

UNIVERSITE DU QUEBEC A CHICOUTIMI

CONTEXTE GEOLOGIQUE REGIONAL DU  
GISEMENT AURIFERE DE CHIBEX  
CHIBOUGAMAU, QUEBEC.



PAR

CLAUDE HEBERT

DEPARTEMENT DES SCIENCES APPLIQUEES

MEMOIRE PRESENTE EN VUE DE L'OBTENTION DE  
MAITRE ES SCIENCES APPLIQUEES (M.Sc.A.)  
(SCIENCES DE LA TERRE)

DECEMBRE 1973



**Cégep** de l'Abitibi-Témiscamingue  
**Université** du Québec en Abitibi-Témiscamingue

### **Mise en garde**

La bibliothèque du Cégep de l'Abitibi-Témiscamingue et de l'Université du Québec en Abitibi-Témiscamingue a obtenu l'autorisation de l'auteur de ce document afin de diffuser, dans un but non lucratif, une copie de son œuvre dans Depositum, site d'archives numériques, gratuit et accessible à tous.

L'auteur conserve néanmoins ses droits de propriété intellectuelle, dont son droit d'auteur, sur cette œuvre. Il est donc interdit de reproduire ou de publier en totalité ou en partie ce document sans l'autorisation de l'auteur.

# TABLE DES MATIERES

	Pages
AVANT-PROPOS.....	x
REMERCIEMENTS.....	xi
INTRODUCTION.....	1

## Chapitre

### 1. GEOLOGIE GENERALE

1.1 Groupes de roches.....	5
1.2 Métamorphismes et structures.....	6
1.3 Remarques.....	6

### 2. STRATIGRAPHIE

2.1 Section 1.....	9
2.1.1 Méta-(basaltes et/ou andésites), faciès des amphibolites (lc <sub>1</sub> ).....	9
2.1.2 Tuf mafique (ld <sub>1</sub> ).....	11
2.1.3 Tuf à grains moyens (ld <sub>1</sub> ).....	11
2.1.4 Tuf à blocs (ld <sub>2</sub> ).....	11
2.1.5 Méta-(basaltes et/ou andésites) (lc <sub>1</sub> ).....	12
2.2 Section 2.....	12
2.2.1 Tuf mafique (ld <sub>1</sub> ), faciès des amphibolites.....	12

2.2.2	Méta-(basaltes et andésites) porphyriques contenant environ 1% de phénocristaux d'albite, tufs et gabbros associés (1a).....	14
2.2.3	Méta-(basaltes et andésites) porphyriques contenant environ 10% de phénocristaux d'albite, tufs et gabbros associés (1b).....	15
2.2.4	Méta-(basaltes et andésites) porphyriques contenant environ 1% de phénocristaux d'albite, tufs et gabbros associés (1a).....	15
2.2.5	Méta-(basaltes et andésites), tufs et gabbros associés (ayant des unités carbonatisées) (1c <sub>2</sub> ).....	16
2.2.6	Shale graphitique (2a) et tufs à blocs (2b).....	17
2.2.7	Roches sédimentaires (3) et gneiss rubannés à biotite (6a).....	18
2.2.8	Discussion.....	18

### 3. DESCRIPTION MEGASCOPIQUE ET MICROSCOPIQUE DES ROCHES

3.1	Tufs.....	23
3.1.1	Tufs lités à grains fins.....	23
3.1.2	Tufs à grains moyens.....	24
3.1.3	Tufs à cristaux.....	24
3.1.4	Tufs à blocs.....	25
3.2	Laves porphyriques et aphyriques.....	26
3.3	Filons-couches de métagabbro.....	29
3.4	Shale graphitique et roches sédimentaires.....	30
3.5	Stock de Dauversière (Granodiorite à biotite).....	32
3.6	Dykes porphyriques quartzo-feldspathiques.....	34
3.7	Dykes de roches vertes.....	35
3.8	Dykes de gabbro.....	35

3.9 Dykes de roches vertes.....	37
4. GEOCHIMIE DES ROCHES VOLCANIQUES	
4.1 Distribution des éléments majeurs.....	48
4.2 Quelques constatations.....	58
5. METAMORPHISME	
5.1 Métamorphisme régional.....	62
5.2 Métamorphisme de contact.....	66
6. STRUCTURES	
6.1 Plis et intrusion.....	68
6.2 Failles et zones de cisaillement.....	71
6.2.1 Zones de cisaillement est-ouest.....	71
6.2.2 Failles nord-ouest.....	73
6.2.3 Failles nord-sud et nord-nord-est.....	73
6.2.4 Failles nord-est.....	73
CONCLUSIONS.....	77

## ANNEXES

1. Pourcentage relatif des minéraux constituant des différentes roches cartographiées.....	79
2. Analyses chimiques.....	85
A) Tuf à grains moyens ( $ld_1$ ).....	86
B) Description sommaire des échantillons analysés.....	87
C) Résultats des analyses chimiques.....	92
REFERENCES.....	99

# LISTE DES FIGURES, TABLEAUX ET PLANCHES

## FIGURES

		Pages
Fig. 1	Carte de localisation: Le quart sud-ouest de La Dauver- sière et le quart nord-ouest de Rohault.....	3
Fig. 2	Section 1.....	10
Fig. 3	Section 2.....	13
Fig. 4	Corrélations entre les séquences observées et la strati- graphie établie par Cimon (1977), et celle établie par Duquette (1970).....	20
Fig. 5	Stratigraphie proposée pour les quarts S-O de la Dau- verrière et N-O de Rohault.....	21
Fig. 6	Diagramme de $\text{SiO}_2$ en fonction de $\text{Na}_2\text{O}$ $\text{K}_2\text{O}$ .....	51
Fig. 7	Diagramme de Kuno: $\text{SiO}_2$ 45.00 - 47.50.....	52
Fig. 8	Diagramme de Kuno: $\text{SiO}_2$ 47.51 - 50.00.....	52
Fig. 9	Diagramme de Kuno: $\text{SiO}_2$ 50.01 - 52.50.....	53
Fig. 10	Diagramme de Kuno: $\text{SiO}_2$ 52.51 - 55.00.....	53
Fig. 11	Diagramme AFM.....	54
Fig. 12	Diagramme de Jensen (1976).....	55
Fig. 13	Carte représentant la démarcation entre le faciès des schistes verts et celui des amphibolites, de même que la ligne de première apparition du grenat et de la hornblende.....	65
Fig. 14	Carte schématique représentant les principales failles de la région.....	72

Fig. 15	Carte géologique des quarts sud-ouest de La Dauversière et nord-ouest de Rohault, (En pochette).....	
Fig. 16	Carte géologique de détail d'une tranchée située près de la mine Chibex, (En pochette).....	
Fig. 17	Légende se rapportant à la figure 15, (En pochette)...	

## TABLEAUX

Tableau 1	Tableau représentant les principaux groupes de roches et leurs relations avec les événements géologiques importants.....	7
Tableau 2	Répartition des échantillons analysés par rapport aux groupes de roches et aux faciès de métamorphisme.....	48
Tableau 3	Résultats d'analyses chimiques provenant de diverses régions.....	59
Tableau 4	Moyennes des analyses chimiques des échantillons analysés.....	60

## PLANCHES

Planche 1	A) Méta-basalte porphyrique coussiné. Faciès des schistes verts.....	39
Planche 1	B) Chenal d'érosion dans un tuf lité.....	39
Planche 11	A) Tuf à blocs de l'unité 2b. Faciès des amphibolites.....	40
Planche 11	B) Tuf lité, fortement carbonatisé.....	40



Planche 111	A)	Méta-basalte porphyrique coussiné. Faciès des amphibolites.....	41
Planche 111	B)	Texture de la hornblende dans les laves coussinées. Faciès des amphibolites.....	41
Planche 1V	A)	Texture diablastique dans une lave aphyrique. Faciès des amphibolites.....	42
Planche 1V	B)	Texture nématoblastique dans une lave aphyrique. Faciès des amphibolites.....	42
Planche V	A)	Conglomérat de l'unité 3.....	43
Planche V	B)	Conglomérat de l'unité 3.....	43
Planche VI	A)	Texture blastomylonitique. Faciès de bordure de la granodiorite à biotite.....	44
Planche VI	B)	Texture typique du dyke de gabbro à l'ouest du lac Nemenjish.....	44
Planche VI1	A)	Porphyroblaste de grenat dans une lave porphyrique. Faciès des schistes verts.....	45
Planche VI1	B)	Lave porphyrique à coussinets très déformés. Faciès des amphibolites.....	45
Planche VI11		Tectonite polyphasée.....	70
Planche 1X		Dyke porphyrique quartzo-feldspathique recoupé par des fractures nord-sud et nord-est.....	74

# LISTE DES ABREVIATIONS

Ab	Albite	Mic	Microcline
Act	Actinote	Mus	Muscovite
Alm	Almandin	Mag	Magnétite
An	Anorthite	Ol	Olivine
Ank	Ankérite	Olg	Oligoclase
Ap	Apatite	Or	Orthose
Bio	Biotite	Pl	Plagioclase
C	Carbonate	Po	Pyrrhotine
Chl	Chlorite	Px	Pyroxène
Cpy	Chalcopyrite	Py	Pyrite
Ct	Calcite	Qz	Quartz
Di	Diopside	Rt	Rutile
Epi	Epidote	Ser	Séricite
Gr	Grenat	Sph	Sphène
Hem	Hématite	Spe	Spessartine
Hor	Hornblende	T	Tourmaline
Hy	Hyperstène	Z	Zircon
Il	Ilménite		

## AVANT-PROPOS

Le but premier de cette étude est de situer le gisement cupro-aurifère de la compagnie Chibex Ltée (maintenant inactive) dans son contexte géologique régional. Pour ce faire, deux étés de cartographie géologique furent entreprises sous les auspices du Ministère des Richesses Naturelles du Québec.

Ces levés de détails (1000' 1") d'une superficie de 128 km carrés, couvrent le quart S-O du canton de La Dauversière et le quart N-O du canton de Rohault, districts électoraux d'Abitibi-est et de Roberval.

A partir des données de terrain, nous avons entrepris des études géochimiques, pétrographiques et pétrologiques afin de déterminer l'environnement stratigraphique, pétrochimique, métamorphique et structural du gisement aurifère.

Tout ceci a permis de situer le gisement dans un contexte particulier, celui de la province du Supérieur affecté par l'orogénèse Grenvillienne.

## REMERCIEMENTS

Mes remerciements les plus sincères vont à M. J. Guha directeur de thèse ainsi qu'à M. E.H. Chown et M. G. Archambault comme membre de mon comité de thèse.

Par leurs conseils judicieux, je remercie M. J.L. Caty et M. G. Woussen, qui m'ont permis de mieux analyser les problèmes stratigraphiques et géochimiques.

M. J. Cimon et M. G.O. Allard, furent les personnes qui m'ont le plus aidé au point de vue travail de terrain, suivi de discussions fortement appréciées, ce qui m'oblige à des remerciements très distingués.

Pour la confiance qu'il m'a accordé, je remercie chaleureusement M. F. Dompierre du Ministère des Richesses Naturelles du Québec. A ceci, j'ajoute un sentiment de reconnaissance à tous les employés de ce Ministère qui m'ont permis, par la générosité de leur travail, à mieux atteindre mon but. Je me dois de remercier le Ministère des Richesses Naturelles pour son aide financière et technique.

Mes remerciements vont aussi à l'endroit de M. Y. Boudreault et M. J.E. Villeneuve de même qu'à tous les autres techniciens et employés de l'Université du Québec à Chicoutimi, qui de près ou de loin ont participé à la réalisation de ce travail.

M. W. Wagner et M. E. Biochi, par leur collaboration de tout instant pour l'étude de la région de Chibex, mérite toute ma reconnaissance.

Un sentiment, non pas de reconnaissance mais plutôt d'affection

va à mon épouse, qui, par ses encouragements et surtout par sa compréhension m'a permis de mener à bien cette entreprise.

A tous mes parents et amis, je leur dois tous mes remerciements pour les encouragements prodigués tout au long de ce travail.

## INTRODUCTION

Le gisement cupro-aurifère de la compagnie Chibex Ltée est situé au sud-ouest de Chibougamau, comté d'Abitibi-est, à la limite entre les cantons de La Dauversière et de Rohault. La région environnante de ce gisement fut visitée au point de vue géologique, pour la première fois, par James Richardson en 1870. Par la suite les géologues suivants y ont fait des travaux: Obalski (1904), Low (1906), Barlow et al. (1911), Cooke (1927), Tolman (1930) et Norman et Mawdsley (1938).

Plus récemment, Imbeault (1959) et Gilbert (1959) cartographièrent respectivement la région nord et sud du gisement à l'échelle 1 mi. 1 po. Duquette (1970), pour sa part, dressa pour toute la région de Chibougamau, une carte de compilation et il y établit une stratigraphie de l'ensemble. Deland (1956) et Deland et Grenier (1959) établirent au sud-ouest, une limite entre les roches du type Supérieur et les roches du type Grenville, et à l'aide des travaux de Gilbert et Imbeault ils ont extrapolé cette limite dans la région du dépôt aurifère.

Des études plus élaborées, dans le domaine de la datation des roches, furent entreprises par Stockwell (1964), Krogh et Davis (1971) et Frith et Doig (1975), à l'aide des méthodes K-Ar, Rb-Sr et U-Pb. Ces datations absolues furent faites principalement dans la zone du Front de Grenville afin d'établir les variations d'âge au passage de la province géologique du Supérieur à celle du Grenville. De nombreuses compagnies minières ont aussi contribué, dans certaines zones, à la compréhension des différents événements géologiques (Hébert 1974, 1975).

Tous ces travaux donnent une idée d'ensemble de la géologie régionale

mais à grande échelle. Un programme de cartographie de détail a été entrepris à l'été de 1974 et poursuivi à l'été de 1975. Ce programme a couvert les quarts sud-ouest du canton de La Dauversière et nord-ouest du canton de Rohault. Ces deux régions englobent le dépôt cupro-aurifère de Chibex et ont permis une étude de détail de la géologie régionale immédiate du gisement. Cette étude avait donc pour but de situer ce gisement dans son contexte géologique.

Les quarts sud-ouest du canton de La Dauversière et nord-ouest de Rohault couvrent une superficie de 128 km carrés et font parties de la région de Chibougamau. Ils sont compris entre les latitudes  $49^{\circ}25'10''$  et  $49^{\circ}33'45''$  et les longitudes  $74^{\circ}21'40''$  et  $74^{\circ}28'20''$  (fig. 1). Dans le texte, le terme région sera employé pour désigner les quarts de cantons étudiés. (Ex: région de Rohault, pour quart nord-ouest du canton de Rohault).

Le centre de la région étudiée se situe à 64 km au sud-ouest de Chibougamau. Nous y accédons par la route no. 167 reliant St-Félicien et Chibougamau, et en empruntant l'embranchement du côté ouest situé entre les bornes milliaires 118 et 119. Cette route gravellée mène à la propriété minière de la compagnie Chibex Ltée. La distance entre la route no. 167 et le gisement minier est de 20.8 km. A l'intérieur même de la région, il y a plusieurs chemins forestiers facilement accessibles. Tout le réseau hydrographique est facilement navigable.

Le relief de la région est peu accentué. Les plus hautes élévations se retrouvent au sud-est et au sud-ouest de la région de Rohault. Les marécages sont nombreux vers le sud et il y a plusieurs petites collines formées de dépôts glaciaires. Près d'un cinquième de la région est recouvert par ces dépôts très épais et les affleurements se retrouvent par zones dispersées sur-

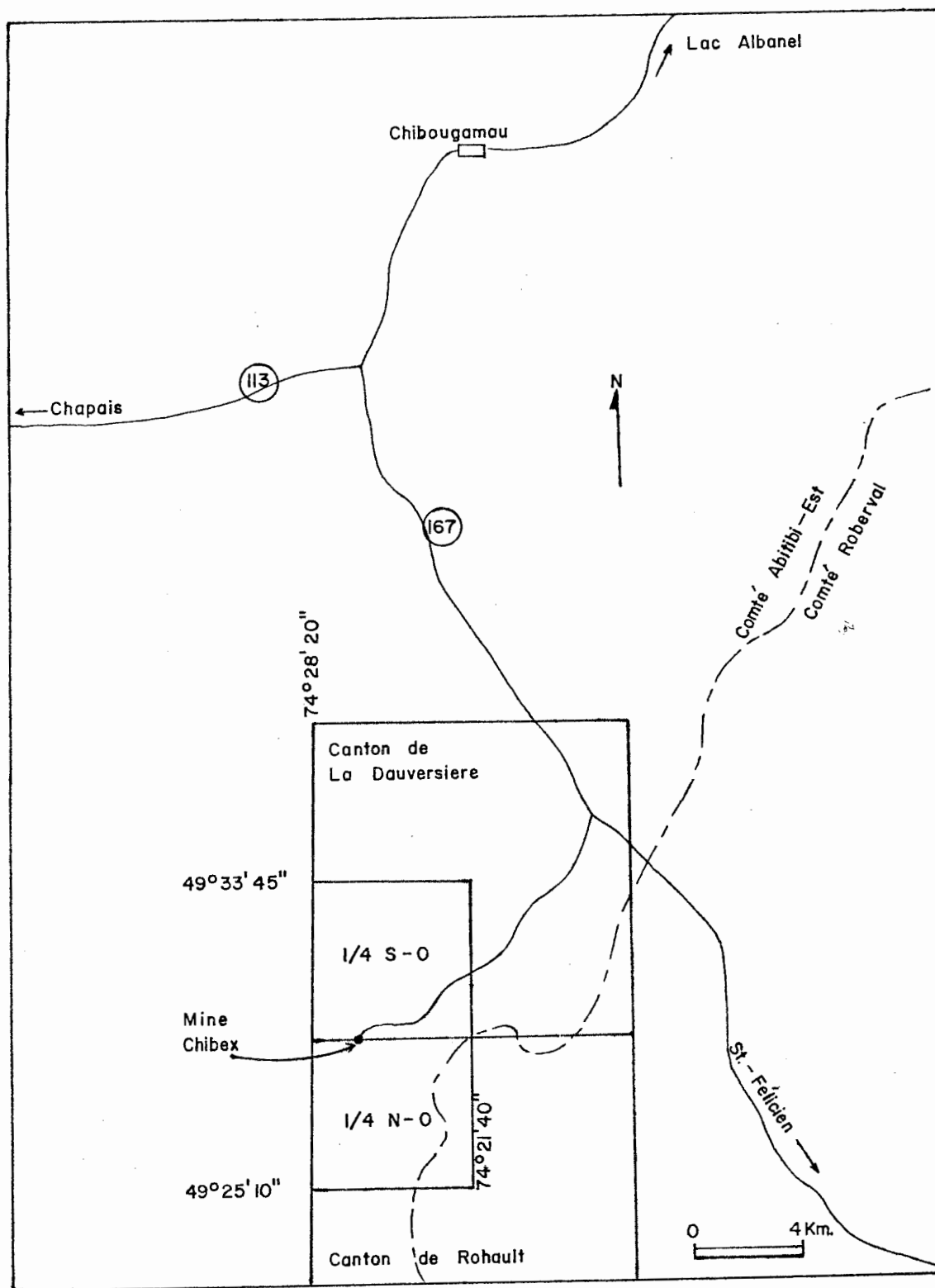


Fig. 1 Carte de localisation: Le quart sud-ouest de La Dauversière et le quart nord-ouest de Rohault.



tout dans la région de Rohault. Les rives des différents lacs fournissent un grand nombre d'affleurements qui sont facilement accessibles dès le début du mois d'Août, lorsque les eaux sont à leur plus bas niveau.

La région fait partie de deux bassins hydrographiques, car la ligne de partage des terres recoupe le coin sud-est de La Dauversière pour se prolonger en direction sud à travers la région de Rohault. Cette ligne correspond à la limite entre les comtés d'Abitibi-est et de Roberval.

Les lacs Nemenjish, Norhart, Lou, James, Clark et La Dauversière sont les tributaires de la rivière Obatogamau qui coule à environ 8 km au nord de la région. Cette rivière rejoint la rivière Chibougama beaucoup plus à l'ouest et de là par les rivières Waswanipi et Nottaway nous pouvons atteindre la baie James. Les lacs Mannard et Rohault font partie du bassin du lac St-Jean.

Le travail de cartographie a consisté en des cheminements systématiques à tous les 120 mètres et les informations ont été compilées sur des cartes de base à l'échelle 1:12,000. Ces cartes de base sont maintenant représentées à l'échelles 1:20,000.

Afin de faciliter notre travail, nous avons utilisé les photos aériennes du Ministère des Terres et Forêts de même que les cartes topographiques N.T.S. 32G/9W et 32G/10E.

## CHAPITRE 1

### GEOLOGIE GENERALE

Toutes les roches de la région sont précambriennes et appartiennent à la province géologique du Supérieur. A l'exception des dykes de gabbro et de diabase qui sont d'âge protérozoïque, toutes les autres roches sont archéennes.

#### 1.1 Groupes de roches.

Les roches se subdivisent en quatre groupes.

- a) Roches volcaniques, volcano-sédimentaires et gabbros associés.
- b) Roches sédimentaires: conglomérats, grès et argilites.
- c) Stock de Dauversière: Granodiorite à biotite.  
Dykes d'aprites associés.
- d) Dykes: Dykes quartzo-feldspathiques.  
Dykes de diabase.  
Dykes de gabbro.

Les couches de roches volcaniques ont une orientation est-ouest sauf en bordure du Stock de Dauversière, où elles sont parallèles au contact. Les roches sédimentaires et les gneiss se situent au sud de ces roches volcaniques. Le Stock de Dauversière se situe au nord et sa superficie occupe le cinquième de la région. Il est en contact intrusif avec les roches volcaniques, volcano-sédimentaires et les gabbros associés. L'âge de l'intrusion granitique est d'environ 2.3 M.A. selon Stockwell (1964). Les dykes de gabbro et de diabase recoupent toutes les formations géologiques de la région.

## 1.2 Métamorphismes et structures.

Deux périodes de métamorphisme ont affecté les formations géologiques à l'exception du Stock de Dauversière et le dyke de gabbro qui le recoupe.

La première période de métamorphisme est reliée à l'orogénèse Kénoréenne, qui a affecté toutes les roches de la région (Stockwell 1964). Le faciès du métamorphisme est celui des schistes verts. Cette orogénèse a plissé les séquences de roches sous forme de larges synclinaux et anticlinaux d'orientation à peu près est-ouest.

La deuxième période de métamorphisme est reliée à l'orogénèse Grenvillienne (Stockwell op.cit.) et elle a affecté la région tant au point de vue thermique que tectonique. Dans la région étudiée, le métamorphisme s'accroît en direction sud-est pour atteindre le faciès des amphibolites et la complexité des déformations augmente dans cette même direction.

Les failles d'orientation nord-est constituent les structures cassantes majeures de la région étudiée.

## 1.3 Remarques.

La région est divisée en deux zones dans le tableau 1, pour faciliter la compréhension des événements et pour établir des corrélations. Ainsi, la zone sud débute à la base des conglomérats, des grès et des argilites. Ce tableau nous montre que les gneiss à biotite sont l'équivalent métamorphique des roches sédimentaires adjacentes au nord, tandis que les gneiss à hornblende sont l'équivalent métamorphique des roches volcaniques.

Tableau 1

Céno- zoïque	Pléistocène et récent: Sable et gravier, till, dépôts de marécages et de lacs.		
Protéro- zoïque	Zone nord	Zone sud	
	EFFET METAMORPHIQUE CROISSANT DE L'OROGENESE GRENVILLIENNE-----		
	EFFET TECTONIQUE GRENVILLIEN		
	Dykes de gabbro et de diabase		
A  r  c  h  é  e  n	Stock de Dauversière: Granodiorite à biotite		
	OROGENESE KENOREENNE		
	Méta- (basaltes et/ou andésites) non-porphyriques ayant des unités carbonatisées, quelques rhyolites, tufs à blocs et à grains fins, filons-couches de métagabbro associés.	Conglomérat, grès argilite	Gneiss à biotite
	Méta- (basaltes et andésites) porphyriques, tufs à blocs et à grains fins, filons-couches de métagabbro associés.		Gneiss à hornblende

Tableau représentant les principaux groupes de roches et leurs relations avec les événements géologiques importants.

Les dykes de gabbro mentionnés comprennent le dyke qui recoupe le Stock de Dauversière au nord, et celui qui est à l'ouest du lac Nemenjish. L'extension ouest du premier n'a pu être suivie mais ce dernier n'est pas métamorphisé. Le deuxième est métamorphisé et recoupe des gneiss à biotite très plissés.

