

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC

MÉMOIRE

PRÉSENTÉ A

L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC A CHICOUTIMI

COMME EXIGENCE PARTIELLE

DE LA MAITRISE EN SCIENCES DE LA TERRE



PAR
KATERI MARCHAND
B.SC.

ÉTUDE D'ÉLÉMENTS STRUCTURAUX DANS
LA DEMIE NORD DU CANTON DE MCKENZIE, CHIBOUGAMAU

MAI 1990



Mise en garde/Advice

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

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

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

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

RÉSUMÉ

Dans le secteur de la rivière Faribault, se trouve une séquence de roches volcaniques dont le contact nord avec les sédiments de la Formation de Bordeleau est délimité par un cisaillement E-W majeur; la faille Faribault. Ce cisaillement constitue un couloir de déformation dont le rôle principal est d'absorber le raccourcissement accompagnant la déformation régionale.

Une linéation verticale d'étirement, mesurée systématiquement au sud de la faille Faribault, indique un mouvement "pendage" vertical de la faille ayant entraîné le chevauchement des unités volcaniques sur les sédiments du Bordeleau. Une légère plongée vers l'ouest de la linéation d'étirement permet de déduire une faible composante latérale senestre.

La déformation intense associée au corridor de la faille Faribault se traduit par des cisaillements E-W subsidiaires, par des clivages secondaires S3 et S4 ainsi que par le développement d'un pli majeur en Z. Le patron anastomosé du corridor Faribault est démontré par la présence d'une ramification vers le sud du nom de faille Moka. Cette division ponctuelle a conduit au découpage stratigraphique d'un bloc rocheux (Bloc Central) et à son isolement par rapport au contexte géologique régional.

Enfin, la mise en place de l'intrusion post-tectonique de Chevrillon est en partie responsable pour la déviation en "S" effectuée par toute la stratigraphie du secteur. Les contraintes ayant entraîné le déplacement latéral senestre dans le corridor Faribault aurait possiblement contribué à accentuer cette déviation à l'intérieur du Bloc Central.

REMERCIEMENTS

L'auteur tient à remercier Ms. Réal Daigneault et Denis W. Roy lesquels ont aidé à la réalisation de ce projet de recherche par leur nombreux conseils et leurs encouragements. L'auteur tient également à mentionner le support financier et logistique apporté par le Groupe Minier Ariel et le Ministère de l'Energie et des Ressources lors des travaux sur le terrain et au cours de la rédaction. Enfin, l'auteur remercie M. Guy Archambault pour sa lecture critique du mémoire.

TABLE DES MATIERES

CHAPITRE I	INTRODUCTION.....	1
1.0	Territoire	4
1.1	Méthode de travail	5
1.2	Objectifs	6
CHAPITRE II	- GEOLOGIE REGIONALE	8
2.0	Introduction	8
2.1	Stratigraphie régionale	9
	a) Groupe de Roy	12
	b) Groupe d'Opémisca	14
	c) Complexes intrusifs	15
	d) Roches granitiques	17
2.2	Structure	18
CHAPITRE III	- GEOLOGIE LOCALE	22
3.0	Introduction	22
3.1	Description des lithologies	23
	a) Bloc Sud	23
	b) Bloc Central	24
	1. Coulées basaltiques	26
	2. Volcanoclastites felsiques	31
	3. Roches intrusives	35
	4. Dykes tardifs	44
	c) Bloc Nord	45
CHAPITRE IV	- GEOLOGIE STRUCTURALE	48
4.0	Éléments et Domaines Structuraux.....	48
4.1	Surfaces S0	49
4.2	Surfaces S1	53
4.3	Surfaces S2	54
4.4	Surfaces S3	58
	a) Clivage de fracture	58
	b) Clivage de crénulation.....	59
	c) Clivage primaire	62
4.5	Surfaces S4	66
4.6	Plis	69
4.7	Failles et fractures.....	74
	a) Système NW	74
	b) Système N-S	77
	c) Système NE	78
	d) Système E-W	79
	1. Faille Faribault	80
	2. Faille Moka.....	86
4.8	Veines de quartz.....	89

CHAPITRE V - DISCUSSION	91
CHAPITRE VI - CONCLUSION.....	97
BIBLIOGRAPHIE.....	99

A. LISTE DES ANNEXES

Annexe 1. Stéréogrammes	104
a) Surfaces S2	
b) Surfaces S3	
c) Surfaces S4	
d) Axes de pli P2/linéations/veines de quartz	
e) Failles	
f) Fractures	

B. LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1.	Tableau stratigraphique de la région de Chibougamau	10
Tableau 2.	Composition minéralogique des unités lithologiques	27
Tableau 3.	Légende géologique	28
Tableau 4.	Analyse chimique du filon-couche	41

C. LISTE DES FIGURES

Figure 1.	Localisation du secteur Faribault	2
Figure 2.	Levé magnétométrique au sol	25
Figure 3.	Coussins et brèche de coulée	32
Figure 4.	Relation S0-S2 dans gabbro à pyroxène	33
Figure 5.	Répartition des domaines 1 à 5	50
Figure 6.	Carte des schistosités S2	51
Figure 7.	Trajectoire des schistosités S2	52
Figure 8.	Carte des schistosités S3	63

Figure 9.	Trajectoire des schistosités S3	64
Figure 10.	Trajectoire des schistosités S4	69
Figure 11.	Coupe stratigraphique du pli en Z	71
Figure 12.	Linéation verticale d'étirement	83
Figure 13.	Mouvement de la faille Faribault	87

D. LISTE DES PHOTOS

Photo 1a,b.	Coussins à "coeur" d'épidote	30
Photo 2.	Tuf à phénocristaux de feldspath	36
Photo 3.	Brèche à blocs felsiques	36
Photo 4.	Gabbro à pyroxène	39
Photo 5.	Ferrodiorite à quartz	39
Photo 6.	Volcanoclastites de la Formation Bordeleau ..	47
Photo 7.	Schistosité S2	55
Photo 8.	Cisaillement E-W	57
Photo 9.	Cisaillement E-W	57
Photo 10.	Clivage de crénulation	60
Photo 11.	Clivage de crénulation	61
Photo 12.	Clivage primaire	65
Photo 13.	Kink band senestre	67
Photo 14.	Pli P2	73
Photo 15.	Transposition	75
Photo 16.	Transposition	76
Photo 17.	Faille Faribault	81
Photo 18.	Coupe verticale	84

Photo 19.	Coupe horizontale	85
Photo 20.	Indicateur cinématique senestre	88

E. LISTE DES CARTES

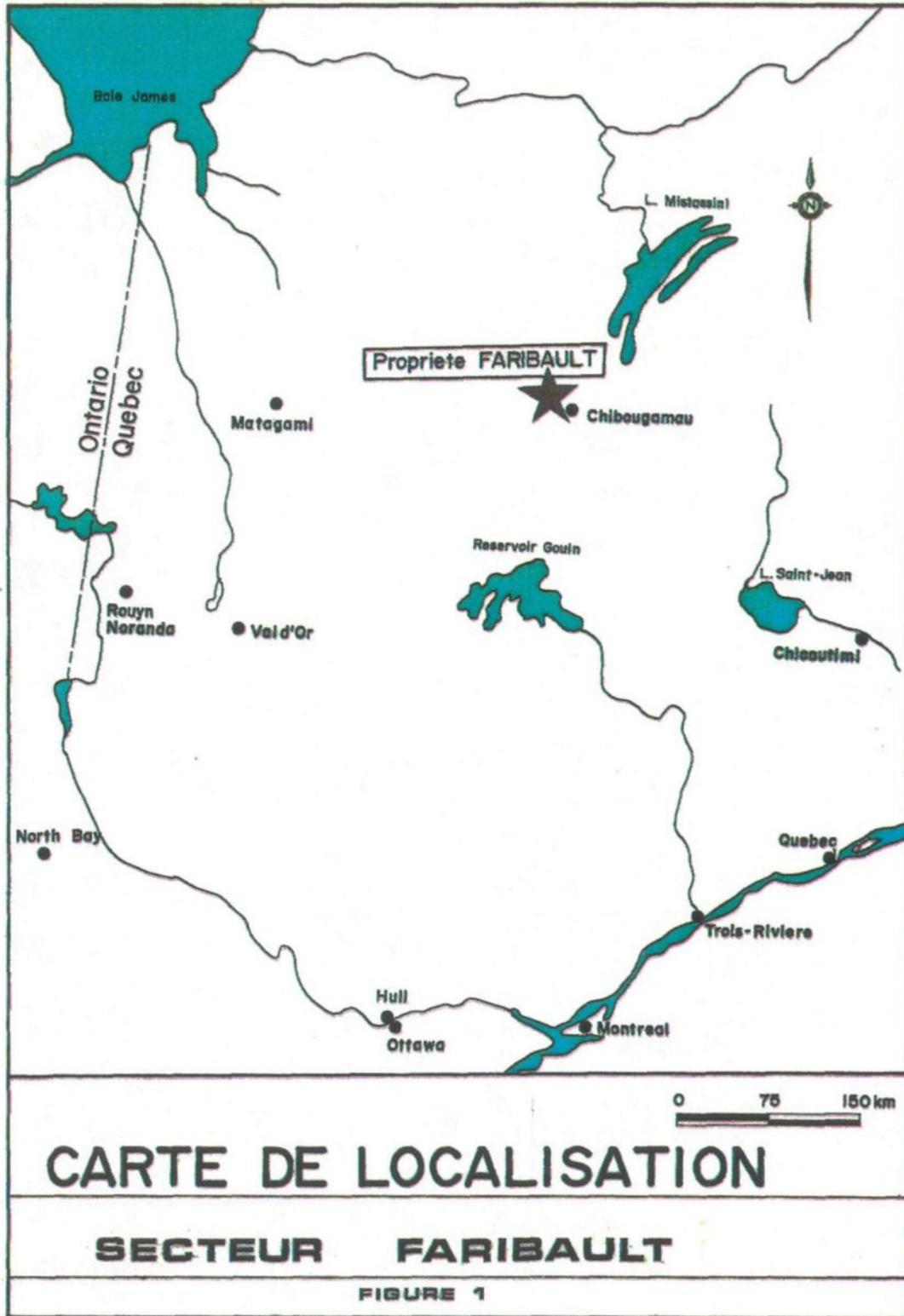
Carte 1.	Géologie Quart NW	(1:4000)
Carte 2.	Géologie Quart NE	(1:4000)
Carte 3.	Géologie Quart SW	(1:4000)
Carte 4.	Géologie Quart SE	(1:4000)
Carte 5.	Carte géologique du secteur Faribault	(1:10 000)

CHAPITRE I

INTRODUCTION

Le secteur Faribault se situe à environ 10 km au nord de la ville de Chibougamau, comté d'Ungava, Québec (Figure 1). Il occupe les rangs VIII et IX dans la partie centrale nord du canton de McKenzie. Ses coordonnées UTM sont 75°35' et 75°36' et 50°00'.

Le territoire du secteur Faribault a surtout été cartographié par Duquette (1976, 1982). Il y a reconnu une importante section de laves basaltiques à texture aphanitique et grenue ainsi qu'une épaisse séquence de tuf felsique recoupée de bandes de roches intrusives de composition ferrodioritique quartzifère et gabbroïque. Ces bandes intrusives, du à leur manque d'extension latérale, sont représentées comme des lentilles discontinues qui s'alignent N 050° suivant l'allure générale de la stratigraphie. Pour Duquette, la séquence de tuf felsique appartient à la Formation de Waconichi qui viendrait à cet endroit, surmonter de manière concordante, les laves mafiques de la Formation de Gilman situées immédiatement au sud.



Daigneault et Allard, dans leur cartographie effectuée en 1982, reconnaissent essentiellement les mêmes unités lithologiques mais proposent une interprétation structurale mettant en cause un patron de plissement polyphasé du type "champignon". Ils reconnaissent également l'existence d'une faille majeure développée au contact entre les sédiments de la Formation de Bordeleau et les roches volcaniques des Formations de Gilman et Waconichi à laquelle ils donnent le nom de faille Faribault.

Enfin, Gobeil et Racicot (1983), sur leur carte de compilation lithostratigraphique de Chibougamau, ont choisi de représenter les laves du Gilman directement juxtaposées aux volcanoclastites de la Formation de Bordeleau. Leur interprétation impliquant de ce fait, que les horizons de tuf felsique identifiés par Duquette, Daigneault et Allard ne saurait être qu'un épisode felsique tardif de la Formation de Gilman.

La cartographie détaillée, effectuée à l'été 1984 pour les besoins de cette thèse, confirme la présence d'un bloc rocheux composé d'unités de laves mafiques accompagnées d'un empilement important de tufs à caractère felsique. Un filon-couche mafique différencié analogue à celui de Bourbeau du Complexe de Cummings a aussi été reconnu. Cette

séquence de roches est bordée au nord par la faille Faribault et au sud par une ramification de la faille Faribault portant le nom de faille Moka. Il a été décidé arbitrairement de donner le nom de Bloc Central à cette séquence rocheuse. Par extension, les roches ceinturant le Bloc Central ont été classifiées de la même façon. Ainsi, les tufs de Bordeleau présents au nord de la faille Faribault correspondent au Bloc Nord alors que les roches volcaniques de Gilman apparaissant au sud de la faille Moka constituent le Bloc Sud.

L'étude entreprise vise à définir le contexte structural de la zone de déformation de la faille Faribault i.e. son mouvement et ses manifestations.

1.0 TERRITOIRE

Le territoire du secteur d'étude montre dans l'ensemble un faible relief. Les affleurements sont concentrés dans la demie nord de la zone d'étude et plus particulièrement dans le quart NE où ils comptent pour près de 10%. Ces affleurements sont situés pour la plupart dans de larges espaces déboisées suite à des travaux récents de coupe de bois. Un esker de direction ENE longe la bordure sud du secteur et

plusieurs ruisseaux sillonnent le terrain dont le plus important est le ruisseau Faribault.

1.2 MÉTHODE DE TRAVAIL

La cartographie détaillée du secteur Faribault fut effectuée au cours de l'été 1984 dans le cadre d'un projet de recherche financé par le Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec.

Vu le grand nombre d'affleurements (près de 500) et leur accessibilité relative, ceux-ci ont été localisés à la planchette et mis en carte à l'échelle 1:2000. Seuls les affleurements situés à l'extrémité ouest du terrain, ont été cartographiés à l'aide de photos aériennes à l'échelle 1:5000. Une coupe de lignes, espacées aux 100 mètres, effectuée à l'automne 1987, a permis de rapporter tous les affleurements sur une grille orientée N 320°, laquelle a été ultérieurement réduite à l'échelle 1:4000 (Cartes 1 à 4).

Lors des travaux de cartographie, l'attitude de tous les éléments de nature structurale présents sur chaque affleurement fut noté. Les mesures relevées ont été compilées sur ordinateur à l'aide d'un programme informatisé mis au point par M. Denis W. Roy. De même, des échantillons

orientés des différentes lithologies ont été prélevés afin de fabriquer des lames-minces montrant une coupe horizontale et une coupe verticale ceci, dans le but d'étudier comparativement les effets de la déformation dans ces deux plans.

1.3 OBJECTIFS

Au départ, les buts visés par cette étude étaient;

- 1) de définir la séquence stratigraphique relativement à la région de Chibougamau;
- 2) de définir un patron de déformation à l'aide des éléments structuraux observés sur le terrain, ceci incluant la recherche d'une schistosité S1 appartenant à des plis précoces P1;
- 3) de déterminer le mouvement de la faille Faribault et d'expliquer comment elle met en présence des unités rocheuses dont les sommets stratigraphiques s'opposent;
et
- 4) de faire une étude comparative entre deux zones situées respectivement à l'est et à l'ouest du secteur Faribault afin de mesurer l'impact de la mise en place du Pluton de Chevrillon.

