

# DPV 684

COMPLEXE RHYOLITIQUE DE DUPRAT (COMTE DE ROUYN-NORANDA) - RAPPORT PRELIMINAIRE

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 



**MINISTÈRE  
DES RICHESSES  
NATURELLES**

DIRECTION GÉNÉRALE  
DE LA RECHERCHE GÉOLOGIQUE  
ET MINÉRALE

**COMPLEXE RHYOLITIQUE  
DE  
DUPRAT**

**P. Verpaelst**

**RAPPORT PRÉLIMINAIRE**



MINISTERE DES RICHESSES NATURELLES  
DIRECTION GENERALE DE LA RECHERCHE GEOLOGIQUE ET MINERALE  
DIRECTION DE L'EXPLORATION

COMPLEXE RHYOLITIQUE

DE

DUPRAT

P. Verpaelst

Rapport préliminaire



## TABLE DES MATIERES

|                                                |    |
|------------------------------------------------|----|
| INTRODUCTION .....                             | 1  |
| GEOLOGIE REGIONALE .....                       | 1  |
| DESCRIPTION DU COMPLEXE .....                  | 3  |
| Secteur Ouest .....                            | 3  |
| Secteurs Centre et Est .....                   | 6  |
| Autres secteurs .....                          | 7  |
| CORRELATION DES ROCHES DU COMPLEXE .....       | 7  |
| ORIGINE DES RHYOLITES .....                    | 13 |
| Volcaniclastites .....                         | 13 |
| Rhyolite massive .....                         | 14 |
| Autres types de roche .....                    | 14 |
| TRANSPORT ET ACCUMULATION DES PYROCLASTITES .. | 15 |
| VOLCANISME .....                               | 16 |
| IMPLICATIONS ECONOMIQUES .....                 | 16 |
| CONCLUSION .....                               | 17 |
| BIBLIOGRAPHIE .....                            | 17 |

## FIGURES

|                                                                            |            |
|----------------------------------------------------------------------------|------------|
| 1 - Géologie de la région de Rouyn-Noranda ...                             | 2          |
| 2 - Carte géologique du complexe rhyolitique<br>de Duprat (1:10 000) ..... | hors-texte |
| 3 - Secteur Ouest du complexe de Duprat .....                              | "          |
| 4 - Secteur Centre du complexe de Duprat .....                             | "          |
| 5 - Secteur Est du complexe de Duprat .....                                | "          |
| 6 - Coupes stratigraphiques 1, 2, 3a, b .....                              | 8          |
| 7 - Coupes stratigraphiques 3c, 4, 5, 6 .....                              | 9          |
| 8 - Coupes stratigraphiques 7, 8, 9 .....                                  | 10         |
| 9 - Distribution des tailles dans les types 1,<br>2, 3 .....               | 11         |
| 10 - Variation des tailles dans la coupe 1 ....                            | 12         |
| 11 - Variation des épaisseurs dans la coupe 1 .                            | 12         |
| 12 - Variation des tailles dans la coupe 5 ....                            | 12         |
| 13 - Variation des épaisseurs dans la coupe 5 .                            | 12         |
| 14 - Diagramme de pourcentages cumulatifs .....                            | 13         |



## INTRODUCTION

A venir jusqu'à 1976, les complexes rhyolitiques de la région de Rouyn-Noranda avaient été interprétés comme étant le résultat de la mise en place de coulées de lave rhyolitique et des brèches de coulées associées (de Rosen-Spence, 1976; Dimroth *et al.*, 1975).

L'étude détaillée de l'un de ces complexes, le complexe de Don, et les comparaisons établies entre ces dépôts et des dépôts rhyolitiques récents ont amené un groupe de chercheurs de l'Université de Montréal et de l'Ecole Polytechnique de Montréal, dirigé par MM. L. Gélinas et J. La-joie, à proposer une nouvelle hypothèse sur la mise en place des rhyolites de la région de Rouyn-Noranda. Les études stratigraphiques et sédimentologiques effectuées dans ce complexe ont permis d'établir de façon certaine que ces dépôts sont composés en grande partie de matériaux pyroclastiques, produits par explosion volcanique et mis en place à chaud par des courants de densité laminaires ou turbulents dans des dépressions topographiques ou dans des chenaux (Gélinas *et al.*, 1978).

L'objet du présent rapport est l'étude d'un autre complexe de la région de Rouyn-Noranda, celui du Duprat (figure 1) qui fait suite à l'étude qui avait été entreprise sur les complexes de Don, de Clérycy et de Glenwood (Gélinas *et al.*, 1978).

## GEOLOGIE REGIONALE

Dans la région de Rouyn-Noranda, 53% des roches volcaniques ont une composition rhyolitique (de Rosen-Spence, 1976, tableau 4), ce qui fait de ce secteur un important centre de volcanisme felsique, dont le complexe de Duprat fait partie.

Situé dans le quart nord-ouest du canton de Duprat, au sud du lac Duparquet (figure 1), le complexe de Duprat s'étend dans le sud de la bande volcano-sédimentaire de l'Abitibi de la province structurale du Lac Supérieur du Bouclier canadien. Il affleure dans la partie inférieure du groupe de Blake River, groupe formé d'un empilement de roches volcaniques mafiques à felsiques d'une épaisseur de plus de 10 km et d'âge archéen (Baragar, 1968; Dimroth *et al.*, 1975).

La carte géologique régionale du quart nord-ouest du canton de Duprat a été dressée par Dugas (1957). Depuis, des travaux majeurs d'exploration ont été entrepris dans le complexe de Duprat par la compagnie Anaconda American Brass (1971, 1972) et par la compagnie Newmont Exploration of Canada. Une partie de la carte de base de cette dernière compagnie est montrée en figure 2.

Le complexe rhyolitique de Duprat fait partie d'un empilement volcanique formant un anticlinal déjeté vers le nord et plongeant vers l'est, faisant lui-même partie d'un synforme plus régional dont l'autre flanc s'allongerait vers le sud. La direction générale des strates sur les flancs de l'anticlinal est de 65 à 70° avec un pendage moyen de 75 à 80° vers le sud (figure 2).

Latéralement, la séquence varie considérablement dans l'anticlinal. Sur le flanc nord, on trouve, à la base, une rhyolite porphyrique quartzo-feldspathique recouverte par une andésite fragmentaire qui passe vers le sommet à une andésite massive. Le tout est recoupé par plusieurs dykes de diorite et d'andésite. Dans la charnière de l'anticlinal, la séquence débute, à la base, par une rhyolite quartzo-feldspathique porphyrique à laquelle se superpose une rhyolite feldspathique porphyrique; celle-ci est recouverte par une andésite fragmen-