## CHAPITRE 2

### STRATIGRAPHIE

Tous les critères de polarité indiquent que les sommets font face au sud, ainsi, la stratigraphie s'établit à partir du nord en s'éloignant vers le sud.

Nous allons établir deux sections à travers la région. Ces sections débutent au contact entre le Stock de Dauversière et les roches encaissantes. La section 1 se situe à l'ouest de la faille A (fig. 14 et 15), et la section 2 est à l'est de la même faille.

#### 2.1 Section 1.

La section 1 (fig. 2) est une succession de roches volcaniques et volcano-sédimentaires qui sont en contact discordant avec le Stock de Dauversière. Les laves  $lc_1$  et une partie des tufs mafiques  $ld_1$  en bordure de cet intrusion, ont été métamorphisés au faciès des amphibolites.

##### 2.1.1 Méta-(basaltes et/ou andésites), faciès des amphibolites ( $lc_1$ ).

La section débute par une séquence de laves coussinées ayant 60 m d'épaisseur. Les coussinets mesurent jusqu'à 45 cm selon le grand axe et 15 cm selon le petit axe. La polarité des coussinets indiquent que les sommets font face au sud-ouest. L'allongement des coussinets est parallèle au contact de l'intrusion granitique et le pendage est sub-vertical. L'épaisseur des coulées individuelles n'a pu être mesurée. Cette séquence renferme de nombreuses

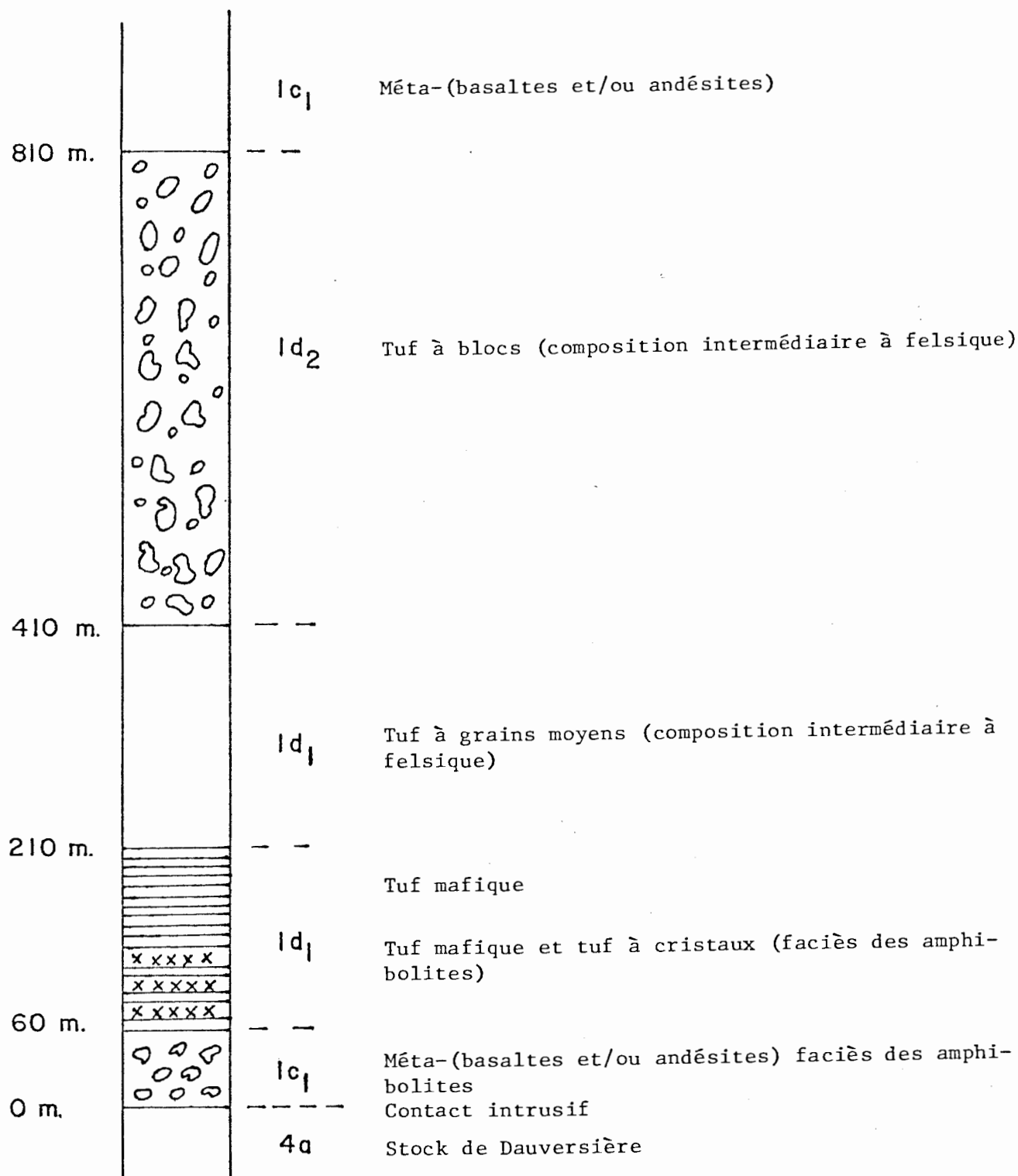


Fig. 2 Section 1 (la numérotation correspond à celle de la légende de la figure 15)

injections granitiques sous forme de petits dykes quartzo-feldspathiques ayant de 2 à 5 cm d'épaisseur.

#### 2.1.2 Tuf mafique ( $ld_1$ ).

Ces tufs mafiques sont en contact concordant avec les laves  $lc_1$ , et forment une unité dont l'épaisseur est d'environ 150 m. La base de l'unité est marquée par une alternance de lits (15 à 60 cm) de tufs à grains fins finement laminés et de lits (15 à 45 cm) de tufs à cristaux de plagioclase très massifs. Ces tufs à cristaux de plagioclase disparaissent vers le centre de l'unité pour laisser la place uniquement aux tufs à grains fins finement laminés. La base de l'unité est au faciès des amphibolites et passent progressivement au faciès des schistes verts à mesure que nous nous éloignons du contact de l'intrusion granitique.

#### 2.1.3 Tuf à grains moyens ( $ld_1$ ).

Une unité de tufs à grains moyens de 200 m d'épaisseur succède à l'unité précédente. C'est un tuf massif de composition intermédiaire à felsique. Il renferme environ 15% de petites lentilles de quartz brunâtre allongées dans le sens de la schistosité. L'ensemble de l'unité décrit de légères ondulations qui ont un pendage orienté vers le nord-est.

#### 2.1.4 Tuf à blocs ( $ld_2$ ).

Cette unité de tufs à blocs (Fisher 1966) a une épaisseur d'environ



400 m. C'est une unité très homogène, constituée de plus de 50% de blocs éti-rés (5 à 15 cm) par la schistosité. Les blocs sont de composition felsique et la matrice a la même composition que le tuf à grains moyens adjacents ( $ld_1$ ).

#### 2.1.5 Méta-(basaltes et/ou andésites) ( $lc_1$ ).

Ces laves reposent sur les autres unités que nous avons énumérées. Il n'y a que trois affleurements de ces laves et nous n'avons vu aucun cousinet. C'est une lave massive sans structure particulière.

### 2.2 Section 2.

A l'est de la faille A nous allons établir une section stratigraphique (fig.2) nord-sud, qui recoupe le centre de la région. Cette section est formée d'une succession de roches volcaniques, volcano-sédimentaires et de gabbros associés, suivit de roches sédimentaires qui se transforment progressivement en gneiss rubanné à biotite.

Cette section débute au contact du Stock de Dauversière. La mise en place de l'intrusion granitique a causé là aussi une auréole de métamorphisme de contact qui a transformé en amphibolites les tufs mafiques et une partie des laves porphyriques situés près du contact.

#### 2.2.1 Tuf mafique ( $ld_1$ ), faciès des amphibolites.

La base de la section est occupée par un horizon de tufs mafiques dont l'épaisseur est d'environ 200 m. Ces tufs sont au faciès des amphibolites

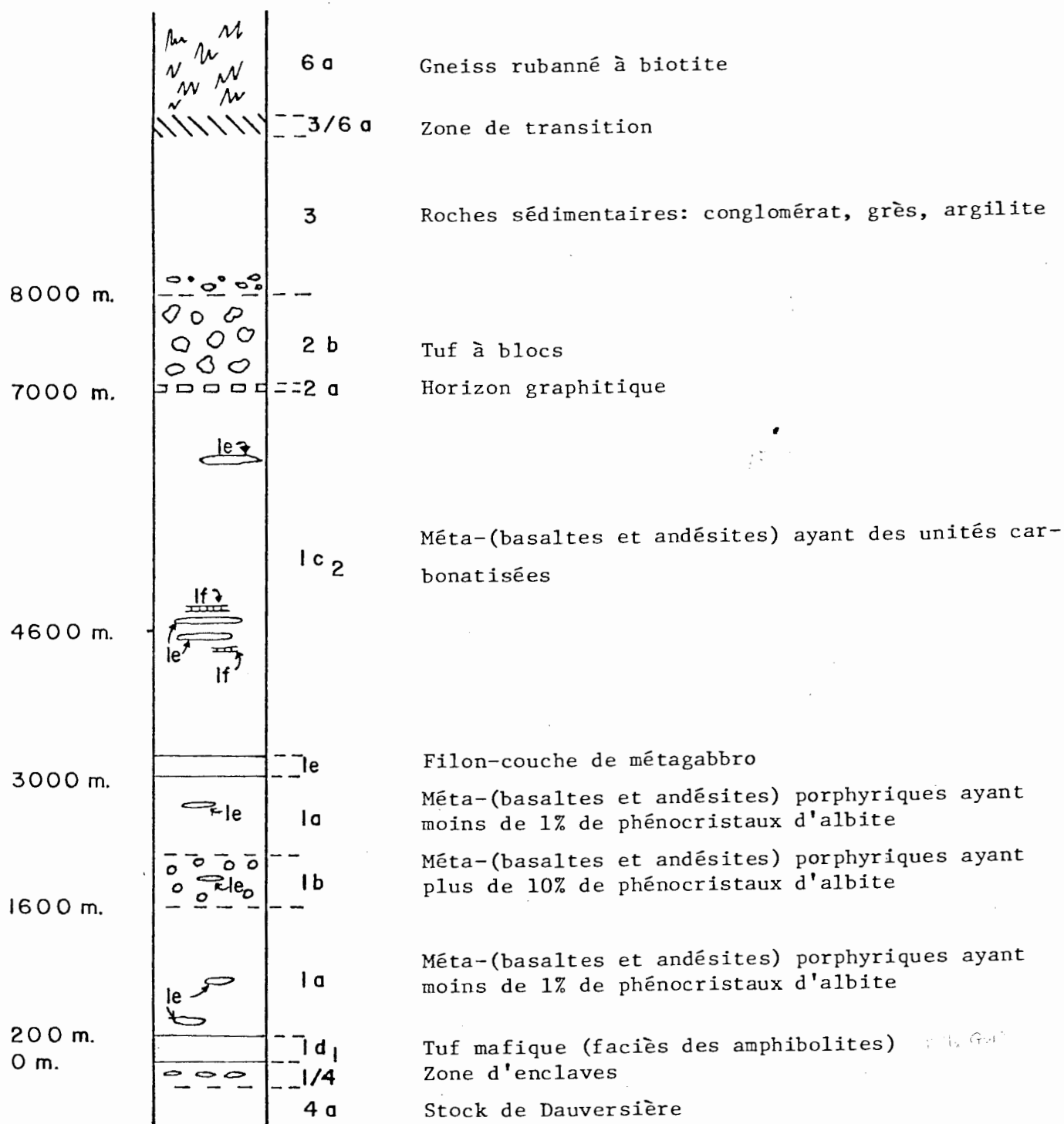


Fig.3 Section 2 (la numérotation correspond à celle de la légende de la figure 15)

due au métamorphisme de contact et se présentent le plus souvent sous forme de lits dont l'épaisseur varie de .5 à 2.5 cm. Par endroit nous notons une alternance de lits leucocrates et de lits mélanocrates. C'est la variation dans le contenu en hornblende qui constitue ce changement. Ce phénomène ne semble pas relié au métamorphisme.

Imbeault (1959), décrit cette roche comme étant sédimentaire classique. Le métamorphisme étant très intense, il est impossible de nier ou d'appuyer cette affirmation, mais pour des raisons d'environnement, nous croyons que son origine est plus près de celle d'un tuf que d'un grauacke.

#### 2.2.2 Méta-(basaltes et andésites) porphyriques contenant environ 1% de phénocristaux d'albite, tufs et gabbros associés. (1a)

Cette unité dont l'épaisseur est d'environ 1400 m, repose en conformité sur les tufs mafiques  $ld_1$ . La principale caractéristique de ces laves, est la présence de phénocristaux d'albite (2 mm à 2.5 cm) qui constituent environ 1% de la roche totale. Les coussinets forment plus de 60% des coulées dont l'épaisseur varie de 5 à 40 m dans les cas où il a été possible de les mesurer. La polarité dans les coussinets indiquent que les sommets font face au sud.

Les tufs mafiques, en lits de 1 à 5 m forment moins de 5% de cette unité. Un filon-couche de métagabbro d'environ 80 m d'épaisseur se trouve à peu près au milieu de cette séquence.

### 2.2.3 Méta-(basaltes et andésites) porphyriques contenant environ 10% de phénocristaux d'albite, tufs et gabbros associés. (1b).

Les contacts entre cette unité et les unités adjacentes sont arbitraires car le passage entre une lave contenant 1% de phénocristaux et une lave qui en contient 10%, se fait de façon graduelle sur une distance d'environ 50 m. Ces contacts sont donc marqués par des lignes arbitraires sur la carte no. 1.

L'augmentation du pourcentage des phénocristaux d'albite est la seule caractéristique de cette unité dont l'épaisseur est d'environ 500 m.

Les tufs et les gabbros sont identiques à ceux rencontrés précédemment.

### 2.2.4 Méta-(basaltes et andésites) porphyriques contenant environ 1% de phénocristaux d'albite, tufs et gabbros associés. (1a).

Cette nouvelle unité porphyrique dont l'épaisseur est d'environ 900 m se distingue des précédentes par une quantité plus importante de tufs (15%).

Cette unité est constituée de coulées coussinées sur près de 75% de son volume (Planche 1A). Les plus gros coussinets mesurent jusqu'à 1.5 m selon le grand axe et 30 cm selon le petit axe.

Les tufs à grains moyens forment des horizons dont l'épaisseur maximum atteint 5 m. Vers le sommet, les tufs à blocs sont nombreux mais de faible épaisseur (3 à 5 m). Des chenaux d'érosion ont été observés dans les tufs (Planche 1B), et ils indiquent que les sommets font face au sud.

### 2.2.5 Méta-(basaltes et andésites), tufs et gabbros associés (ayant des unités carbonatisées), (1c<sub>2</sub>).

Cette séquence, dont l'épaisseur est d'environ 3800 m, montre deux caractéristiques:

- a) Présence de rhyolites et de tufs rhyolitiques.
- b) Présence d'horizons fortement carbonatisés.

Les coussinets forment la structure primaire dominante des roches volcaniques mafiques. Les tufs ont une épaisseur maximum de 5 mètres et constituent environ 15% de l'unité.

Nous avons placé la base de l'unité au sommet d'un gros filon-couche de métagabbro dont l'épaisseur est d'environ 200 m et que nous pouvons suivre sur une distance de plus de 3 km.

A 1400 m au-dessus du gabbro mentionné précédemment, nous retrouvons le gisement aurifère de la compagnie Chibex Ltée. A 120 m à l'ouest du puits principal il y a une tranchée qui s'étend vers le nord sur une distance de 115 m à partir de la limite entre les cantons de La Dauversière et de Rohault et sur une largeur d'environ 40 m. Nous avons cartographié en détail cette tranchée à l'échelle 1:60 et reporté sur une carte à l'échelle 1:120 (fig. 16). Cette carte nous montre que le contexte géologique du gisement comporte des filons-couches de métagabbro intrusifs dans des roches volcaniques mafiques accompagnées de tufs rhyolitiques et de rhyolites (Wagner 1978). Nous remarquons aussi une série de dykes quartzo-feldspathiques qui se sont mis en place parallèlement au litage régional et aux cisaillements est-ouest majeurs dans ce secteur. Ces dykes sont surtout abondants dans la zone du gisement. Les dykes de diabase sont aussi très nombreux dans cet en-

vironnement et ils se sont mis en place dans les fractures nord-est. La diabase est la roche la plus jeune. Les zones minéralisées sont orientées est-ouest ou nord-ouest. Il s'agit de zones fortement silicifiées contenant les principaux minéraux économiques tels que l'or et la chalcopryrite.

Une autre caractéristique de cette zone est le contenu appréciable de carbonates dans les roches. En effet, l'ankérite, la sidérose et la calcite constituent par endroit jusqu'à 15% de la roche totale. Cette carbonatation affecte autant les roches volcaniques que les tufs et les gabbros. Ces roches altérées en carbonates forment des horizons pouvant atteindre 300 m d'épaisseur. Ces horizons ont la même orientation que le litage régional qui est est-ouest.

Au sud de la zone du gisement jusqu'à l'horizon de shale graphitique 2a, les laves généralement coussinées, ont une composition mafique et nous ne retrouvons plus d'horizons carbonatisés.

#### 2.2.6 Shale graphitique (2a) et tufs à blocs (2b).

Le shale graphitique dont l'épaisseur est d'environ 50 m, n'affleure pas et il est visible seulement dans des tranchées. Il a été repéré par levé géophysique électro-magnétique. Ce shale contient de 5 à 10% de sulfures tels que pyrite, pyrrhotine et un peu de chalcopryrite.

Au dessus de ce conducteur, il y a une unité de tufs à blocs de composition intermédiaire à felsique. Les blocs (Planche 11A) sont anguleux et mesurent de 5 à 45 cm de longueur. L'épaisseur de cette unité de tufs est d'environ 950 m. La base de ce tuf est caractérisée par une carbonatation de la roche sur une épaisseur de près de 150 m. Quelques filons-couches de

métagabbro de 25 à 50 m d'épaisseur ont été identifiés à l'intérieur de cette unité.

#### 2.2.7 Roches sédimentaires (3) et gneiss rubannés à biotite (6a).

Le contact entre ces sédiments et les tufs à blocs n'est pas visible sur le terrain, il a donc été indiqué approximativement.

L'unité 3 que nous pouvons suivre sur une distance d'environ 1500 m, débute par des conglomérats à éléments mafiques et felsiques. Ces conglomérats laissent progressivement la place à une série de grès et d'argilites tufacées qui alternent l'un par rapport à l'autre. Les lits de grès et d'argilite ont une épaisseur qui varie de 2 cm à 5 m.

Entre les unités 3 et 6a nous avons établi une zone de transition 3/6a. Cette zone est rendue nécessaire car le passage entre les roches sédimentaires 3 et les gneiss rubannés à biotite 6a se fait de façon progressive. Ce gneiss montre une tectonique très complexe.

#### 2.2.8 Discussion.

Norman (1936, 1938) proposa le premier modèle stratigraphique pour la région de Chibougamau. Il divisa les roches comme suit: les roches du pré-Opémisca qui est un assemblage volcanique référant aux roches du type Keewatin. Cet assemblage est constitué en grande majorité de roches volcaniques avec un peu de roches sédimentaires au sommet. Au dessus et en discordance, il établit la Série d'Opémisca à caractère sédimentaire et référé aux roches du type Témiscaming.

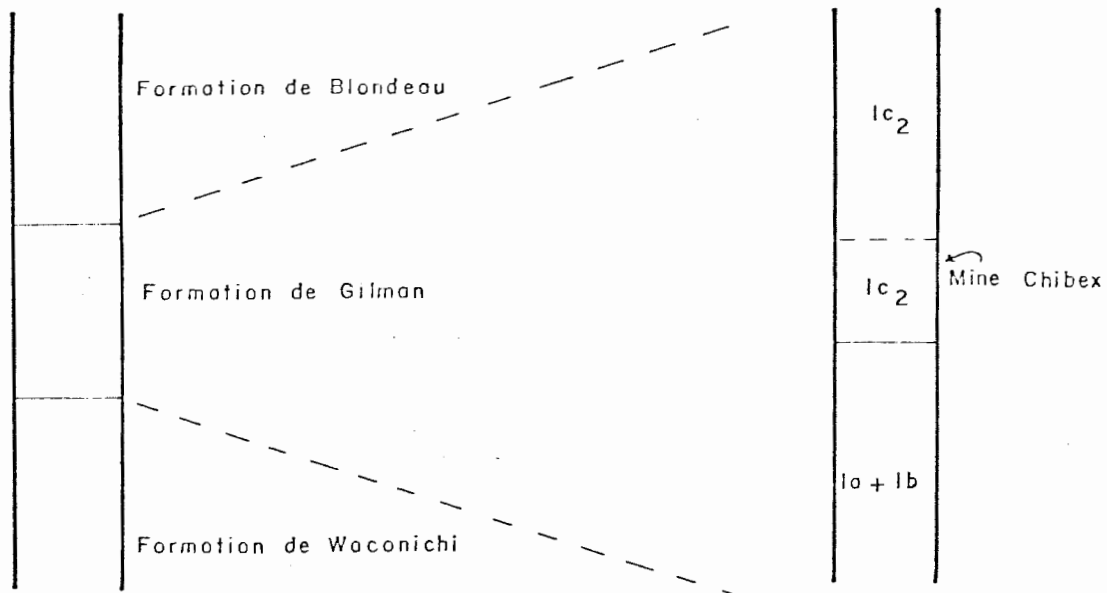
Duquette (1970) nia la discordance entre le pré-Opémisca et l'Opémisca et proposa pour le flanc nord de l'anticlinal de Chibougamau, un seul groupe, soit le Groupe de Roy divisé en trois formations appelées, de la base au sommet, le Waconichi, le Gilman et le Blondeau. Dans une tentative d'extrapolation, il assigna, à la Formation de Gilman, les roches volcaniques de La Dauversière et de Rohault que nous avons cartographiées en détail et celles de Queylus plus au nord qui ont été cartographiées par Cimon (1977). Dans ce canton de Queylus, Cimon fut dans l'impossibilité d'appliquer le modèle de Duquette tel que défini plus haut. Il y reconnut trois formations à caractère volcanique qu'il nomma, de la base au sommet, l'Obatogamau, l'Audet et le Gilman, et une formation volcano-sédimentaire discordante, au dessus des roches volcaniques. La Formation d'Obatogamau est constituée essentiellement de laves mafiques porphyriques à phénocristaux d'albite, et elle est recouverte par la Formation d'Audet à dominance felsique (rhyolite, tuf rhyolitique, etc.), suivi par la Formation de Gilman qui correspond à la définition de Duquette (1970). Plus tard Cimon réalisa que la Formation d'Audet était l'équivalent de la séquence felsique comprise dans la Formation de Waconichi définie par Duquette (1970).