Au cours de l'étude, ces objectifs ont dû être modifiés pour les raisons suivantes;

- 1) la déformation intense du secteur et le jeu des failles E-W obscurcissent les relations stratigraphiques;
- 2) les plis P1 n'ont pas de schistosité associée;
- 3) les effets de la mise en place du Pluton de Chevrillon sont les mêmes pour l'ensemble du secteur Faribault.

La problématique de départ a donc été ramenée:

- 1) à une description détaillée des unités géologiques cartographiées;
- 2) à l'identification et l'interprétation d'éléments structuraux tels que schistosité, linéations et systèmes de fracture;
- 3) à expliquer le comportement et les manifestations de la faille Faribault qu'on interprète maintenant comme un couloir de déformation; et
- 4) à définir les réajustements tardifs associés à la mise en place du Pluton de Chevrillon.

CHAPITRE II

GÉOLOGIE RÉGIONALE

2.0 INTRODUCTION

Le secteur de la rivière Faribault occupe l'extrémité est du sillon de roches vertes de Matagami-Chibougamau qui appartient à la sous-province archéenne de l'Abitibi (Goodwin et Ridler, 1970). L'ensemble fait partie de la Province du Supérieur. Le secteur Faribault se situe à quelques kilomètres seulement de la Province du Grenville. Le passage d'une Province à l'autre est mis en évidence par une structure linéaire d'orientation NE appelée Front Grenville. Au sens strict, cette structure se définit comme un corridor marquant la transition entre les terrains volcaniques du Supérieur à l'ouest et les terrains gneissiques du Grenville à l'est. La configuration générale du Front se complique par ailleurs de la présence de nombreuses failles de chevauchement et de décrochement et d'une augmentation du degré de métamorphisme.

Le sillon volcanique de Matagami-Chibougamau est d'attitude générale E-W et comme les autres bandes de roches vertes reconnues à travers le monde (Windley, 1977), elle

fut vraisemblablement construite en deux étapes distinctes, l'une volcanique et l'autre sédimentaire. La période de volcanisme se caractérise par une alternance d'épisodes mafiques et felsiques. L'empilement sédimentaire correspond à la destruction des édifices volcaniques. Le grade de métamorphisme à l'intérieur de la ceinture n'excède pas le faciès schiste-vert si ce n'est qu'à proximité de plutons tardifs et dans les zones de contact avec les terrains granitiques qui l'entourent.

2.1 STRATIGRAPHIE RÉGIONALE

La stratigraphie de la région de Chibougamau (Tableau 1) est représentée par deux grands groupes de roche; le Groupe de Roy sur lequel repose en discordance le Groupe d'Opémisca.

Le Groupe de Roy se compose de roches volcaniques issues de deux cycles distincts. Chacun de ces cycles est à caractère évolutif et débute par l'émission de coulées mafiques pour se différencier ultérieurement en des unités majoritairement felsiques. Les formations d'Obatogamau et de Waconichi, correspondent aux unités mafiques et felsiques du premier cycle et celles de Gilman et de Blondeau aux termes mafiques et felsiques du deuxième cycle. Une

	Protérozoïque	Fm de Chibougamau	Dykes de diabase Tillite, paratillite, sédiments	
A r c h é e n	Gr. d'Opémiska	Fm de Hauy	Sédiments terrigènes, volcanites	
		Fm de Stella	Sédiments terrigènes et de plateforme	
		Fm de Chebistuan (Synclinal de Waconichi)	Turbidites terrigènes, sédiments de plateforme	
=====				
G r o u p e d e R o y	2ème cycle	Fm de Bordeleau (Synclinal de Waconichi)	Épiclastites felsiques, turbidites	Complexes intrusifs [Complexe du lac Chaleur Complexe de Cummings Complexe du lac Doré Pluton de Chibougamau Complexe de La Ronde]
		Fm de Blondeau	Volcanites et volcanoclastites, sédiments fins	
		Fm de Gilman	Volcanites mafiques	
	1er cycle	Fm de Waconichi	Fm de fer du lac Sauvage Volcanites et pyroclastites felsiques	
		Fm d'Obatogamau	Volcanites mafiques	

	Socle (?)	Gneiss		

Tableau modifié de Allard et Gobeil (1984).

===== : discordance d'érosion
----- : discordance angulaire

Tableau 1. Tableau Stratigraphique de la Région de Chibougamau

cinquième formation, celle de Bordeleau, vient surmonter de façon très locale principalement dans la région du Lac Waconichi - la Formation de Blondeau. Les roches du Groupe de Roy sont envahies par d'importants complexes intrusifs qui sont: le Complexe du Lac Doré et les trois filons-couches mafiques du Complexe de Cummings.

Le Groupe d'Opémisca comprend trois formations qui sont: la Formation de Stella et d'Haüy au sud et la Formation de Chébiastian au nord. Il s'agit d'unités sédimentaires qui contiennent néanmoins une proportion importante de roches volcaniques. L'ensemble des roches du Groupe d'Opémisca correspondent à l'émergence et à l'érosion des édifices volcaniques et plutoniques du Groupe de Roy et ce, de manière concomitante à un déclin de l'activité volcanique. De nombreux dykes de diabase apparentés à la Formation de Haüy recourent la stratigraphie au complet.

Enfin, on relève par endroit, la présence de sédiments d'âge Protérozoïque reposant horizontalement sur les roches archéennes et auxquels est donné le nom de Formation de Chibougamau (Mawdsley et Norman, 1935).

a) Groupe de Roy

Le Groupe de Roy débute avec la Formation d'Obatogamau (Cimon, 1977), une épaisse séquence (3000 m) de laves massives et coussinées intercalées de nombreux filons-couches co-magmatiques de composition gabbroïque. La présence de phénocristaux de plagioclase, pouvant compter pour 10% de la roche, n'est pas un critère absolu d'identification des laves de l'Obatogamau puisque cette particularité semble vouloir se restreindre à certaines localités.

Surmontant la Formation d'Obatogamau, se trouve la Formation de Waconichi (Duquette, 1970). Il s'agit d'un assemblage volcanique où domine les unités felsiques et qui représente de ce fait la dernière période d'activité du premier cycle de volcanisme. Cette Formation, d'épaisseur très variable (200 à 1000 m), comporte des roches pyroclastiques felsiques, des rhyolites, quelques laves mafiques et des horizons ferrifères telle la Formation de fer du Lac Sauvage (Henry et Allard, 1979).

Le manque de continuité latérale et l'épaisseur très variable de cette formation ont fait naître l'hypothèse selon laquelle cette séquence serait une suite de lentilles

produites par plusieurs centres volcaniques situés à différents niveaux dans l'empilement plutôt, qu'une seule et unique bande continue (Gobeil et Racicot, 1983).

La Formation de Gilman (Duquette, 1970) correspond à une accumulation de coulées mafiques et de filons-couches gabbroïques co-magmatiques faisant environ 3600 m d'épaisseur. Certains, (Gobeil et Racicot, 1983; Duquette, 1982) rapportent l'existence d'unités pyroclastiques felsiques pouvant compter pour 10% du volume du Gilman.

La Formation de Blondeau (Duquette, 1970), au sommet de la Formation Gilman, correspond à un assemblage volcano-sédimentaire composé de tufs felsiques et cherteux à interlits d'argilite graphiteuse, de quelques coulées rhyolitiques, de grauwackes et de lentilles stratiformes de sulfure. On estime l'épaisseur de cette dernière séquence felsique à près de 1000 m.

Finalement, la Formation de Bordeleau (Caty, 1979), qui semble représenter une unité de transition entre le Groupe de Roy et le Groupe d'Opémisca, n'affleure que dans le synclinal de Waconichi et repose de façon concordante sur la Formation de Blondeau. Elle est constituée d'horizons

monotones et répétitifs de tufs riches en phénocristaux de plagioclase.

b) Groupe d'Opémisca

Le Groupe d'Opémisca est à caractère sédimentaire de type volcano-terrigène auquel vient s'ajouter d'occasionnelles coulées andésitiques. Sa relation avec le Groupe de Roy sous-jacent prend l'allure d'une discordance angulaire sauf aux endroits où se manifeste la Formation de Bordeleau, la relation étant alors d'aspect concordant et transitionnel (Dimroth et al. 1983).

En principe, le Groupe d'Opémisca ne contient que deux formations, celle de Stella à la base et de Haüy au sommet. Caty (1977), définit cependant dans le synclinal de Waconichi la présence d'une troisième formation, celle de Chébistuan, qu'on pourrait ostensiblement relier à la Formation de Stella.

La Formation de Stella (Cimon, 1976) se compose presque entièrement de sédiments épicycliques. Le contact entre la partie somitale du Stella et la Formation de Haüy est mal défini. Il est concordant et gradationnel et dès

lors, Dimroth et al. (1982), suggèrent que les deux formations soient considérées comme une seule et même unité.

La Formation de Haüy (Cimon, 1976) comprend des grès, des conglomérats et des argilites en alternance avec des coulées andésitiques à porphyres de pyroxène et plagioclase qui sont riches en potassium. L'absence de structure en coussin dans ces laves laisse croire à des effusions de type sub-aérien plutôt que marin (Allard et Gobeil, 1984).

c) Complexes intrusifs

La région de Chibougamau se distingue par la présence des intrusions majeures que sont le Complexe du Lac Doré et le Complexe de Cummings.

Le Complexe du Lac Doré est une intrusion litée, différenciée, mise en place le long du contact entre la Formation de Waconichi et de Gilman (Tableau 1). Ce complexe, décrit pour la première fois par Allard (1956), occupe les flancs de l'anticlinal de Chibougamau et se divise en quatre zones qui sont dans l'ordre: la zone anorthositique à la base; la zone litée; la zone granophyrique et la zone de bordure supérieure.

Le Complexe de Cummings (Duquette in Allard et al., 1972), remarquable pour son extension latérale de près de 160 km, est partagé en trois filons-couches différenciés qui sont: le Roberge à la base, le Venture au centre et le Bourbeau au sommet. Chacun d'eux se distingue par des traits pétrographiques particuliers et leur ordre n'est jamais interverti.

Le filon-couche de Roberge, mis en place à la base de la Formation de Blondeau, est constitué presque entièrement de péridotite et de dunite et son épaisseur atteint les 600 mètres.

Le filon-couche de Venture, localisé au-dessus du Roberge, est le plus volumineux du groupe avec des épaisseurs de 1100 mètres localement. Il consiste en pyroxénite à la base et en gabbro au sommet.

Enfin, les faciès pétrologiques, appartenant au filon-couche de Bourbeau, sont un ferrogabbro à rosette d'hornblende et une ferrodiorite à quartz avec intercalations locales des granoporphyrés sodiques. Ce dernier filon-couche fait environ 700 mètres d'épaisseur. Sur le terrain du secteur Faribault se retrouve un filon-couche très similaire à celui du Bourbeau.

d) Roches granitiques

A l'instar d'autres ceintures vertes, celle de Chibougamau est confinée au sud et au nord par des terrains granitiques et gneissiques. A l'intérieur même de la ceinture, se présentent jusqu'à trente-trois plutons d'âge, de composition et de tailles diverses (Chown, 1984). Le pluton de Chibougamau, localisé dans l'axe de l'anticlinal de Chibougamau, est l'élément le plus imposant du groupe avec ses 400 km carrés de superficie.

Les intrusions granitiques de la ceinture peuvent être classifiées comme étant pré, syn et postcinématiques relativement à l'évènement principal de déformation D2 ayant affecté les roches de la région. Cette classification se base sur la composition pétrographique, le mode et le contexte de mise en place des plutons (Racicot et al., 1984).

Les intrusions plutoniques précinématiques sont de composition tonalitique à dioritique. Elles sont largement concordantes à la stratigraphie et furent déformées et métamorphisées au même titre que les roches volcaniques qui les entourent. Par exemple, le Pluton de Chibougamau est

précinématique et est replissé sur lui-même suivant l'axe de l'anticlinal de Chibougamau.

Les intrusions syncinématiques peuvent être soit des monzodiorites à hornblende ou soit des tonalites. Ces plutons sont parfois allongés parallèlement à l'enlignement régional (Pluton de Barlow) ou alors possèdent une forme circulaire (Pluton de la Dauversière).

Dans les deux cas, on note une zone mylonitisée en bordure et une auréole de métamorphisme prononcée qui se surimpose au métamorphisme régional.

Les plutons postcinématiques (Plutons Muscocho, Chevrillon) sont des intrusions principalement granodioritiques. Ces plutons ont tous déformé localement les roches encaissantes et s'entourent d'auréoles de métamorphisme de dimensions variables.

2.2 STRUCTURE

De manière générale, le contexte structural de la région de Chibougamau correspond à deux principaux épisodes de déformation survenus lors de l'orogénèse Kénoréenne (2820 et 2650 Ga). Ces deux épisodes furent probablement

synchrones à quelque moment au cours de l'évolution structurale de la région.

Le premier épisode de déformation D1 résulte d'une tectonique verticale initiée par la mise en place de larges masses granitiques tel le Pluton de Chibougamau. Cet épisode a produit des plis ouverts à charnières horizontales d'attitude N-S. Des axes de plis majeurs P1 ont été relevés juste à l'est du Pluton de Muscocho (Daigneault et Allard, 1983), ainsi que dans le Complexe du Lac Doré (Allard, 1976).

L'épisode de déformation D2 est le plus marquant et est responsable des grands plis régionaux et du grain tectonique E-W. L'intersection des traces axiales des plis P1 et P2 produit un patron d'interférence en dôme et bassin.

A la schistosité S2, s'ajoute une schistosité tardive S3 d'intensité moindre. Celle-ci prend l'allure d'un clivage de crénulation et forme des plis superficiels orientés N 060° (Daigneault et Allard, 1987).

Quatre systèmes de failles sont reconnus à Chibougamau. Ils se divisent selon leur orientation en système; E-W, N-E, N-W et NNE.

Le système E-W est le plus ancien et le plus important. Il se manifeste sous forme de simples zones de cisaillement et prend aussi l'aspect de grands couloirs de déformation d'extension régionale. Ce système joue un rôle important dans la tectonique locale puisqu'il modifie l'ordre stratigraphique et ce, de deux manières. Premièrement, en produisant une répétition d'unités comme c'est le cas pour le Complexe de Cummings (Allard, 1976) et deuxièmement, en amenant la juxtaposition d'unités structurellement et stratigraphiquement différentes dont les sommets respectifs sont en opposition. La faille Faribault est de ce dernier type (Daigneault et Allard, 1983) de même que la faille Kapunapotagen (Charbonneau, 1981; Allard, 1982; Daigneault et Allard, 1983). Selon Daigneault et Allard (1987), les cisaillements E-W exercent un contrôle sur la minéralisation aurifère par le biais de cisaillements SE associés.

Le système NE est bien développé et comprend plusieurs failles de dimension régionale telle la faille du Lac Doré. Plusieurs gisements et indices minéralisés se situent aux abords de ces failles. La faille Gwillim, aussi d'orientation NE, se différencie par son aspect nettement tardif et l'absence de minéralisation.

Les failles du système NW se manifestent surtout à l'intérieur du Complexe du Lac Doré et se caractérisent par leur contenu en carbonates et en sulfures de même que par le cisaillement ductile associé.