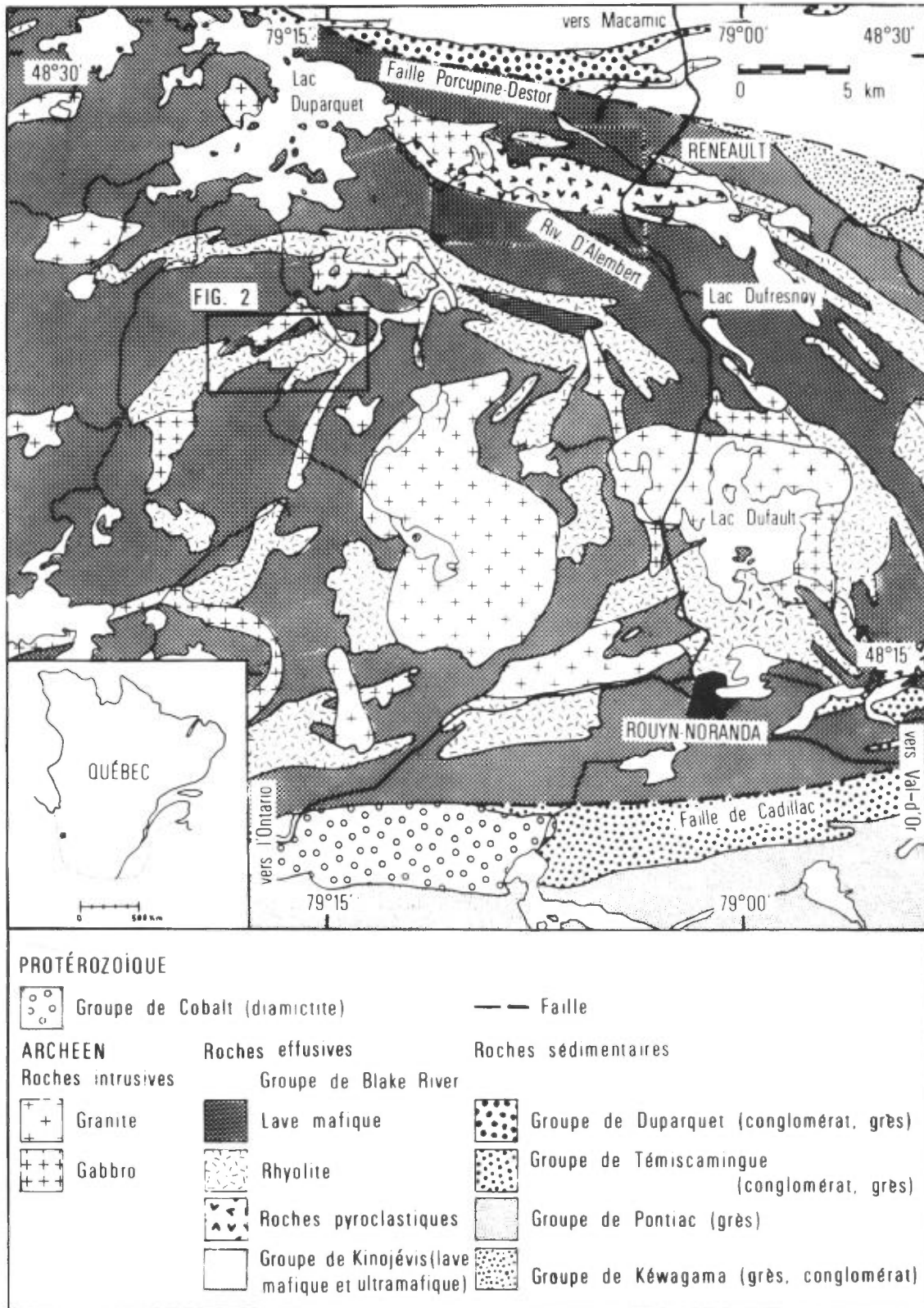


FIGURE 1 - Géologie de la région de Rouyn-Noranda. Modifiée d'après Boivin (1974) et Dimroth (1973).

taire dans laquelle on trouve des passées rhyolitiques (enclaves, dykes ?). Cette andésite est recouverte par un nouvel horizon de rhyolite quartzo-feldspathique porphyrique. Dans le flanc sud, ce deuxième horizon quartzo-feldspathique disparaît, et l'andésite est recouverte par du basalte (figure 2). En général, la rhyolite affleure de façon plus ou moins continue et en épaisseurs variables.

Une grande partie des roches du complexe a certainement été mise en place en milieu sub-aquatique, comme en témoignent les andésites en coussins. Ce milieu était probablement marin car on trouve plus d'un horizon d'exhalite au sommet des séquences rhyolitiques en contact avec les andésites qui s'y superposent.

Le métamorphisme va du faciès prehnite-pumpellyite jusqu'aux schistes verts, zone de la chlorite. La schistosité est très peu développée dans la rhyolite et l'andésite. Cependant, les directions du litage et l'orientation des fragments et du rubanement dans la rhyolite montrent que la structure est assez complexe en certains endroits; plusieurs failles mineures et majeures ont déplacé certains contacts.

Les travaux de Gélinas *et al.*, (1978) dans les complexes rhyolitiques de Don et de Cléricy ont confirmé l'hypothèse selon laquelle ces rhyolites sont formées en grande partie de matériel pyroclastique produit par explosion volcanique et mis en place à chaud par courants de densité dans des chenaux. Nous avons voulu appliquer les méthodes élaborées lors de ces travaux à l'étude du complexe de Duprat pour identifier les différents types de rhyolites et leurs faciès, et déterminer leurs modes de mise en place, tout en essayant d'établir une stratigraphie d'ensemble pour ce com-

plexe. Nous avons d'abord procédé à une cartographie à l'échelle de 1:5000 des horizons rhyolitiques. Puis nous avons recartographié, à 1:1000, certains sites se prêtant à définition détaillée des types, des faciès et des relations stratigraphiques. Enfin, nous avons mesuré neuf coupes stratigraphiques, dont la plus longue dépasse 400 m (figure 3).

## DESCRIPTION DU COMPLEXE

### SECTEUR OUEST

Nous avons d'abord et surtout étudié les horizons rhyolitiques du flanc nord de l'anticlinal, là où affleure la plus grande épaisseur de rhyolite, pour établir une stratigraphie de base (figures 2 et 3). Dans ce secteur, la séquence rhyolitique se divise en trois types lithologiques principaux (figure 3). Les types 1 et 3 sont constitués d'assemblages de volcanoclastites et de rhyolite massive. Le type 2 est constitué exclusivement de volcanoclastites. Toute la séquence est quartzo-feldspathique porphyrique. Nous allons d'abord décrire les caractéristiques respectives de chaque type et nous verrons plus loin comment l'étude granulométrique confirme cette distinction.

Le type 1 (figure 3) est constitué à plus de 90% de volcanoclastites polygéniques. On y trouve des fragments de rhyolite massive aphanitique, de rhyolite porphyrique, des fragments de composition intermédiaire (dacite ?) et des fragments vert sombre à relief négatif, parfois laminés. Les fragments de rhyolite massive aphanitique sont les plus abondants; ils sont sub-anguleux à sub-arrondis et souvent entourés d'une couronne de réaction (silicification), qui peut être la cause de l'arrondi. Ils sont gris-vert clair en surface

altérée, avec une texture granuleuse très fine. L'examen microscopique de ces fragments confirme leur composition rhyolitique. La roche a cristallisé en de fines lattes squelettiques de plagioclase, avec du quartz micro-à crypto-cristallin, un peu de chlorite et de séricite. Une telle texture ne peut résulter de la dévitrification d'un verre rhyolitique et, par conséquent, il s'agit probablement de fragments d'une rhyolite qui a cristallisé rapidement. Les fragments de composition intermédiaires, moins abondants, sont brun-beige et de même forme que les précédents. Ils montrent aussi la même texture que les précédents, quoiqu'ils contiennent un peu plus de chlorite. Les fragments vert sombre à relief négatif sont plus difficiles à distinguer et se confondent avec la matrice. Il s'agit d'amas de quartz, de plagioclase et de chlorite, micro-à crypto-cristallins, parfois vésiculés, parfois bourrés d'échardes déformées ou non. Ces fragments sont probablement des ponces et des fragments de volcanoclastites (tuf, tuf soudé). Les fragments de rhyolite porphyrique sont les moins abondants et ne montrent pas de texture particulière à part les phénocristaux de plagioclase et de quartz corrodé. Tous ces fragments constituent la fraction principale et sont de taille moyenne (2 à 64 mm). La mesure de la fraction grossière donne une moyenne d'environ 6 cm.

La matrice, de taille fine (< 2 mm), est constituée de quartz, de plagioclase, de chlorite, d'épidote et d'un peu de séricite, formant une pâte micro-à crypto-cristallins, avec des échardes plus ou moins déformées, parfois éparses, soudées en certains endroits. On y trouve aussi des cristaux brisés de quartz, souvent corrodé, et de feldspath.

Le trait le plus caractéristique du type 1 est la présence de lobes felsiques (?) amygdalaires, massifs, métriques à décamétriques, aux contours nets et sinueux. Ils peuvent contenir jusqu'à 5% de fragments brun-beige, aphanitiques, de taille moyenne (2 à 64 mm), et de même nature que ceux observés dans les volcanoclastites qui entourent les lobes. Les amygdales remplies d'épidote, de calcite et/ou de chlorite atteignent parfois 2 cm de longueur et comptent pour près de 10% de la roche dans certains lobes. En lame mince, on peut voir une mésostase constituée de quartz, de plagioclase, de chlorite et d'épidote micro-à crypto-cristallins. Le plagioclase a des formes squelettiques, avec centres remplis de chlorite. Cette roche ressemble beaucoup, tant par sa texture que par sa minéralogie, aux fragments de rhyolite aphanitique observés dans les volcanoclastites. Les fragments brun-beige, plus mafiques que la mésostase, sont constitués d'un enchevêtrement de lattes de plagioclase, de quartz, de chlorite et d'épidote, avec parfois de la calcite. La présence de cristaux squelettiques et d'amygdales dans la mésostase est une indication que ces lobes sont formés de magma vésiculé à l'origine. On trouve bien des fragments dans ces lobes mais les cristaux squelettiques n'auraient pu être conservés lors de l'éjection, de l'explosion et/ou de l'érosion qui auraient produit des lobes de matériel clastique.