En 1977, la stratigraphie régionale de Chibougamau fut redéfinie par les géologues impliqués dans ce problème. Le Groupe d'Opémisca comprend maintenant la Série d'Opémisca de Norman (1936, 1938) et la partie supérieure du pré-Opémisca de ce dernier. Duquette (1970) avait inclus ces roches dans les Formations de Waconichi, de Gilman et de Blondeau. De plus, on a redéfini le Waconichi comme étant une formation située sous la Formation de Gilman telle que proposé par Duquette (1970) mais elle devient une formation à dominance de volcanites felsiques équivalente à la Formation D'Audet de Cimon. Donc le nom d'Audet disparaît pour celui de Waconichi et



Duquette(1970)

Hébert (1979)



Cimon(1977)

Hébert (1979)

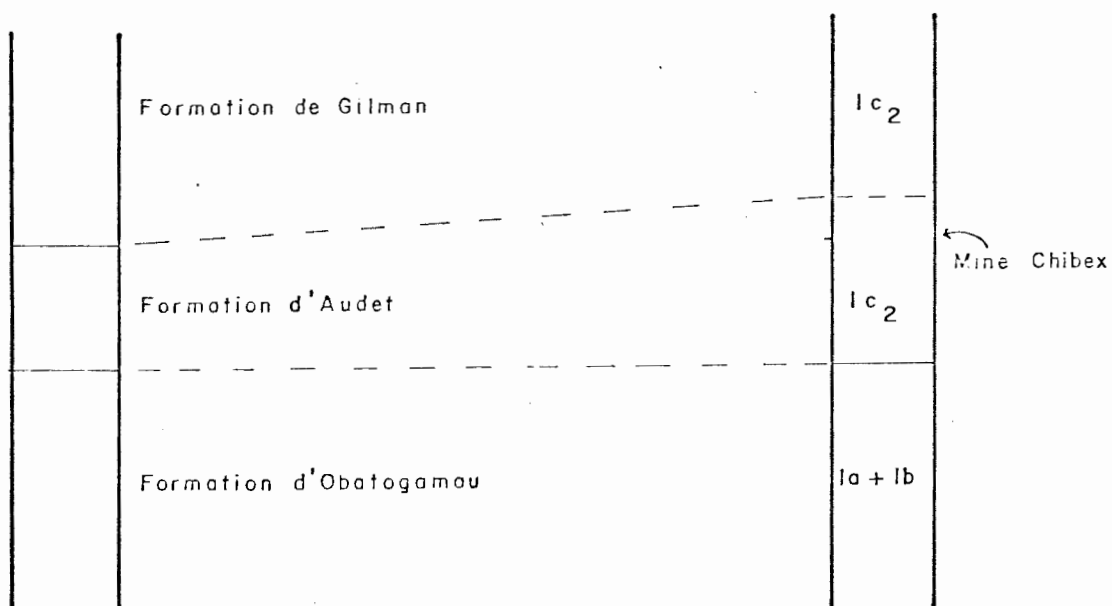
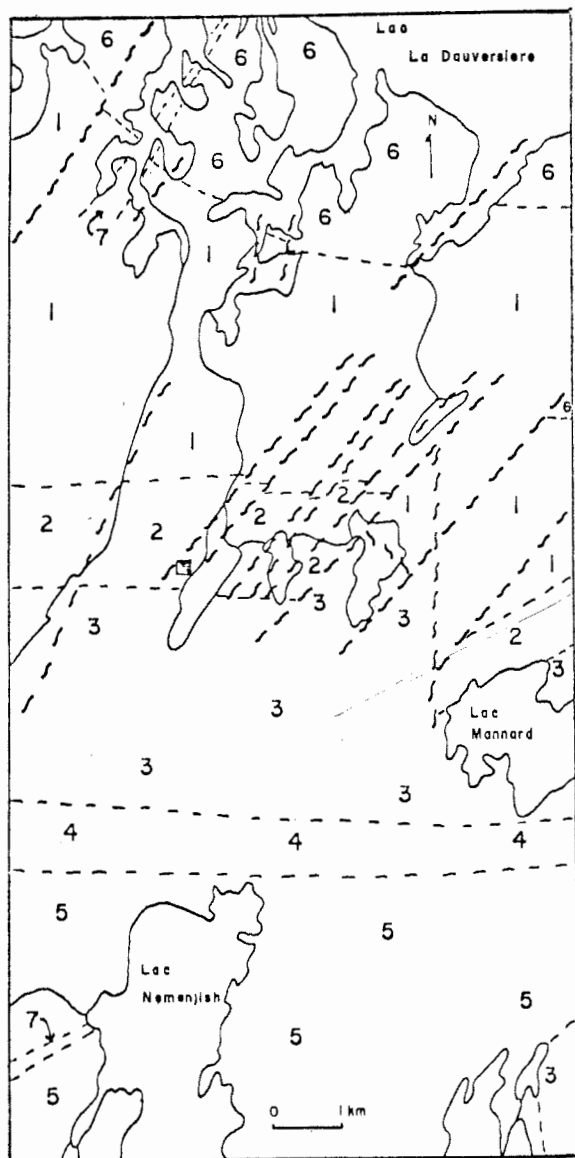


Fig. 4: Corrélations entre les séquences observées et la stratigraphie établie par Duquette (1970) et celle établie par Cimon (1977).



# LEGENDE

PROTERO-  
ZOIQUE

7 Dyke de gabbro

—discordance—

6 Stock de Dauversière

—discordance—

5 GROUPE D'OPEMISCA

—discordance—

GROUPE DE ROY

4 Formation de Blondeau

3 Formation de Gilman

2 Formation de Waconichi

1 Formation d'Obatogamau

ARCHEEN

PRECAMBRIEN

Fig. 5: Stratigraphie proposée pour les quarts S-O de La Dauversière et N-O de Rohault.

d'Obatogamau devient une nouvelle formation située sous le nouveau Waconichi. Donc le Groupe d'Opémisca, qui comprend les roches volcano-sédimentaires de Cimon (1977), est discordant sur le Groupe de Roy qui est maintenant formé, de la base au sommet, d'une nouvelle formation soit l'Obatogamau, suivi du nouveau Waconichi, recouvert par le Gilman et se terminant par la Formation de Blondeau.

A partir de ces précisions, et de la section 2, nous corrélons nos laves porphyriques 1a et 1b avec la Formation d'Obatogamau, et la partie inférieure de l'unité  $1c_2$  correspond à l'ancienne Formation d'Audet devenue la nouvelle Formation de Waconichi dans laquelle nous retrouvons le gisement cupro-aurifère de Chibex. La partie supérieure de l'unité  $1c_2$  correspond à la Formation de Gilman (fig. 4). De plus nous croyons que les unités 2a et 2b appartiennent à la Formation de Blondeau, ainsi toutes les roches appartiennent au Groupe de Roy tandis que les roches sédimentaires 3 et 6a appartiendraient au Groupe d'Opémisca (fig. 5). En ce qui concerne la corrélation entre les sections 1 et 2, nous n'avons pas trouvé dans la section 1, les caractéristiques qui pourraient la rattacher aux Formations de Waconichi et de Blondeau. Malgré les affinités possibles avec la Formation de Gilman nous croyons que le déplacement horizontal dextre de la faille A (fig. 14) serait trop important. Même si nous pouvons évaluer le déplacement vertical de cette faille, nous croyons que les unités de la section 1 sont plus vieilles que celles de la section 2. Ainsi la faille A aurait un mouvement sénestre et les unités seraient plus vieilles ou constitueraient la partie inférieure de la Formation d'Obatogamau qui serait cachée par le Stock de Dauversière dans la section 2.

## CHAPITRE 3

### DESCRIPTION MEGASCOPIQUE ET MICROSCOPIQUE DES ROCHES

La description des roches portera sur les principaux types de roches tels que tufs, laves et gabbros. Les tableaux des pourcentages relatifs des différents minéraux sont disposés à l'Annexe 1. Quelques analyses modales ont été effectuées et les résultats apparaissent aussi dans cette annexe.

#### 3.1 Tufs.

Nous pouvons distinguer quatre types différents de tufs selon leurs structures et textures. Ainsi il y a les tufs à grains fins finement laminés, les tufs massifs à grains moyens, les tufs à cristaux et les tufs à blocs.

##### 3.1.1 Tufs lités à grains fins.

Ces tufs sont généralement de composition mafique à l'exception de ceux situés près du dépôt cupro-aurifère de la mine Chibex et qui sont de composition rhyolitique (fig. 16).

Ces tufs ont une granulométrie qui varie de .1 à .5 mm. Les tufs mafiques se rencontrent tant au faciès des schistes verts qu'au faciès des amphibolites. Au faciès des schistes verts, ces tufs ont une teinte vert pâle en surface altérée et gris-verdâtre en surface fraîche. L'actinote et/ou la chlorite sont les minéraux dominants. La texture de la roche est schisteuse.

Au faciès des amphibolites la roche est noire et la hornblende est le minéral mafique dominant. En sections-minces, la hornblende se présente sous forme de petits bâtonnets hypidiomorphes allongés parallèlement à la schistosité. Le plagioclase est peu saussuritisé et il a la composition de l'oligoclase dont la calcicité mesurée varie de An-25 à An-28. Le diamètre des plagioclases ne dépasse pas 1 mm. Le quartz à extinction roulante est de même dimension que le plagioclase. L'épidote se présente sous forme de petits grains ronds et se distribue au hasard dans la roche. Les tufs rhyolitiques sont blancs en surface exposée aux intempéries et gris pâle en cassure fraîche. Quelques horizons de tufs felsiques sont fortement altérés en carbonates, et cette carbonatation suit le litage primaire (Planche 11B).

### 3.1.2 Tufs à grains moyens.

Ces tufs massifs à grains moyens se retrouvent à un seul endroit. Il s'agit de l'unité  $ld_1$  de la section 1. C'est une roche brun chamois en surface exposée aux intempéries et légèrement teintée en vert par l'épidote en cassure fraîche. La granulométrie varie de .5 à 2 mm.

En sections-minces la biotite (.5 à 1.5 mm) sous forme de feuillets xénomorphes, le quartz (.5 à 2 mm), l'albite (.5 à 1 mm) et l'épidote (.1 à .5 mm), aussi xénomorphes, sont les minéraux essentiels. Ces tufs ont une composition dacitique (Annexe 2A).

### 3.1.3 Tufs à cristaux.

Encore là, ces tufs ne se rencontrent que dans l'unité  $ld_1$  de la

section 1. C'est une roche gris-verdâtre en cassure fraîche et vert sombre en surface exposée aux intempéries. Elle contient de 15 à 20% de cristaux de plagioclases (3 à 5 mm) dans une matrice à granulométrie fine de .1 à .5 mm, qui comprend près de 40% de chlorite au faciès des schistes verts.

L'intensité du métamorphisme dans ces tufs varie du faciès des schistes verts à celui des amphibolites. En sections-minces les cristaux de plagioclases et de hornblende sont hypidiomorphes, tandis que tous les autres minéraux sont xénomorphes. L'actinote remplace la hornblende au faciès des schistes verts. Il est impossible de mesurer la calcicité des plagioclases car ils sont fortement saussuritisés. La matrice est schisteuse.

#### 3.1.4 Tufs à blocs.

Mis à part les petits horizons de tufs à blocs, intercalés dans les séquences de laves, nous distinguons deux unités importantes de ces tufs à blocs soit l'unité  $1d_2$  de la section 1 et l'unité 2b de la section 2. Elles ont toutes deux une composition différente.

Les tufs de l'unité  $1d_2$  sont de composition felsique à intermédiaire. La roche a une matrice brun chamois et les blocs sont blanc-verdâtre en cassure fraîche et sa granulométrie varie de .5 à 2.5 mm. La composition de la matrice est similaire à celle des tufs à grains moyens adjacents. L'examen des blocs, fait à la loupe, révèle que le plagioclase (50%), la chlorite (30%), l'épidote (15%) et le quartz (5%) sont les minéraux dominants.

Les tufs à blocs de l'unité 2b forment une unité très homogène de composition intermédiaire à mafique. Il y a plus de 50% de blocs ayant de 5 à 45 cm. Ces blocs sont anguleux et baignent dans une matrice tufacée de

couleur vert sombre. Le faciès métamorphique est celui des amphibolites. En sections-minces, la matrice est schisteuse et à granulométrie fine et tous les minéraux sont xénomorphes (Annexe 1).

### 3.2 Laves porphyriques et aphyriques.

Dans l'ensemble, les laves ont une granulométrie qui varie de fine à grossière lorsque nous passons du faciès des schistes verts au faciès des amphibolites. Les coussinets constituent la structure primaire dominante. Les laves massives sont aussi présentes et le passage des laves coussinées aux laves massives se fait de façon verticale et latérale. A quelques endroits nous avons noté la présence d'amygdales étirées sous forme d'ellipse.

Au faciès des schistes verts, les laves ont une teinte variant de vert sombre à vert clair. Nous faisons une distinction entre les laves à fort pourcentage en chlorite et celles dont l'actinote est le minéral dominant. Les laves qui contiennent une majorité de chlorite par rapport à l'actinote, ont une texture généralement schisteuse. Cette variation, entre les laves riches en chlorite et les laves riches en actinote ne suit pas une configuration définie.

En sections-minces, l'actinote est porphyroblastique (1 à 2mm), la chlorite est en feuillets de .1 à 1 mm et tous les autres minéraux sont xénomorphes et plus petits que 1 mm. La texture est le plus souvent schisteuse et seulement quelques échantillons riches en actinote montrent la texture diablastique. Quelques laves massives montrent une texture basaltique primaire. Les amygdales atteignent près de 3 mm et sont remplies de quartz

ou de carbonates. Quelques-unes sont remplies d'épidote.

Au faciès des amphibolites, la roche est vert sombre à noir sous l'effet du métamorphisme de contact et gris-verdâtre à vert moyen sous l'effet du métamorphisme régional. Dans les roches affectées par le métamorphisme de contact, les grenats sont sous forme de porphyroblastes idioblastiques poeciloblastiques qui recoupent une schistosité pré-existante qui est probablement reliée à l'orogénèse Kénoréenne. Au faciès des amphibolites du au métamorphisme régional, la lave est le plus souvent schisteuse et à granulométrie grossière (Planche 111A). La hornblende est le minéral mafique dominant (40 à 60%) et sous forme de cristaux aciculaires ayant parfois plus de 5 cm (Planche 111B). Les grenats forment de 5 à 15% de la roche totale et peuvent atteindre 3 cm de diamètre. Rares, sont les grenats qui ont leur forme cristalline propre. Le plagioclase, l'épidote et le quartz (.5 à 1 mm) sont les minéraux essentiels.

En sections-minces, les textures diablastiques (Planche 1VA) et nématoblastiques (Planche 1VB) sont fréquentes. Les cristaux de hornblende varient d'idioblastiques à xénoblastiques. Ils forment généralement des porphyroblastes poeciloblastiques. Le pléochroïsme de la hornblende varie de bleu-vert (Z) à jaune-verdâtre (Y) à jaune-brunâtre (X). A certains endroits, les porphyroblastes de grenat, ont subi une rotation de près de 45°. La hornblende et le grenat baignent dans une matrice de plagioclases, quartz et épidote xénomorphes.

Nous distinguons deux types principaux de laves, soit les laves porphyriques et les laves aphyriques.

Les laves porphyriques contiennent des phénocristaux d'albite plus ou moins ronds de teinte blanc crayeux et qui forment un relief sur les sur-



faces soumises aux intempéries. En sections-minces, ces phénocristaux ont leur forme cristalline propre et se répartissent de façon aléatoire dans la roche, ce qui nous laisse supposer que ceux-ci étaient déjà formés lors de l'épanchement de ces laves.

Les laves aphyriques reposent stratigraphiquement sur les laves porphyriques et celles situées dans la zone du gisement sont caractérisées par un fort contenu en carbonates. Des tests de coloration des carbonates par la méthode Evamy (Chilingar, Bissel et Fairbridge, 1967), sur les horizons carbonatisés de l'unité  $lc_2$  nous montre que l'ankérite et la calcite riche en fer sont les carbonates dominants. Cette augmentation dans le pourcentage des carbonates semble être un phénomène de carbonatation secondaire, car ces carbonates se distribuent partout dans les laves. La source de ces carbonates n'a pu être déterminée.

Dans le coin sud-est de la région de Rohault, nous retrouvons des gneiss rubannés à hornblende qui sont les équivalents métamorphiques des roches volcaniques plus au nord. Le contact entre ces gneiss et les gneiss à biotite semble concordant, c'est à dire que les gneiss rubannés à hornblende semblent stratigraphiquement par dessus les gneiss rubannés à biotite. Mais la complexité de la structure nous empêche d'affirmer cette situation.

Ces gneiss rubannés à hornblende sont noirs tant en surface exposée aux intempéries qu'en cassure fraîche. Sa granulométrie varie de fine à grossière. Le rubannement est marqué par une alternance de bandes (5 à 60 cm) riches et pauvres en hornblende.

En sections-minces (Annexe 1), la texture varie de granoblastique à schisteuse. La hornblende, souvent prismatique à clivages losangiques, contient de la magnétite ou du quartz. Son pléochroïsme est très intense et varie

de vert pâle (Y) à brun-jaune (X) à vert foncé (Z). La calcicité des plagioclases varie de An-35 à An-45. Le quartz est interstitiel et xénoblastique. Tous les autres minéraux sont répartis au hasard.

### 3.3 Filons-couches de métagabbro.

Les gabbros sont des roches de couleur vert sombre à vert clair et à granulométrie grossière. Les filons-couches sont probablement différenciés mais le grand nombre de failles et le manque d'affleurements nous empêche d'obtenir une coupe appropriée à l'étude de la différenciation. Nous allons décrire les deux aspects différents que nous avons notés chez ces gabbros, au faciès des schistes verts.

Dans un premier cas, l'amphibole et le plagioclase se répartissent uniformément dans la roche pour former une texture ophitique caractéristique.

Dans le deuxième cas, l'actinote se concentre sous forme d'aggrégats de .5 à 2 cm baignant dans une matrice leucocrate à texture schisteuse ou granoblastique plus ou moins polygonale formée d'albite avec un peu de chlorite et d'épidote. Ce cas est beaucoup moins fréquent.

En sections-minces, le gabbro typique (Annexe 1) a une texture qui varie d'ophtique à schisteuse. L'actinote (1 à 5 mm), plus ou moins pseudomorphe des pyroxènes est parfois poecilitique. Le plagioclase, le plus souvent hypidiomorphe et non maclé, est l'autre minéral dominant, et il est généralement saussuritisé. L'épidote, sous forme de grains plus ou moins ronds, est généralement en aggrégats qui se répartissent au hasard dans la roche. La chlorite, en feuillets de faible dimension (.5 à 1 mm) et la calcite accompagnent les aggrégats d'épidote et sont les produits d'altération des

plagioclases plus calciques et de l'actinote. Le quartz est très rare.

### 3.4 Shale graphitique et roches sédimentaires.

Le shale graphitique situé à la base des tufs à blocs 2b est une roche essentiellement schisteuse de couleur noire, à granulométrie fine et contenant près de 10% de pyrite et pyrrhotine avec un peu de chalcoppyrite.

Les roches sédimentaires situées au sud des tufs à blocs 2b sont composées de conglomérats, de grès et d'argilites. Les conglomérats sont des roches de teinte gris clair avec des fragments (1 à 15 cm) très étirés dans le sens de la schistosité (Planche VA et VB). Les fragments sont de deux types. Il y a d'abord les fragments mafiques, de teinte vert foncé et qui constituent de 10 à 15% de la roche totale. La hornblende, la chlorite, la biotite, le plagioclase et les grenats sont les minéraux essentiels de ce type de fragments. Le deuxième type est felsique et constitue de 25 à 30% de la roche totale. Les fragments ont une teinte qui varie de gris pâle à blanc. Ils sont constitués essentiellement de plagioclases, quartz et d'un peu de biotite. De par leur composition et leur texture, les fragments mafiques seraient d'origine volcanique tandis que les fragments pâles proviendraient de l'érosion d'une roche granitique. La matrice de ces fragments est gris pâle et à granulométrie fine à moyenne. La biotite, le quartz, le plagioclase, la muscovite et un peu de hornblende, chlorite et grenat en sont les principaux minéraux.

Les grès ont les mêmes couleur, texture et composition que la matrice des conglomérats. En sections-minces, la texture est granoblastique faiblement schisteuse. Tous les minéraux sont xénomorphes, à l'exception

de la biotite et de la muscovite (.5 à 2 mm) qui sont en feuillets hypidiomorphes. La calcicité des plagioclases, mesurée à l'aide des huiles à immersion, varie de An-28 à An-35, selon les courbes de Morse (1968). Ces calcicités sont les mêmes pour toutes les roches appartenant à l'unité 3.

Les argilites sont de couleur vert sombre et ont une texture schisteuse. La granulométrie varie de fine à moyenne. Ils ont la même composition que les fragments mafiques du conglomérat. En sections-minces, la hornblende (.5 à 1 mm) est xénoblastique tandis que la biotite et la muscovite sont sous forme de feuillets (1 à 3 mm) hypidiomorphes. Les plagioclases sont le plus souvent sous forme de grandes plages poeciloblastiques dans lesquelles les autres minéraux sont en inclusions.

Dans les fragments felsiques du conglomérat, la texture est essentiellement granoblastique. Le quartz à extinction roulante et le plagioclase sont équi-granulaires (.5 à 1.5 mm). Les petits feuillets de biotite sont répartis de façon aléatoire.

Les gneiss rubannés à biotite 6a sont les équivalents métamorphiques des roches sédimentaires de l'unité 3. Les gneiss ont une tectonique plus complexe de même que des textures différentes des roches sédimentaires. En effet, la texture des gneiss est beaucoup plus schisteuse et ceci rend impossible la distinction entre les différentes roches sédimentaires. Le litage primaire est remplacé par un rubannement métamorphique causé par une alternance de bandes riches et pauvres en biotite. Les porphyroblastes poeciloblastiques de grenats sont beaucoup plus abondants que dans les roches sédimentaires.

### 3.5 Stock de Dauversière (Granodiorite à biotite).

La partie sud-ouest de cette masse granitique couvre le cinquième nord de la région étudiée. Cette intrusion est injectée par de nombreux dykes d'aprites qui se sont mis en place dans un système de diaclases qui montre deux directions (NO et NE) principales, ce qui correspond à l'allongement du lac La Dauversière et de ses grandes baies. En bordure, nous retrouvons une zone d'enclaves. Cet ensemble affleure particulièrement bien le long des rives du lac La Dauversière.

La granodiorite est une roche de couleur gris à blanc-rosé selon la quantité de biotite, feldspath potassique et de plagioclases. La granulométrie est grossière et la texture est granulaire. Le quartz (1 à 5 mm), constitue de 15 à 20% de la roche, la biotite (1 mm à 2 cm) a des pourcentages variant de 5 à 20%. Les plagioclases (1 à 3 mm), sont les minéraux les plus importants et ils forment en moyenne 50% de la roche totale tandis que la quantité de feldspath potassique varie de 5 à 15%. La hornblende, l'épidote, la muscovite et la chlorite sont les minéraux accessoires visibles à la loupe.

Les grandes variations dans le pourcentage relatif entre les minéraux sont dues au fait qu'il existe des variations minéralogiques entre la bordure et le centre de l'intrusion. L'analyse modale (Annexe 1) met en évidence ces variations minéralogiques. La biotite est plus abondante en bordure et l'allongement des feuillets marque la foliation. En examinant ces compositions modales, nous nous rendons compte que la composition au centre du stock est celle d'une granodiorite (IUGS, 1973) tandis qu'en bordure la composition devient celle d'une méla-granodiorite. En bordure, à

l'ouest de la faille A, la composition est celle d'une diorite quartzique.

A deux endroits nous notons des variations texturales importantes. A l'ouest de la faille A (fig. 15), en bordure du stock, la roche a un caractère porphyroïde. En effet, la roche contient des phénocristaux de plagioclases (2 à 5 mm) dans une matrice (.5 à 1 mm) de biotite, quartz, feldspath potassique et d'un peu de hornblende. A l'est de la faille M (fig. 15), en bordure du stock, la roche devient un gneiss oeilé accompagné de nombreuses mylonites qui sont parallèles au contact de l'intrusion. Ce gneiss contient des lambeaux de roches volcaniques porphyriques qui sont très bien préservés. Ce gneiss a une texture blastomylonitique (Planche VI A).

Au microscope, la granodiorite a une texture hypidiomorphique-granulaire. Les plagioclases sont très souvent zonés et le centre est composé d'oligoclase avec de l'albite en bordure selon Imbeault (1959). Les plagioclases sont plus saussuritisés en bordure de l'intrusion. Le quartz à extinction roulante et la microcline sont xénomorphes et interstitiels.

Les dykes d'aprites ont une épaisseur qui varie de quelques millimètres à plus de 30 cm. La roche a une couleur blanc-rosé et a une texture saccharoïdale. Le diamètre maximum des grains atteint .5 mm.

En bordure de l'intrusion et entre les failles A et M nous avons identifié une zone d'enclaves de composition mafique dont l'épaisseur maximum est de 400 m. Ces enclaves sont allongées parallèlement au contact de l'intrusion et leur dimension varie de 5 cm à plus de 3 m dans le sens de la longueur. La digestion n'est pas très avancée. La matrice granitique est de couleur gris clair tandis que les enclaves sont vert foncé à noir. La hornblende (.5 mm à 1 cm) est le minéral dominant (50 à 60%). Le plagioclase

(30 à 40%) et le quartz (5 à 10%) sont les autres minéraux essentiels.

Nous notons trois types différents de fragments qui se distinguent par leur texture et leur structure. En effet, il y a des fragments lités à granulométrie fine, des fragments non-lités à granulométrie fine et des fragments non-lités à granulométrie grossière, dans lesquels nous reconnaissons encore la texture gabbroïque.

A l'extérieur du stock nous retrouvons une roche très cisailée dont la composition s'apparente à celle de l'intrusion granitique, à l'exception du fait qu'elle est fortement épidotisée. Cette roche se retrouve là où nous avons les failles majeures en bordure du stock.

### 3.6 Dykes porphyriques quartzo-feldspathiques.

Ces dykes, de 5 cm à 1 m d'épaisseur se retrouvent principalement dans le secteur de la mine Chibex (fig. 16). Ils sont blanc-crème en surface altérée et gris pâle en cassure fraîche.