Enfin, les failles inverses NNE (N 020°) sont une manifestation de l'épisode grenvillien sur les roches archéennes de Chibougamau (Daigneault et Allard, 1984). Le nombre de ces failles augmente de façon marquée avec la proximité du Front.

CHAPITRE III

GÉOLOGIE LOCALE

3.0 INTRODUCTION

La description des roches du secteur Faribault présentée dans les prochaines lignes est faite suivant les divisions; Bloc Sud, Bloc Central et Bloc Nord. Cette division de la géologie du secteur en trois blocs distincts a été adoptée afin de controurner le problème posé par la corrélation des roches du Bloc Central relativement à la stratigraphie de la région de Chibougamau. Au cours de l'étude, il est en effet apparu que les mécanismes structuraux ayant affecté le secteur Faribault ont contribué au découpage et à l'isolement du segment rocheux correspondant au Bloc Central. Ce bloc constitue donc une enclave "déracinée" qui ne peut être reliée à la stratigraphie environnante. Dans ces conditions, l'identité stratigraphique du Bloc Central devient difficile à établir.

3.1 DESCRIPTION DES LITHOLOGIES

a) Bloc Sud

La demie sud du secteur d'étude est occupée par les roches de la Formation Gilman (Cartes 1, 3, 4 et 5). Les affleurements de cette formation sont cependant peu nombreux puisque les terrains du Bloc Sud sont recouverts par des dépôts quaternaires. La présence d'un esker de direction ENE contribue de plus à la rareté des affleurements.

La Formation Gilman représente le début du deuxième cycle de volcanisme régional. Cette formation se caractérise par des accumulations de roches mafiques intercalées à l'occasion d'unités de pyroclastites felsiques. Sur le terrain étudié, seules des unités mafiques sont présentes. Il s'agit de coulées de basalte à faciès massif, coussiné ou bréchique. La dimension du grain varie d'aphanitique à moyen.

En surface affleurante, les coulées montrent une patine verdâtre ou brunâtre alors qu'en cassure fraîche, leur couleur varie de vert moyen à vert sombre. A l'intérieur du faciès coussiné, les amygdales de quartz-carbonate (parfois

avec épidote) sont fréquentes. Les altérations typiques sont la chloritisation et la carbonatation.

Des intercalations fréquentes de filons-couches gabbroïques sont notées dans l'empilement volcanique. Leur épaisseur individuelle dépasse rarement les 50 mètres. Leur granulométrie varie de fine à grenue et les altérations dominantes sont l'épidotisation, la carbonatation et la chloritisation.

Les cartes du levé magnétométrique, disponibles au 1:20 000 (MER, 1984), 1:2000 (Boileau, 1987) et 1:10000 (Val d'Or Géophysique, 1988), indiquent la présence d'un conducteur formationnel d'orientation générale est-ouest qui traverse le secteur sur toute sa longueur (Figure 2). Selon notre interprétation, il s'agirait d'un filon-couche gabbroïque d'épaisseur variable (100 à 500 m) situé juste au sud de la faille Moka. De plus, ce conducteur est décroché par une faille transversale à grande échelle d'orientation NE.

b) Bloc Central

Les roches du Bloc Central atteignent leur épaisseur maximum dans le coin NE du secteur Faribault pour ensuite s'amincir énormément en allant vers l'ouest (Cartes 1, 2 et

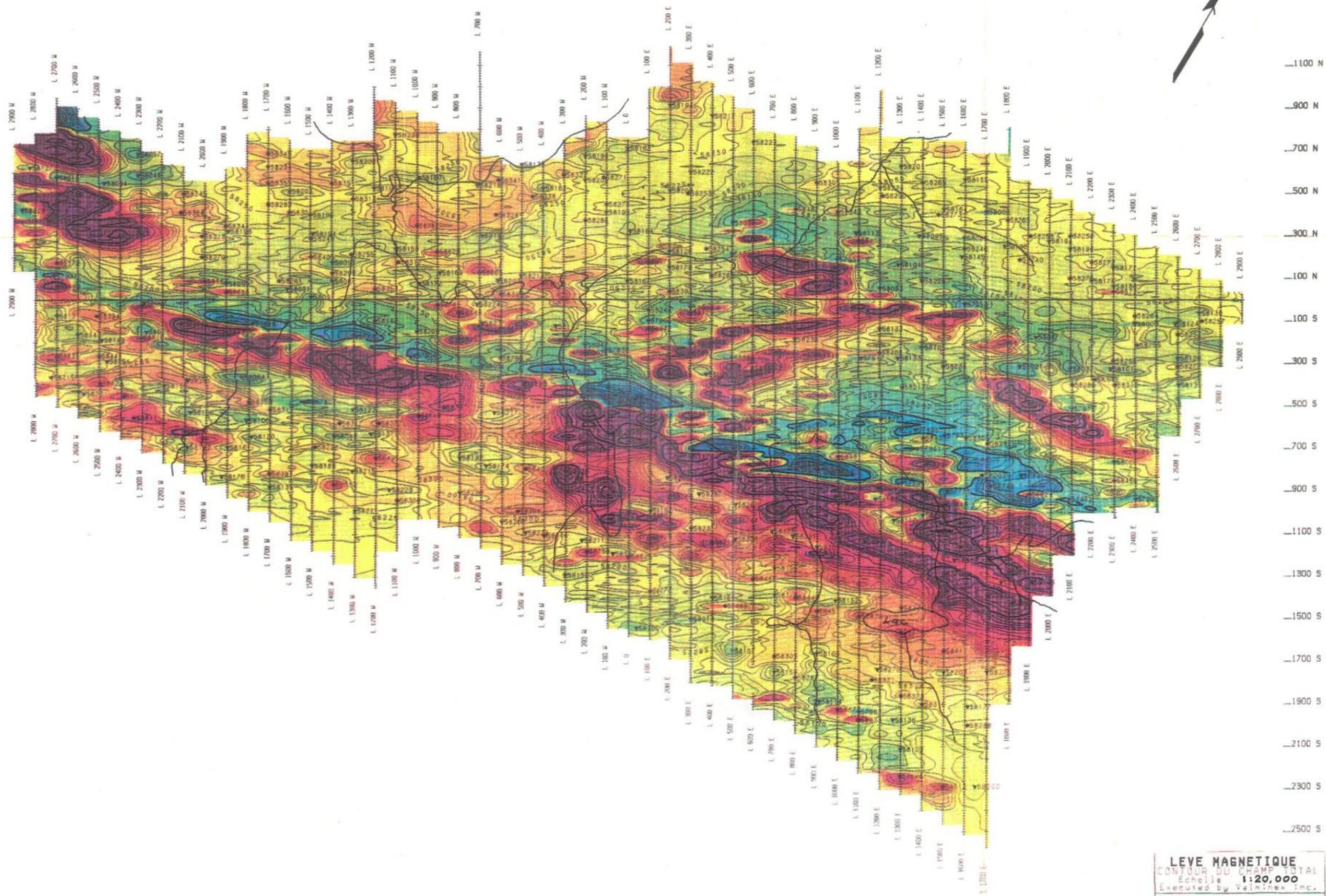


FIGURE 2

LEVE MAGNETIQUE
 CONTOUR DU CHAMP TOTAL
 Echelle 1:20,000
 Executed by Valinex Inc.
 Compiled by VAL D'OR GEOPHYSIQUE
 --- 15 avr. 1968 ---

5). Ce territoire est largement déboisé et renferme de nombreux affleurements.

Plusieurs lithologies sont présentes, on les regroupe en trois catégories; coulées basaltiques (50%), volcanoclastites felsiques (40%) et roches intrusives (10%). Les pourcentages des constituants minéralogiques identifiés en lame mince pour chacune des trois catégories sont présentés au Tableau 2.

1. Coulées basaltiques

Les coulées de basalte du Bloc Central possèdent les mêmes caractéristiques minéralogiques et texturales que les basaltes de la Formation Gilman. Ils apparaissent sur le terrain dans les trois faciès habituels qui sont: massif, coussiné et bréchique.

Le faciès massif est l'unité la plus abondante. De manière générale, ces laves consistent en une pâte microcristalline de plagioclase et pyroxène à laquelle s'ajoute, dans des proportions variables, les minéraux d'altération: chlorite, calcite et plus rarement l'épidote. Certaines coulées sont à granulométrie grossière et peuvent être confondues avec un gabbro à grain fin.

	lithologies	LAVES BASALTIQUES														
		plag+qtz	plagioclase	quartz	pyroxène	sphène	calcite	chlorite	épidote	séricite	leucoxène	pyrite	magnétite	opaque	actinote,tre	olivine
V7 0,+		35					20	30	5	5	5					
--		35					20	25	12		7	1				
V7 0,cb+		35					15	30		15		1	4			
--		35					25	30		10						
--		35				5	25	33	1			1				
V7 0,ep+		50				2	15	30						3		
V7		40			5		15	35			5					
--			30	5			25	30	5		2	3				
--			35	10	3		20	30					2			
V9 CRX		50	15				15	10	10							
--		50	15	2			2	15	10	5		1				
--		55	15				1	10	8	10		1				
V9 β		55	5				5	10				1		25		
V9+(F.F.)		50					15	15		18				2		
--		60						10		25				5		
--		60					16	5		16		3				
V9-S3		55	10	5			10	15	5							
--		45	20	5			10	10	10							
S4		60						15	15	10						
3G		50			25		15	5		5						
--		45			25		10	15		5						
--		45			20	5	13	15					2			
3G y		38	2	20	10		20	10								
--		42	2	20	8		20	8								
--		25			25	10	25	15								
DYKE β		50			40		5								5	
--		52			33				5						10	
--		45					2	20	25						3	
3G ε		18				2	40	40								
--		3			45	2	5	45								
3G ros		37	8	20	5		15	15								
--		40	5	20			15	15				5				
2T		25				2	25	28	20							
--		20					25	20	2	5					28	
--		65	8				8	15	2			2				
--		37	10				22	28			1	2				

Tableau 2.

Composition minéralogique en pourcentage d'unités lithologiques provenant du Bloc Central (sauf V9-S3; Bloc Nord). Le lecteur est référé au Tableau 3 pour la légende géologique.

LITHOLOGIES

V7	Basalt
V9 crx f	Tuf à cristaux de feldspath
V9 lap α	Tuf à lapillis felsiques
V9 bloc α	Tuf à blocs felsiques
V9 crx β	Tuf à cristaux mafiques
V9-S3	Tuf épicyclastique (arénite feldspathique)
S4	Tuf cherteux, noirâtre
1D	Granodiorite
1Z	Granophyre
2T	Ferrodiorite à quartz
3G ros	Gabbro à rosette
3G ϵ	Gabbro leucocrate
3G γ	Gabbro à pyroxène

ALTERATIONS

AK	Ankerite
CB	Carbonate
CL	Chlorite
ep	Epidote
leu	Leucoxène
Se	Séricite
Tc	Talc

SYMBOLES

\oplus	Coussiné
α	Composition felsique
β	Composition mafique
$\#$	Cisaillé
F.F.	Faille Faribault

Tableau 3. Légende géologique

Au moins deux types différents de laves coussinées sont observés dans le Bloc Central. Ainsi, un premier type est celui dit à "coeur d'épidote". De fait, le centre de ces coussins est occupé par une masse de couleur pistache à blanc, composée d'épidote et de quartz, et montrant parfois des signes de bréchification in-situ (Photo 1a,1b). Ces coussins sont très peu vésiculaires et possèdent d'épaisses bordures de couleur rouille contenant des carbonates et de la pyrite disséminée. De la magnétite secondaire est développée sous forme de cristaux à l'intérieur des coussins ainsi qu'aux points de jonction triple. En lame mince, ces laves ont l'aspect d'un basalte tholéïtique plutôt grossier du à la présence de cristaux de plagioclase aciculaires et radiaux. L'assemblage minéralogique est constitué de plagioclase, clinopyroxène et des minéraux d'altération: épidote, chlorite et quartz.

Le deuxième type est formé de coussins très vésiculaires, à bordure mince et dont le grain varie de fin à moyen. Ces coussins affichent en affleurement une couleur brunâtre qui témoigne d'une forte carbonatation. Cet aspect carbonaté de la roche est confirmé en lame-mince par la présence de près de 25% de calcite. Outre ce minéral, on reconnaît, par ordre d'abondance de la chlorite, des feldspaths, du quartz, des opaques, du sphène et parfois de



Photo 1a. Coussins à "coeur" d'épidote. Le centre est composé d'épidote et de quartz et montre à l'occasion une bréchification in-situ.

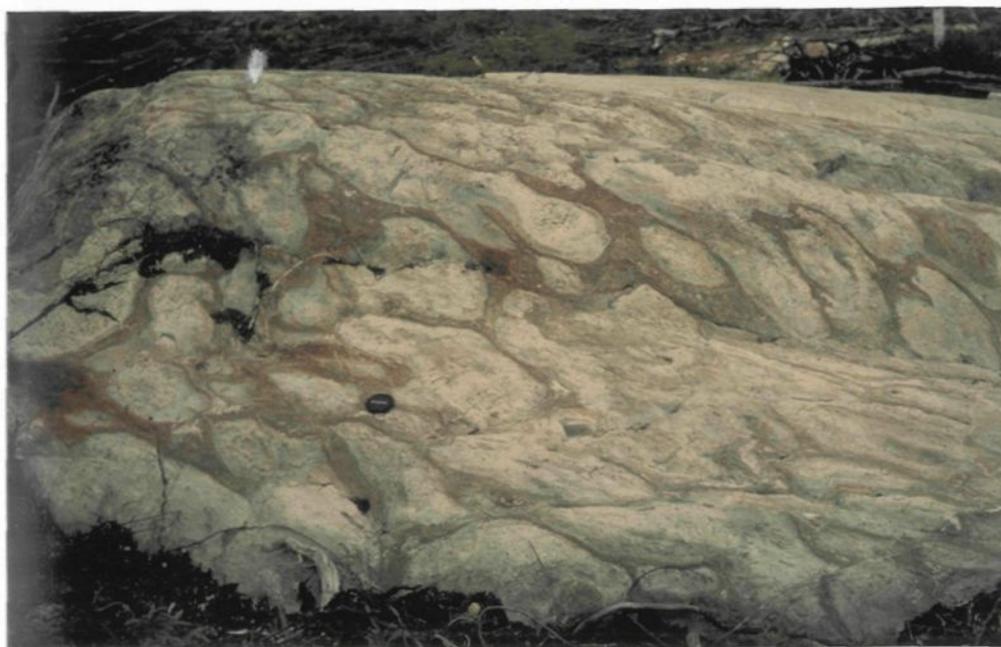


Photo 1b. Coussins à "coeur" d'épidote. Vue d'ensemble. A noter l'aspect "rouillé" du matériel hyaloclastique du à la présence de pyrite disséminée.

la séricite. Les plagioclases sont relativement bien conservés et montrent une texture pilotaxitique. Les pyroxènes sont virtuellement absents.

Soulignons que dans les endroits intensément cisailés et altérés, les coussins sont étirés à un tel point que leur bordure parallélisée et très rapprochée crée une illusion de litage qui confère un aspect de tuf intermédiaire à la roche.

Le faciès bréchique est le moins abondant des trois faciès volcaniques. Il est représenté par des brèches de coulée provenant du démantèlement des coussins sous-jacents et qui renferment des fragments chloriteux et des bordures de coussins baignant dans un matériel hyaloclastique (Figure 3).