Les volcanoclastites du type 1 ne sont pas organisées. Il est très difficile d'y définir des lits. Les variations verticales et latérales sont très rapides et les lits sont vraisemblablement amalgamés. Les fragments n'ont pas d'orientation particulière pouvant indiquer la direction des plans d'épanchement ou de sédimentation. On observe quelques fragments orientés parallèlement aux grands axes des lobes. En suppo-

sant qu'ils soient des intrusions sans racine visible, ces lobes devraient se comporter de la même façon que les masses de rhyolite massive observées dans le complexe de Don. Dans ce complexe, la mise en place des masses a été guidée par la stratigraphie (Gélinas *et al.*, 1978), et leur grand axe est généralement parallèle au litage. D'autre part, dans le type 1, des corrélations ont permis de reconnaître des horizons continus de même granulométrie dont la direction est parallèle aux lobes. Le type 1 n'a pas d'équivalents connus dans la région de Rouyn-Noranda.

Le type 2 est entièrement constitué de volcanoclastites à blocs anguleux. En affleurement, il est polyolithologique, avec fragments de rhyolite porphyrique (massive et laminée), fragments vert sombre et plages difformes vert sombre. La rhyolite massive est le constituant le plus important de la fraction grossière ( $\approx 60\%$ ). En lame mince, les fragments de cette rhyolite montrent une texture micro-à crypto-cristalline de quartz, de plagioclase, de chlorite et de très peu d'épidote. Cette texture s'observe souvent dans les rhyolites dévitrifiées plus récentes.

Les fragments de rhyolite laminée montrent la même texture que la rhyolite massive. Les fragments vert sombre sont des fragments de volcanoclastites constituées d'échardes à texture axiolitique, et de ponces aux vésicules étirées. Les plages vert sombre offrent un aspect particulier: elles sont essentiellement constituées de chlorite, de quartz et de feldspath. Elles présentent des contacts diffus avec la matrice et sont beaucoup plus riches en phénocristaux de plagioclase que la matrice. Ces plages, qui s'apparentent de près aux fragments à relief négatif observés dans le complexe de Don (Gélinas *et al.*, 1978), ont cependant une texture qui ne permet pas d'y identifier formellement des vésicules

ou des échardes.

La matrice est formée des mêmes constituants: quartz, plagioclase et chlorite micro-à crypto-cristallins; épidote, séricite, échardes et ponces; cristaux brisés de quartz et de plagioclase. On observe aussi beaucoup d'agrégats quartzo-plagioclastiques, atteignant parfois 2 mm de diamètre, qui rappellent des fragments de roche tonalitique.

La fraction principale du type 2 varie de fine ( $< 2$  mm) à grossière ( $> 64$  mm), selon le pourcentage de la fraction grossière (toujours présente), laquelle a une taille moyenne d'environ 20 cm.

La cartographie détaillée de ce type de rhyolite montre que les volcanoclastites sont organisées et qu'elles forment des lentilles et des lits marqués surtout par des changements de la granulométrie grossière et par la présence de structures primaires (figure 3). Le litage est rendu évident par les contacts entre les lits et par l'orientation préférentielle des fragments de taille grossière, parallèlement aux contacts.

Le passage du type 2 au type 3 est graduel. Les gros fragments anguleux disparaissent au profit de petits fragments laminés anguleux millimétriques à centimétriques et de lobes (ou masses) de rhyolite massive (figure 3). L'examen microscopique de ce type révèle l'uniformité de la composition et de la texture des fragments. On observe surtout des fragments de rhyolite massive porphyrique à pâte crypto-cristalline, souvent rubanée, avec une texture fluidale évidente. Parfois, on voit une alternance de petites bandes massives et de bandes à texture clastique de même composition. Les bandes massives se moulent

aux cristaux et vont jusqu'à se vésiculer et s'effiloche pour disparaître dans la matrice clastique. Ailleurs, les fragments sont anguleux mais conservent leur texture interne rubanée. Localement, on voit apparaître des fragments chloriteux, riches en phénocristaux de quartz et de plagioclase, sans texture particulière apparente. La taille de la fraction principale varie de moyenne à fine (< 64 mm) et la fraction grossière a une taille moyenne de 1.6 cm.

Le type 3 comporte des structures particulières. Plusieurs bandes centimétriques à décimétriques, interprétées comme des tufs, sont microplissées, surtout au sommet de la séquence. Ces microplis, très complexes, sont rares et leur extension latérale est limitée. Ils sont probablement syngénétiques. Les lobes de rhyolite massive, métriques à décimétriques, ont des contours parfois nets, parfois diffus, et s'effritent çà et là dans la matrice clastique. Ils sont souvent laminés en bordure et ne contiennent pas de fragments.

Le type 3 est le plus répandu dans le complexe de Duprat (figures 3, 4 et 5). Cependant, en certains endroits, les lobes présentent des dimensions beaucoup plus importantes (figure 5).

Le sommet de la séquence rhyolitique est coiffé par un horizon de tuf et de chert minéralisé en sulfures, généralement disséminés, mais localement massifs (petits niveaux centimétriques de pyrite, pyrrhotine et chalcoppyrite). Le tuf présente des structures primaires telles que laminations parallèles et obliques, granoclassements et microplis syngénétiques. Cet horizon se poursuit tout le long du contact entre la rhyolite du type 3 et l'andésite fragmentaire supérieure.

L'andésite fragmentaire présente un aspect très particulier. On y observe des lambeaux décimétriques à métriques, siliceux, amygdalaires, vraisemblablement rhyolitiques, à fine bordure silicifiée, dans une matrice andésitique nettement fragmentaire, avec mésostase qui est peut-être de la lave. Cette matrice contient des fragments de lambeaux ainsi que des fragments de roche mafique (andésitique) subanguleux, de taille moyenne (2 à 64 mm).

#### SECTEURS CENTRE ET EST

Ces secteurs ont été cartographiés en détail au 1: 1000 (figures 4 et 5). C'est le type 3 qui y prédomine. En plusieurs endroits, les contacts et les relations lithologiques sont obscurcis par le mort-terrain et la complexité des structures.

Dans le secteur Centre (figure 4), on peut difficilement définir la forme des masses à l'échelle de 1: 1000. Les contacts rhyolite massive-volcanoclastites sont généralement orientés E-W, parallèlement aux contacts rhyolite-andésite, quoique certaines masses aient un grand axe perpendiculaire à cette orientation générale. Les compagnies minières ont interprété l'andésite de ce secteur comme étant une coulée de lave, avec "brèche de coulée" à son sommet, et en ont déduit une polarité vers le sud pour la séquence. Comme, cependant, la brèche de coulée contient des fragments ou lambeaux siliceux, il faudrait alors considérer la possibilité d'un dyke ou sill d'andésite.

Dans le secteur Est (figure 5), les lobes ont des dimensions plus importantes que dans les autres secteurs. Plusieurs dépassent 30 m d'épaisseur et l'un d'eux a une longueur visible d'environ 240 m (figure 5).

Leurs contours ondulent mais leurs grands axes demeurent parallèles au contact avec l'andésite sous-jacente. Dans ce secteur, on voit aussi apparaître la rhyolite porphyrique feldspathique, immédiatement sous l'andésite. Les phénocristaux de quartz présents ont un diamètre inférieur à 0.5 mm. Cette rhyolite se présente sous formes massive et clastique. Un tuf laminé à phénocristaux de feldspath montre des figures de charge, qui donnent la polarité de la séquence (figure 5). Stratigraphiquement au-dessous de cette rhyolite, on retrouve une rhyolite quartzo-feldspathique porphyrique de type 3.

#### AUTRES SECTEURS

Les autres secteurs du complexe posent des problèmes pour une cartographie détaillée, à cause du manque de continuité entre les affleurements. Ainsi, la rhyolite de type 1 semble se prolonger dans une aire à l'ouest du secteur Ouest (figure 2) mais la structure semble incohérente. On y observe toutefois quelques lobes de rhyolite amygdalaire avec fragments de compositions intermédiaires, englobés par des volcanoclastites fines à moyennes (< 64 mm). L'étude microscopique de certains échantillons de ce secteur tend à confirmer la grande hétérogénéité de la lithologie. Nous avons même noté des textures d'écoulement (texture trachytique) autour de fragments dans des roches que nous avons cru être des volcanoclastites sur le terrain. On ne peut donc assurer la continuité latérale des séquences étudiées en détail vers le sud-ouest. On rencontre le même problème sur le flanc sud de l'anticlinal.

