAWKINS, F.J., 1976. Massive sulphide deposits in relation to geotectonics. Dans: Strong, D.F., ed., Metallogeny and Plate Tectonics. Geol. Ass. Can., Spec. Paper 14, pp. 221-240.
- SCHEIDEGGER, A.E. et POTTER, P.E., 1968. Textural studies of grading: volcanic ash falls. Sedimentology, 11, pp. 163-170.
- SHALABY, H., 1977. Analyse des structures géométriques et interprétation rhéologique d'un slump Cambrien dans le flysch de Saint-Jean-Port-Joli, Appalaches du Québec. Mémoire de maîtrise, Université de Montréal, 86 p.
- SMITH, R.L., FRIEDMANN, I. et LONG, W.D., 1958. Welded tuffs, experimental I (Abstract). Trans. Am. Geophys. Union, 34, pp. 532-533.
- SPARKS, R.S.J., 1976. Grain size variations in ignimbrites and implications for the transport of pyroclastic flows. Sedimentology 23, pp. 147-188.

SPENCE, C.D., 1967. The Noranda area. Can. Inst. Mining Metal., Centennial Field Exc. guidebook, pp. 33-69.

TASSE, N., 1976. Sédimentologie d'une bande de roches pyroclastiques archéennes de la région de Rouyn-Noranda, Québec. Mémoire de maîtrise, Université de Montréal, 82p.

TASSE, N., LAJOIE, J. et DIMROTH, E., 1978. The anatomy and interpretation of an archaean volcanoclastic sequence, Noranda region, Québec. Can. J. Earth Sci., 15, (mai 1978).

TRUDEL, P., 1978. Géologie de la zone volcanique de Cléricy. Thèse en préparation, Ecole Polytechnique de Montréal.

VAN DE WALLE, M., 1973. Rapport géologique du Quart SE du Canton de Dufresnoy. Ministère des Richesses Naturelles du Québec; Open File Manuscript.

WILCOX, R.E., 1944. Rhyolite - basalt complex on Gardiner River. Bull. Geol. Soc. London, 55, pp. 1047-1079.

WILSON, M.E., 1941. Noranda District, Québec. Geol. Surv. Can., Mem. 229, 162 p.

YAMADA, E., 1973. Subaqueous pumice flow deposits in the Onikabe Caldera, Miyagi Prefecture, Japan. J. Geol. Soc. Japan, 79, pp. 585-597.