2. Volcanoclastites felsiques

Juste au sud de la faille Faribault, on distingue trois unités de volcanoclastite qui sont par ordre d'abondance: un tuf à cristaux de feldspath, une brèche à blocs felsiques et un tuf à cristaux mafiques. Mentionnons de même, qu'un tuf noir, felsique et finement laminé, semblable à ceux associés à la Formation de Blondeau est présent de façon très locale.

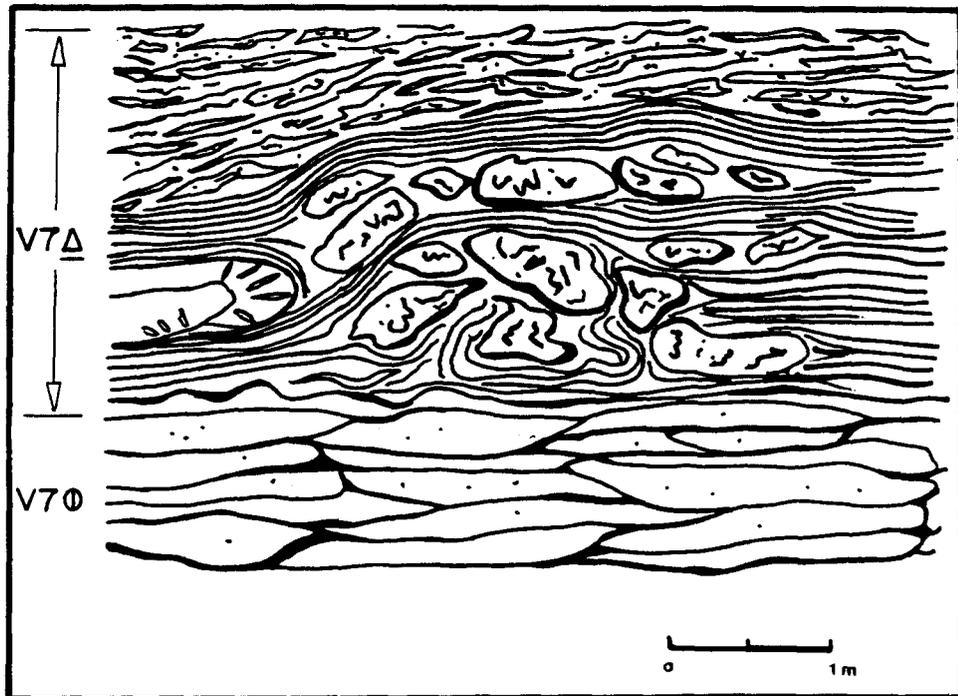


FIGURE. 3 Coussins étirés selon la schistosité dominante S_2 et qui sont surmontés d'une brèche de coulée composée de fragments de coussin et de matériel hyaloclastique.
Localisation; L- 3+75 E, Sta. 1+30S .

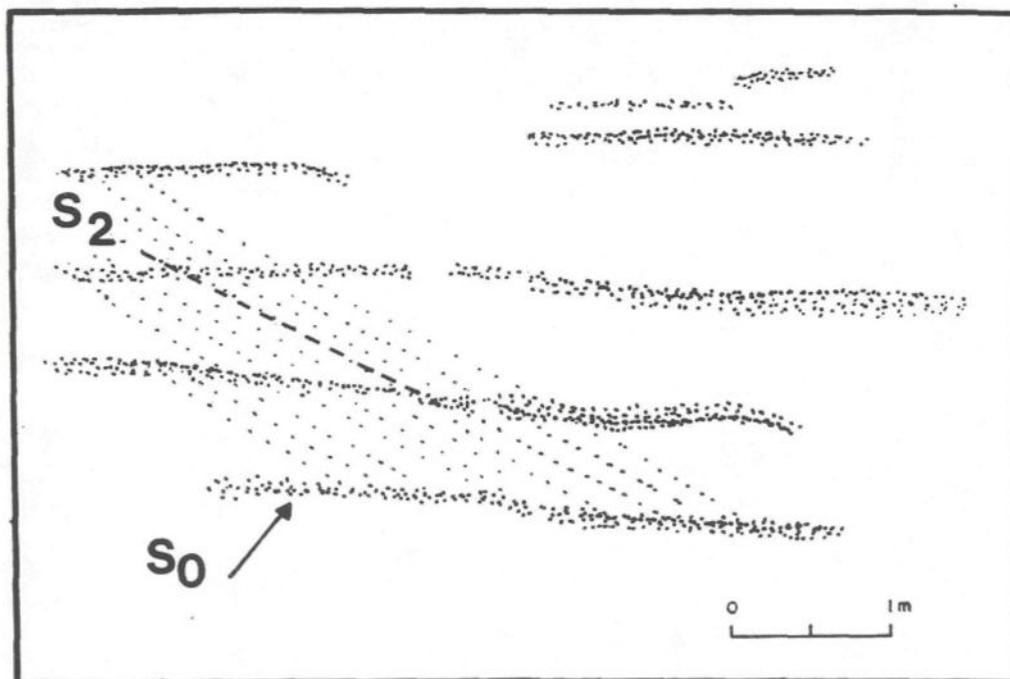


FIGURE. 4 Relation angulaire entre les surfaces S_0 et S_2 sur un affleurement de gabbro à pyroxène à grain grossier où un litage magmatique est développé. Localisation ; L-7+40E, Sta. 0+50 N

Tuf à cristaux de feldspath

L'unité de tuf à cristaux de feldspath se présente en affleurement comme une roche de couleur gris-vert très pâle nuancée à l'occasion d'une teinte orangée due à la présence de carbonate de fer. En cassure fraîche, sa couleur varie de gris pâle à vert pâle. Les cristaux de feldspath, dont la taille atteint de 1 à 2 mm, sont généralement en relief positif sur la surface altérée. Les lits peuvent mesurés quelques mètres d'épaisseur et comportent à l'occasion des fragments de la taille des lapillis (Photo 2).

Au microscope, ce tuf felsique montre une pâte microgrenue composée d'environ 50% de phénocristaux de feldspath saussuritisé et 10% de quartz recristallisé. De la chlorite, de l'épidote ainsi que de la séricite apparaissent comme minéraux secondaires.

Brèche à blocs felsiques

La brèche à blocs felsiques est une unité très caractéristique qui a servi d'horizon-repère dans le tracé des contacts géologiques de la **Carte 1**. Cette brèche est formée de fragments anguleux, très blancs, déposés dans une matrice séricitisée, chloritisée, de couleur brunâtre à verdâtre. La taille des fragments varie de 1 à 15 cm, ils sont aphanitiques et contiennent à l'occasion 1-2% de yeux de

quartz. Les fragments sont systématiquement allongés et orientés dans le sens de la schistosité régionale S2 (Photo 3). Un échantillon de brèche à blocs prélevé dans une zone de faille montre en lame-mince une matrice de quartz-plagioclase où l'altération (chlorite, carbonate) compte pour 60% de la roche. La chlorite forme d'étroites bandes sinueuses toutes parallèles au S2.

Tuf à cristaux mafiques

Cette unité est peu répandue et possède une épaisseur maximum de 15 mètres. Elle se caractérise par la présence de cristaux mafiques allongés qui en lame-mince, correspondent à de fines lignes de chlorite. Mis à part les cristaux de chlorite, ces tufs sont analogues à ceux à cristaux de feldspath et comme eux, se composent principalement de plagioclase sodique, d'un peu de quartz et des minéraux secondaires chlorite et épidote. En raison des phénocristaux de chlorite qu'ils contiennent, ces tufs sont de nature intermédiaire plutôt que felsique.

Tuf felsique, noirâtre

Ce tuf n'a été aperçu que sur deux des affleurements de tout le Bloc Central. Il se compose d'une succession de minces lits de granulométrie et de couleur variable. La couleur des lits passe du gris clair au gris foncé à presque

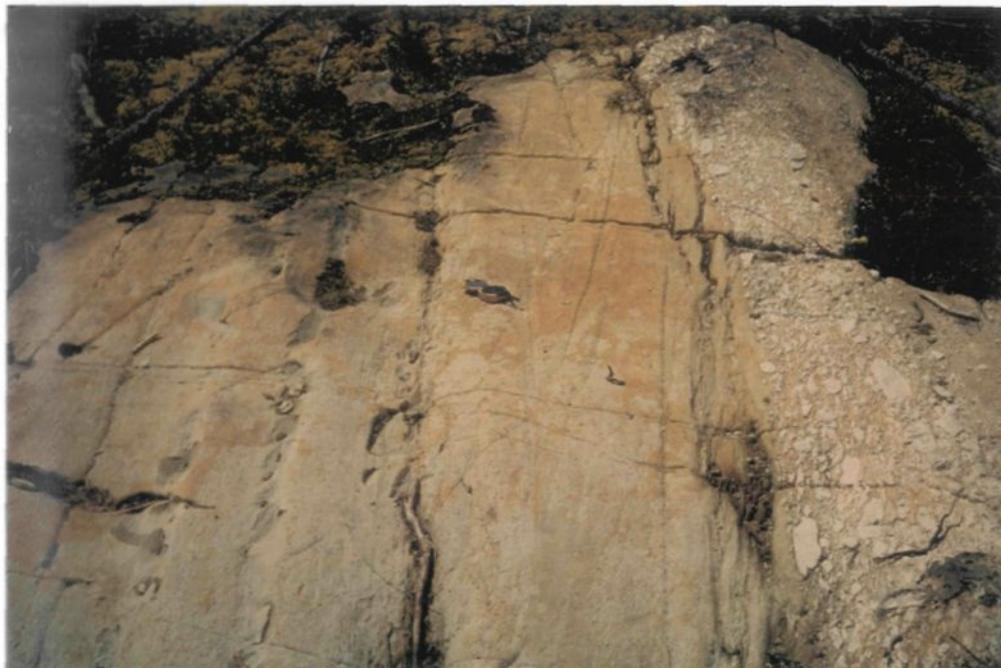


Photo 2. Tuf à cristaux de feldspath comportant un niveau de tuf à lapilli.



Photo 3. Brèche à blocs felsiques. Elle se compose de plus de 50% de fragments anguleux déposés dans une matrice séricitisée. A noter, l'orientation préférentielle des fragments selon la schistosité S2.

noir alors que le grain demeure plutôt fin. Les teintes foncées de ces tufs sont attribuables à une poussière d'anthaxolite (Duquette, 1982). Mise à part leur coloration particulière, ces tufs sont de composition semblable aux tufs gris-vert à cristaux de feldspath.

3. Roches intrusives

Les roches intrusives cartographiées sur le terrain sont toutes de composition mafique. On en dénombre trois types différents: un gabbro à phénocristaux de pyroxène, un important filon-couche analogue à celui du Bourbeau et des dykes tardifs archéens.

Gabbro à phénocristaux de pyroxène

Il s'agit d'une roche de couleur vert foncé dont la granulométrie est grandement variable. Des affleurements de gabbro à grain fin pourront être confondus avec un basalte grenu alors que certains autres affleurements, ceux-là sans équivoque, montrent des pyroxènes dont la taille peut atteindre jusqu'à 1 cm. Un litage magmatique primaire est parfois visible sur ces affleurements plus grenus et permet mesure approximative du S_0 ainsi que de la relation S_0, S_2 (Figure 4).

Les constituants minéralogiques de ces roches, tels que vus en lames-minces (Photo 4), sont principalement des plagioclases saussuritisés et des pyroxènes ouralitisés dont la taille varie de 5 à 20 mm. Le sphène est un autre constituant important et peut compter pour près de 10% de l'assemblage minéralogique. Il peut prendre la forme de phénocristaux (>10 mm) ou lorsque contenu dans une roche schistosée, il est étiré en filament et suit bien l'enlignement S2. On note à l'occasion, quelques grains de quartz primaire (+/- 1%) arrondis et à extinction roulante. Du quartz secondaire à point triple et microcristallin, est aussi observé localement et indique une faible silicification de la roche. L'épidotisation et la chloritisation demeurent les altérations principales.

Filon-couche différencié

Ce filon-couche a été utilisé comme horizon-repère dans le tracé d'un pli en Z présent dans le coin NE de la carte (Carte 5). La différenciation magmatique reliée à cette intrusion a de plus servi à établir la polarité des couches pour l'ensemble du Bloc Central.

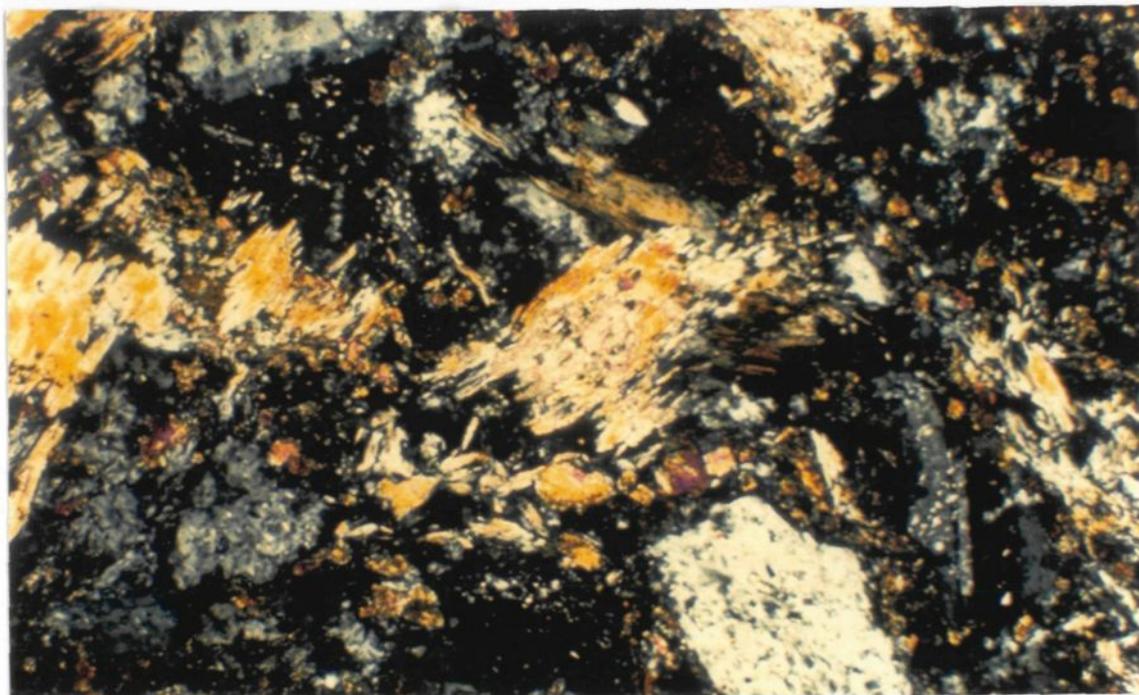


Photo 4. Gabbro à pyroxène. On remarque des phénocristaux de pyroxène altérés, de plagioclase et de sphène dans une pâte microgrenue faite de plagioclase, d'épidote et de chlorite. Lumière polarisée, (x5).



Photo 5. Vue en affleurement de la ferrodiorite à quartz. On reconnaît surtout des amas de feldspath distribués dans un matériel chloritisé et carbonaté.

Les faciès pétrologiques identifiés dans ce filon-couche sont, de la base au sommet, un leuco-gabbro, un ferrogabbro à rosette de hornblende et une ferrodiorite à quartz avec intercalations locales de granophyre sodique. Ces unités se présentent toujours dans le même ordre stratigraphique et le passage d'un faciès à l'autre se fait graduellement. A l'intérieur de chacun des faciès, la dimension du grain peut varier brusquement de grenu à fin. Nous croyons également que des variations latérales soient possibles dans chacun des faciès. Les unités de ferrogabbro et ferrodiorite sont enrichies en magnétite et offrent une excellente réponse magnétique.