C'est une roche contenant près de 50% de phénocristaux hypidiomorphes, de 1 à 3 mm, de quartz et de plagioclases. Les plagioclases sont zonés et séricitisés. La matrice à granulométrie fine est formée de quartz, de plagioclases et de séricite à texture plus ou moins granoblastique polygonale avec un peu de chlorite, d'épidote et de sphène.

Ces dykes se sont mis en place parallèlement à la structure régionale et dans des fractures est-ouest. Ils sont intrusifs dans les laves et les filons-couches de métagabbro, mais ils sont recoupés par les dykes de diabases.

### 3.7 Dykes de roches vertes.

C'est une roche homogène, à grains fins de couleur vert foncé en surface altérée et verte à noire en cassure fraîche. Cette roche ressemble à une lave massive, ou à un microgabbro.

En sections-minces, la roche montre une texture sub-ophitique et l'actinote et la chlorite sont les minéraux dominants, accompagnés de plagioclases et d'épidote. La pyrite et le leucoxène sont les principaux minéraux opaques. Les échantillons observés montrent la texture intergranulaire.

Ces roches intrusives sont peu fréquentes et là où nous les avons vu, ce sont des dykes de 30 cm à 1 m d'épaisseur qui recoupent les laves et les gabbros mais sont recoupés par les dykes de diabases (fig. 16). Ces dykes ont une orientation nord-sud et contiennent trois systèmes orthogonaux de diaclases.

### 3.8 Dykes de gabbro.

Ces dykes forment les roches les plus jeunes de la région car ils recoupent les laves, le Stock de Dauversière de même que les roches sédimentaires transformées en gneiss par le métamorphisme.

Le dyke situé au nord de la région de La Dauversière, est le plus étendu (près de 4 km) et sa largeur varie de 60 à 500 mètres. Il affleure en formant de petites collines arrondies et ses contacts avec les roches encaissantes ne sont pas visibles. Son orientation est nord-est et son prolongement vers le sud-ouest n'a pu être suivi. Ce dyke a une expression magnétique faible (Série Aéromagnétique 1964). Ce dyke s'est mis en place dans



une faille nord-est qui a déplacé le contact du stock granitique de façon dextre. Le gabbro qui forme ce dyke est une roche massive de teinte gris foncé en surface exposée aux intempéries et gris clair en cassure fraîche. Sa granulométrie est grossière (.5 à 4 mm). Le gabbro au centre du dyke a une composition minéralogique différent de la bordure. En effet, si nous comparons les résultats des sections-minces (Annexe 1) nous pouvons y constater les différences suivantes: Au centre du dyke, les pyroxènes hypidiomorphes, à texture ophitique sont associés aux plagioclases qui se présentent sous forme de lattes de 1 à 2 mm. La calcicité du plagioclase de deux sections-minces est de An-43 et An-48, ces valeurs furent mesurées à l'aide des huiles à immersion en se servant des courbes de Morse (1968). L'actinote et la chlorite, produit d'altération secondaire, sont intimement liées aux pyroxènes. En bordure du dyke, le pyroxène, complètement ouralitisé, est remplacé par la hornblende. Les reliques de ces pyroxènes sont parfois présentes. Ce remplacement du pyroxène par la hornblende, serait causé par des réactions magmatiques selon Moorhouse (1959). La calcicité du plagioclase varie de An-25 à An-28. L'épidote et la chlorite sont les produits d'altération des plagioclases plus calciques et de la hornblende.

En comparant le calcul normatif des analyses chimiques à l'annexe 2C avec nos observations, nous voyons que le rapport anorthite-albite est plus élevé au centre du dyke et que le rapport diopside-hyperstène est sensiblement le même, ce qui correspond sensiblement aux observations faites à l'aide du microscope (l'échantillon 26 provient de la bordure et l'échantillon 27 provient du centre).

A l'ouest du lac Nemenjish (fig. 15), dans la région de Rohault nous avons cartographié un autre dyke de gabbro dont l'épaisseur est d'envi-

ron 200 m et dont l'étendue cartographiée est de 2000 m. Ce dyke recoupe une série de gneiss rubannés à biotite fortement tectonisés. Ce gabbro contient de 2 à 5 % de magnétite, de là, une expression magnétique forte (Série Aéro-magnétique 1964). Ce gabbro est métamorphisé et contient environ 5% de grenat. Sa mise en place est donc pré-Grenville. Nous ne pouvons affirmer que ce dyke a un lien de parenté avec celui de La Dauversière, mais il fait partie d'une série de dykes régionaux. Le dyke de Rohault correspond à ceux rencontrés par Remick (1970) dans le secteur situé au sud-ouest de notre région.

Ce gabbro est massif et de couleur brun-noir tant en surface exposée aux intempéries qu'en cassure fraîche. Sa granulométrie est grossière (.5 à 5 mm). En sections-minces le pyroxène est absent et la hornblende forme des aggrégats qui dessinent la forme des anciens cristaux de pyroxènes. Nous notons une recristallisation des plagioclases car ils ont une texture poecilitique. La magnétite et la biotite sont intimement liées (Planche VI B), et la magnétite a une texture squelettique qui donne la silhouette des anciens pyroxènes car nous pouvons distinguer les reliques des clivages orthogonaux. La biotite se distribue dans le réseau formé par ces clivages. Le grenat (1 à 2 mm) est associé à cet ensemble magnétite-biotite et il est porphyroblastique.

### 3.9 Dyke de diabase.

Ces dykes se retrouvent d'abord le long du gros dyke dans la région de La Dauversière et sont des phases comagmatiques de ce dyke. Tous ces petits dykes de 1 cm à 1 mètre d'épaisseur se sont logés dans les systèmes de diaclases nord-ouest et nord-est du Stock de Dauversière. Nous retrouvons aussi un grand nombre de ces dykes dans le secteur du gisement cupro-aurifère

(fig. 16). A ce dernier endroit ils se logent dans des fractures nord-sud et nord-est.

Ils montrent tous, trois plans de diaclases, dont le premier est sub-horizontal et les deux autres verticaux, et sont sub-orthogonaux l'un par rapport à l'autre. Ils forment les roches les plus jeunes de la région.

C'est une roche aphanitique brun foncé en surface altérée et noire en cassure fraîche. Les bordures de refroidissement sont visibles. En sections-minces, nous voyons une texture qui varie d'ophitique à sub-ophitique. Le pyroxène est le minéral ferro-magnésien dominant. On y voit parfois de l'épidote et de la magnétite.

## PLANCHE 1

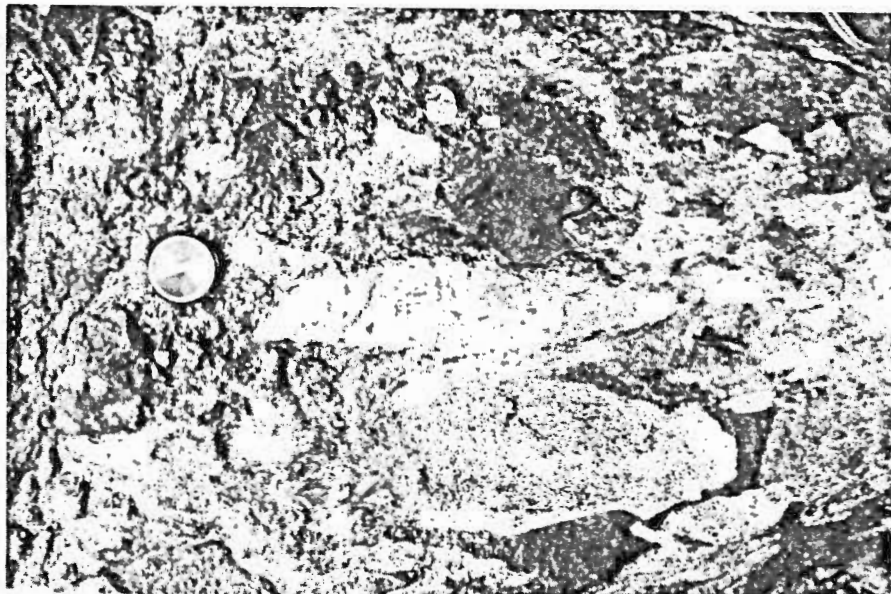


A) Méta-basalte porphyrique coussiné de l'unité 1a. La lave est métamorphisée au faciès des schistes verts. Comparez avec les coussinets de la Planche 3A, qui sont métamorphisés au faciès des amphibolites. La flèche indique le nord et mesure 15 cm.

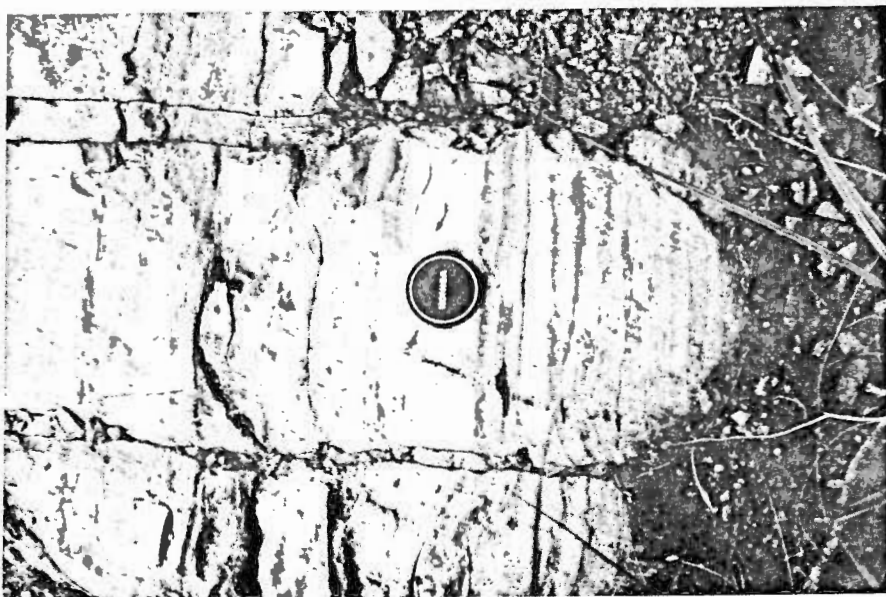


B) Chenal d'érosion creusé au sommet d'un horizon de tuf aquagène appartenant à l'unité 1a. Un horizon de tuf à lapillis recouvre ce dernier. La stratification parallèle est recoupée par le contact d'érosion. Les sommets font face au sud. La flèche indique le nord et mesure 15 cm.

## PLANCHE 11

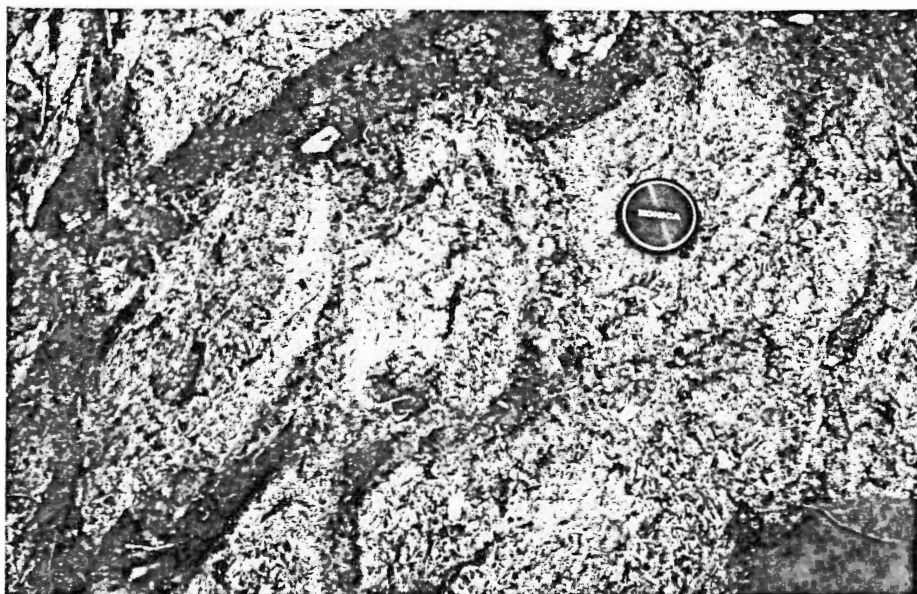


A) Tuf à blocs métamorphisé au faciès des amphibolites de l'unité 2b. Le protège lentille mesure 5 cm.



B) Tuf lité, fortement carbonatisé (ankérite et calcite riche en fer). Ce tuf appartient à l'unité 1a. Le protège lentille mesure 5 cm.

## PLANCHE 111



A) Méta-basalte porphyrique coussiné. La roche est métamorphisée au faciès des amphibolites par l'effet du métamorphisme régional Grenvillien. Le protège lentille mesure 5 cm.

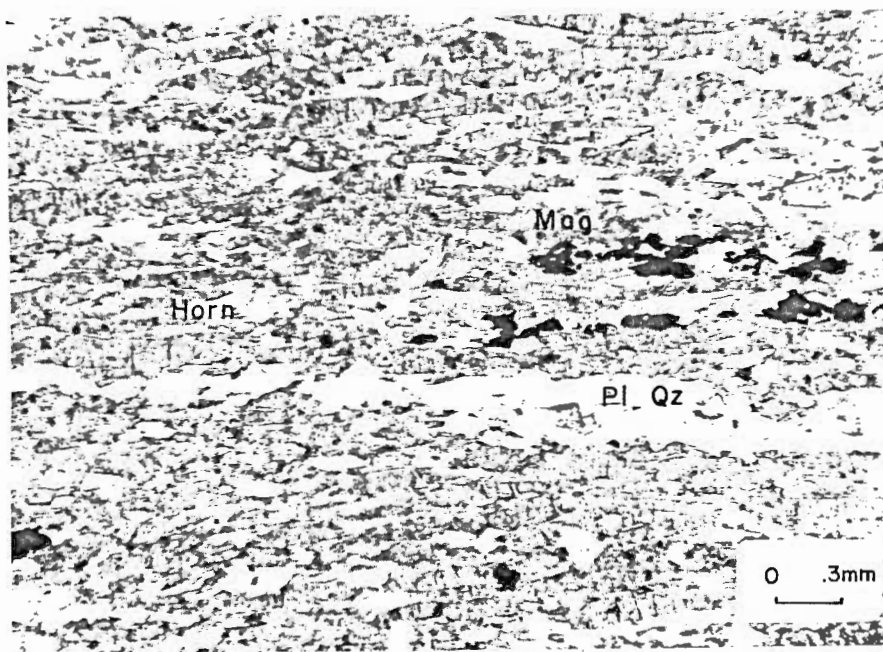


B) Texture de la hornblende dans les laves coussinées représentées sur la photo ci-dessus. Le protège lentille mesure 5 cm.

## PLANCHE IV



A) Texture diablastique dans une lave aphyrique métamorphisée au faciès des amphibolites. Hornblende (Horn), plagioclase (Pl), quartz (Qz).



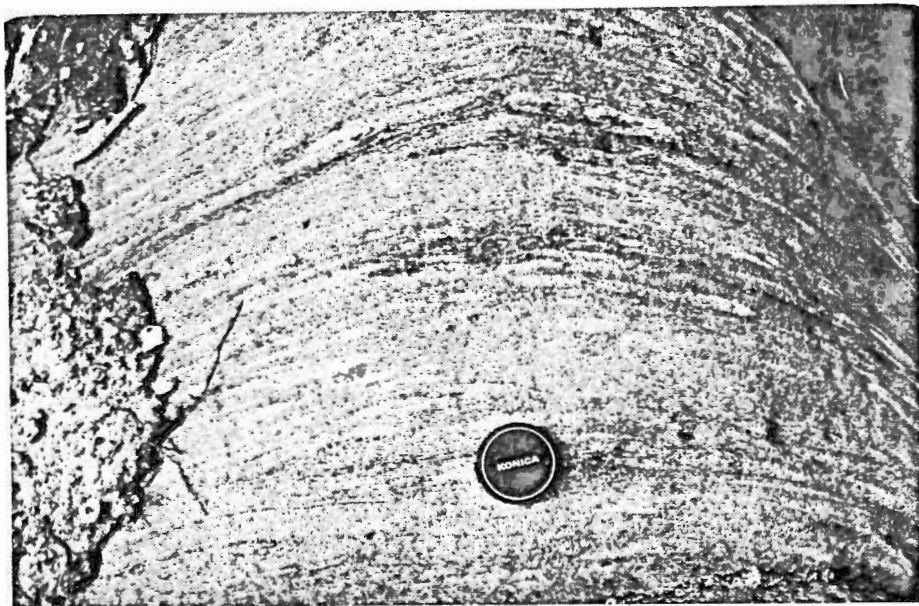
B) Texture nématoblastique dans une lave aphyrique métamorphisée au faciès des amphibolites. Hornblende (Horn), plagioclase (Pl), quartz (Qz), magnétite (Mag).



## PLANCHE V



A) Conglomérat à fragments très étirés de l'unité 3. Seuls les fragments felsiques (blancs) sont faciles à discerner sur la photo. Le protège lentille mesure 5 cm.



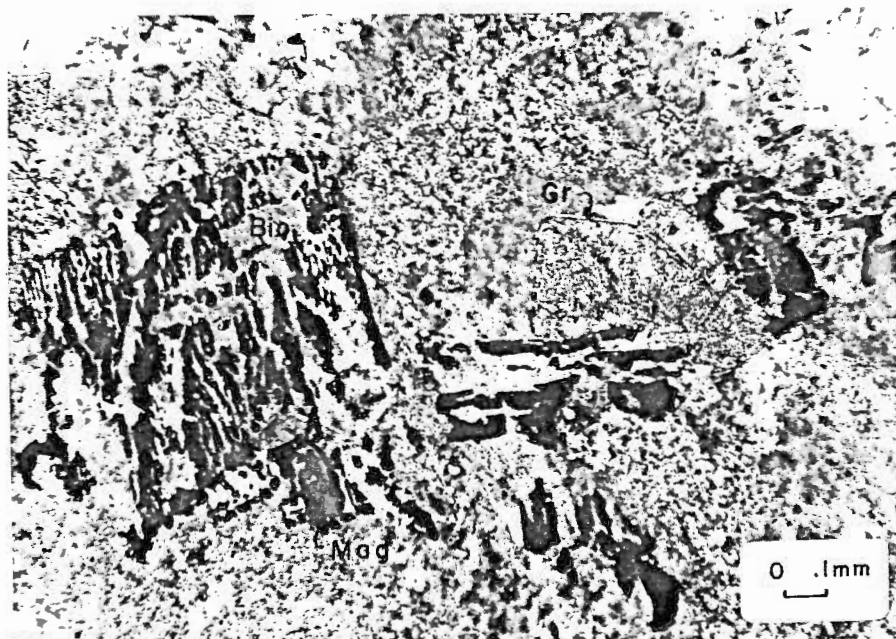
B) Conglomérat de l'unité 3. Le protège lentille mesure 5 cm.



## PLANCHE VI

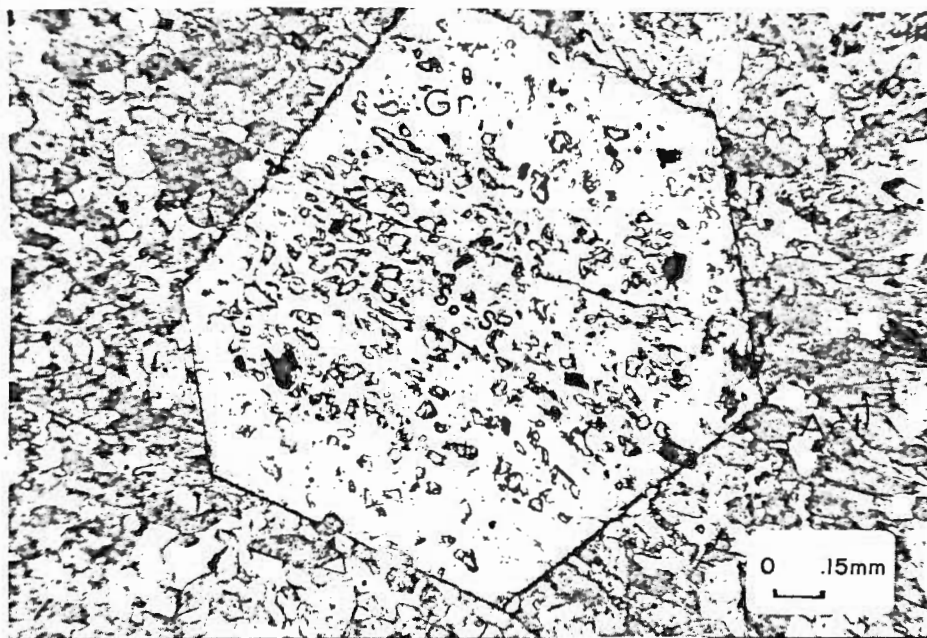


A) Granodiorite à biotite. Faciès de bordure gneissique (4b) à texture blastomylonitique.



B) Dyke de gabbro. Texture typique du dyke situé à l'ouest du lac Nemenjish. La magnétite donne la silhouette des anciens pyroxènes et nous remarquons les reliques des clivages orthogonaux remplies par la biotite.

## PLANCHE VII



A) Lave porphyrique, faciès des schistes verts, métamorphisme de contact. Porphyroblaste poeciloblastique de grenat (Gr) dans une matrice d'actinote (Act), d'albite, d'épidote et de quartz. Le grenat recoupe la schistosité  $S_0 - S_1$ .



B) Lave porphyrique à coussinets très déformés, et métamorphisée au faciès des amphibolites. Coin sud-est du quart nord-ouest de La Dauversière. Le protège lentille mesure 5 cm.

## CHAPITRE 4

### GEOCHIMIE DES ROCHES VOLCANIQUES

Le but de cette étude géochimique, est de situer nos roches par rapport aux grandes associations de roches volcaniques (subalcaline et alcaline), et de voir si elles sont différenciées.

L'examen des roches sur le terrain nous laisse croire qu'elles varient en acidité à mesure que nous montons dans la stratigraphie, toutefois, ces variations cessent près de la mine Chibex Ltée car plus au sud, les roches volcaniques sont essentiellement mafiques. A l'aide des analyses chimiques nous avons essayé de voir si il y a une relation entre la différenciation et la stratigraphie.

Après avoir examiné 165 sections-minces des roches de la région de La Dauversière et de Rohault, nous avons sélectionné trente (30) échantillons représentatifs de certaines séquences de laves et de tufs à différents faciès métamorphiques. A ceci nous ajoutons deux (2) échantillons provenant du gros dyke de gabbro de La Dauversière.

Avant d'en arriver aux trente échantillons, il a fallu éliminer dans les différentes séquences, les échantillons contenant plus de 1% de carbonates et/ou de sulfures, afin d'éviter des pertes de poids trop importantes ou une immiscibilité entre le verre silicaté et les sulfures lors de la préparation des boutons de fusion.

Les roches destinées à l'analyse ont d'abord été débarrassées de leur croûte d'altération superficielle, puis des fragments de 200 à 500 g furent broyés et pulvérisés. Nous avons déterminé les éléments majeurs par spectrométrie de fluorescence X sur un appareil Phillips PW 1410. Les boutons

de fusion furent préparés en mélangeant 1 g de roche avec 2 g de  $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$  (Welday et al. 1964). Les corrections pour le temps mort du compteur, pour le bruit de fond (lorsque c'était nécessaire) et pour l'effet de matrice, ont été faite par ordinateur (Gunn, 1967). Nous avons fabriqué deux boutons pour chaque échantillon afin de vérifier la reproductibilité qui est définie comme un pourcentage d'erreur maximum entre différents boutons de fusion. Dans notre cas la reproductibilité est rarement plus grande que deux fois l'erreur de duplication sur le même bouton.

Les échantillons de références utilisés sont les suivants:

DR-N : CRPG (Nancy)

BCR-1: USGS

Les résultats d'analyses sont donnés avec leur norme CIPW (calcul de la norme simplifiée).

Parmi les 32 échantillons analysés, cinq (5) furent rejetés pour des causes diverses d'immiscibilité des sulfures lors de la préparation et des erreurs lors de l'analyses (reproductibilité mauvaise, pourcentage total des principaux oxydes qui dépassent de beaucoup 100%).

Les échantillons se répartissent comme suit sur le terrain et les numéros correspondent aux numéros d'échantillons analysés, apparaissant à l'annexe 2C.