#### CORRELATION DES ROCHES DU COMPLEXE

La stratigraphie du complexe de Duprat est illustrée par neuf coupes, éta-

blies dans les secteurs où la présence et la qualité des affleurements le permettaient (figures 2, 3, 4, 6, 7 et 8). Les coupes 1 à 6 ont été mesurées dans le secteur Ouest, où se trouve la plus grande épaisseur stratigraphique continue.

Le secteur Ouest est partiellement déboisé et certains horizons-repères ont une extension latérale suffisante pour guider la stratigraphie. Le premier horizon-repère est le "contact" entre les roches de types 1 et 2. Ce contact n'est pas visible, mais les deux types sont assez différents lithologiquement pour être facilement distingués. Les deux types sont situés de part et d'autre d'un fossé de direction générale ESE. Il peut s'agir d'un contact discordant car l'attitude des structures et des strates est différente de part et d'autre du fossé (figure 3). Dans le type 1, les horizons et les structures ont une direction NNE, alors que le type 2 présente des strates et des chenaux de direction générale ENE. Il nous est présentement impossible de déterminer si le changement abrupt entre les deux types témoigne d'une discordance ou d'une faille.

Le deuxième horizon-repère correspond à une zone d'épaisseur variable (1 à 5 m) constituant un contact graduel entre les types 2 et 3. Les gros blocs anguleux caractéristiques du type 2 disparaissent vers le nord et font place à l'assemblage de rhyolite clastique et de lobes de rhyolite massive du type 3. Le troisième horizon-repère est le contact supérieur entre la séquence rhyolitique et l'andésite sus-jacente. Cet horizon, qui marque la fin des coupes stratigraphiques, correspond au tuf chertueux minéralisé en sulfures. Il est possible qu'il soit continu dans tout le complexe.

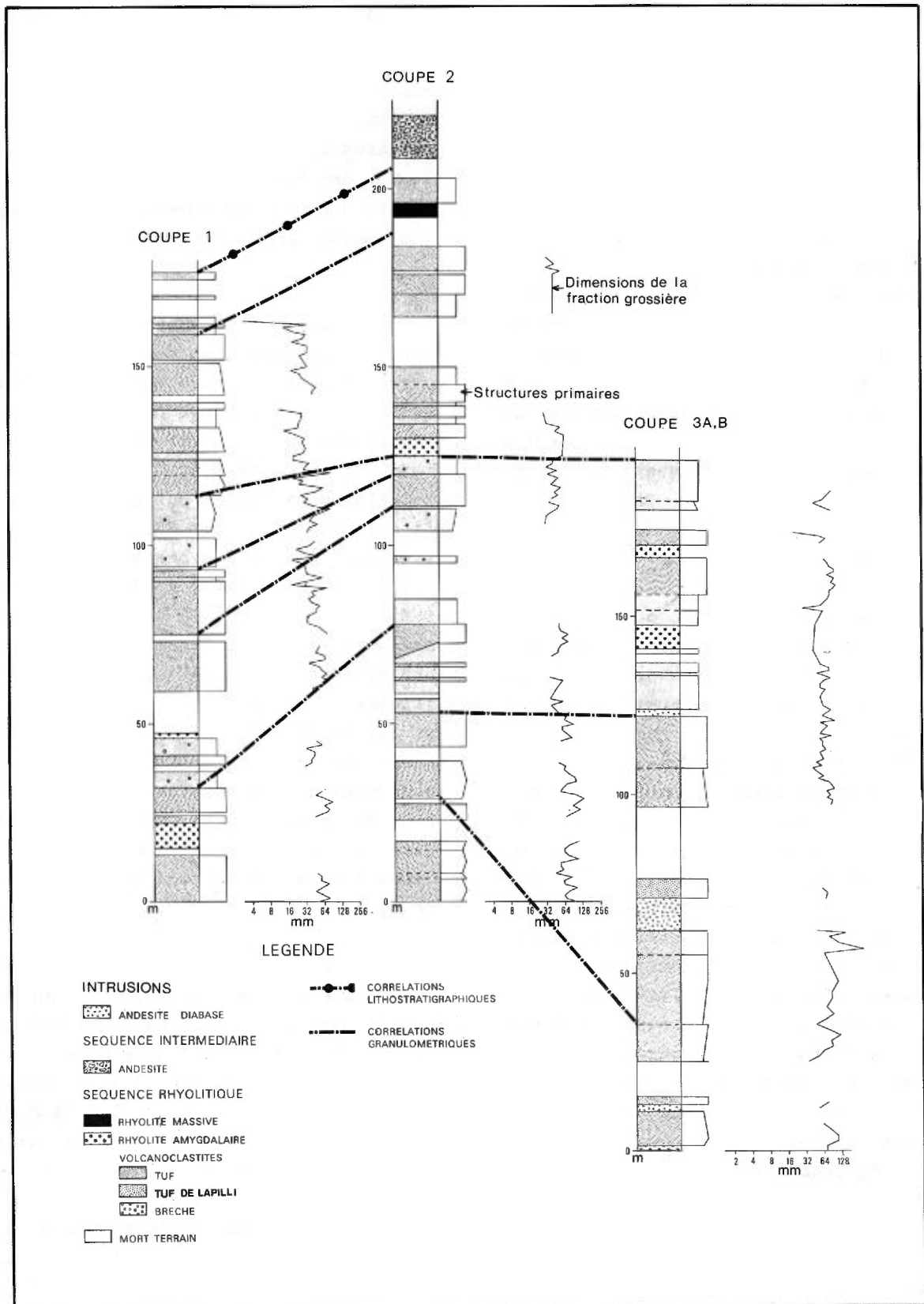
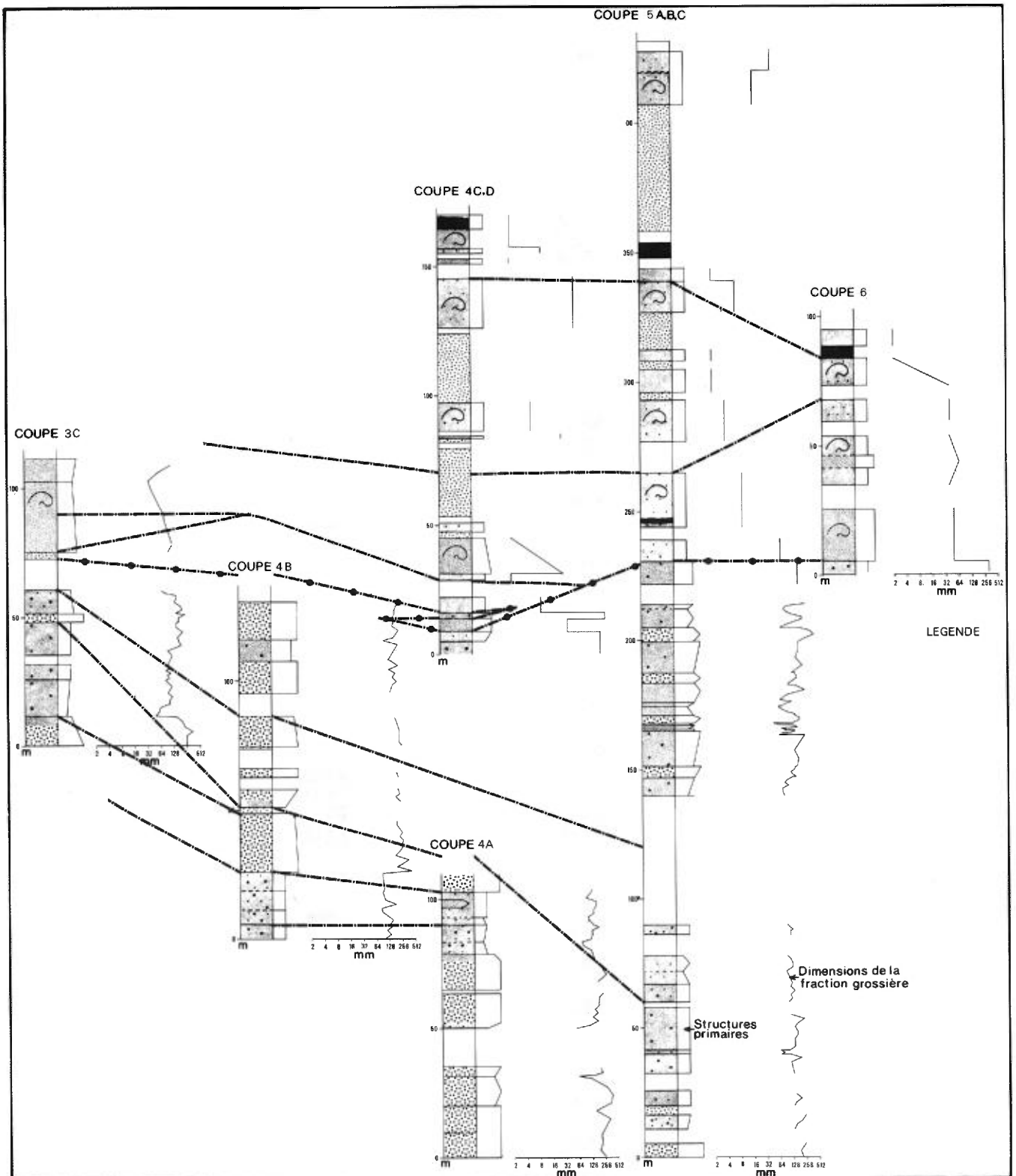
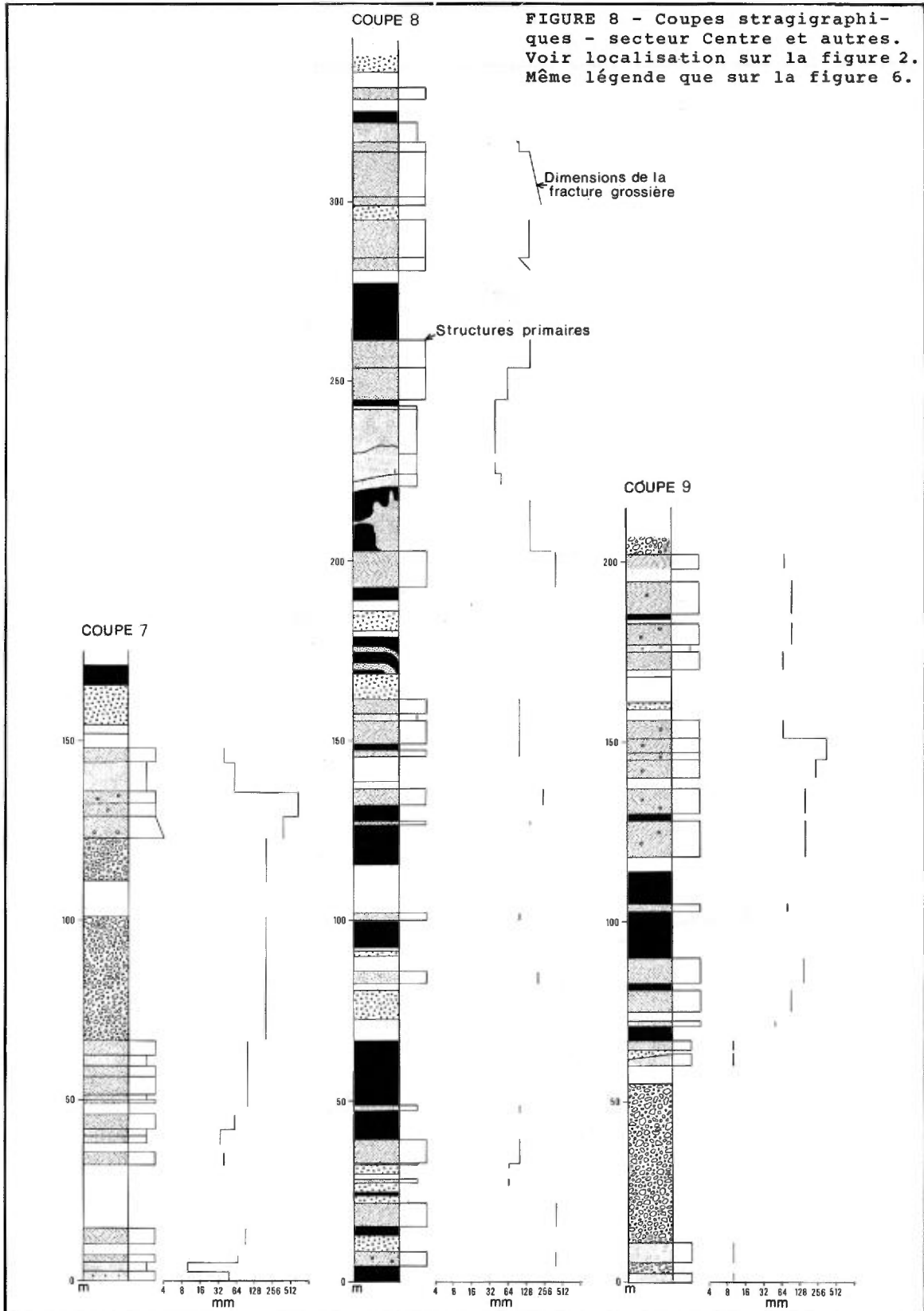