L'épaisseur totale maximum du filon-couche est d'environ 90 mètres. L'étude des éléments majeurs et en outre le rapport Fe_2O_3/MgO (Tableau 4), confirme la différenciation vers le sommet du filon-couche et le lien co-magmatique entre les quatre faciès pétrographiques.

Le filon-couche de Faribault présente de grandes similitudes avec le filon-couche de Bourbeau qui, avec ceux de Venture et de Roberge, forment le Complexe de Cummings. Le filon-couche de Bourbeau se compose exactement des mêmes faciès pétrologiques avec en plus une unité de roches ultramafiques à la base.

TABEAU 4 : Analyses chimiques
du filon-couche de "type" Bourbeau

Filon-couche Type Bourbeau	Echan.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃ *	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	TOTAL	$\frac{(FeO+Fe_2O_3)}{MgO}$
Granophyre	10933	56.00	13.35	1.40	16.52	9.19	0.17	1.81	3.87	4.41	<0.03	<0.06	1.98	99.51	9.13
Ferrodiorite à quartz	10932	53.88	13.01	1.29	17.93	10.46	0.26	1.85	5.50	3.20	0.02	<0.06	3.12	100.24	9.69
	10934	52.15	13.68	1.71	16.67	11.70	0.28	2.66	6.04	2.21	0.13	<0.06	3.30	98.83	6.27
	10940	50.83	12.98	1.68	17.64	10.61	0.29	3.06	6.95	2.02	0.03	<0.06	3.10	98.58	5.76
Gabbro à rosette	10931	47.33	12.65	1.09	13.99	11.14	0.23	4.96	7.21	3.01	<0.03	<0.06	8.55	99.02	2.82
	10935	47.95	12.73	2.37	19.90	10.39	0.24	3.51	8.14	1.50	<0.03	<0.06	2.31	98.65	5.67
	10938	49.74	14.91	0.70	13.08	8.74	0.21	5.91	10.83	2.40	<0.03	<0.06	2.10	99.88	2.21
	10939	46.39	12.46	1.86	18.97	12.03	0.25	4.83	9.29	2.41	<0.03	<0.06	2.00	98.46	3.93
Leucogabbro	10930	49.32	12.57	0.81	10.99	8.00	0.18	7.46	10.77	3.41	0.17	0.06	3.90	99.64	1.47
	10936	46.96	20.24	0.60	8.09	4.52	0.11	4.69	11.39	2.78	0.06	<0.06	4.58	99.50	1.72
	10937	45.90	18.28	0.65	11.23	7.47	0.16	6.38	11.36	2.45	<0.03	<0.06	2.80	99.21	1.76

Fe₂O₃* = Fer total

A l'ouest de la propriété, dans le canton de Barlow, a été mis à jour un filon-couche isolé qu'on interprète comme étant du Bourbeau (Dubé et Guha, 1987) et qui se trouverait en continuité latérale avec le filon-couche de Faribault. Le lien de parenté entre ces deux filons-couches demeure cependant ambigu et il semble préférable de les considérer comme des intrusions indépendantes l'une de l'autre. Mentionnons de plus que les filons-couches différenciés semblables à celui du Bloc Sud sont des éléments courants de la stratigraphie des ceintures de roches vertes. On en rencontre d'ailleurs en plusieurs localités de l'Abitibi-Chibougamau tels que, par exemple, dans le secteur Waswanipi-Lac Inconnu (Picard, 1985; Hébert 1986).

Le leucogabbro

Ce faciès se situe à la base du filon-couche. Il montre en affleurement une croûte d'altération vert pistache parfois rosée par la présence de carbonate de fer. Ces pyroxènes arrondis, dont la taille varie de 1 à 5 mm, sont souvent bien visibles en surface altérée. En cassure fraîche, les pyroxènes vert foncé contrastent fortement avec la pâte de couleur blanchâtre à vert pâle qui les enrobe.

En lame-mince, cette roche apparaît comme une cumulite de cristaux de pyroxènes ouralitisés et de plagioclase

fortement saussuritisés maintenant transformés en épidote, carbonate et albite. De l'épidote occupe de même les espaces libres entre les cumulats et du quartz primaire, du sphène et du leucoxène complètent l'assemblage minéralogique de cette roche.

Le ferrogabbro à rosette

En cassure fraîche, cette roche est de couleur vert foncé à presque noir. Le grain varie de fin à moyen et les phénocristaux de hornblende apparaissent sous forme de bâtonnets disposés en gerbe d'où cette appellation de ferrogabbro à rosette. Outre environ 30% de pyroxène maintenant transformé en hornblende, cette roche contient 45% de plagioclase saussuritisé, jusqu'à 10% de magnétite cubique distribuée erratiquement, de 3 à 5% de phénocristaux de sphène et quelques grains de quartz. Les altérations dominantes sont l'épidotisation et la chloritisation.

La ferrodiorite à quartz

Cette roche montre en affleurement, une surface très hétérogène (Photo 5). On peut apercevoir en relief positif, des phénocristaux de feldspath, du quartz, de la magnétite et du leucoxène, le tout contenu dans une matrice chloriteuse et carbonatée. Les pyroxènes sont complètement transformés en chlorite et hornblende.

Les phénocristaux de quartz sont souvent de couleur bleu et leur taille peut atteindre 5 mm. Ils sont distribués à travers tout le faciès mais deviennent particulièrement abondants à mesure que l'on s'approche du sommet. Ils peuvent représenter alors près de 10% du volume de la roche.

Aussi, à l'approche du contact supérieur, il est possible d'apercevoir des sections granophyriques intercallées dans la ferrodiorite. Ces sections sont de faible épaisseur et de nature discontinue. Elles sont de couleur grisâtre, à grain moyen et se composent essentiellement de plagioclase, quartz et chlorite.

4. Dykes tardifs

Ces dykes mafiques se rencontrent dans toutes les lithologies du secteur. D'un dyke à l'autre, il est possible d'observer des variations de granulométrie, d'altération et même de composition. Certains d'entre-eux peuvent aussi contenir des fragments provenant des roches qu'ils traversent. Ces différences élémentaires s'expliquent du fait qu'il y ait plus d'une génération de dykes.

De façon générale, ces intrusions prennent la forme d'étroites bandes de 30 cm à 2 mètres de largeur dont la couleur peut varier du beige au vert pâle au vert foncé. Ils sont constitués essentiellement de plagioclase (+/- 50%) et d'environ 40% d'hornblende primaire en cristaux losangiques. Des phénocristaux d'olivine (+/- 3%) sont aussi notés. La chlorite et l'épidote sont les deux principaux minéraux d'altération. Ces dykes portent l'empreinte de la schistosité S2 et leur orientation spatiale correspond à des plans de faiblesse pré-existants dans la roche.

c) Bloc Nord

Ce bloc, situé immédiatement au nord de la faille Faribault, consiste en une épaisse séquence de volcanoclastites apparentée à la Formation de Bordeleau (Carte 1, 2 et 5).

Ces roches présentent des similitudes avec les tufs à cristaux de feldspath contenus dans le Bloc Central. Ils possèdent la même patine d'altération gris-vert pâle et sont également riches en phénocristaux de plagioclase. Les tufs de Bordeleau représentent cependant des sédiments volcaniques plus matures et mieux triés. Ils possèdent en effet un litage régulier composé d'horizons millimétriques à

centimétriques. Ces minces lits sont généralement grano-classés et permettent la détermination de polarité (Photo 6). Ils se composent de grains de plagioclase et de quartz, de près de 5% de pyroxène et de minéraux d'altération tels la chlorite, l'épidote et la séricite (Tableau 2). La composition demeure relativement la même d'un lit à l'autre ce qui explique l'aspect uniforme et monotone associé à cette formation.

A l'intérieur des roches du Bordeleau, le levé magnéto-métrique (Figure 2), indique la présence d'une intrusion mafique isolée aux environs de la ligne 26 W, station 5+00 N. Cette intrusion serait possiblement tardive due à sa forme arrondie et à la déviation de la schistosité principale S2 le long de ses flancs.



Photo 6. Volcanoclastites de la Formation Bordeleau composées de minces lits de couleur grisâtre, riches en phénocristaux de feldspath. Un grano-classement vers le sud peut être déterminé.

CHAPITRE IV

GÉOLOGIE STRUCTURALE

4.0 ÉLÉMENTS ET DOMAINES STRUCTURAUX

Les travaux de ce mémoire ont pour principal objet l'identification et l'interprétation des éléments structuraux affectant les roches des trois blocs tectono-stratigraphique du secteur Faribault. Ces éléments structuraux sont les surfaces S0, S2, S3 et S4, les failles, la linéation d'étirement et les plis.

Les mesures structurales des surfaces S2, S3 et S4 ainsi que les axes de pli P2, la linéation d'étirement, les failles et les fractures ont été compilés sur stéréogrammes (Annexe 1). Les mesures des surfaces S2, S3 et S4 ont aussi été rapportées sur des cartes de trajectoire de schistosité (Figures 6 à 10). Les mesures compilées proviennent en majorité du Bloc Central.

A partir des deux méthodes de travail (stéréogramme et carte de trajectoire), cinq domaines structuraux ont pu être établi pour l'ensemble des trois blocs du secteur Faribault (Figure 5). Les domaines 1 à 4 représentent les deux blocs

situés au sud de la faille Faribault et le domaine 5 contient les unités rocheuses du bloc localisé au nord de cette même faille. La répartition des domaines reflète de plus l'allure de la schistosité S2 dont l'orientation est variable (Figures 6, 7). Ainsi, les domaines 1 et 5 représentent des surfaces S2 d'orientation générale E-W, les domaines 2 et 4 contiennent des schistosités S2 variant de N060° à N090° et enfin le domaine 3 comprend des plans S2 d'allure NE (Annexe 1a).

4.1 SURFACES S0

Le litage S0 est observable en plusieurs endroits dont, en outre, sur les affleurements de tufs felsiques (Photo 2) et parfois sur les affleurements de gabbro où un litage magmatique s'est développé (Figure 4). Tous les contacts entre les différentes unités lithologiques servent aussi à l'établissement des surfaces S0.

Dans l'ensemble du secteur, l'attitude du litage S0 varie de N 040° à N 095° et décrit une forme générale en "S". Les pendages sont sub-verticaux et sont inclinés tantôt vers le nord, tantôt vers le sud (Annexe 1a). Les polarités dans chacun des trois blocs stratigraphiques sont orientées vers le sud. Dans le Bloc Nord, les sommets sont

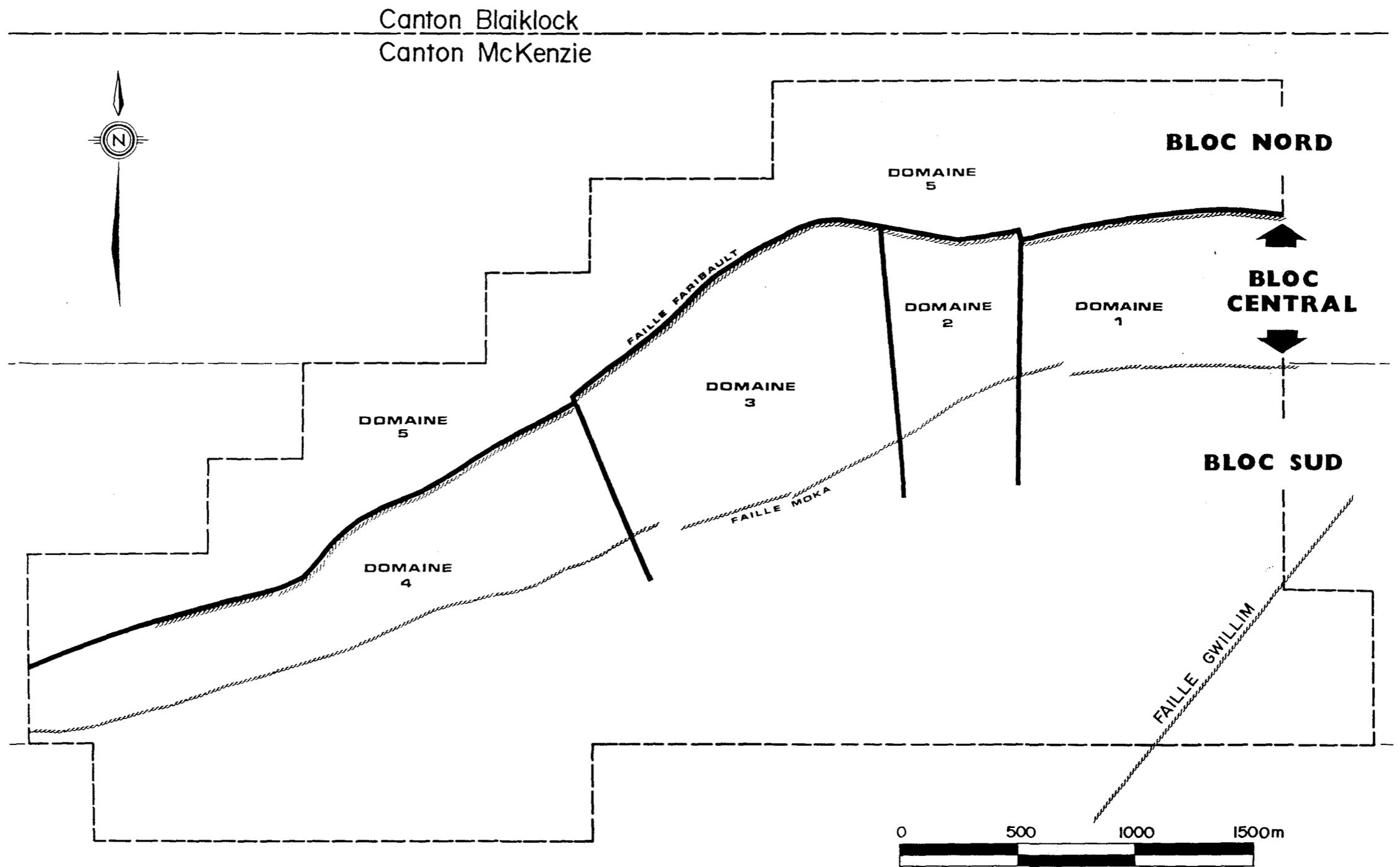


FIGURE 5.
REPARTITION DES DOMAINES (1 à 5)