Tableau 2

Unité stratigraphique \ Métamorphisme	Métamorphisme de contact	Métamorphisme régional	
	Amphibolite	Schistes verts	Amphibolites
Tuf	1	4,14,15	
1a Laves porphyriques, environ 1% de phénocristaux d'albite		2,3,5,6,11,12,13,16,17,21	
1b Laves porphyriques, environ 10% de phénocristaux d'albite		7,8,9,10,18,22,23	
1c <sub>2</sub> Laves aphyriques		19,20,24	25

#### 4.1 Distribution des éléments majeurs.

Les résultats d'analyses (\*) ont été reportés sur des diagrammes pétrochimiques afin de déterminer à quelles suites de différenciation appartiennent nos laves. A partir de ces résultats et du calcul de la norme, nous avons pu classifier nos roches en utilisant la limite de 53% de SiO<sub>2</sub> (Taylor, 1968) qui sépare les basaltes des andésites.

\* Les différentes analyses apparaissent à l'Annexe 2C avec une description mégascopique et microscopique sommaire (Annexe 2B) des différents échantillons et leur nom de terrain.

Dans les résultats d'analyses nous avons fait la répartition du fer total, en FeO et Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> en nous servant des formules suivantes:

$$\begin{array}{l} \%Fe_2O_3 \\ \text{(supposé)} \end{array} = \%TiO_2 + 1.5\%$$

$$\begin{array}{l} \%Fe_2O_3 \\ \text{(restant)} \end{array} = \begin{array}{l} \%Fe_2O_3 \\ \text{(analysé)} \end{array} + \begin{array}{l} \%Fe_2O_3 \\ \text{(supposé)} \end{array}$$

$$\begin{array}{l} \%Fe_2O_3 \\ \text{(restant)} \end{array} \times \frac{\text{P.M. FeO}}{\text{P.M. Fe}_2\text{O}_3} = \%FeO$$

$$\%Fe_2O_3 = \%FeO(\text{tot}) - \%FeO$$

Nous allons d'abord déterminer dans quelles suites (tholéiitique ou calco-alcaline) se situent nos roches volcaniques en nous servant des diagrammes pétrochimiques suivants: Le diagramme Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O en fonction de SiO<sub>2</sub> (MacDonald et Katsura, 1964), modifié par Irvine et Baragar (1971) (fig. 6); les diagrammes de Kuno (1960), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> en fonction de Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O suivant les différents pourcentages de SiO<sub>2</sub> (fig. 7,8,9,10); le diagramme AFM (Wager et Deer, 1939) (fig. 11); le diagramme Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - FeO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + TiO<sub>2</sub> - MgO (Jensen, 1976) (fig. 12).

a) Le diagramme Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O en fonction de SiO<sub>2</sub> (fig. 6): Ce diagramme permet de voir que nos roches font partie des roches subalcalines.

b) Les diagrammes Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> en fonction de Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O suivant les intervalles de teneurs de SiO<sub>2</sub> (fig. 7,8,9,10): Cette série de diagrammes permet maintenant de classer nos roches par rapport aux principales subdivisions des roches subalcalines. Ainsi nos échantillons se répartissent dans le champ

de la suite tholéiitique. A l'exception des échantillons 1,4,14,15,21 et 23, tous les échantillons contiennent entre 14 et 16.5% d' $\text{Al}_2\text{O}_3$ , ce qui indique que nos laves ne sont pas des basaltes alumineux, si nous nous référons à la limite de 16.5% d' $\text{Al}_2\text{O}_3$  établit par Kuno (1968) pour des laves aphyriques. Dans notre cas, ce qui expliquerait que les échantillons 21 et 23, dépassent cette limite, serait le fait que les phénocristaux sont des plagioclases (albite) dans les laves porphyriques, tandis que les échantillons 1,4,14 et 15 sont des tufs donc des roches généralement plus riches en alumine.

c) Le diagramme AFM (fig. 11): Ce diagramme permet de séparer les échantillons par rapport aux suites tholéiitique et calco-alcaline. La suite tholéiitique, est une suite de roches composées de tholéiite à olivine, de tholéiite quartzique, d'andésite, de dacite et de rhyolite, qui, dans cet ordre, montre, lors de la différenciation, un enrichissement continu en fer par rapport au magnésium, suivi d'un faible enrichissement en alcalins. La suite calco-alcaline pour sa part, est une suite de roches composées de basalte, andésite, dacite et rhyolite. Lors de la différenciation, le rapport Fe/Mg est à peu près constant.

Ainsi sur le diagramme AFM, tous les échantillons se situent dans le domaine de la suite tholéiitique par rapport à la ligne de Kuno (1968). La direction de différenciation des roches de la région, n'atteint pas le domaine des roches acides. Cependant nous avons identifié des tufs rhyolitiques près du gisement de Chibex, et des rhyolites ont été signalées à l'intérieur même de la mine (Wagner, 1978).

d) Le diagramme  $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 - \text{MgO}$  (fig. 12): Ce diagram-

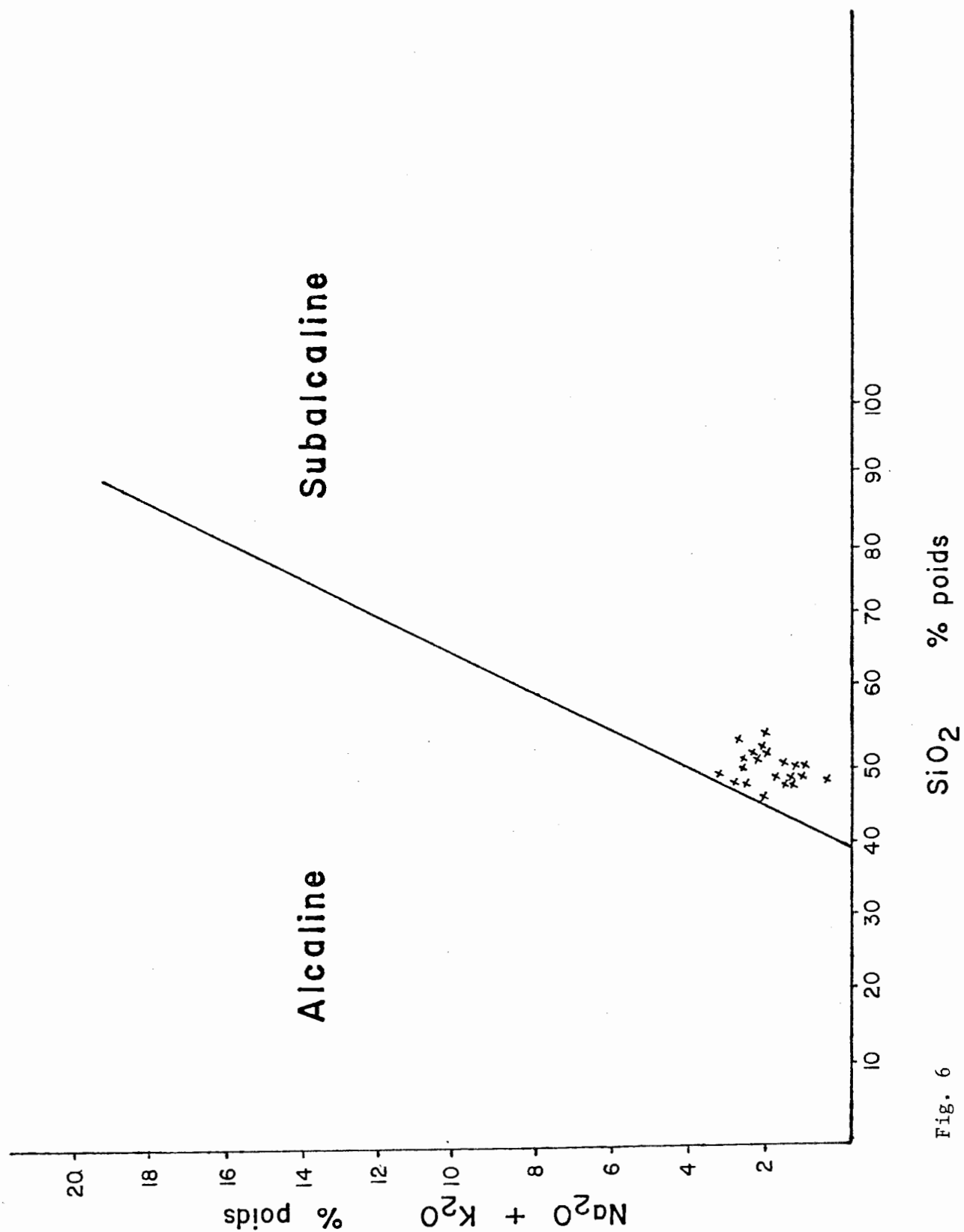
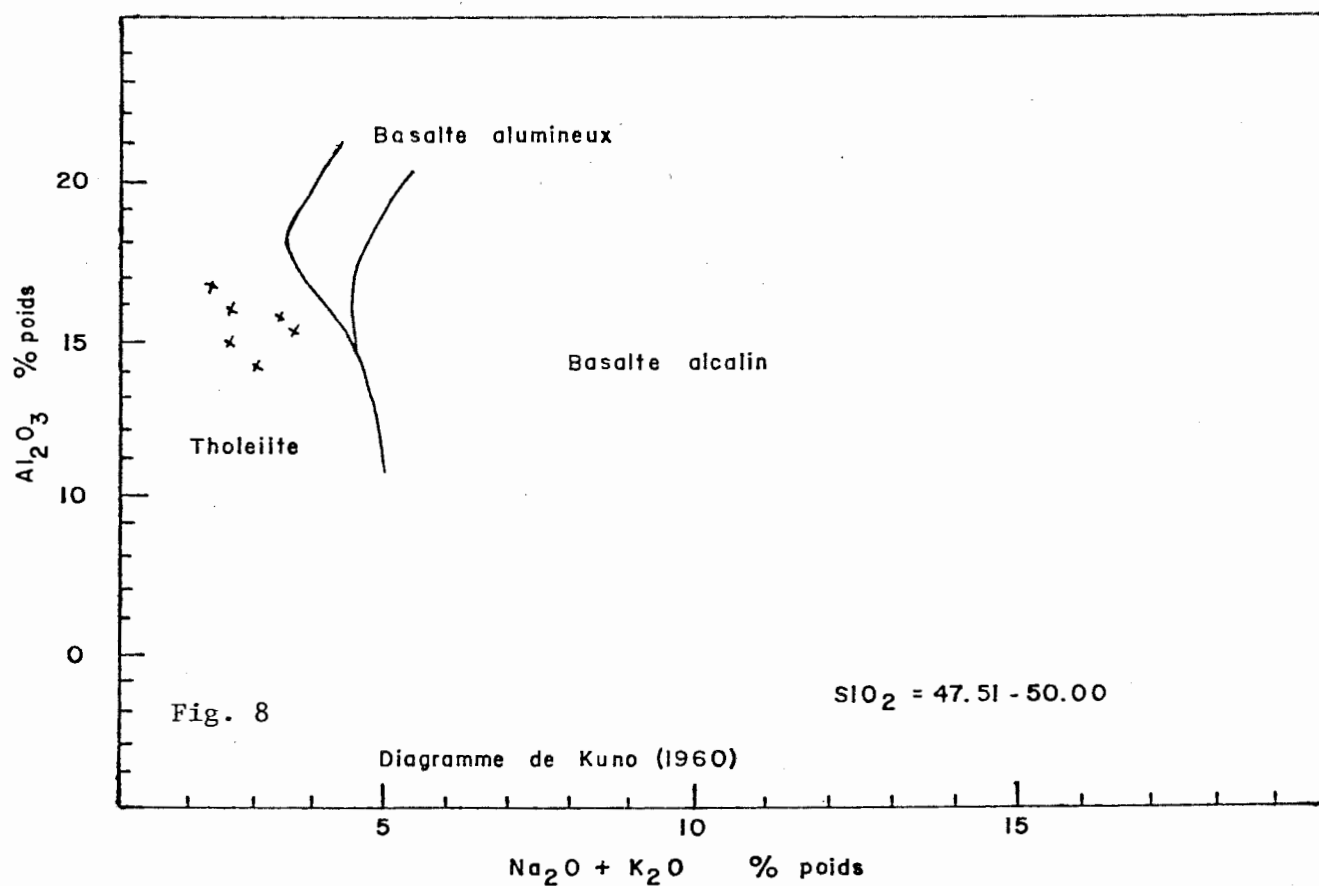
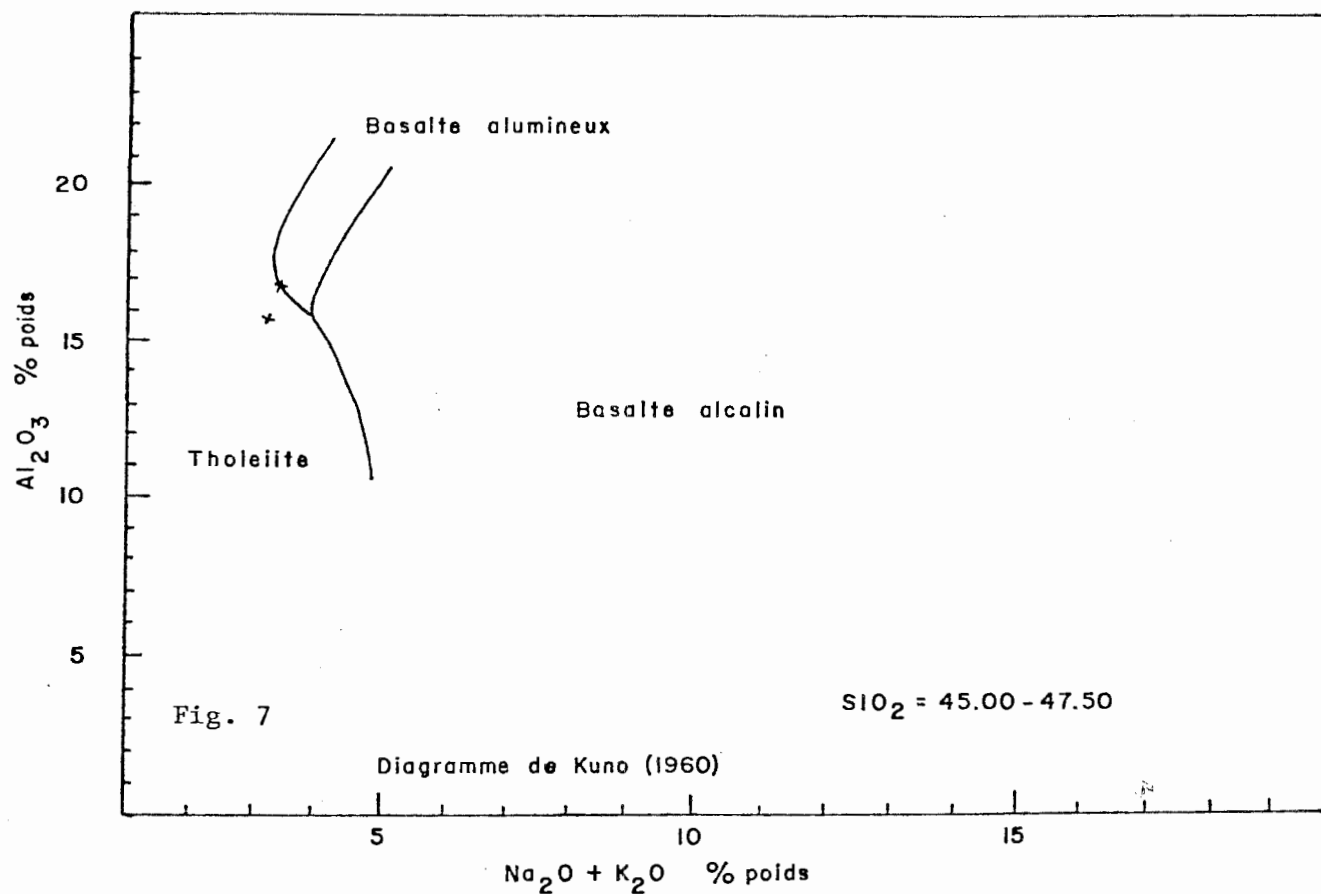
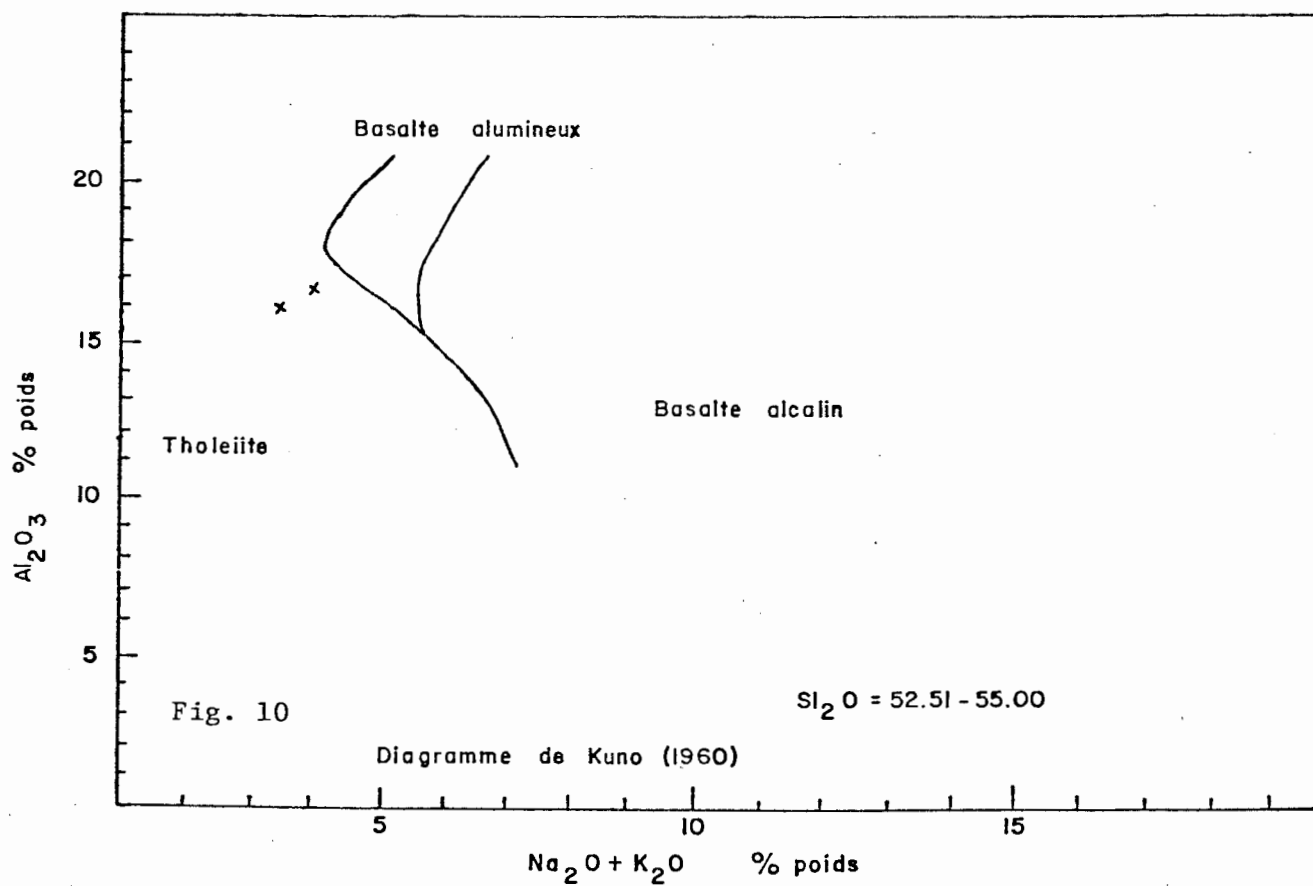
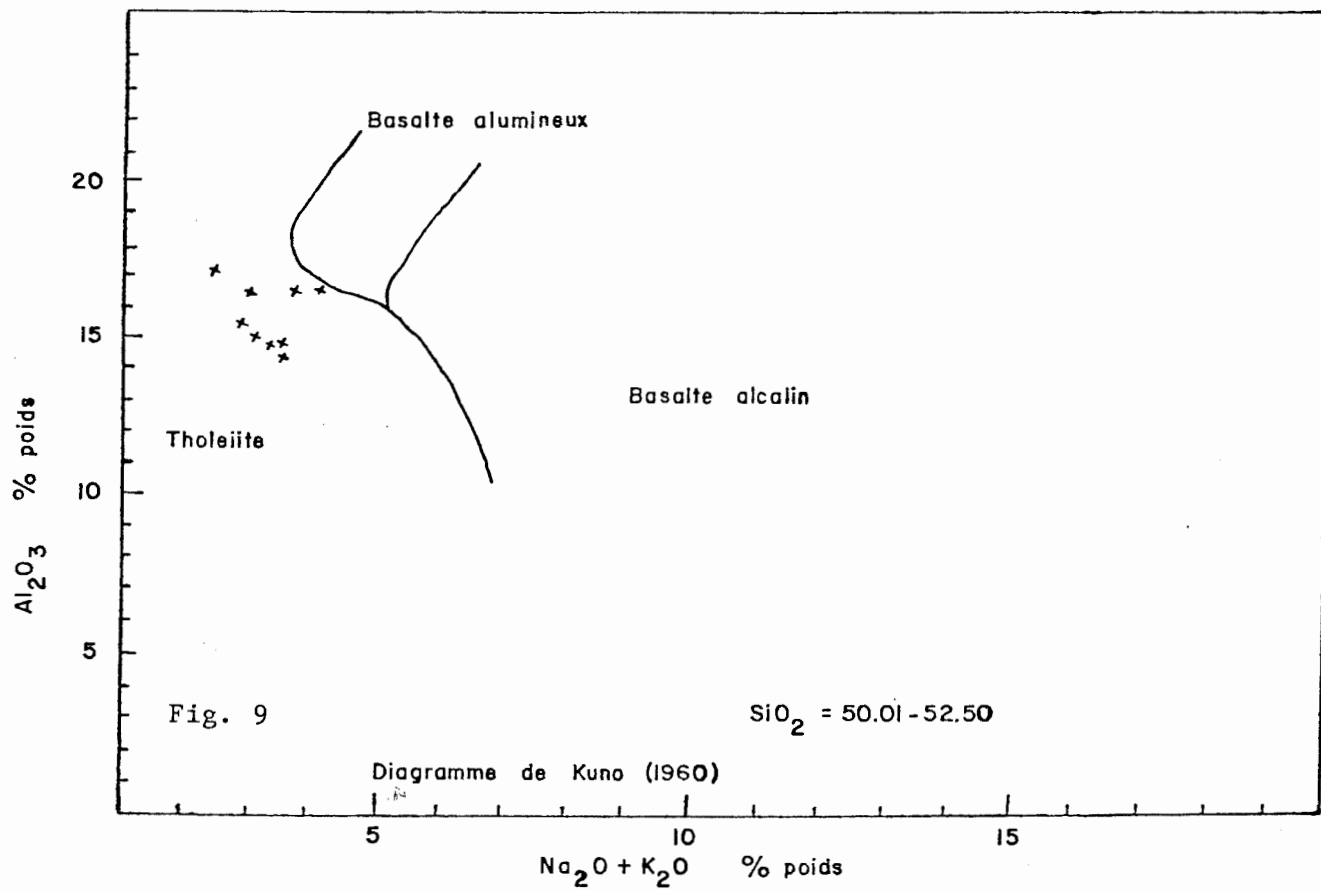


Fig. 6







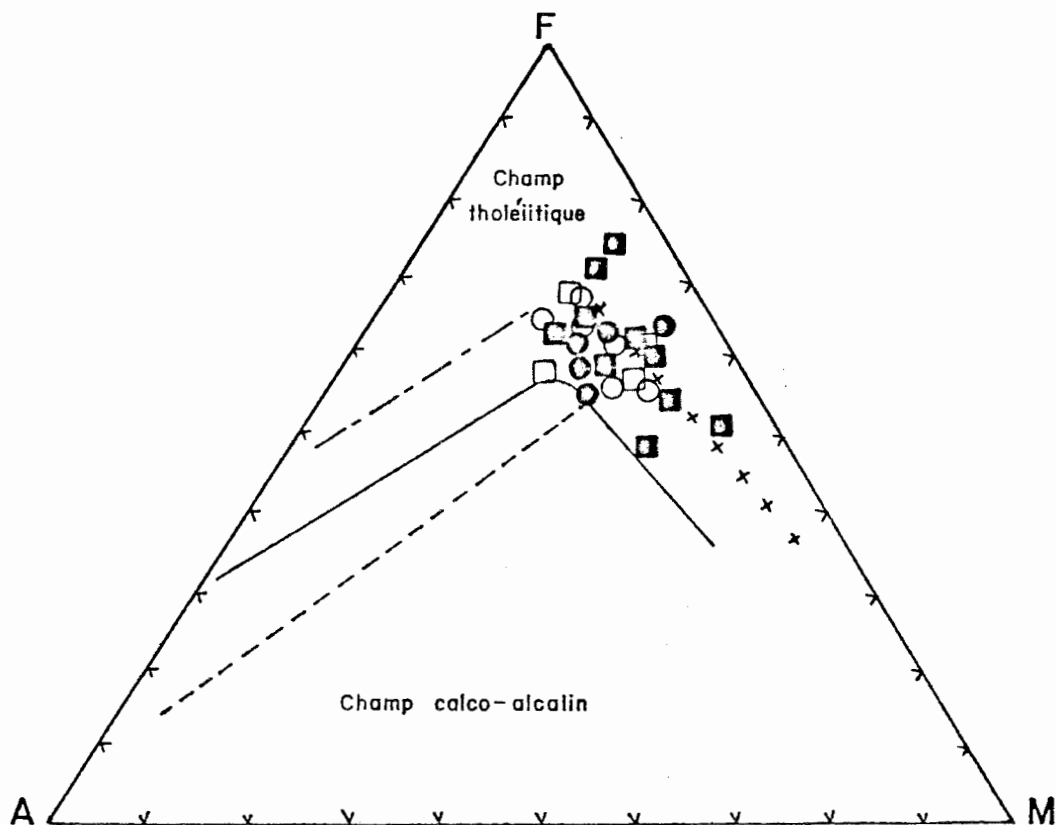


Fig. 11 Diagramme AFM. Nous pouvons aussi comparer nos échantillons à trois directions de différenciations différentes.