FIGURE 6 - Coupes stratigraphiques - secteur Ouest.  
Voir localisation sur figure 2.

FIGURE 7 - Coupes stratigraphiques - secteur Ouest. Voir localisation sur figure 2.





Les autres contacts ou horizons visibles sur le terrain n'ont pas une grande extension latérale. Nous avons donc dû recourir aux mesures granulométriques et à la pétrographie pour établir des corrélations à l'intérieur de chaque type. Pour la granulométrie, nous avons adopté la procédure des fragments grossiers, utilisée lors de l'étude des complexes de Don (Gélinas *et al.*, 1978) et de Dalember (Tassé *et al.*, 1978). Dans les dépôts clastiques accumulés par épanchement, c'est la granulométrie grossière qui décrit le mieux la compétence de l'épanchement (Allen, 1968; Rocheleau et Lajoie, 1974; Tassé *et al.*, 1978) et le type d'épanchement (dans le cas présent). Nous avons donc mesuré la taille des gros fragments pour faire ressortir les variations et les structures primaires dans les strates et ainsi caractériser les types d'épanchement.

La granulométrie confirme la division de la séquence du secteur Ouest en trois types principaux (figure 9). Les types 1 et 2 ont tous deux une distribution qui s'approche de la normale. La dispersion des tailles dans le type 1 est cependant plus grande; la valeur moyenne des grandes tailles y est cependant plus faible:  $\phi = -6.06 \pm 0.83$  en comparaison de  $-7.58 \pm 0.56$ . Le type 3 contraste nettement avec les deux autres, avec une valeur moyenne de  $\phi = -3.94$  et une dispersion plus grande ( $\sigma = \pm 2.19$ ), due probablement à une distribution multimodale des tailles.

Parallèlement à la mesure de la fraction grossière, nous avons mesuré l'épaisseur des strates. Sur les diagrammes des figures 10, 11, 12 et 13, on pourra vérifier que, lorsque l'épaisseur des strates augmente, la taille de la fraction principale dans ces strates augmente aussi. Dans certaines sé-

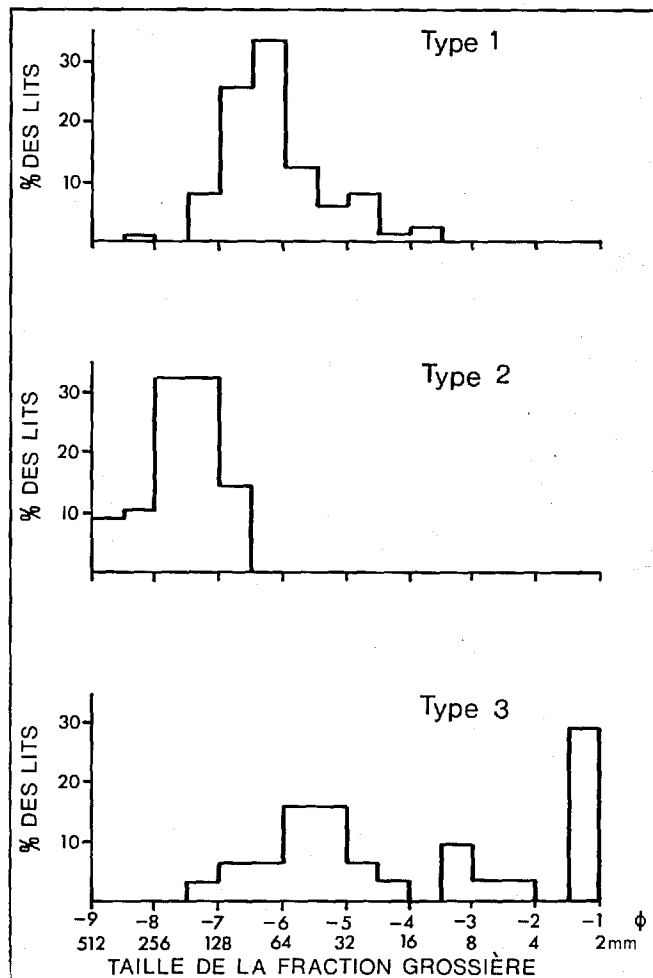


FIGURE 9 - Distribution des tailles dans les types 1, 2 et 3 du secteur Ouest.

quences, la granulométrie et l'épaisseur des strates diminue vers le sommet (figures 10 et 11; coupe 1). Ce comportement définit un *fining-thinning upward sequence*, caractéristique de remplissage de chenaux (Mutti et Ricci-Lucchi, 1972, 1974; Mutti, 1974). Dans d'autres séquences, la granulométrie et l'épaisseur des strates se comportent parallèlement mais ne diminuent pas nécessairement vers le sommet (figures 12 et 13).