Canton Blaiklock
Canton McKenzie

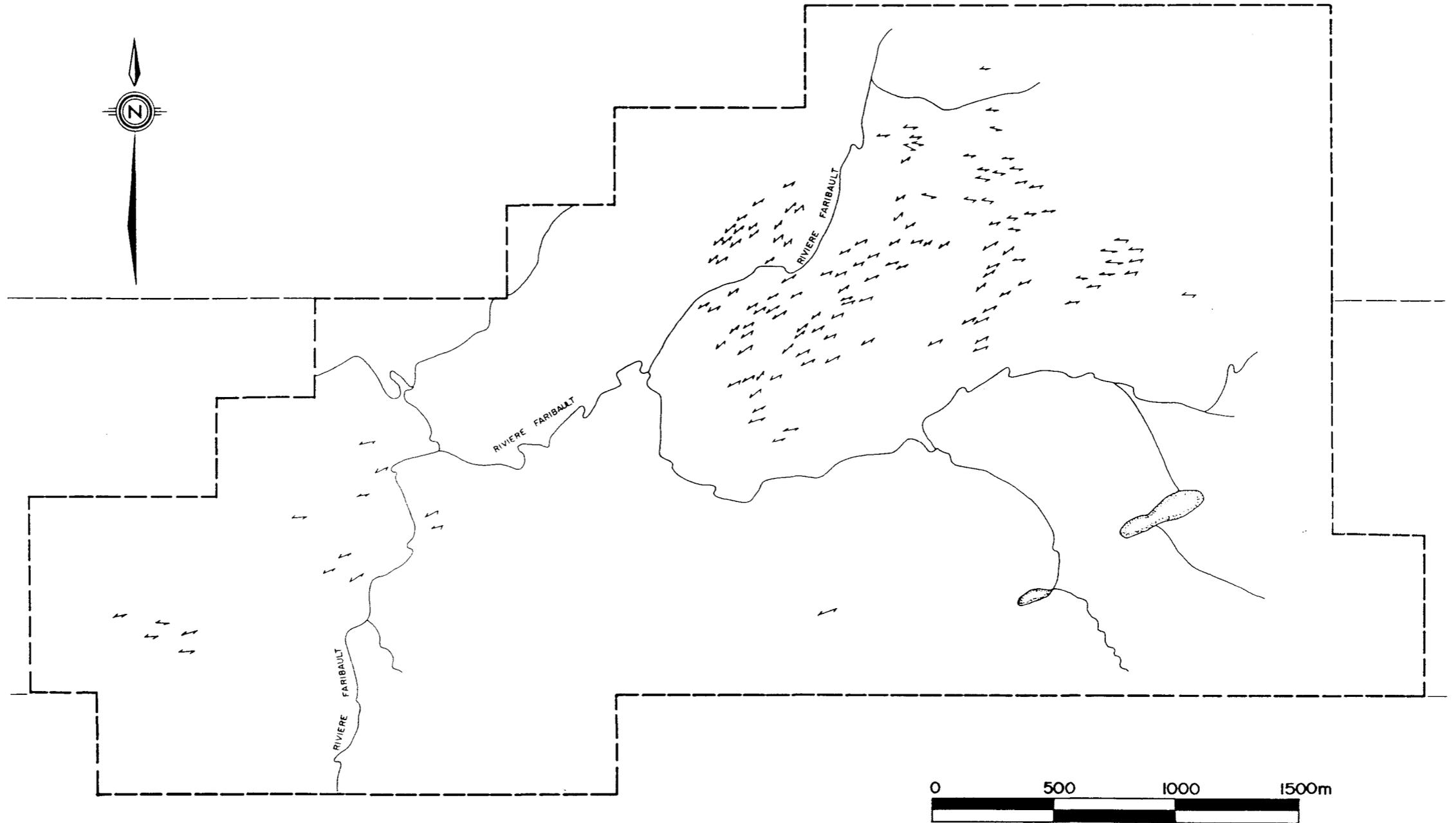


FIGURE 6.
CARTE DES SCHISTOSITES S₂

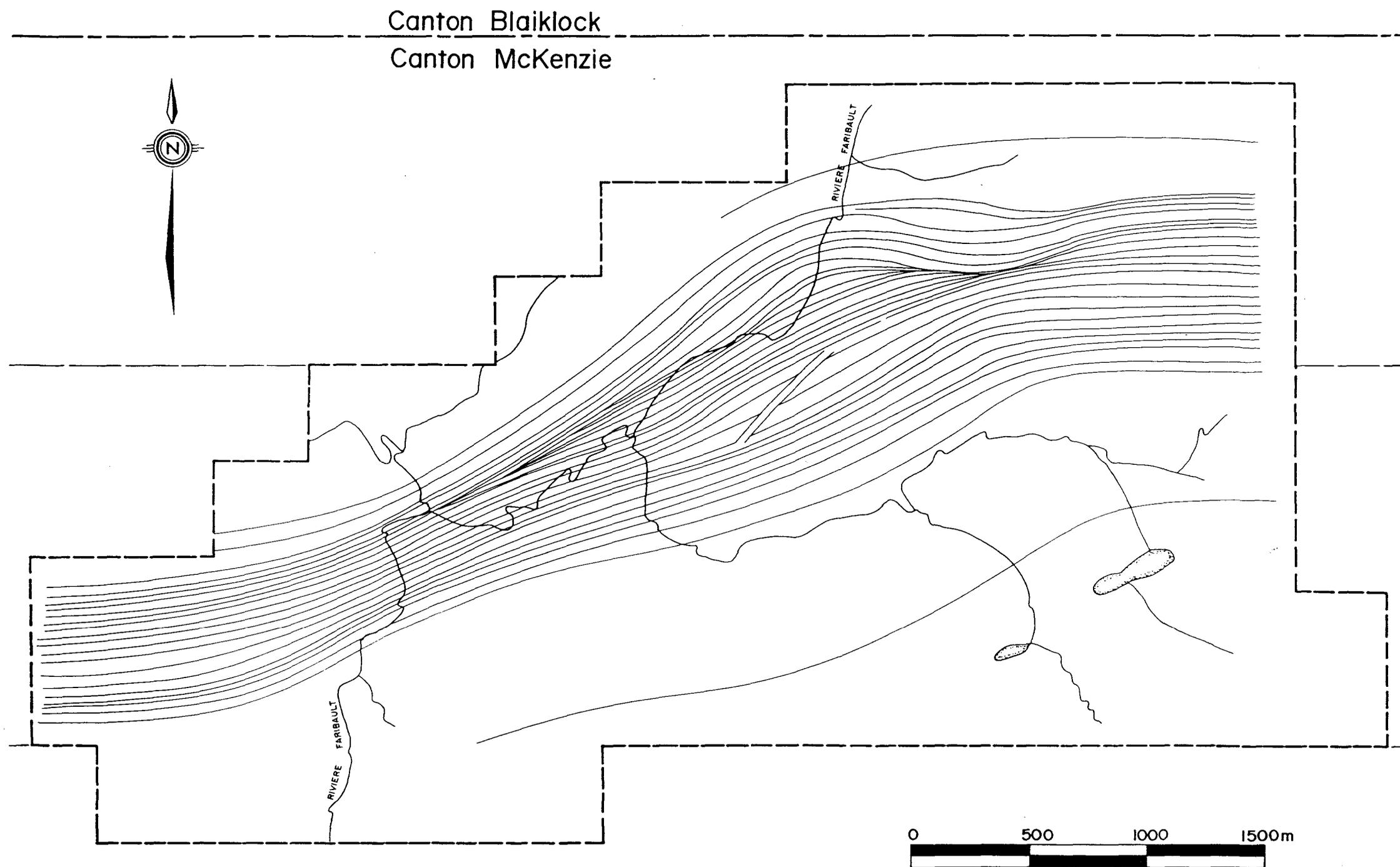


FIGURE 7.

CARTE DE TRAJECTOIRE DES SCHISTOSITES S_2

établis d'après le granoclassement des lits de tufs (Photo 6), dans le Bloc Central, la différenciation du filon-couche indique la polarité des couches et enfin, dans le Bloc Sud, la configuration des laves coussinées sert de critère de polarité.

4.2 SURFACES S1

A travers tout le secteur d'étude, les surfaces S2 ne recoupent ni ne crénulent aucun plan de schistosité antérieure. Selon Ramsay (1967), il ne peut d'ailleurs y avoir qu'une seule vraie schistosité de flux et ce, même si la roche est l'objet de déformations successives. Les schistosités formées par la suite seront invariablement du type clivage de crénulation.

Ainsi, puisque les surfaces principales S2 se présentent comme une schistosité de flux et non comme un clivage de crénulation, ceci indique qu'aucune schistosité pénétrante n'a été développée antérieurement à l'épisode D2.

L'absence de surfaces S1, et ce malgré la présence de plis P1 dans la région (Allard 1976, Daigneault et Allard, 1983), peut être attribuable à la grande amplitude de ces plis. Avant qu'une schistosité ne fasse son apparition, le

raccourcissement dû au plissement doit être d'au moins 50% (Ramsay, 1967). Les plis P1 étant de type ouvert, peuvent très bien ne pas avoir atteint le niveau de contrainte et de déformation nécessaire à la création d'une schistosité de flux.

4.3 SURFACES S2

Les surfaces S2 correspondent à l'alignement préférentiel dominant pouvant être mesuré sur l'affleurement. Cette orientation préférentielle correspond par exemple à l'étirement des coussins (Photo 7) ou bien à l'aplatissement et l'alignement parallèle des fragments de brèche à blocs (Photo 3) ou bien encore à l'orientation parallèle et linéaire des minéraux primaires et des minéraux d'altération tels la chlorite, la séricite ou les carbonates.

L'orientation de la schistosité dominante S2 est variable. Elle décrit une forme de "S" évasé où les deux flancs courts s'orientent E-W et le flanc long est à N 050° (Figures 6,7). Les surfaces S2 montrent des pendages abrupts inclinés tant vers le nord que vers le sud (Annexe 1a). L'allure générale du S2 est donc semblable à celle des surfaces S0.



Photo 7. La schistosité S2 (crayon blanc) correspond à l'axe long de ce coussin. Une schistosité S3 (crayon noir), en l'occurrence, un clivage de fracture, est développée à la droite de la schistosité S2.

A l'intérieur du Bloc Central, la schistosité S2 se fait nettement plus présente. Cette intensification de la schistosité dominante se manifeste principalement par la création de nombreuses zones de cisaillement parallèles aux surfaces S2 (Carte 2). Ces zones sont définies comme des couloirs de déformation et se reconnaissent sur le terrain à l'aspect schisteux voire mylonitisé de la roche et à la présence des minéraux de remplacement tels que la chlorite, les carbonates, la séricite et l'épidote (Photos 8 et 9). La largeur de ces zones varie de 10 à 25 mètres et elles peuvent être de type cassant ou ductile selon le type de roche qu'elles affectent. Les cisaillements E-W les plus importants dans le secteur sont les failles Faribault et Moka présentes de part et d'autre du Bloc Central.

Le développement de nombreuses zones de cisaillement E-W en bordure et à l'intérieur du Bloc Central font de ce dernier un secteur où la déformation régionale fut des plus intenses.



Photo 8. Zone de cisaillement E-W enrichie en chlorite et carbonate affectant une unité de basalte massif. La roche se débite en feuillets parallèles au S2.



Photo 9. Zone de cisaillement E-W affectant un affleurement de brèche à blocs. Les gros fragments anguleux qui composent cette roche sont disparus et seuls quelques fragments reliques (entourés ici en bleu) sont encore visibles.

4.4 SURFACES S3

Toujours à l'intérieur du Bloc Central, on relève systématiquement la présence d'un clivage secondaire reprenant les surfaces S2. Ce clivage est interprété comme une schistosité S3. Il s'agit d'une schistosité passive n'ayant produit que des plis superficiels de faible amplitude.

Les surfaces S3 prennent la forme d'un clivage de crénulation, d'un clivage de fracture et peuvent aussi apparaître comme un simple alignement minéralogique préférentiel que l'on qualifie de "clivage primaire". Ces clivages sont des structures non-pénétrantes et discontinues.

a) Clivages de fracture

Le clivage de fracture est observé principalement sur des roches situées en bordure de zones de cisaillement et à l'intérieur même des cisaillements. Les plans du clivage de fracture sont particulièrement apparents lorsqu'ils affectent des unités rocheuses compétantes tel que des tufs felsiques ou des basaltes fortement silicifiés (Photo 7). L'espacement mesuré entre les plans des clivages de fracture varie généralement de 0.25 mm à 1 ou 2 cm.

b) Clivage de crénulation

Le clivage de crénulation est rencontré exclusivement à l'intérieur de zones de cisaillement. Ce clivage diffère de celui de fracture du fait que les microlithons contenus entre les plans de schistosité sont composés d'une roche microplissée (Ramsay, 1967). L'espacement entre les plans de schistosité est du même ordre que celui mesuré pour le clivage de fracture.

Les microlithons de tous les clivages de crénulation observés sont asymétriques et en forme de "S" (Photo 10). L'asymétrie de ces microplis permet de déterminer le sens du mouvement à l'origine du clivage (Wilson, 1982). La forme en "S" suggère un mouvement dextre le long des plans de clivage.

En lame-mince, les microlithons du clivage de crénulation correspondent à une ondulation de paillettes de chlorite et les plans de schistosité se composent d'opagues (oxyde) et de chlorite (Photo 11). Dans le cas d'échantillons plus déformés, la chlorite est transformée en séricite.



Photo 10. Clivage de crénulation développé dans un affleurement de tufs felsiques. Les plis des microlithons sont asymétriques en "S". Les plans du clivage S3 sont placés à la droite des surfaces S2 qu'ils affectent.

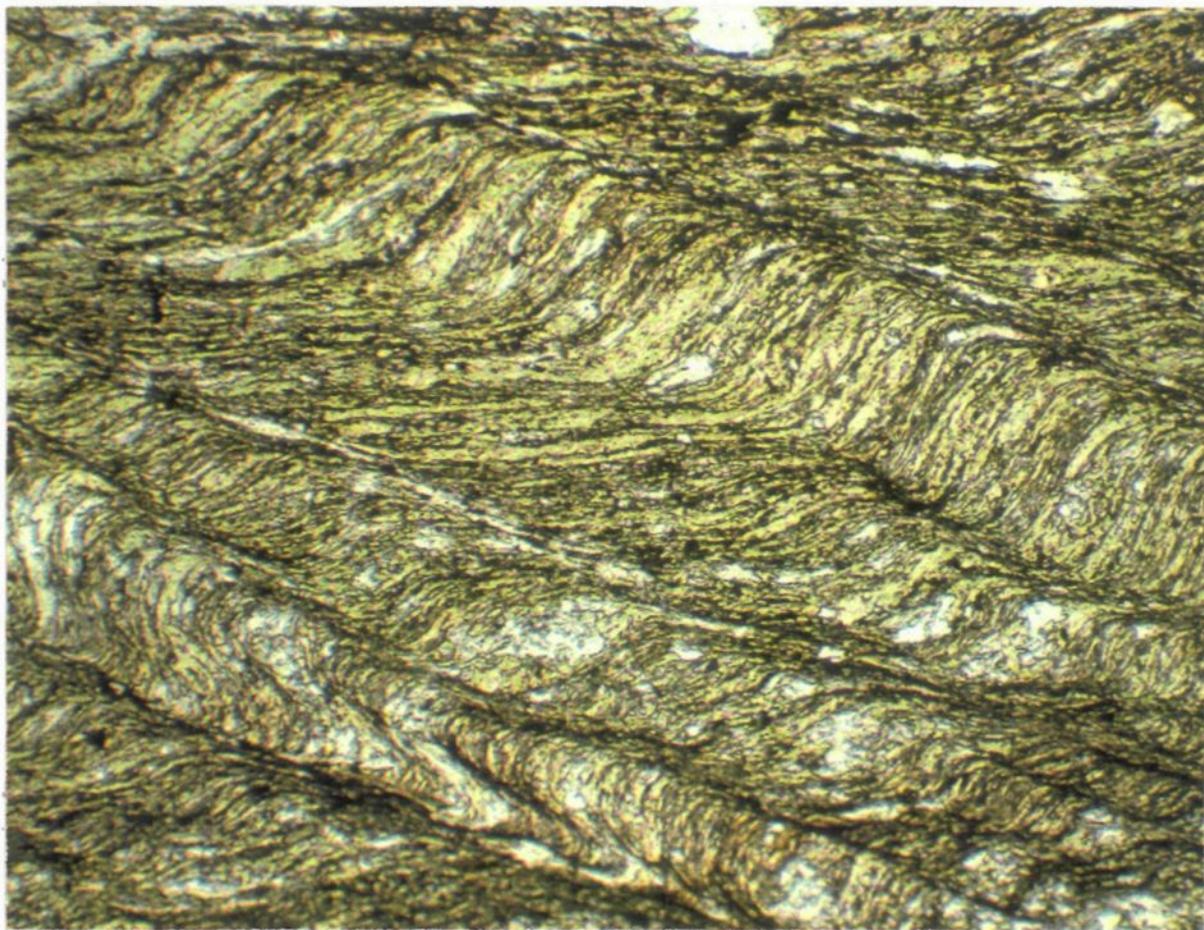


Photo 11. Clivage de crénulation S3 développé dans une lave mafique. Les microlithons en "S" sont formés de paillettes ondulées de chlorite et les plans de schistosité renferment des opaques et de la chlorite. Lumière naturelle (x5). Coupe horizontale.

c) Clivage primaire

Tel que mentionné auparavant, le clivage primaire est un alignement minéralogique préférentiel recoupant les surfaces S2. Il correspond lui aussi à une réorientation des phyllosilicates chlorite et séricite. Ce clivage est observable sur la majorité des affleurements du Bloc Central situés à l'extérieur des zones de cisaillement.