— — — Direction de différenciation tholéïitique de roches de Thingmuli (Islande), d'après Carmichael (1964).

+ + + + Direction de différenciation tholéïitique de roches provenant de Hawaïi, d'après MacDonald (1968).

— — — Direction de différenciation du Groupe de Roy, région de Chibougamau, d'après Allard (1976).

- Laves porphyriques la
- Laves aphyriques lc<sub>2</sub>
- Tufs
- Laves porphyriques lb

La ligne séparant le champ tholéïitique et le champ calco-alcalin est tracée d'après Kuno (1968).

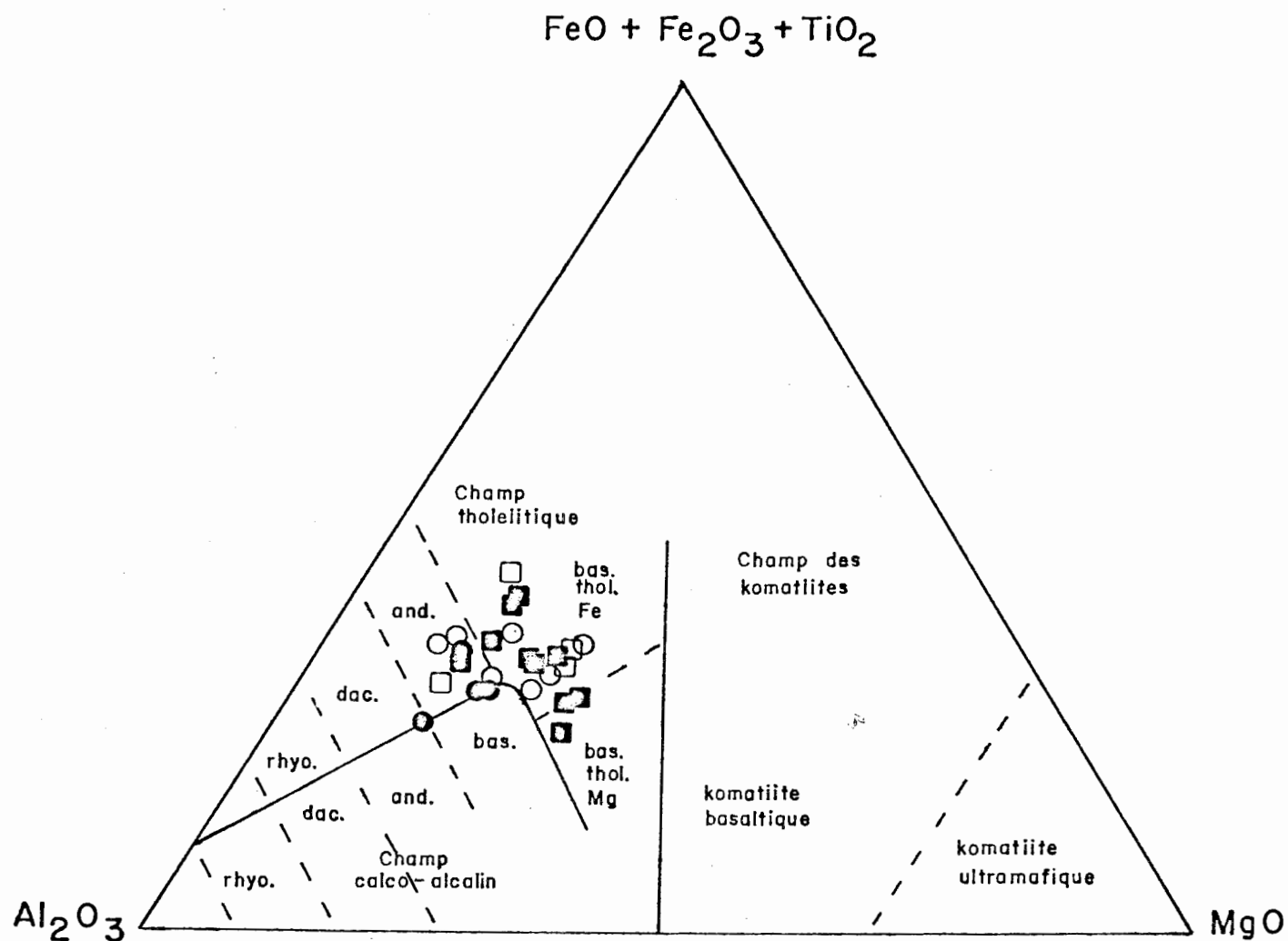


Fig. 12 Diagramme de Jensen (1976). Les analyses sont reportées à partir des différents pourcentages cationiques des différents paramètres.

- Laves porphyriques 1a
- Laves porphyriques 1b
- Laves aphyriques
- Tufs

me utilise les pourcentages cationiques des divers oxydes. Il permet de mieux situer les échantillons à l'intérieur d'une classification qui utilise des éléments stables lors du métamorphisme car, selon Jensen (1976), les cations Fe, Mg, Ti et Al sont moins susceptibles de migrer par rapport à K, Na, Ca et Si. Il constate aussi, que les processus deutéritiques et métamorphiques affectent les alcalins et le calcium, ce qui influence la norme et la composition des plagioclases.

Tous les échantillons sont situés dans le champ tholéiitique. La composition de la roche varie de tholéiite riche en magnésium à tholéiite riche en fer, à andésite. La majorité des analyses se situe dans le domaine des basaltes riches en fer.

En nous basant sur le pourcentage poids des oxydes, du calcul de la norme et de la limite de 53% de  $\text{SiO}_2$  (Taylor, 1968) entre les basaltes et les andésites, et sachant que nos roches font partie de la suite tholéiitique, nous les avons classifiées comme suit:

Echantillons	Types de roches
1, 4, 15	Tuf basaltique
2, 8, 9, 21	Tholéiite à olivine
3, 5, 6, 7, 10, 11, 12, 13, 17, 18, 23, 24, 25	Tholéiite quartzique
16, 19, 20, 22	Andésite
14	Tuf andésitique

Si nous comparons la classification que nous avons adoptée avec celle de Jensen (1976), seuls les échantillons 14 et 20 seraient andésitiques,

mais nous ne savons pas à quel moment le métamorphisme peut influencer le système de Jensen.

En comparant la direction de différenciation de nos analyses par rapport à d'autres analyses, telles que Thingmulí et Hawaii (fig. 11), nous voyons que nos échantillons correspondent à la partie enrichie en fer des tholéiites de Hawaii et qu'aucun échantillon montre un enrichissement en alcalins comme dans les tholéiites de Thingmulí. Par rapport aux roches de Chibougamau nos échantillons formeraient la partie tholéiitique du Groupe de Roy (Duquette, 1970). En résumé, les roches que nous avons analysées sont de composition basique à intermédiaire.

Les résultats de ces analyses ne permettent pas de vérifier avec certitude que la composition des roches devient plus felsique à mesure que nous montons dans la stratigraphie et que nous nous approchons du dépôt aurifère de la compagnie Chibex Ltée. En effet, si nous regardons la position des échantillons par rapport à la stratigraphie établie, nous constatons que la majorité des roches analysées se situent dans les unités 1a et 1b qui correspondent à la formation d'Obatogamau de Cimon (1977). Seuls les échantillons 19, 20, 24 et 25 se situent dans la partie inférieure de l'unité 1c<sub>2</sub> qui correspondrait à la formation d'Audet telle que décrite aussi par le même auteur, et d'après la classification que nous avons adoptée deux de ces échantillons sont de composition andésitique et les deux autres sont des tholéiites quartziques. Les échantillons provenant du voisinage immédiat du gisement sont difficiles à analyser en raison d'une trop forte carbonatation et/ou d'une quantité trop forte de sulfures. Ceci n'a pas permis d'obtenir un échantillonnage vraiment représentatif de ce secteur, mais l'observation en surface et sous-terre des roches encaissantes du gisement nous montre la présence de tufs rhyo-

litiques (fig. 16) et de rhyolites (Wagner, 1978) en particulier dans la zone sud du dépôt.

#### 4.2 Quelques constatations.

Nous avons relevé quelques résultats d'analyses provenant de divers endroits reflétant des milieux tectoniques différents (Tableau 3) afin d'établir quelques comparaisons avec les analyses que nous avons effectuées (Tableau 4).

Comparons d'abord nos analyses avec celles de roches typiques telles que tholéiite à olivine (Yoder et Tilley, 1962), tholéiite quartzique (Waters, 1962) et andésite (McBirney, 1969). Nous voyons que nos roches se situent entre les tholéiites à olivine et les tholéiites, mais plus près des tholéiites à olivine. Seulement le  $\text{SiO}_2$  (moins élevé) et le  $\text{TiO}_2$  (plus élevé) diffèrent.

La majorité de nos roches sont des tholéiites à olivine et des tholéiites quartziqes. Nos andésites se rapprochent des tholéiites de Waters.

Maintenant comparons nos analyses avec des échantillons provenant de série pigeonitique et hypersténique de Izu-Akone, Japon (Kuno, 1968). Nos analyses ont une affinité pour la série pigeonitique principalement au niveau de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Fe}(\text{tot})$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  et  $\text{TiO}_2$ . La série hypersténique, avec  $\text{SiO}_2$  trop élevé,  $\text{Fe}(\text{tot})$  trop bas,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  trop élevé,  $\text{K}_2\text{O}$  trop élevé et le  $\text{TiO}_2$  trop bas, est difficilement comparable avec nos analyses.

Gunn (1976), présente des analyses de méta-basaltes et méta-andésites d'âge Archéen. Les tholéiites à olivine et les tholéiites quartziqes sont comparable à nos analyses. Les andésites, par contre, sont plus riches en fer

TABLEAU 3

## RESULTATS D'ANALYSES CHIMIQUES PROVENANT DE DIVERSES REGIONS

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	50.34	53.09	53.81	55.55	46.76	49.77	56.17	59.38	49.16	50.80	50.31
TiO <sub>2</sub>	0.81	1.17	0.95	0.83	1.00	1.32	0.94	0.85	2.29	2.00	1.71
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.72	15.44	17.79	17.24	15.17	15.07	17.26	17.33	13.13	13.90	13.77
FeO	8.96	9.01	6.60	5.96	-	-	-	-	9.71	9.30	6.48
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.80	4.02	2.44	3.68	13.27	14.18	8.97	7.59	1.31	2.60	3.37
MgO	7.40	4.66	5.87	4.42	7.36	6.52	5.01	4.44	10.41	4.10	2.27
CaO	11.93	9.68	8.79	8.40	10.84	9.50	6.91	4.95	10.93	7.90	5.58
Na <sub>2</sub> O	1.37	2.12	2.76	2.92	2.09	3.07	3.71	4.41	2.15	3.00	3.91
K <sub>2</sub> O	0.27	0.45	0.62	0.68	0.26	0.26	0.84	0.91	0.51	1.5	1.88
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.09	0.12	0.19	0.13	0.09	0.14	0.15	0.11	0.16	0.40	0.46
MnO	0.31	0.23	0.19	0.18	0.20	0.22	0.14	0.11	0.16	0.20	0.23

- 1- Basalte, série pigeonitique, Izu-Akone, Japon (Kuno, 1968) (Table 4)
- 2- Basalte andésitique, série pigeonitique, Izu-Akone, Japon (Kuno, 1968) (Table 4)
- 3- Basalte, série hypersténique, Izu-Akone, Japon (Kuno, 1968) (Table 4)
- 4- Basalte andésitique, série hypersténique, Izu-Akone, Japon (Kuno, 1968) (Table 4)
- 5- Méta-basalte (tholéiite quartzique) archéen, (Gunn, 1976) (AV-86)
- 6- Méta-basalte (tholéiite à olivine) archéen, (Gunn, 1976) (AV-42)
- 7- Méta-andésite archéenne, (Gunn, 1976) (AV-62)
- 8- Méta-andésite archéenne, (Gunn, 1976) (AV-30)
- 9- Tholéiite à olivine, Kilauea, Hawaii, (Yoder et Tilley, 1962) (Table 2)
- 10- Moyenne des tholéiites du type Yakima, basalte de la rivière Columbia (Waters, 1962) (Table 2)
- 11- Moyenne d'andésites riches en fer de zones océaniques non-orogénique, (McBirney, 1969) (Table 2)



TABLEAU 4

## MOYENNE DES ANALYSES

	Tholéiite à olivine	Tholéiite quartzique	Andésite
$\text{SiO}_2$	47.33	50.37	54.05
$\text{TiO}_2$	.98	1.07	1.48
$\text{Al}_2\text{O}_3$	15.63	15.33	14.94
$\text{FeO}$	9.71	10.48	9.96
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	3.56	3.73	4.09
$\text{MgO}$	7.44	5.33	3.83
$\text{CaO}$	11.03	9.83	8.24
$\text{Na}_2\text{O}$	2.50	1.98	2.47
$\text{K}_2\text{O}$	.15	.07	.13
$\text{P}_2\text{O}_5$	.08	.18	.09
$\text{MnO}$	.24	.35	.28

dans notre cas et l'aluminium n'a pas une moyenne aussi élevée que les résultats de Gunn. Cet auteur n'indique pas si les laves qu'il a analysées sont porphyriques ou aphyriques.

La moyenne de  $\text{TiO}_2$  de nos échantillons est de 1.121% avec un seul résultat plus haut que 1.75%. Ainsi nos roches seraient des laves de type circum-océanique d'après Chayes (1965) mais Kushiro (1973) et Gunn (1976) ont relevé des valeurs de .76 à 2.63% et .5 à 1.25% de  $\text{TiO}_2$  dans des roches abyssales et dans les dorsales océaniques respectivement. Nous pouvons aussi ajouter, que nos roches ont une moyenne de .093% de  $\text{K}_2\text{O}$  avec un maximum de .285% et Hubregtse (1976) a relevé dans des roches archéennes du Manitoba une moyenne de .27% en  $\text{K}_2\text{O}$  et il considère cette moyenne comme étant faible pour un milieu d'îles en arc.

Ainsi il est difficile de relier les zones de roches vertes de l'Archéen à un milieu tectonique particulier, car, des auteurs tels que Anhausser (1973) les compare à des milieux d'îles en arc tandis que Glikson (1971) verrait le modèle Alpin et nous pouvons ajouter Windley (1973) qui suggère une formation à partir de rift développé entre des plaques sialiques divergentes.

## CHAPITRE 5

### METAMORPHISME

Deux périodes de métamorphisme régional ont affecté les roches de la région soit les orogénèses Kénoréenne et Grenvillienne. Pendant, ou à la fin de l'orogénèse Kénoréenne, la mise en place du Stock de Dauversière a provoqué la formation d'une auréole de métamorphisme de contact sur les roches encaissantes.

A l'exception du Stock de Dauversière et des dykes de gabbro et de diabase, toutes les roches furent affectées par le métamorphisme régional relié à l'orogénèse Kénoréenne et dont le faciès est celui des schistes verts.

A l'exception de la partie nord-ouest et nord de la région de Rohault, et de la majorité de la région de La Dauversière, toutes les roches ont été affectées par le métamorphisme régional relié à l'orogénèse Grenvillienne. Toutes ces roches sont au faciès des amphibolites.

#### 5.1 Métamorphisme régional.

La période de métamorphisme relié à l'orogénèse Kénoréenne a causé une transformation des assemblages minéralogiques primaires de la roche pour des assemblages typiques des schistes verts de la séquence basique.

Plus tard, l'orogénèse Grenvillienne a affecté plus particulièrement les roches de la partie sud et sud-est de la région cartographiée. Ainsi le métamorphisme régional augmente en direction sud-est. En fait, nous entrons dans la zone dite du "foreland" telle que décrite par Wynne-Edwards (1972).

Il s'agit de la zone d'influence du Grenville.

Pour étudier la progression métamorphique, le coin sud-est de la région de La Dauversière et la région de Rohault offrent les meilleures possibilités (fig. 13).

A partir de l'observation de 13 sections-minces, nous avons établi la limite entre le faciès des schistes verts et celui des amphibolites dans ce secteur. Voici donc les assemblages minéralogiques de ces échantillons représentatifs de laves porphyriques et aphyriques. La calcicité des plagioclases fut mesurée à l'aide des huiles à immersion et les valeurs furent reportées sur les courbes de Morse (1968).

Zone A<sub>1</sub>: Faciès des schistes verts

Zone de la chlorite

Echantillons:

1 et 2 : Qz-Ab(An-5)-Epi-Chl-C-Mag

3 : Qz-Ab(An-5)-Epi-Chl-Act-Musc-C-Mag

4 : Qz-Ab(An-5)-Epi-Chl-Act-C

Ces assemblages minéralogiques sont typiques du faciès des schistes verts de la séquence basique. Brown (1967), a décrit un assemblage minéralogique semblable à l'échantillon 3, où la muscovite est présente. En effet, la muscovite peut se retrouver dans les zones de basse et moyenne pression au faciès des schistes verts mais elle disparaît lorsque le faciès devient celui des amphibolites de la zone de l'épidote. Billings et White (1950), ont aussi décrit des assemblages minéralogiques où l'actinote peut ou non être présente, et cette transformation de chlorite en actinote se ferait probablement à température égale mais avec une pression de CO<sub>2</sub> décroissante selon

Miyashiro (1973).

## Zone A<sub>2</sub>: Faciès des schistes verts

Echantillons:

5 à 9 incl.: Qz-Hor-Chl-Epi-Ab(An-5)-C-Alm

Ces assemblages sont caractérisés par l'apparition de la hornblende et de l'almandin. La figure 13, nous montre la ligne de première apparition de ces minéraux. Il est à noter qu'à certains endroits l'actinote coexiste avec la hornblende bleue-verte. Etant donné que le passage du faciès des schistes verts au faciès des amphibolites se produit lors du changement brusque de la composition du plagioclase qui varie de l'albite à l'oligoclase, les échantillons 5 à 9 inclusivement sont au faciès des schistes verts. Selon Winkler (1974), ces assemblages seraient considérés comme étant typiques du faciès des amphibolites à albite, car il définit l'amphibolite de la séquence basique comme une roche composée principalement de plagioclases et de "hornblende".

## Zone B: Faciès des amphibolites

Zone de l'almandin

Echantillons:

10 à 13 incl.: Qz-Hor-Epi-Olg-Alm

La calcicité du plagioclase (oligoclase) varie comme suit:

Echantillons	An
10	25
11	28
12	22
13	25

## LA DAUVERSIERE

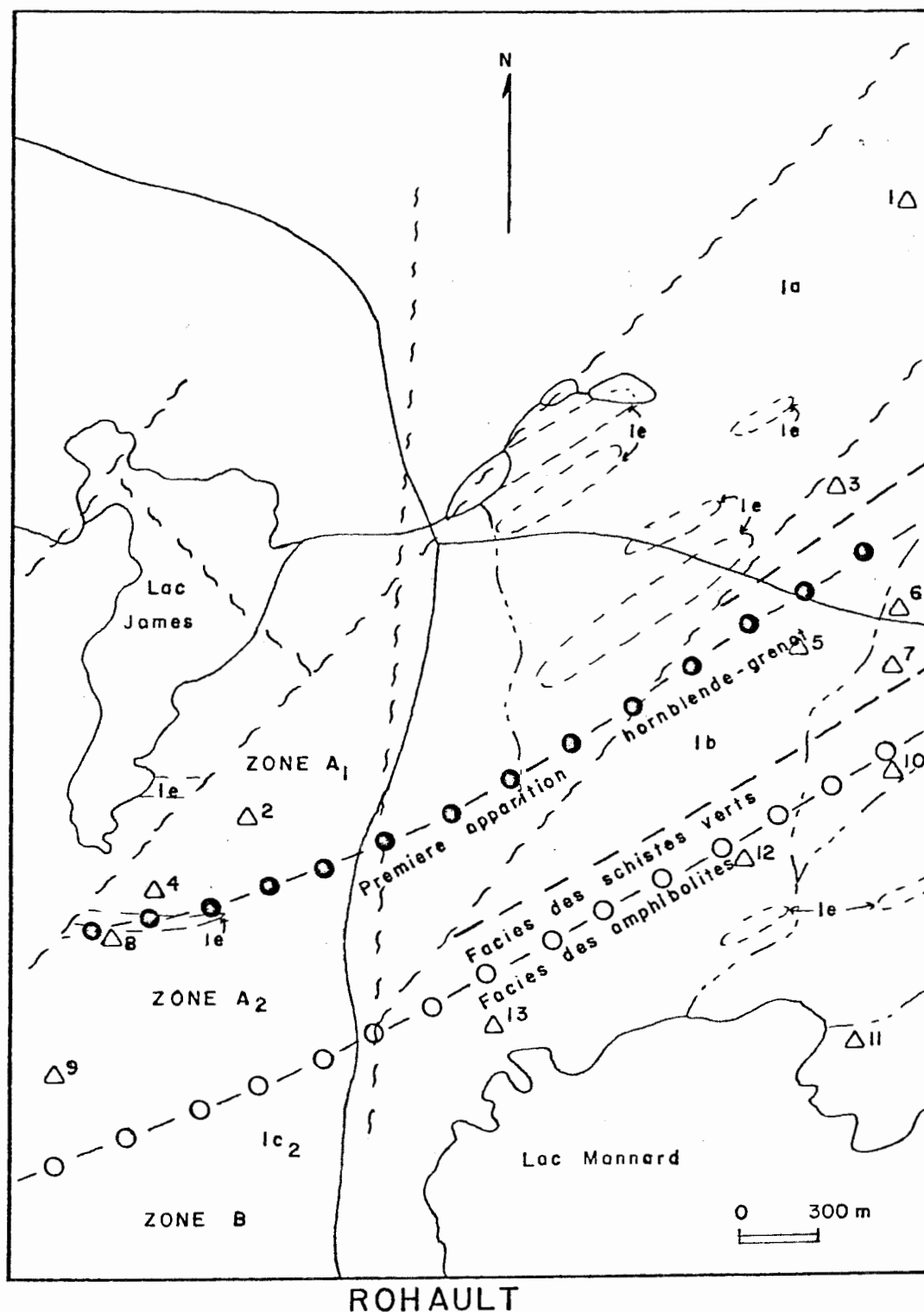


Fig. 13 Carte représentant la démarcation entre le faciès des schistes verts et celui des amphibolites, de même que la ligne de première apparition du grenat et de la hornblende.

Ainsi, le faciès des amphibolites est atteint, et nous notons que la chlorite a disparu avec l'albite.

Plus au sud, les assemblages minéralogiques de deux échantillons représentatifs, l'un des grès et l'autre des gneiss rubannés à hornblende, sont les suivants:

Grès: Qz-And(An-35)-Bio-Chl-Mus-Alm

Gneiss: Qz-And(An-42)-Epi-Bio-Alm-Hor-Mag

Ces assemblages sont aussi caractéristiques du faciès des amphibolites, mais le grade n'est pas très élevé car l'épidote est encore présente.

En examinant les assemblages minéralogiques et les textures des roches de ce secteur et en étudiant quelques sections-minces de la zone du dépôt cupro-aurifère, nous pouvons affirmer que l'extension ouest de la limite entre le faciès des schistes verts et celui des amphibolites passe au sud du gisement de la compagnie Chibex.