Nous avons utilisé ces variations pour établir des corrélations entre les différentes coupes stratigraphiques. La pétro-

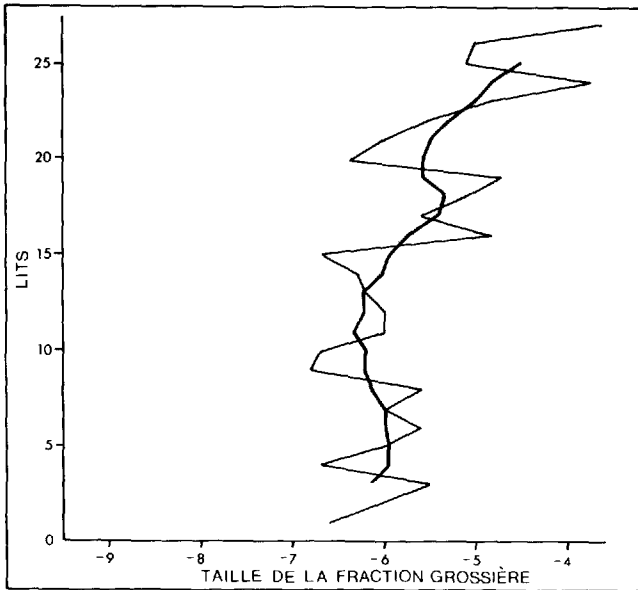


FIGURE 10 - Variations des tailles dans les lits de la coupe 1. Le gros trait représente la moyenne mobile de 5 lits.

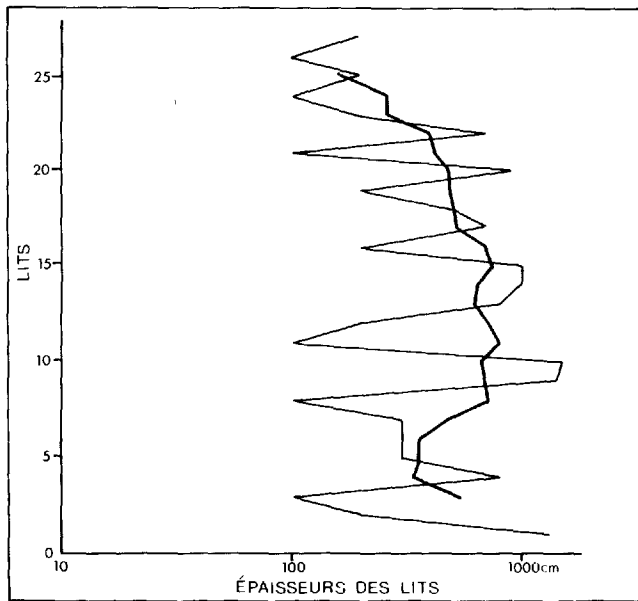


FIGURE 11 - Variation des épaisseurs dans les lits de la coupe 1.

graphie a aussi joué un rôle dans ces corrélations. Les différents horizons se distinguent par la présence ou l'absence de certains types de fragments, par la présence de textures à l'échelle microscopique et par les structures à l'échelle de l'affleurement.

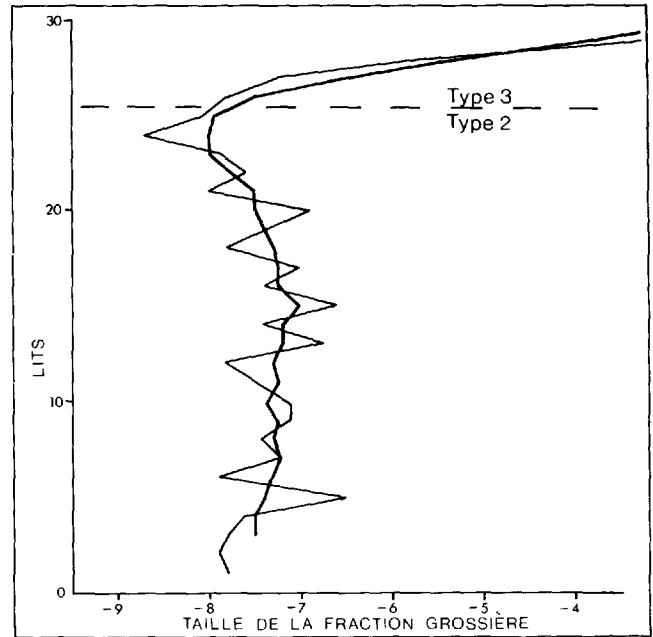


FIGURE 12 - Variation des tailles dans les lits de la coupe 5.

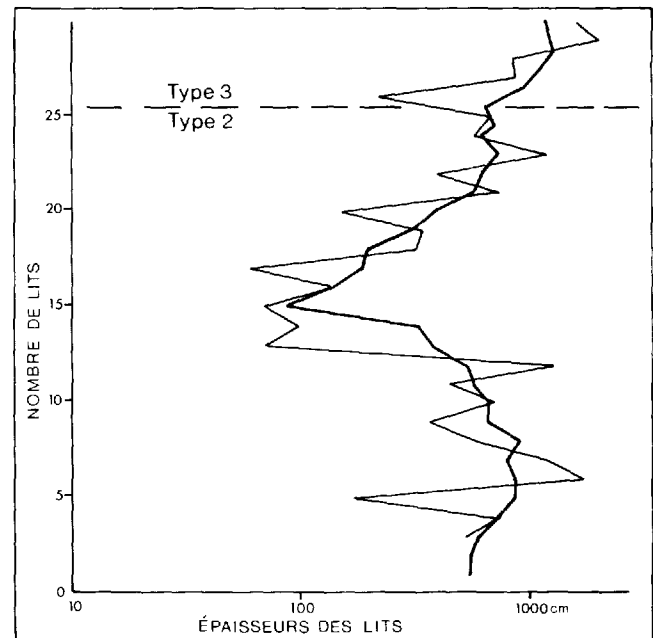


FIGURE 13 - Variation des épaisseurs dans les lits de la coupe 5.

Les résultats des corrélations sont données sur les coupes des figures 6 et 7.

Les structures primaires ont aidé à identifier des *lits* dans les coupes (fi-

gures 6, 7 et 8). Les corrélations effectuées sur les coupes ne montrent cependant pas les lentilles, pouvant être identifiées à des chenaux, que la cartographie détaillée met en évidence, notamment dans le type 2 (figure 3). On peut noter que leur extension latérale est assez limitée, ce qui les empêche d'être visibles dans les coupes.

Les figure 8 montre les coupes mesurées ailleurs dans le complexe. Il n'a pas été possible de corréler les différents horizons de ces coupes ni entre elles ni avec celles déjà discutées. Cependant, si on étudie la distribution des tailles sur un diagramme comme celui de la figure 14, on note, entre autres, que le patron de variation des tailles dans la coupe 9 du secteur Est ressemble beaucoup à celui du type 3 identifié dans le secteur Ouest. Dans la coupe 9, les tailles sont proportionnellement plus grandes. La corrélation est d'autant plus plausible qu'il s'agit du même

type 3 de rhyolite qu'on observe dans les deux secteurs.

## ORIGINE DES RHYOLITES

### VOLCANOCLASTITES

La présence de fragments de roche aphanitique, de ponces et d'échardes, de même que les indications de refroidissement rapide et de dévitrification, confirment la nature volcanique des roches du complexe, qui peuvent ainsi s'accommoder de la nomenclature de Fisher (1961, 1966). On pourra se familiariser avec cette nomenclature en se référant aux articles précités ou au rapport préliminaire de Gélinas *et al.* (1978).