L'orientation générale des trois types de clivages S3 varie de N 060° à N 090° (Annexe 1b). Leur orientation répète la courbe en "S" effectuée par les plans de la schistosité S2 (Figures 8,9). Les clivages S3 se développent systématiquement à environ 25° à la droite des surfaces S2 qu'ils affectent. Cette relation est à l'inverse de celle observée dans la région de Chibougamau où le clivage S3 se développe généralement à gauche des surfaces S2 et montre des plis asymétriques en "Z" (Daigneault et Allard, 1987). L'existence de clivage "gauche" et "droit" dans la région suggère que, conformément au "ECC" de Platt et Visser (1980), les clivages S3 peuvent être en relation conjuguée avec mouvement inverse tel qu'il est le cas pour les kink bands. La relation conjuguée est cependant rarement aperçue sur affleurement et s'observe mieux en lame-mince (Photo 12).

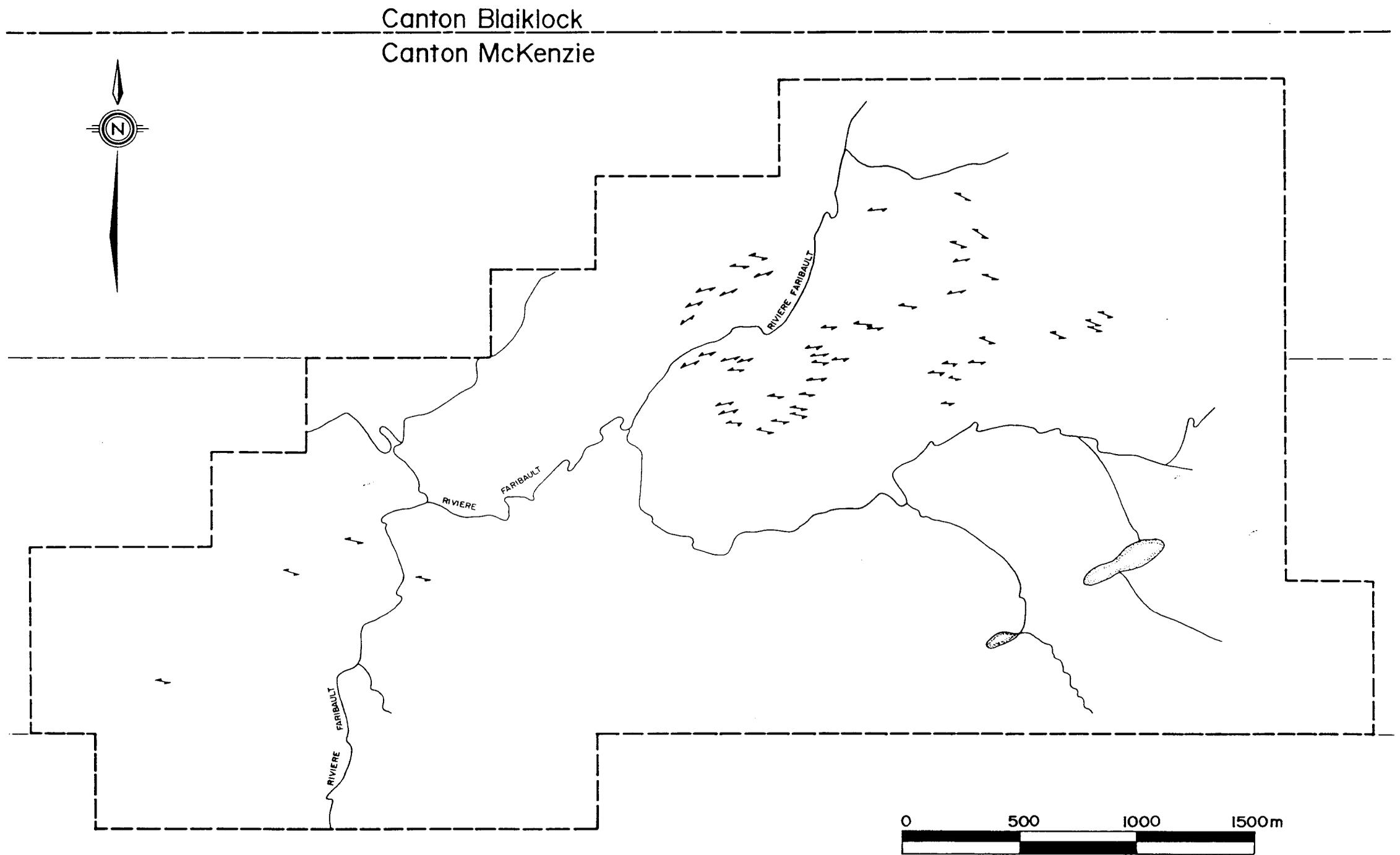


FIGURE 8.
CARTE DES SCHISTOSITES S_3

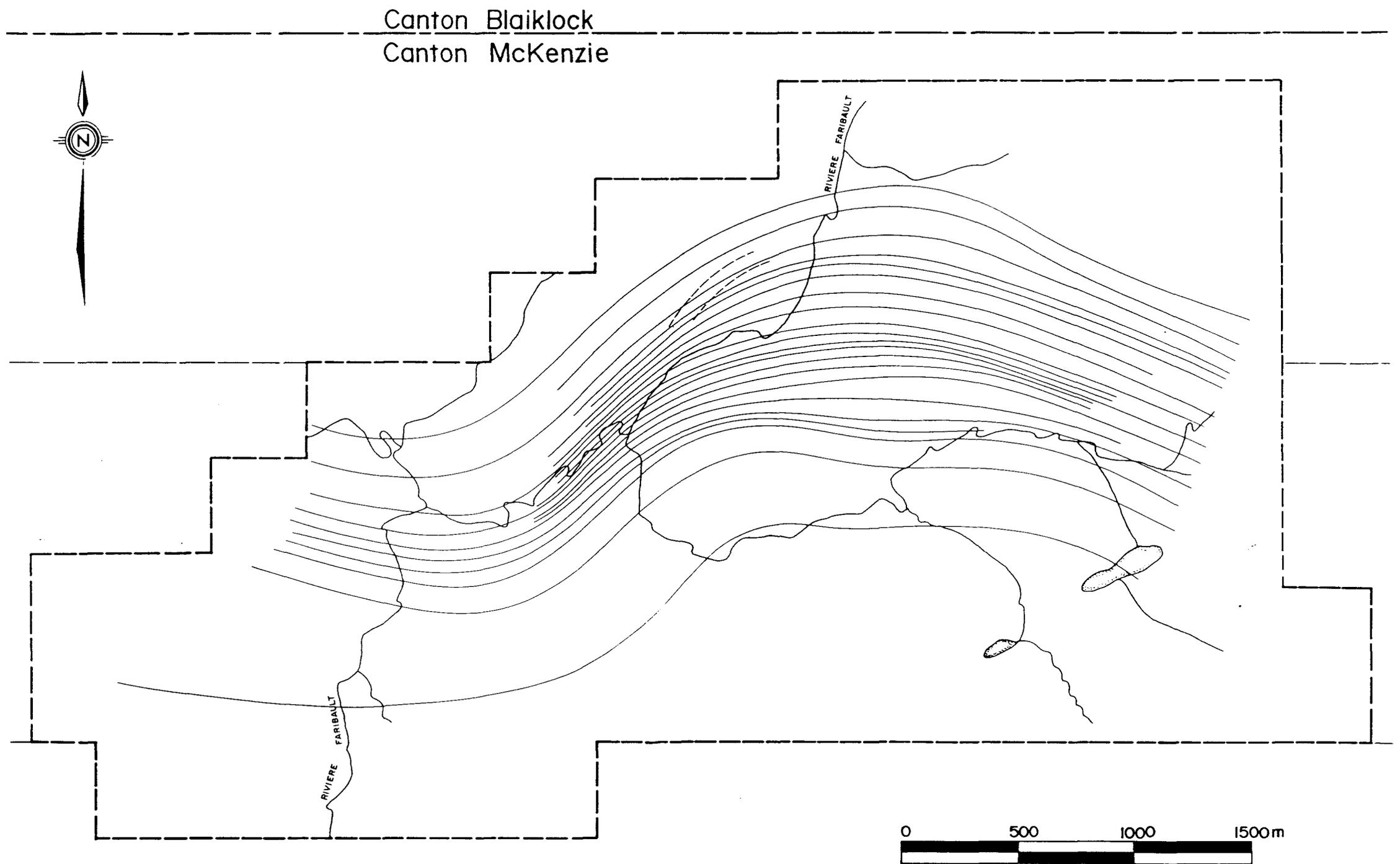


FIGURE 9.

CARTE DE TRAJECTOIRE DES SCHISTOSITES S_3

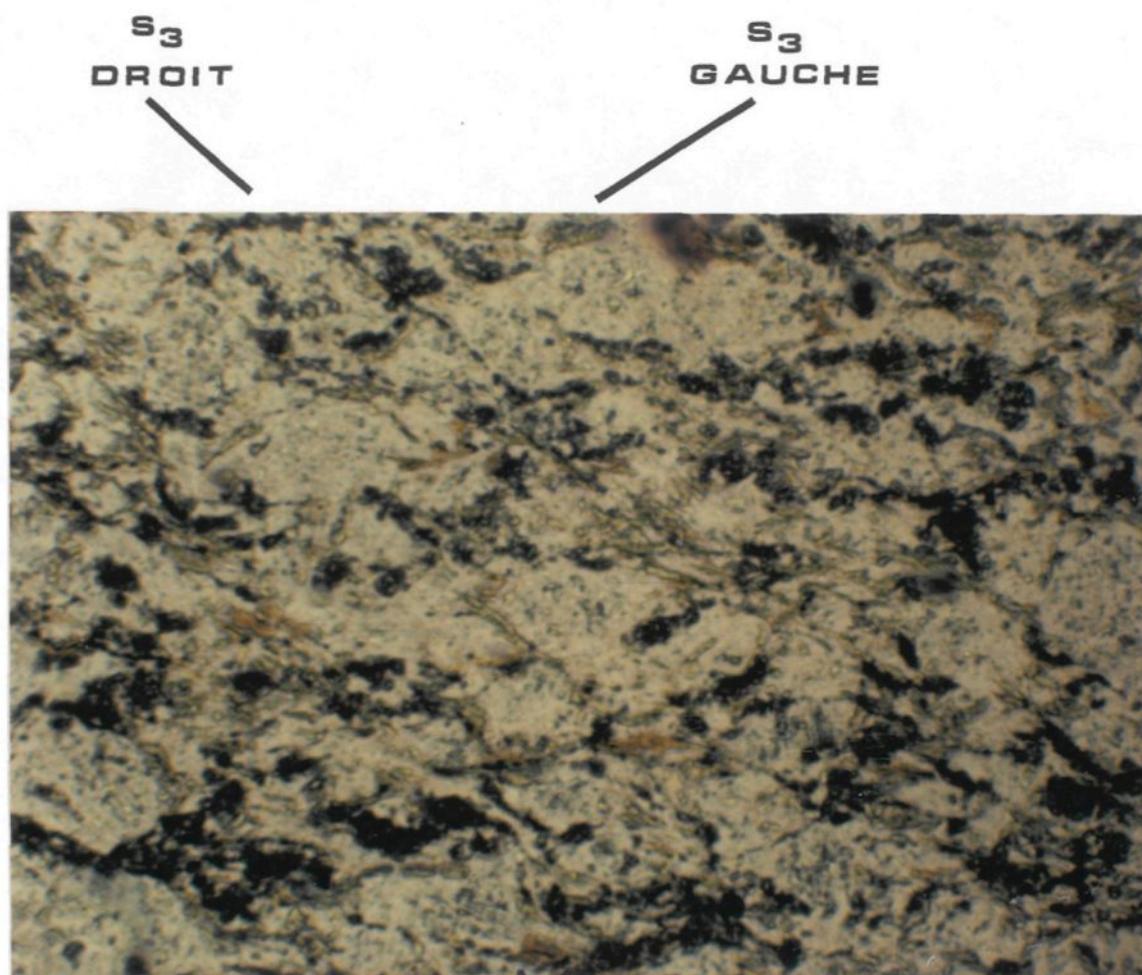


Photo 12. Clivage primaire S3 montrant une relation conjuguée. Le clivage primaire correspond à la réorientation de paillettes de séricite. Il s'agit du clivage dominant et il se situe à la droite des surfaces S2 (correspondant ici à l'orientation préférentielle de minéraux opaques). On peut voir l'initiation d'un second clivage à gauche des surfaces S2 développées en relation conjuguée avec le premier (lumière naturelle, x20).

Ajoutons pour terminer que dans le secteur d'étude, les clivages S3 sont observés presque uniquement à l'intérieur du Bloc Central où ils sont d'ailleurs très généralisés. Cette observation ajoute au contraste structural existant entre le Bloc Central et les deux autres blocs.

4.5 SURFACES S4

Les surfaces S4 sont observées surtout dans le Bloc Central puisque tel le clivage de crénulation, celles-ci se développent à l'intérieur de zones de cisaillement. Les kinks mesurés sur le terrain ont ainsi été rapportés sur une carte de trajectoire de schistosités où ils apparaissent en relation avec les cisaillements qui les contiennent.

Les surfaces S4 correspondent à des kinks simples, dextres ou senestres (Photo 13) ainsi qu'à des kinks conjugués. Les kinks simples, dextres ou senestres, présentent les mêmes orientations que leurs réciproques des kinks conjugués. Suivant les affleurements, les bandes de kink en "S" (mouvement senestre) pourront être parfois mieux développées et se faire plus pénétrantes que celles en "Z" (mouvement dextre) et vice versa. De façon générale, de tous les kinks rencontrés, il y a toujours cette prédominance d'une bande relativement à sa conjuguée.



Photo 13. Kink senestre développé dans une zone de cisaillement E-W affectant un basalte massif.