## 5.2 Métamorphisme de contact.

En bordure de l'intrusion granitique du Stock de Dauversière, la roche est métamorphisée au faciès des amphibolites. Le grade du métamorphisme diminue à mesure que nous nous éloignons des roches de bordure de l'intrusion. Le faciès passe à celui des schistes verts qui est celui du métamorphisme régional dans ce secteur.

L'assemblage minéralogique des tufs mafiques en bordure est le suivant:

Qz-Hor-Epi-Olg(An-25)-Mag

Les grenats ne sont pas présents dans ces tufs, mais se retrouvent dans les laves adjacentes. Les derniers grenats disparaissent à environ 450 m du contact de l'intrusion granitique. Ces grenats se présentent sous forme de porphyroblastes idioblastiques poeciloblastiques, ayant cristallisés en travers d'une schistosité préexistante (Planche VII A). Cette schistosité est reliée à l'activité orogénique Kénoréenne syn - ou pré-granite.



## CHAPITRE 6

### STRUCTURES

#### 6.1 Plis et intrusion.

Le Stock de Dauversière serait situé au coeur d'une structure anticlinale orientée un peu au sud de l'est d'après Duquette (1970). Les sommets qui font face au sud de même que les pendages des couches tendent à démontrer la présence de cette forme anticlinale. De plus nous pouvons ajouter que Cimon (1977), dans la région située au nord du Stock de Dauversière, a de nombreuses évidences de sommets faisant face au nord. Les stratigraphies entre le nord et le sud du stock sont aussi comparables. Ce plissement Kénoréen a provoqué la formation d'une schistosité régionale à peu près est-ouest sauf en bordure de la masse granodioritique, où elle est parallèle au contact.

Au sud-est de La Dauversière et dans la région de Rohault nous pouvons voir les évidences d'une tectonite polyphasée, car la complexité de la structure augmente dans cette direction à mesure que nous nous approchons de la zone d'influence du Front de Grenville. Ainsi, à l'intérieur même des gneiss rubannés à hornblende, nous discernons au moins deux phases de déformation. En effet, l'étude des directions et pendages du litage, nous montre la présence d'un grand pli couché dont seule la plongée peut être déduite par la méthode de Wegmann, qui se résume comme suit: A partir d'un litage vertical, nous devons chercher près de celui-ci, un endroit où le litage a une orientation perpendiculaire à ce dernier. Le pendage de ce nouveau litage est parallèle à la plongée du pli dans ce secteur. Ainsi, le pli majeur

dans ces gneiss a une plongée d'environ  $45^{\circ}$  avec une direction un peu au sud de l'est.

Maintenant, si nous observons les laves dans le coin sud-est du canton de La Dauversière, nous constatons une variation dans l'orientation des couches. En effet, à mesure que nous nous approchons du coin de ce quart de canton, le litage passe graduellement d'une orientation est-ouest à une orientation nord-est. Les coussinets des laves deviennent, aussi, de plus en plus déformés (Planche VIIIB). A environ 800 m à l'est de notre région et au niveau de la limite de partage des deux quarts de cantons, apparaissent des plis montrant plusieurs phases de déformation (Planche VIll). Ainsi le litage  $S_0$  et la schistosité  $S_1$  sont plissés en un pli dont la plongée est abrupte vers le nord-est. Le plan axial  $S_2$  de ce pli est aussi plissé en un large pli très ouvert. Une autre structure se superpose à cet ensemble. Il s'agit de "kink" se développant sur les flancs des deux derniers plis et qui recoupe en direction nord-est.

L'augmentation de l'intensité tectonique qui se fait de façon nord-sud et est-ouest, est en relation avec la direction prise par le Front de Grenville, dans ce secteur. En effet, Duquette (1970) et Deland et Grenier (1959), indiquent que le Front de Grenville a une orientation à peu près est-nord-est dans la région de Rohault, pour tourner brusquement vers le nord-est à l'est du canton de La Dauversière. Cependant, nous croyons que la limite du Front de Grenville telle que tracée par ces auteurs, n'est pas tout à fait exacte quant à sa position. Elle devrait être plus au sud car la région que nous avons étudiée ne fait pas partie de la zone du Front de Grenville mais elle est plutôt dans la zone d'influence appelée "foreland" par Wynne-Edwards (1972). Les roches du sud et du sud-est de la région cartographiée,

## PLANCHE VIII

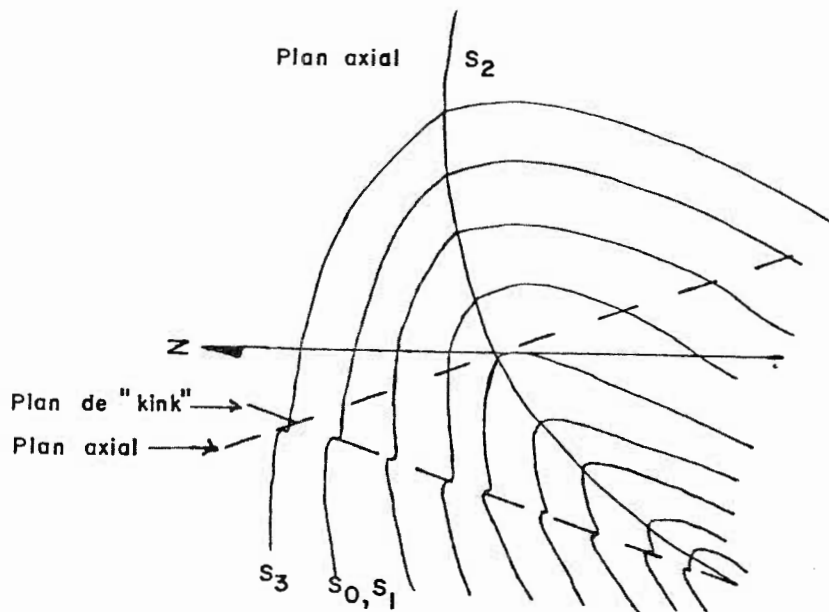
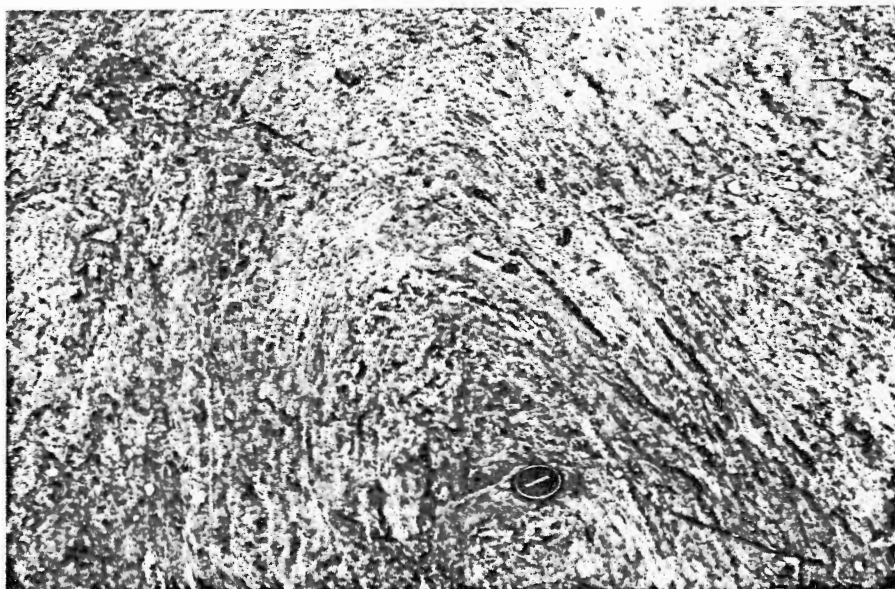


Schéma simplifié d'une tectonite polyphasée représentée sur la photo ci-dessous.



Pli de 3ièm phase dans une unité volcano-sédimentaire. La première schistosité appartient au grand pli anticlinal régional et cette schistosité est replissée en un pli dont le plan axial est aussi plissé. Le protège lentille mesure 5 cm.

ont subi les effets thermiques et tectoniques causés par l'orogénèse Grenvillienne, mais elles font partie de la province géologique du Supérieur.

## 6.2 Failles et zones de cisaillement.

Nous pouvons distinguer quatre (4) types principaux de failles et/ou zones de cisaillement:

- a) Zones de cisaillement est-ouest.
- b) Failles nord-ouest.
- c) Failles nord-sud et nord-nord-est.
- d) Failles nord-est.

### 6.2.1 Zones de cisaillement est-ouest.

Ces structures sont surtout abondantes dans la région du dépôt cupro-aurifère et sont intimement reliées à la minéralisation (fig. 16). Ces zones de cisaillement contiennent presque toujours des minéralisations en chalcoppyrite, pyrite, pyrrhotine et sont souvent altérées en carbonates tels que calcite, ankérite et sidérose.

En général, ces zones de cisaillement ont une largeur de quelques mètres à l'exception des environs immédiats du gisement, où les zones affectées peuvent atteindre 10 m.

Les dykes porphyriques quartzo-feldspathiques se sont mis en place parallèlement à ces zones de cisaillement.

L'observation sur le terrain de ces zones de cisaillement nous

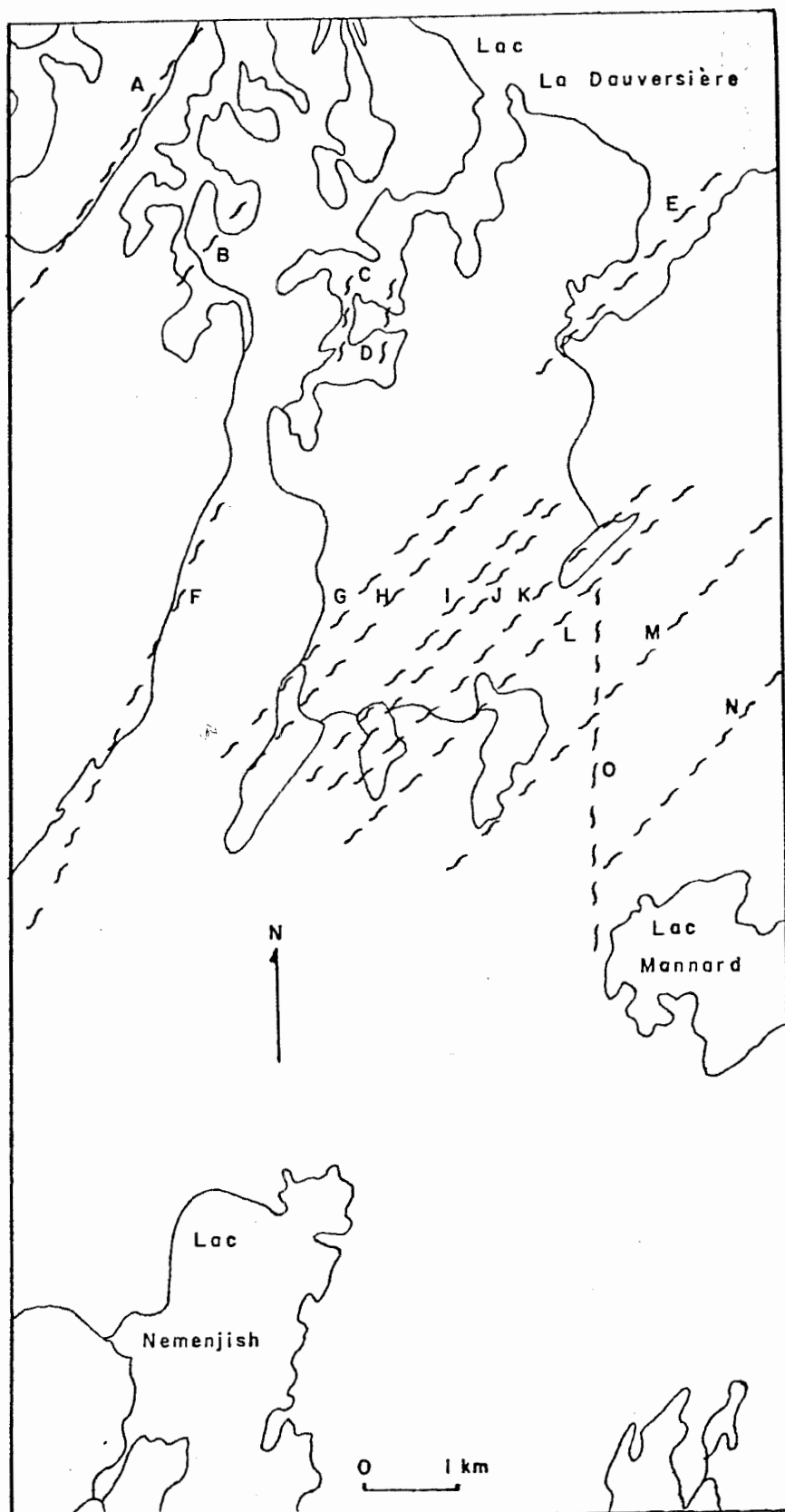


Fig. 14 Carte schématique représentant les principales failles de la région.

montre qu'elles sont toujours recoupées par les failles nord-est et qu'il y a eu plusieurs mouvements. Les plis d'entraînement rencontrés à proximité des zones de cisaillement suggèrent un déplacement dextre.

#### 6.2.2 Failles nord-ouest.

Ces failles sont peu nombreuses et se rencontrent principalement dans le secteur du gisement. Une de celles rencontrées dans ce secteur est minéralisées en or et chalcopryrite (fig. 16). Ces failles nord-ouest sont recoupées par les failles nord-est. Le déplacement de ces failles est sénestre dans celles que nous avons rencontrées.

#### 6.2.3 Failles nord-sud et nord-nord-est.

Ce type de failles est fréquent et les déplacements observés sont autant sénestre que dextre. Certaines indications montrent que les failles dextres sont déplacées par les failles nord-est (Planche 1X).

Les principales failles nord-sud et nord-nord-est sont: Les failles C et D (fig. 14) qui sont situées en bordure de l'intrusion granitique, la faille O et celles situées dans le secteur du gisement. Dans ce dernier cas, les dykes de roches vertes y sont souvent associés (fig. 16).

#### 6.2.4 Failles nord-est.

C'est le système de failles le plus jeune de la région. Le long de la ligne de séparation entre les deux quarts de cantons nous pouvons ob-

## PLANCHE IX



Dyke quartzo-feldspathique intrusif dans une unité de lave (1a). Il y a d'abord eu une fracture nord-sud qui a déplacé le dyke de façon dextre, suivie d'une fracture nord-est ayant le même type de déplacement. La flèche indique le nord et mesure 10 cm.

server que l'orientation de ces failles varie. L'orientation de ces failles tend beaucoup plus vers le nord à mesure que nous nous éloignons vers l'ouest. Le déplacement de ces failles est presque toujours dextre à l'exception des failles A, E, F et J (fig. 14).

Nous pouvons déterminer quatre failles majeures quant à leur déplacement. Il s'agit des failles A, L, M et N. Les évidences sont les suivantes:

Faille A: L'ensemble des roches pyroclastiques à l'ouest de la faille ne se retrouvent pas du côté est. Le déplacement horizontal serait sénestre pour des raisons stratigraphiques (Chapitre 2).

Faille L: Cette faille occasionne un déplacement dextre d'au moins 1 km selon la composante horizontale, mais son déplacement vertical ne peut être déterminé. Les évidences de ce déplacement majeur sont montrées par la masse granitique qui est déplacée vers le sud à l'est de la faille et par le gros filon-couche de métagabbro que nous ne retrouvons pas à l'est de cette faille.

Faille M: A l'est de cette faille, les couches sont orientées nord-est tandis qu'à l'ouest le litage est à peu près est-ouest. De plus, les gabbros situés près des trois petits lacs à l'est du lac James, ne peuvent être suivis et ceci même dans les forages. Le déplacement horizontal de cette faille serait dextre d'après le déplacement observé dans les laves porphyriques 1b.



Faïlle N: Faïlle majeure à déplacement horizontal dextre si nous observons le déplacement des laves porphyriques lb.

L'âge des failles nord-est, versus les dykes de gabbro, cause certains problèmes. Allard (1976), suggère que les dykes de gabbro similaire à celui de La Dauversière, sont métamorphisés dans pré-métamorphisme Kénoréen. Pour notre part, l'étude des sections-minces nous révèle que le dyke de La Dauversière est nullement métamorphisé, même si certains échantillons montrent une altération deutérique. Ainsi nous plaçons ce dyke post-Kénoréen et il est logé dans une fracture N 25° E donc de même orientation que la majorité des failles N-E de La Dauversière. Par contre, le dyke de gabbro à l'ouest du lac Nemenjish est métamorphisé par l'influence de l'orogénèse Grenvillienne et se loge dans une fracture N 50°-55° E. Ainsi, les dykes de gabbro se situent entre l'orogénèse Kénoréenne et le métamorphisme Grenvillien. Les fractures hôtes de ces dykes sont forcément plus vieilles mais recoupent les plissements Kénoréens. Dans les cantons de Rinfret (Allard 1967) et Lemoine (Allard et Caty 1967), un système de failles orienté à peu près N25°E est relié aux effets tectoniques du Grenville. Ainsi deux possibilités s'offrent à nous. Si nous admettons que notre système de faille N 25° E est similaire à celui de Lemoine et Rinfret, ceci place les dykes de gabbro d'âge Protérozoïque et non pas Archéen comme le suggère Allard (1976). L'autre possibilité est que ce système de failles n'a rien à voir avec celui de Lemoine et Rinfret et que les dykes de gabbro soient effectivement Archéens mais demeurent post-Kénoréens. Il serait donc nécessaire de faire une étude géochronologique des dykes de gabbro et diabase afin de solutionner le problème. Cette étude devra être régionale.

## CONCLUSIONS

Les roches de la région de Chibougamau ont subi les effets de l'orogénèse Kénoréenne qui les a plissées en de larges anticlinaux et synclinaux dont l'orientation est à peu près est-ouest. La région étudiée se trouve sur le flanc sud de l'une de ces formes anticlinales, car les sommets indiquent que la stratigraphie s'établit du nord vers le sud. Cette orogénèse a d'ailleurs métamorphisé les roches au faciès des schistes verts.

Les roches rencontrées au cours de notre étude sont en majorité des roches volcaniques, volcano-sédimentaires et des filons-couches de gabbro, appartenant à la suite tholéiitique et dont la composition varie de basalte à andésite à rhyolite. Les roches sédimentaires constituent l'autre type de roche dominant, provenant de l'érosion de roches granitiques et de roches volcaniques. Les roches volcaniques sont plus vieilles que les roches sédimentaires. Une partie des roches volcaniques a été séparée en deux formations stratigraphiques dont la plus vieille, à la base de la séquence volcanique, de composition basaltique à andésitique, est l'Obatogamau suivi de la Formation d'Audet de composition andésitique à rhyolitique, et le reste appartient probablement à la Formation de Gilman, de composition mafique. Ces trois formations appartiennent au Groupe de Roy.

Vers la fin ou après l'orogénèse Kénoréenne il y a eu la mise en place du Stock de Dauversière qui est une granodiorite à biotite injectée par de nombreux dykes d'aprites et ayant une zone d'enclaves en bordure. Une partie de cette masse intrusive occupe le nord de notre région. La mise en place de la granodiorite a causé la formation d'une auréole de métamorphisme

de contact dont le grade est celui de l'amphibolite.

Plusieurs systèmes de failles et de zones de cisaillement ont affectées toutes les roches de la région. Les failles d'orientation nord-est sont celles qui ont occasionnées les plus grands déplacements et elles sont les plus jeunes car elles recoupent tous les autres systèmes de failles. Les dykes de gabbro et de diabase, qui sont les roches les plus jeunes de la région, se sont logés dans ces fractures nord-est.

Les failles N 25° E constitue un système de failles qui pourrait être relié aux effets tectoniques de l'orogénèse Grenvillienne, mais pourrait aussi être complètement étranger au Grenville. Une étude géochronologique des dykes de gabbro et de diabase, intrusifs dans ces structures, serait nécessaire.

Ainsi, toutes les roches étudiées font partie de la province du Supérieur. A l'exception des dykes de gabbro et de diabase, elles ont subi les influences de l'orogénèse Kénoréenne. Plus tard, le dyke de gabbro situé à l'ouest du lac Nemenjish, de même que toutes les roches au sud de la région, furent affectés par les effets de l'orogénèse Grenvillienne.

Le gisement aurifère de la compagnie Chibex se situe dans ce contexte géologique, et stratigraphiquement dans la Formation de Waconichi. Les rhyolites, les roches volcaniques de composition andésitique et les filons-couches de métagabbro sont les roches encaissante de la minéralisation. Les dykes quartzo-feldspathiques qui sont très abondants, sont post-filons-couches de métagabbro et, zones de cisaillement est-ouest. La minéralisation s'est mise en place préférentiellement dans ces zone de cisaillement.

## ANNEXE 1

Pourcentage relatif des minéraux  
constituants des différentes roches  
cartographiées.

# ANNEXE 1

	TUFS MAFIQUES (ld <sub>1</sub> ) (Faciès des amphibolites)	TUFS A CRISTAUX (ld <sub>1</sub> ) (Faciès des schistes verts)	TUFS A GRAINS MOYENS (ld <sub>1</sub> ) (Faciès des schistes verts)
Hor	60%	-	-
Act	-	40%	3%
Chl	-	tr	-
Micas blancs	-	-	35
Epi grains isolés	5	10	15
saussurite	10	10	5
Qz	5	10	15
Pl	20 (Olg)	15 (Ab grains fins) 15 (Ab phénocristaux)	25
Sph	-	tr	tr
Opaques	tr	tr	2

Moyenne de 2  
sections-minces

Moyenne de 2  
sections-minces

Moyenne de 3  
sections-minces

N.B. Ces moyennes ne sont pas des moyennes d'analyses modales.

ANNEXE 1 (suite)

	TUFS A BLOCS (2b) (matrice)	LAVES PORPHYRIQUES (1a) ayant environ 1% de phéno- cristaux d'albite. (Faciès des schistes verts)		LAVES PORPHYRIQUES (1b) ayant environ 10% de phéno- cristaux d'albite. (Faciès des schistes verts)
		Riche en chlorite	Riche en actinote	
Act	-	-	60%	45%
Qz	5%	8%	5	5
Chl	tr	40	5	-
Hor	25	-	-	-
Pl	55 An-25 An-28	30 (Ab)	15 (Ab)	40 (Ab)
Epl	tr	20	15	10
Bio	5	-	-	-
C	5	2	tr	-
Musc	-	tr	-	-
Gr	5	-	-	-
Opaque	tr	-	tr	tr
	Moyenne de 2 sections-minces	Moyenne de 8 sections-minces	Moyenne de 14 sections-minces	Moyenne de 8 sections-minces

ANNEXE 1 (suite)

	LAVES APHYRIQUES (1c <sub>2</sub> ) (Faciès des amphibolites)		GNEISS RUBANNE A HORNBLENDE (6b) (Faciès des amphibolites)	FILONS-COUCHES DE METAGABBRO (1e) (Faciès des schistes verts)
	Altérés en carbonates	Non-altérés en carbonates		
Act	-	-	-	55%
Chl	-	-	-	5
Hor	50%	55%	50%	-
Pl	30 (Ol <sub>g</sub> )	35 (Ol <sub>g</sub> )	35 An-35 à An-45	25 (Ab)
Qz	2	5	5	2
Epl	5	3	3	10
Bio	tr	tr	2	2
Mag	-	-	tr	tr
C	8	2	tr	1
Gr	-	-	5	-
Sph	-	-	tr	-
Opaques	tr	tr	tr	tr
	Moyenne de 9 sections-minces	Moyenne de 5 sections-minces	Moyenne de 5 sections-minces	Moyenne de 6 sections-minces

## ANNEXE 1 (suite)

	SHALE GRAPHITIQUE (2a)	GRES ET MATRICE DU CONGLOMERAT (3)	ARGILITE ET FRAGMENTS MAFIQUES DU CONGLOMERAT (3)
Qz	25%	45%	10%
Pl	5	35 An-28 An-32 An-35	40 An-28, An-30 An-28, An-35
Bio	3	10	10
Chl	5	2	15
Mus	10	3	tr
Epi	2	2	15
Gr	-	3	5
T	-	tr	tr
Ct	5	-	-
Grh	35	-	-
Opaques (autres)	10	tr	tr
	Moyenne de 2 sections-minces	Moyenne de 3 sections-minces	Moyenne de 4 sections-minces



ANNEXE 1 (suite)

Analyses modales (Stock de Dauversière)

	Centre			Bordure			Bordure porphyroïde	
Qz	20.98%	20.62%	21.59%	16.84%	16.66%	17.87%	13.51%	13.13%
Mic	20.00	17.93	21.92	7.50	7.71	8.52	4.04	4.06
Pl	50.07	51.69	51.17	47.06	45.61	47.54	63.60	59.98
Bio	4.83	5.50	4.40	19.46	19.03	20.23	12.30	11.23
Epi	1.69	1.00	.53	7.69	7.98	8.62	9.09	9.33
Hor	.16	.25	-	-	.35	.90	.55	.43
Mus	.76	.93	-	1.19	1.57	2.26	1.28	1.12
Chl	1.18	1.35	.35	.18	.78	1.45	.55	.60
Ser	.08	.08	-	-	.17	.72	.09	.17
Sph	.08	-	-	.09	.08	.18	-	-
Zr	.08	.08	-	-	-	.09	.09	-
Nb.de points	1179	1180	1113	1092	1140	1102	1088	1158

## ANNEXE 2

### Analyses chimiques

## ANNEXE 2A

Tuf à grains moyens (ld<sub>1</sub>)

Analyse chimique

SiO <sub>2</sub>	66.25%
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.90
MgO	2.70
CaO	3.25
Na <sub>2</sub> O	4.90
K <sub>2</sub> O	1.05
TiO <sub>2</sub>	0.47
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.17
MnO	0.06
Fe (tot) en Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.00
Total	97.75%

## ANNEXE 2B

## Description sommaire des échantillons analysés

Echantillon 1: Tuf massif, à grains moyens, gris verdâtre.