Les roches du complexe ont subi une altération et/ou une recristallisation qui ont oblitéré les textures originelles en plusieurs endroits. Nous avons quand même noté, dans les trois types, des ponces, étirées ou non, des échardes, soudées ou non, des fragments anguleux de rhyolite massive avec des textures interne et externe fluidales, ainsi que des fragments de volcanoclastites. Ross et Smith (1963) assurent que la présence de ponces est un critère d'identification de la nature pyroclastique d'un dépôt. La soudure des échardes est une indication de la mise en place à chaud de matériaux clastiques volcaniques et constitue aussi un critère diagnostique pour différencier les pyroclastites des autres volcanoclastites. Enfin, la présence de stratification et de structures primaires dans ces dépôts écarte la possibilité que nous soyons en présence de brèches de coulées. Donc, la nature des fragments, leur organisation et leur mise en place à chaud suggère une fragmentation d'origine pyroclastique pour une grande partie des dépôts du complexe de Duprat. Nous utilise-

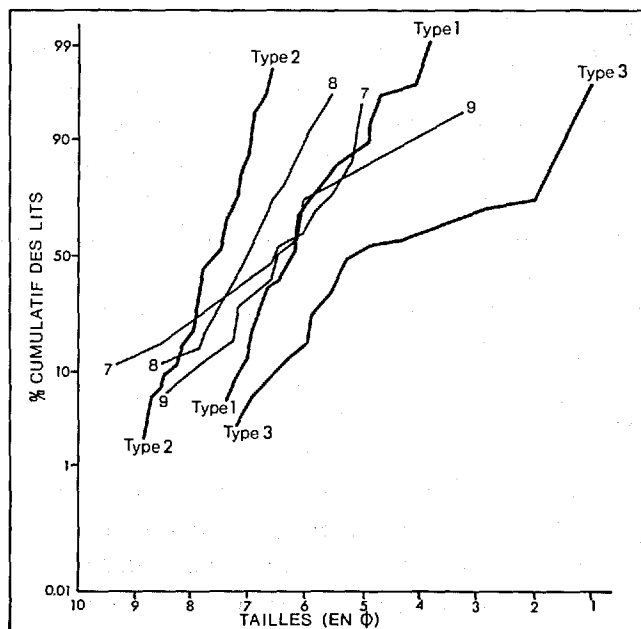


FIGURE 14 - Diagramme des pourcentages cumulatifs (ordonnée de probabilité versus taille de la fraction grossière). Comparaison entre les coupes 7, 8 et 9 et les types du secteurs Ouest.

rons donc les termes de *brèche* ( $d > 64$  mm), de *tuf à lapillis* ( $2 \text{ mm} < d < 64 \text{ mm}$ ) et de *tuf* ( $d < 2 \text{ mm}$ ) suggérés par Fisher (1961, 1966) pour les pyroclastites.

La stratification, la chenalisation et les structures primaires, telles le granoclassement, des dépôts sont autant de preuves que ces matériaux se sont mis en place par épanchement régi par gravité.

#### RHYOLITE MASSIVE

La rhyolite massive se rencontre dans les types 1 et 3 du complexe. Dans le premier, elle forme des lobes amygdalaires contenant des fragments (moins de 5%). La nature de ces lobes est ambiguë: l'étude microscopique révèle qu'il s'agit d'une roche ignée mais on ne sait pas pour autant si celle-ci est intrusive ou extrusive. Les fragments inclus dans ces lobes se retrouvent dans la matrice volcanoclastique. La déformation des lobes et leurs contacts avec les volcanoclastites suggèrent une mise en place contemporaine à celle des volcanoclastites. La stratification du type 1 est difficile à déterminer mais il semble bien que les lobes lui sont parallèles.

Les mêmes remarques s'appliquent aux lobes de rhyolite massive du type 3 (figure 3), dont les grands axes, pour la plupart, sont parallèles aux horizons - repères à la base et au sommet du type, à l'exception des masses à l'est du secteur Ouest, à la base du type 3, qui recoupent la stratification. Mais, encore là, le matériel clastique environnant suit les contours des lobes.

Il est intéressant de remarquer que la rhyolite massive est absente dans le type 2. Il s'agit d'une objection sérieuse à la thèse intrusive proposée pour ces mas-

ses. Ce fait a déjà été noté dans l'étude du complexe rhyolitique de Cléricky (Gélinas *et al.*, 1978).

Schmincke et Swanson (1967), qui ont décrit de telles roches aux Iles Canaries, suggèrent que les lobes sont des lambeaux de magma partiellement vésiculé, éjectés simultanément au matériel ponceux dans une coulée pyroclastique, et que leurs formes ondulantes et bordures crénelées sont dues au fait que les lambeaux étaient encore plastiques au cours du mouvement. C'est cette interprétation que nous acceptons pour l'instant.

Dans le secteur Est (figure 5), les lobes de rhyolite massive sont, par endroits, visibles sur des longueurs atteignant 200 m et des épaisseurs de près de 50 m. Nous pouvons nous demander si de telles épaisseurs permettent à la rhyolite de couler comme une lave. Comme on n'observe pas de contact graduel avec les volcanoclastites - ce qui serait le cas d'une coulée passant à une brèche - il peut donc s'agir d'intrusions guidées par la stratigraphie car elles sont parallèles au contact inférieur entre la rhyolite et l'andésite. Cette hypothèse est à considérer sérieusement car on trouve, dans l'andésite sous-jacente, une masse rhyolitique qui pourrait bien être un dyke nourricier menant à l'horizon rhyolitique.

#### AUTRES TYPES DE ROCHES

L'hétérogénéité de la zone à l'ouest du secteur Ouest (figure 2) nous empêche de formuler une hypothèse définitive sur la nature de ces roches. Les lames minces révèlent une rhyolite massive, très peu amygdalaire, avec quelques fragments de composition intermédiaire, semblable à celle des lobes du type 1. Elles révèlent aussi

une texture trachytique dans la matrice qui entoure les lobes, matrice qui semblait clastique sur le terrain. En effet, des cristaux squelettiques de plagioclase s'orientent autour des fragments felsiques à intermédiaires. On pourrait donc être en présence de coulées et de brèches de coulées. Il reste à vérifier la chimie de ces roches pour déterminer s'il s'agit bien de rhyolite. La rhyolite a une viscosité très élevée et seule une coulée magmatique d'une épaisseur importante peut permettre un épanchement. Nous pourrions aussi être en présence de deux phases coexistantes, l'une rhyolitique et massive, l'autre intermédiaire et montrant des stades allant de massif à clastique.

#### TRANSPORT ET ACCUMULATION DES PYROCLASTITES

Tel que mentionné plus haut nous avons utilisé les variations de tailles dans les strates pour effectuer des corrélations. Une étude plus détaillée de la granulométrie mettra en évidence les structures primaires et nous permettra de déterminer le mode de transport et le type d'accumulation de ces matériaux.

Chaque type a une distribution caractéristique des tailles. Le type 1 montre une distribution essentiellement unimodale, de même que le type 2. Dans ces deux types, on note les mêmes genres de structure. Dans le complexe de Don, on a pu distinguer différents modes granulométriques auxquels correspondent différents types de structures et différentes épaisseurs (Gélinas *et al.*, 1978). Ainsi, les strates de mode grossier sont plus épaisses et montrent essentiellement des structures de suspension, alors que les strates de mode fin ont des épaisseurs moindres et exhibent des structures de fraction. Dans le complexe de Duprat, chacun des types 1 et 2 montre un

seul mode, dans lequel les strates à granulométrie grossière sont plus épaisses que les strates à granulométrie moins grossière. Toutes les strates sont caractérisées uniquement par des structures de suspension (granoclassements) ou par l'absence de structures (figures 6 et 7).

Dans le type 3, la distribution des tailles et des épaisseurs semble chaotique et complètement désorganisée. La plupart des horizons sont massifs et les seules structures internes présentes sont des microplis syngénétiques qu'on trouve en quelques endroits près du sommet de la séquence rhyolitique.

Les seuls horizons où nous avons pu identifier des structures de traction (laminations parallèles et obliques, structures entrecroisées, etc.) sont les horizons de tuf au contact entre la rhyolite et l'andésite (secteur Ouest) et au contact entre la rhyolite quartzo-feldspathique et la rhyolite feldspathique (secteur Est). Ces tufs ont une extension latérale considérable mais leur épaisseur ne dépasse pas 50 cm. Il s'agit donc surtout de matériaux pyroclastiques produits par explosion et/ou effondrement d'un ou plusieurs appareils volcaniques et mis en place dans des chenaux. La stratification, l'absence de structures de traction, la présence de structures de suspension et l'aspect massif de certaines strates indiquent une mise en place par mouvements de masse régis par la gravité. Ces mouvements se sont faits de façon laminaire dans le cas des dépôts massifs et des dépôts montrant des granoclassements inverses. Les strates normalement granoclassées se sont mises en place par courant turbulent. Dans tous les cas, la densité des coulées était certainement très élevée puisque les structures de traction sont absentes.