Minéralogie: Hornblende 20%, épidote 30%, oligoclase 30%,  
quartz 10%, biotite 3%, chlorite 1%, calcite 1%,  
opaque tr.

Echantillon 2: Lave massive, à grains moyens, gris verdâtre.

Minéralogie: Actinote 35%, épidote 20%, albite 35%, quartz 5%,  
chlorite 3%, biotite 2%, opaques tr.

Echantillon 3: Lave coussinée, vert sombre, à granulométrie moyenne.

Minéralogie: Actinote 65%, albite 20%, épidote 5%, grenat 8%,  
quartz 2%, opaques tr.

Echantillon 4: Tuf massif, gris verdâtre, à granulométrie fine.

Minéralogie: Actinote 40%, épidote 15%, albite 40%, quartz 5%,  
chlorite, calcite, opaques tr.

Echantillon 5: Lave massive, vert clair, à granulométrie moyenne.

Minéralogie: Pas de section-mince.

Echantillon 6: Lave massive, vert clair, à granulométrie moyenne.

Minéralogie: Pas de section-mince.

## ANNEXE 2B (suite)

Echantillon 7: Lave porphyrique massive, gris sombre, à granulométrie fine.

Minéralogie: Actinote 40%, épidote 15%, albite 35%, quartz 10%,  
calcite et opaques tr.

Echantillon 8: Lave coussinée, vert sombre, à granulométrie grossière.

Minéralogie: Hornblende verte 40%, épidote 8%, albite 35%,  
quartz 15%, calcite 1%, opaques tr.

Echantillon 9: Lave porphyrique massive, vert sombre, à granulométrie fine.

Minéralogie: Chlorite 75%, albite 15%, quartz 5%, épidote 1%,  
actinote 1%, biotite 1%, opaques 2%, calcite tr.

Echantillon 10: Lave porphyrique massive, gris verdâtre, à granulométrie fine.

Minéralogie: Actinote 45%, épidote 5%, albite 35%, chlorite 5%,  
quartz 5%, calcite 1%, opaques 4%.

Echantillon 11: Lave massive, gris verdâtre, à granulométrie moyenne.

Minéralogie: Actinote 70%, albite 15%, chlorite 5%, quartz 5%,  
épidote 3%, calcite 1%, opaques 1%.

Echantillon 12: Lave massive, vert sombre, à granulométrie grossière.

Minéralogie: Pas de section-mince.

## ANNEXE 2B (suite)

Echantillon 13: Lave porphyrique, vert foncé à noir, à granulométrie fine.

Minéralogie: Actinote 45%, épidote 20%, albite 25%, quartz 5%,  
calcite, chlorite et opaques tr.

Echantillon 14: Lave amygdulaire, gris pâle, à granulométrie grossière.

Minéralogie: Actinote 35%, épidote 15%, chlorite 10%, albite 30%, quartz 10%, opaques tr.

Echantillon 15: Lave coussinée, gris verdâtre, à granulométrie grossière.

Minéralogie: Amphibole 20%, chlorite 35%, épidote 10%,  
albite 25%, quartz 10%, calcite et opaques tr.

Echantillon 16: Lave coussinée, gris verdâtre, à granulométrie grossière.

Minéralogie: Hornblende 45%, épidote 5%, albite 35%, quartz 10%,  
calcite 1%, opaques 4%.

Echantillon 17: Lave coussinée, gris verdâtre, à granulométrie grossière.

Minéralogie: Hornblende 50%, albite 40%, quartz 5%, calcite 1%,  
épidote 1%, opaques 3%.

Echantillon 18: Lave massive, vert sombre, à granulométrie fine.

Minéralogie: Chlorite 65%, épidote 10%, albite 20%, quartz 5%,  
calcite tr.

## ANNEXE 2B (suite)

Echantillon 19: Lave massive, vert clair, à granulométrie fine.

Minéralogie: Pas de section-mince.

Echantillon 20: Lave massive, vert clair, à granulométrie fine.

Minéralogie: Pas de section-mince.

Echantillon 21: Lave coussinée très schisteuse, vert foncé, à granulométrie grossière.

Minéralogie: Pas de section-mince.

Echantillon 22: Lave coussinée, gris verdâtre, à granulométrie grossière.

Minéralogie: Chlorite 40%, actinote 15%, épidote 10%, albite 20%, quartz 10%, grenat 5%, séricite et calcite tr.

Echantillon 23: Lave schisteuse, gris clair, à granulométrie grossière.

Minéralogie: Hornblende 45%, épidote 10%, chlorite 20%, albite 20%, quartz 5%, calcite tr.

Echantillon 24: Lave schisteuse, vert foncé, à granulométrie moyenne.

Minéralogie: Chlorite 40%, actinote 10%, albite 40%, quartz 10%, calcite et opaques tr.

## ANNEXE 2B (suite)

Echantillon 25: Lave schisteuse, vert foncé à noir, à granulométrie moyenne.

Minéralogie: Hornblende 60%, oligoclase 30%, quartz 10%,  
chlorite et opaques tr.



## ANNEXE 2C

## RESULTATS DES ANALYSES CHIMIQUES

(Pourcentages poids des oxydes)

Numéros des échantillons	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	49.50	48.69	48.88	52.25
TiO <sub>2</sub>	.61	.73	1.33	1.50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.91	15.16	13.68	16.78
FeO	8.34	7.56	12.41	8.43
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.04	3.07	4.25	3.93
MgO	3.96	7.46	4.06	4.68
CaO	12.83	12.63	11.87	9.53
Na <sub>2</sub> O	1.33	2.63	1.58	2.76
K <sub>2</sub> O	.08	.28	.18	.18
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	-	-
MnO	.22	.16	.90	.19
Total	98.82	98.37	99.14	100.23

## NORME CIPW

Qz	6.37	-	5.28	6.61
Or	.47	1.65	1.06	1.06
Ab	11.34	22.25	13.37	25.35
An	45.37	28.73	29.70	32.87
Di	15.27	27.60	24.69	11.91
Hy	14.46	3.53	16.34	15.90
Ol	-	8.77	-	-
Mag	4.41	4.47	6.16	5.71
Ilm	1.16	1.41	2.54	2.85
Ap	-	-	-	-
Na <sub>2</sub> O K <sub>2</sub> O	1.42	2.91	1.76	2.94
A	10.0	15.3	9.0	17.5
F	63.0	47.0	70.3	55.0
M	27.0	39.7	20.7	27.5

## ANNEXE 2 C (suite)

Numéros des échantillons	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	52.11	48.58	50.05	47.90
TiO <sub>2</sub>	1.31	1.00	1.27	.91
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.53	15.77	16.48	15.17
FeO	9.07	10.09	10.22	11.64
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.82	3.62	3.90	3.72
MgO	5.41	5.52	3.40	6.97
CaO	10.53	10.33	10.36	10.35
Na <sub>2</sub> O	2.49	1.70	3.00	2.78
K <sub>2</sub> O	.06	-	.22	.20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	.07	.17	.32
MnO	.34	.23	.38	.35
Total	99.67	96.91	99.45	100.31

## NORME CIPW

Qz	6.46	5.26	2.65	-
Or	.45	-	1.36	1.24
Ab	21.07	14.47	25.47	23.52
An	28.32	35.38	30.78	28.27
Di	19.75	12.81	16.37	17.36
Hy	15.73	21.73	14.38	10.44
Ol	-	-	-	11.63
Mag	5.55	5.25	5.67	5.41
Ilm	2.51	1.90	2.41	1.73
Ap	-	.17	.42	.78
Na <sub>2</sub> O K <sub>2</sub> O	2.55	1.70	3.23	2.98
A	14.2	9.3	18.2	15.2
F	56.0	60.8	63.0	56.4
M	29.8	29.9	18.8	30.4

## ANNEXE 2 C (suite)

Numéros des échantillons	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	46.88	50.90	49.79	50.18
TiO <sub>2</sub>	1.31	1.21	1.11	.72
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.31	15.06	14.01	14.82
FeO	10.04	9.29	10.66	9.97
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.92	3.75	3.80	3.33
MgO	6.88	3.27	6.83	8.03
CaO	10.99	13.07	11.47	11.49
Na <sub>2</sub> O	2.16	1.73	1.75	2.04
K <sub>2</sub> O	.10	.04	-	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	.68	.79	-
MnO	.26	.33	.20	.23
Total	97.85	99.33	100.41	100.81

## NORME CIPW

Qz	-	-	-	-
Or	.59	9.85	4.79	.50
Ab	18.28	.30	.06	-
An	31.81	14.64	14.89	17.35
Di	18.64	33.18	30.30	31.24
Hy	17.33	22.84	17.65	21.11
Ol	3.01	9.24	23.30	24.43
Mag	5.70	5.44	5.51	4.83
Ilm	2.49	2.30	2.13	1.39
Ap	-	1.63	1.89	-
Na <sub>2</sub> O K <sub>2</sub> O	2.26	1.77	1.76	2.04
A	10.9	11.7	8.7	9.8
F	55.1	67.1	57.9	52.3
M	34.0	21.2	33.4	37.9

## ANNEXE 2 C (suite)

Numéros des échantillons	13	14	15	16
SiO <sub>2</sub>	51.00	53.63	51.03	53.17
TiO <sub>2</sub>	1.34	1.18	.93	1.06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.34	18.84	18.34	15.40
FeO	9.33	9.78	9.72	10.64
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.88	3.76	3.51	3.74
MgO	3.59	3.47	5.06	4.46
CaO	10.80	10.32	7.67	8.41
Na <sub>2</sub> O	2.73	2.30	2.96	2.39
K <sub>2</sub> O	.21	-	-	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	.14	-	-	-
MnO	.33	.32	.20	.25
Total	99.69	99.73	99.42	99.52

## NORME CIPW

Qz	5.12	8.92	6.70	8.33
Or	1.24	-	-	-
Ab	23.10	19.55	19.55	22.15
An	31.74	41.04	39.70	32.32
Di	17.45	8.58	9.65	8.66
Hy	12.57	17.88	17.19	23.98
Ol	-	-	-	-
Mag	5.63	5.47	5.10	2.76
Ilm	2.54	2.24	2.24	1.52
Ap	.33	-	-	.62
Na <sub>2</sub> O K <sub>2</sub> O	2.94	2.30	2.96	2.39
A	17.5	14.0	15.8	12.9
F	61.3	65.2	57.3	63.3
M	21.2	20.8	26.9	23.8

## ANNEXE 2 C (suite)

Numéros des échantillons	17	18	19	20
SiO <sub>2</sub>	49.88	50.77	53.35	54.16
TiO <sub>2</sub>	.60	.75	2.27	1.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.42	16.25	13.65	15.64
FeO	13.88	9.39	11.18	7.34
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.65	3.29	5.01	3.33
MgO	4.61	4.94	3.36	3.24
CaO	9.41	11.51	8.30	9.83
Na <sub>2</sub> O	1.23	1.88	2.41	2.98
K <sub>2</sub> O	.12	.04	.22	.10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	.46	-	-	-
MnO	.45	.19	.28	.27
Total	100.71	99.01	100.03	97.90

## NORME CIPW

Qz	7.34	5.97	12.99	10.41
Or	.77	.30	1.36	1.65
Ab	10.41	15.99	20.39	25.22
An	38.90	35.74	25.78	28.97
Di	4.04	17.78	12.94	16.47
Hy	31.74	17.09	15.04	9.47
Ol	-	-	-	-
Mag	5.29	4.77	7.28	4.83
Ilm	1.16	1.44	4.31	1.92
Ap	1.09	-	-	-
Na <sub>2</sub> O K <sub>2</sub> O	1.36	1.93	2.63	3.08
A	6.5	11.2	14.3	21.5
F	72.0	60.3	67.4	56.2
M	21.5	28.5	18.3	22.3

## ANNEXE 2 C (suite)

Numéros des échantillons	21	22	23	24
SiO <sub>2</sub>	45.83	55.51	50.59	50.56
TiO <sub>2</sub>	.93	1.56	.79	1.23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.89	15.05	16.81	14.25
FeO	9.60	10.67	10.54	9.69
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.50	4.25	3.46	3.80
MgO	8.43	4.24	6.05	6.66
CaO	10.11	6.38	10.36	9.43
Na <sub>2</sub> O	2.39	2.10	1.28	2.32
K <sub>2</sub> O	-	.19	.04	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	.04	-	-
MnO	.17	.30	.21	.18
Total	97.85	100.29	100.13	98.12

## NORME CIPW

Qz	-	16.29	7.16	4.98
Or	-	1.18	.18	-
Ab	20.31	17.77	10.83	19.63
An	35.31	31.05	40.03	28.47
Di	12.11	.33	9.41	15.03
Hy	9.03	24.50	26.00	22.16
Ol	14.31	-	-	-
Mag	5.07	6.16	5.02	5.51
Ilm	1.79	2.96	1.50	2.36
Ap	-	.09	-	-
Na <sub>2</sub> O K <sub>2</sub> O	2.39	2.30	1.31	2.32
A	6.6	12.6	7.0	11.8
F	49.6	64.4	61.3	54.5
M	43.8	23.0	31.7	33.7

## ANNEXE 2 C (suite)

Numéros des échantillons	25	26	27
SiO <sub>2</sub>	51.56	52.57	51.89
TiO <sub>2</sub>	1.16	.69	.52
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.77	15.44	16.15
FeO	11.64	7.59	8.27
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.95	1.79	2.94
MgO	6.90	5.86	7.09
CaO	8.63	10.98	11.67
Na <sub>2</sub> O	1.99	2.55	1.85
K <sub>2</sub> O	-	.24	.20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	.75	.01
MnO	.22	.15	.18
Total	100.82	98.61	100.77

## NORME CIPW

Qz	6.10	5.62	4.12
Or	-	1.48	1.24
Ab	16.84	21.66	15.65
An	31.37	29.90	35.17
Di	9.46	16.09	18.47
Hy	29.15	18.14	20.86
Ol	-	-	-
Mag	5.73	2.87	4.26
Ilm	2.20	1.33	1.01
Ap	-	1.79	.05
Na <sub>2</sub> O K <sub>2</sub> O	1.99	-	-
A	9.2	-	-
F	59.2	-	-
M	31.6	-	-

## REFERENCES

- Allard, G.O., 1967. Quart nord-ouest du canton de Rinfret, Ministère des Richesses Naturelles du Québec, R.P. 567.
- \_\_\_\_\_. 1976. Doré Lake Complex and its Importance to Chibougamau Geology and Metallogeny, Ministère des Richesses Naturelles du Québec, DPV-368, pp. 446.
- Allard, G.O. et Caty, J-L., 1969. Quart nord-est du canton de Lemoine, Ministère des Richesses Naturelles du Québec, R.P. 566.
- Anhaeusser, C.R., 1973. The evolution of the early Precambrian crust of Southern Africa, Phil. Trans. Royal Society of London, A 273, pp. 359-388.
- Barlow, A.E., Gwillim, J.C. et Faribeault, E.R., 1911. Rapport sur la géologie et les ressources minières de la région de Chibougamau, Québec. Ministère de la Colonisation, Mines et Pêcheries, Québec, Bur. Mines.
- Billings, M.P. et White, W.S., 1950. Metamorphosed mafic dykes of the Woodsville quadrangle, Vermont and New-Hampshire, Am. Min. 35, pp. 623-643.
- Brown, E.H., 1967. The greenschist facies in part of eastern Otago, New-



- Zealand, Contrib. Min. Petrol. 14, pp. 259-292.
- Carmichael, I.S.E., 1964. The petrology of Thingmuli, a Tertiary volcano in Eastern Iceland. J. Petrology, 5, pp. 435-460.
- Chayes, F., 1965. Titania and alumina content of volcanic and circum-oceanic basalt, Min. Mag. 34, pp. 126-131.
- Chilingar, G.V., Bissel, H.J. et Fairbridge, R.W., 1967. Carbonate Rocks, Developments in Sedimentology, part 11, Elsevier Pub. N.Y.
- Cimon, J., 1977. Quart sud-est du canton de Queylus, comté d'Abitibi-est, Ministère des Richesses Naturelles du Québec, DPV-448.
- Cooke, H.C., 1927. Nottoway Sheet, Geol. Surv. Can. map. 190 A.
- Deland, A.N., 1956. The boundary between the Temiskaming and Grenville subprovinces in the Surprise Lake area, Québec, Geol. Assoc. Can. Proc., 8, pp. 127-141.
- Deland, A.N. et Grenier, P.E., 1959. Région d'Hazeur-Druillette, district électoral d'Abitibi-est, Ministère des Mines du Québec, R.G. 87.
- Duquette, G., 1970. Stratigraphie de l'Archéen et relations métallogéniques dans la région de Chibougamau, Ministère des Richesses Naturelles du Québec, E.S. 8.

- Fisher, R.V., 1966. Rocks composed of volcanic fragments and their classification, *Earth Science Review*, 1, pp. 287-298.
- Frith, R.A. et Doig, R., 1975. Pre-Kenorean tonalitic gneisses in the Grenville Province, *Can. Earth Sc.*, 12, pp. 844-849.
- Gilbert, J.E., 1959. Région de Rohault, Districts électoraux d'Abitibi-est et de Roberval, Ministère des Mines du Québec, R.G. 86.
- Glikson, A.Y., 1971. Primitive Archean element distribution patterns: Chemical evidence and geotectonic significance. *Earth Planet Sc. Lett.*, 12, pp. 309-320.
- Gunn, B.M., 1967. Matrix correction for X-ray fluorescence by digital computer. *Can. Spectroscopy*, 12 (2), pp. 41-66.
- \_\_\_\_\_, 1976. A comparison of Modern and Archean Oceanic Crust and Island-arc Petrochemistry. In: *The Early History of the Earth*, Ed. Bryan F. Windley, John Wiley and Sons, pp. 389-404.
- Hébert, C., 1974. Rapport préliminaire, quart sud-ouest du canton de La Dauversière, comté d'Abitibi-est, Ministère des Richesses Naturelles du Québec, DP-262.
- \_\_\_\_\_, 1975. Rapport préliminaire, quart nord-ouest du canton de Rohault, comtés d'Abitibi-est et de Roberval, Ministère des Richesses Naturelles du Québec, DP-330.

- Hubregtse, J.J.M.W., 1976. Volcanism in the Western Superior Province in Manitoba. In: The Early History of the Earth, Ed. Bryan, F. Windley, John Wiley and Sons, pp. 279-287.
- Imbeault, P.E., 1959. Région de Queylus, Districts électoraux d'Abitibi-est et de Roberval, Ministère des Mines du Québec, R.G. 83.
- I.U.G.S., 1973. Plutonic rocks: Classification and nomenclature recommended by the IUGS, Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks, Geotimes, October.
- Irvine, T.N. et Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks, Can. Earth Sc. 8, pp. 523-548.
- Jensen, L.S., 1976. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks, Ministry of Natural Resources, Ontario, Miscellaneous Paper, 66, 7 p.
- Kuno, H., 1960. High alumina basalts, J. Petrology, 1, pp. 121-145.
- \_\_\_\_\_ 1968. Differentiation of basalt magmas. In: Basalts, 2, Ed. H.H. Hess et A. Poldervaart, pp. 623-688.
- Kushiro, I., 1973. Origin of some magma in oceanic and circum-oceanic regions, Tectonophysics, 17 (3), pp. 211-222.
- Krogh, T.E. et Davis, G.L., 1971. The Grenville Front Interpreted as an

ancient plate boundary, Carnegie Institution, Ann. Rept. Director Geophysical Laboratory, pp. 239-241.

Low, A.P., 1906. Report on the Chibougamau Mining Region in the Northern Part of the Province of Québec, Geol. Surv. Can. Pub. 923.

MacDonald, G.A., 1968. Composition and origin of Hawaiian lavas, Geol. Soc. Am. Mem. 116, pp. 477-522.

MacDonald, G.A. et Katsura, T., 1964. Chemical composition of Hawaiian lavas, J. Petrology, 4, pp. 82-133.

Mawdsley, J.B. et Norman, G.W.H., 1938. Chibougamau Sheet (East-Half), Can. Dept. of Mines and Resources, map 397A.

McBirney, A.R., 1969. Andesitic and rhyolitic volcanism of orogenic belts, Am. Geoph. Union, Monograph 13, pp. 501-507.

Moorhouse, W.W., 1959. The study of rocks in thin section, Harper and Brothers, N.Y., 513 p.

Morse, S.A., 1968. Revised dispersion method for low plagioclases, Am. Min. 53, pp. 105-115.

Myashiro, A., 1973. Metamorphism and Metamorphic Belts, George Allen et Unwin Ltd, London, G-B., 492 p.

- Norman, G.W.H., 1936, 1938. Opémisca Sheet (East-Half), Can. Dept. of Mines, map 401A.
- Obalski, J., 1904. Report on Gold, Copper and Asbestos Discoveries, Chibougamau District, Mining Operation, Prov. Québec, pp. 1-21.
- Remick, J.H., 1970. Géologie de la région de Bressani-Chambalon, comté d'Abitibi-est, Ministère des Richesses Naturelles du Québec, R.P. 581.
- Richardson, J., 1872. Report on the country North of Lake St-John, Québec, Geol. Surv. Can. Report of Progress for 1870-1871, pp. 283-308.
- Série Aéromagnétique, 1965, Lac Boisvert, Québec, carte 1858 G, 32G/9, Lac Rohault, Québec, carte 1957 G, 32G/8, Ministère des Richesses Naturelles du Québec et Ministère des Mines et Relevés Techniques du Canada.
- Stockwell, C.H., 1964. Age Determination and Geological Studies, Geol. Surv. Can. Paper 64-17, part 1.
- Taylor, S.R., 1969. Trace element chemistry of andesite and associated calc-alkaline Rocks, Ed. A.R. McBirney, Proc. of Andesite conference, Bull. 65, Oregon dept. of Min. Industries, pp. 43-64.
- Tolman, C., 1930. Obatogamau River Area, Abitibi District, Québec, Geol. Surv. Can. Sum. Rep., 1929, c-20-32.

- Wager, L.R. et Deer, W.A., 1939. The petrology of Skeargaard intrusion, Kangerdlugssuag East Greenland, Meddl. om Gronland, 105, 4, pp. 1-352.
- Wagner, W., 1978. Geology of the Chibex gold deposit, CHibougamau, Québec, Thèse de Maîtrise présentée à l'Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Québec.
- Waters, A.C., 1962. Basalt magma types and their tectonic association, Pacific North-west of the United States, Am. Geophys. Union Monograph 6, pp. 158-170.
- Welday, B.B. et al., 1964. Silicate sample preparation for light element analysis by X-Ray spectrography, Am. Min. 49, pp. 889-903.
- Windley, B.F., 1973. Crustal development in the Precambrian, Phil. Trans. Royal Society of London, A273, pp. 315-581.
- Winkler, H.G.F., 1974. Petrogenesis of Metamorphic Rocks, Springer-Verlag, N.Y. 3iem ed., 320p.
- Wynne-Edwards, H.R., 1972. The Grenville Province, Variations in tectonic styles in Canada, Geol. Ass. Can. Special Paper 11, pp. 263-334.
- Yoder, H.S. et Tilley, C.E., 1962. Origin of basalt magmas: An experimental

study of natural and synthetic rock systems, J. Petrol. 3, pp.  
342-532.