## VOLCANISME

Les types 1 et 2 sont séparés par une faille ou une discordance angulaire. Comme ils diffèrent beaucoup par leur composition et leurs structures, ils doivent donc appartenir à deux épisodes distincts de volcanisme. Le type 1, issu d'un premier épisode, montre une diminution systématique dans la taille des fragments et l'épaisseur des strates (figures 10 et 11). Le type 2, issu d'un deuxième épisode, montre tendances divergentes pour les épaisseurs et les tailles (figures 12 et 13). Dans une première partie, en partant de la base, une série d'événements définit une séquence positive double (*fining-thinning upward sequence*); dans une deuxième partie, la séquence s'inverse graduellement vers le sommet. Ceci peut s'expliquer par le remplissage d'un chenal dans un premier temps, puis par une progradation reliée directement à des variations de l'intensité du volcanisme explosif.

Le contact entre les types 2 et 3 est transitionnel. Il faut cependant noter que les variations de tailles et d'épaisseurs sont beaucoup plus grandes dans le second. Nous assistons probablement à un changement dans le genre d'éruption au cours d'un même épisode volcanique. Le genre d'éruption qui a donné les dépôts du type 3 est celui qui prédomine dans tout le complexe.

Dans le secteur Ouest, il n'y a pas assez de variations entre les coupes pour distinguer un faciès proximal ou un faciès distal. Dans l'ensemble du secteur, l'absence d'horizons organisés, l'épaisseur des strates et l'absence générale de structures pointent à un faciès proximal. Le type 3 est un bon exemple de dépôts proximaux où les variations de tailles et

d'épaisseurs ne sont pas systématiques. L'empilement refléterait l'intensité et le type de volcanisme bien plus que le faciès.

L'impossibilité de corrélérer les différents secteurs entre eux peut être l'indication d'un appareil volcanique complexe à plusieurs cheminées. Ceci pourrait expliquer les affleurements isolés du complexe. Chaque secteur pourrait correspondre à un centre volcanique.

## IMPLICATIONS ECONOMIQUES

La relation entre la rhyolite et les gisements de cuivre et zinc a été reconnue depuis longtemps en Abitibi, tout comme ailleurs dans le monde (au Japon, par exemple). Dans le complexe de Duprat, la minéralisation en sulfures massifs est associée à des horizons de tuf chertueux qui coiffent toute la séquence rhyolitique au contact avec l'andésite. Cette minéralisation, quoique non exploitable, est un indice certain d'une activité fumerollienne pour le transport des métaux de base, lesquels ont probablement précipité au contact avec l'eau de mer. Les fluides hydrothermaux qui ont traversé l'empilement volcanique sont sensibles à la nature des matériaux constituant cet empilement puisque leur circulation est d'autant plus libre que les volcanoclastites sont grossières et de perméabilité élevée.

L'étude détaillée du complexe de Duprat a permis de délimiter des horizons, chenaux ou strates à granulométrie grossière qui auraient pu servir de "tuyauterie" à ces fluides. Ces canaux n'ont peut-être pas une importance économique mais leur étude détaillée pourrait mener à des zones exploitables, où la minéralisation aura été favorisée non seulement par la porosité de la roche-hôte mais aussi par la pré-

sence de pièges stratigraphiques et structuraux.

Pour évaluer l'importance des horizons à granulométrie grossière comme canaux pour les fluides hydrothermaux, il faudra procéder à un échantillage géochimique détaillée de ces horizons. Les zones ayant servi de canalisation devraient être plus altérées et plus riches en métaux de base que les zones de moindre perméabilité.

### CONCLUSION

Le complexe rhyolitique de Duprat est constitué en grande partie de dépôts de matériel pyroclastique produit par explosion et/ou effondrement d'un appareil volcanique, mis en place à chaud par mouvements de masse laminaires ou turbulents dans des dépressions topographiques ou chenaux. Il ressemble en cela aux autres complexes de la région de Rouyn-Noranda.

L'étude stratigraphique montre que le complexe est probablement constitué de dépôts de faciès proximal, issus de plusieurs cheminées. Chaque cheminée a produit un petit édifice de matériel pyroclastique, relié aux autres édifices par la seule activité volcanique explosive qui a donné des tufs et qui marque la fin d'un épisode. Cette fin d'épisode est caractérisée par une activité fumerollienne qui a produit la minéralisation en sulfures. Le volcanisme felsique a été suivi d'un volcanisme andésitique. Le secteur Est a cependant été témoin d'un deuxième cycle de volcanisme felsique, postérieur au volcanisme andésitique.

L'étude stratigraphique du complexe a permis de délimiter des horizons ayant pu servir de canaux aux fluides hydrothermaux qui ont fourni la minéralisation en soufre. Une étude géochimique détaillée pour-

ra infirmer ou confirmer l'utilité de ces horizons comme indicateurs de minéralisation dans les complexes rhyolitiques.

### BIBLIOGRAPHIE

- ALLEN, J.R.L.  
1968 - *On criteria for the continuance of flute marks and their implications.* Géologie en Mijnbouw; 47, pages 3-16.
- ANACONDA AMERICAN BRASS LIMITED  
1971 - *Travaux statutaires dans le quart nord-ouest du canton de Duprat.* Ministère des Richesses naturelles du Québec; GM-26697.
- 1972 - *Travaux statutaires dans le quart nord-ouest du canton de Duprat.* Ministère des Richesses naturelles du Québec; GM-27614.
- BARAGAR, W.R.A.  
1968 - *Major element geochemistry of the Noranda volcanic belt, Ontario-Québec.* Journal canadien des Sciences de la Terre; volume 5, pages 773-790.
- 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 pages.
- DIMROTH, E. - GELINAS, L. - ROCHELEAU, M. - PROVOST, G. - TASSE, N.  
1975 - *Field trip and field conference on the volcanology and sedimentology of Rouyn-Noranda Area* - Livret-guide préparé par le ministère des Richesses naturelles du Québec, pour une excursion dans la région de Rouyn-Noranda entre les 4 et 7 août 1976; 75 pages.
- DUGAS, J.  
1957 - *Carte géologique du quart nord-ouest du canton de Duprat.* Ministère des Richesses naturelles du Québec. 1:12 000
- FISHER, R.V.  
1961 - *Proposed classification of volcaniclastic sediments and rocks.* Bulletin Geological Society of America; volume 72, pages 1409-1414.
- FISHER, R.V.  
1966 - *Rocks composed of volcanic fragments and their classification.* Earth Science Review; volume 1, pages 287-298.

- GELINAS, L. - LAJOIE, J. - BOUCHARD, M. -  
SIMARD, A. - VERPEALST, P. - SANSFACON, R.  
1978 - *Les complexes rhyolitiques de la région de Rouyn-Noranda*. Ministère des Richesses naturelles du Québec; DPV-583, 49 pages.
- MUTTI, E. - RICCI-LUCCHI, F.  
1972 - *Le torbediti dell'Appennino settentrionale: Introduzione all'analisi di facies*. Memoire de la Societa Geologica Italiana; volume 11, pages 161-169.
- MUTTI, E.  
1974 - *Examples of ancient deep-sea fan deposits from circum-Mediterranean geosynclines*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists; publication spéciale 19; pages 92-105.
- MUTTI, E. - RICCI-LUCCHI, F.  
1974 - *La signification de certaines unités séquentielles dans les séries à turbidites*. Bulletin de la Société géologique de France; 7, XVI, pages 577-582.
- ROCHELEAU, M. - LAJOIE, J.  
1974 - *Sedimentary structures in resedimented conglomerates of the Cambrian flysch, L'Islet, Quebec Appalachians*. Journal of Sedimentary Petrology; 44, pages 826-836.
- ROSS, C.R. - SMITH, R.L.  
1961- *Ash-Flow tuffs: their origin, geologic relations and identification*. United States Geological Survey; Professional Paper 366.
- SCHMINCKE, H.V. - SWANSON, D.A.  
1967- *Laminar viscous flowage structures in ash-flow tuffs from Gran Canaria, Canary Islands*. Journal of Geology; volume 75, numéro 6, pages 641-664.
- TASSE, N. - LAJOIE, J. - DIMROTH, E.  
1968- *The anatomy and interpretation of an Archean volcanoclastic sequence, Noranda region, Quebec*. Journal canadien des Sciences de la Terre; volume 15, pages 874-888.