La création des kinks est reliée à l'application d'une contrainte orientée parallèlement à la schistosité dominante développée dans des roches préalablement tectonisées (Cobbold et al., 1971). Les kinks conjugués ont l'axe de la contrainte Σ_1 comme bisectrice de leur angle obtus (Wilson, 1982). Les kinks ne sont pas le produit direct de zones de cisaillement bien qu'on les trouve toujours associés à celles-ci. Ils sont plutôt des structures parasites se développant dans des roches "affaiblies" tectoniquement.

L'allure des plans S4, tel que rendu sur la carte de trajectoire de schistosité (Figure 10), se conforme au virage en "S" effectué par la stratigraphie du secteur.

Un point à souligner relativement à cette variation dans l'orientation des plans S4 est qu'une compilation sur stéréogramme (Annexe 1c) de ces mesures peut suggérer faussement l'idée que l'on soit en présence de plus d'une génération de kink bands. Une constatation de ce genre nous contraindrait alors à trouver un nouveau champ de contrainte pour expliquer la création de kink bands dont les orientations différentes ne sont en fait que le résultat de la déviation des strates qu'ils occupent. Dans une région plissée, l'analyse sur stéréogramme devrait être combinée à

Canton Blaiklock
Canton McKenzie

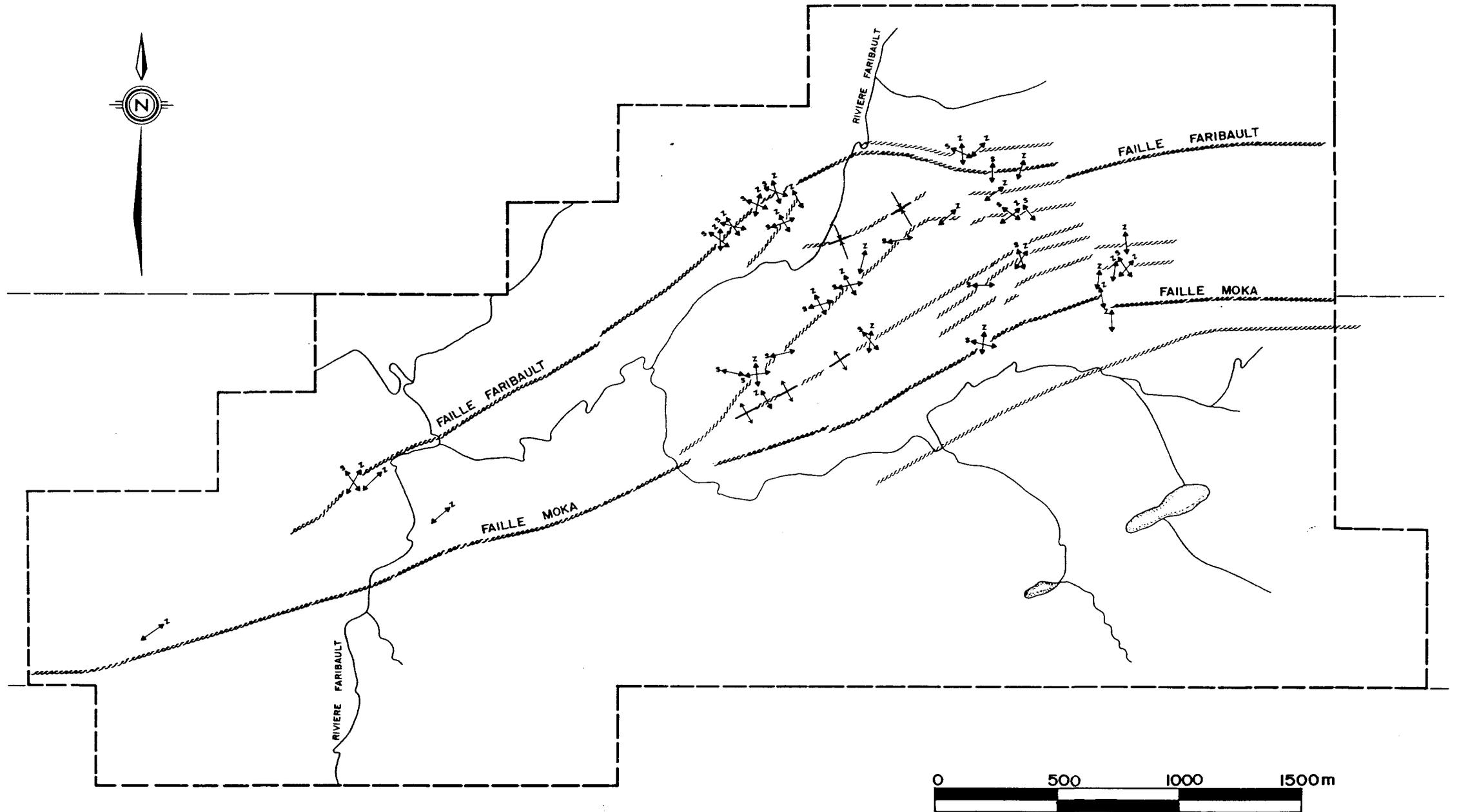
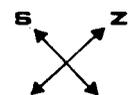


FIGURE 10.

CARTE DE TRAJECTOIRE DES SCHISTOSITES S₄



; KINK BANDS SENESTRE ET DEXTRE CONJUGUES

une compilation des mesures S4 sur une carte de trajectoire de schistosité, afin de saisir le comportement véritable de ces surfaces.

4.6 PLIS

Des évidences de plissement à grande échelle sont notées du côté est du Bloc Central (**Carte 2**). A cet endroit, un pli en Z a d'abord été interprété à partir de la géologie de surface pour être ensuite confirmé par des travaux de géophysique (Figure 2) et de sondage au diamant (Marchand, 1988). Le filon-couche de type Bourbeau constitue une des unités affectée par le plissement et a servi d'horizon-repère dans le tracé du pli. La structure du pli en Z se compose d'un synclinal au nord suivi d'un anticlinal au sud. La trace axiale de ces plis est parallèle à la schistosité S2, ce qui en fait des structures d'âge D2. Par ailleurs, le long du plan axial de chacun de ces plis s'est développée une zone de cisaillement correspondant à une intensification de la schistosité S2 (Figure 11).

L'attitude des axes de ces plis est à plongée abrupte vers l'ouest et coïncide ainsi avec la linéation d'étirement associée au couloir de déformation de la faille Faribault (Daigneault et Allard, 1987).

Les quelques cinq autres plis cartographiés sur le terrain font aussi parti du Bloc Central. De fait, il s'agit de plis parasites affectant les flancs du grand pli en Z. Les charnières de ces plis sont observables à l'échelle de l'affleurement et elles montrent une relation orthogonale sans équivoque entre le litage S0 et la schistosité dominante S2 (Photo 14).

1) Transposition

Dans la portion synclinale du pli en Z, il est possible d'observer une transposition importante affectant des unités de tufs felsiques, gabbros et laves mafiques (voir agrandissement, Carte 2). A cet endroit, une relation d'angle systématique entre les surfaces S2 et S0 est mesurée. L'angle entre ces deux surfaces est généralement de 15° et peut être relevé sur plusieurs des affleurements compris dans cette zone. La relation et l'angle de recoupement entre les plans S2, S0 indiquent que le secteur de transposition se situe sur le flanc sud du synclinal, à proximité de la trace axiale du pli.

La transposition intense observée dans cette zone est attribuée à sa position près de la charnière, à la diversité des unités lithologiques affectées et au non-parallélisme

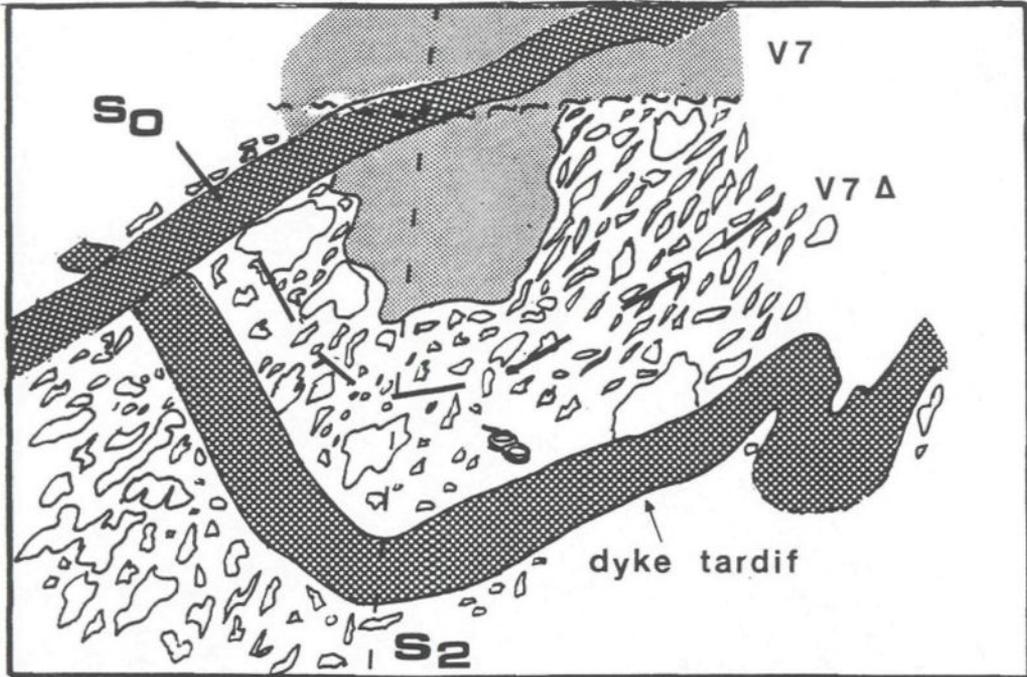


Photo 14. Pli P2 replissant sur elle-même une brèche de coulée mafique traversée par un dyke tardif.

des surfaces S2 et S0. Les mécanismes de la transposition ont provoqué un "glissement" par cisaillement simple de la stratigraphie S0 le long des plans S2 (Whitten, 1966; Hobbs et al., 1976) et ainsi amener à la juxtaposition de lambeaux de roche de composition différente, dans un plan parallèle à la schistosité dominante. Sur le terrain, des évidences des effets de la transposition sont un changement rapide et répété d'unités de roches différentes (Photo 15), ainsi que la présence d'unités se terminant en biseau (Photo 16) ou bien d'aspect déchiqueté.

4.7 FAILLES ET FRACTURES

Les travaux de cartographie sur le terrain ont permis d'établir la présence de quatre principaux systèmes de cassure lesquels s'orientent N-S, NW, E-W, et NE. L'étude des cartes des levés géophysique au sol (Boileau, 1987; VDG, 1988) confirment de plus que les systèmes NE et E-W ont produit des cassures majeures développées à grande échelle (Figure 2, Cartes 1 à 5).

a) Système NW

Le système de fracture NW est généralement bien développé dans les domaines 2 et 3 du Bloc Central, là où la

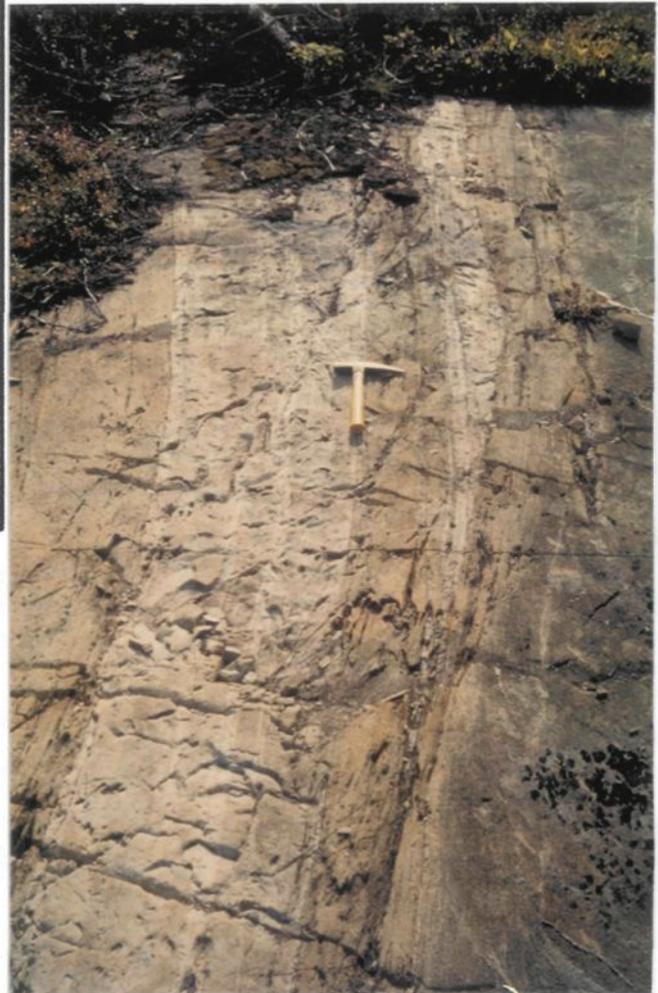
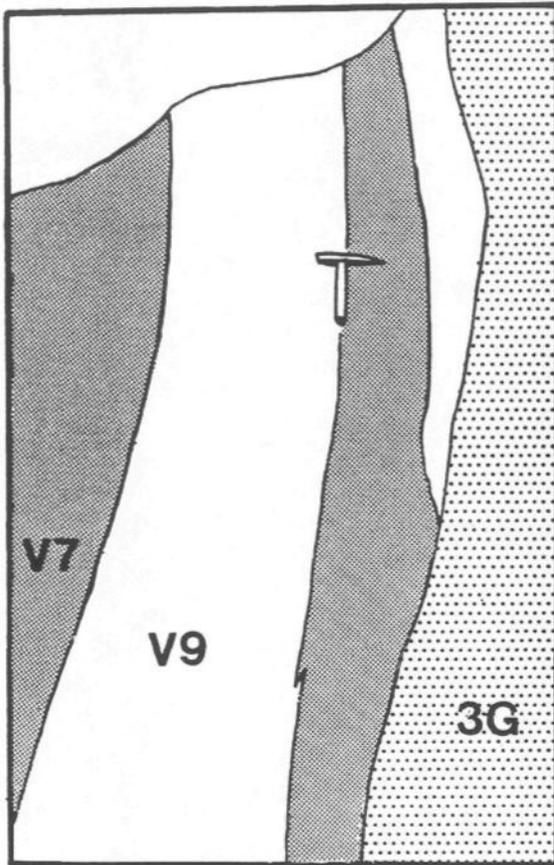


Photo 15. La transposition est mise en évidence par un changement rapide d'unités. Des lits de tufs felsiques transposés dans un basalte massif sont biseautés le long d'un contact (en fait un plan de cisaillement) avec une unité de gabbro.



Photo 16. Lits de tufs felsiques transposés dans une unité de basalte massif. L'horizon transposé se termine en biseau.

schistosité principale S2 est d'orientation NE. Il en va de même pour les failles NW compilées sur stéréogrammes, lesquelles se concentrent dans les domaines 2, 3, et 4. Les failles NW répertoriées sont de mouvement apparent dextre (Annexe 1e,f).

A grande échelle, le système NW est peu développé. De fait, une seule grande faille NW est interprétée (Carte 5) et celle-ci montre un déplacement latéral apparent dextre.

b) Système N-S

Le système de cassure N-S a été observé sur le terrain à l'intérieur des cinq domaines du secteur Faribault. Ce système est développé de manière erratique dans les domaines 1 à 4 localisés au sud de la faille Faribault. Il est cependant le système dominant du domaine 5 situé au nord de la faille. Le système N-S se manifeste sur les affleurements du Bloc Nord par une abondance de minces fractures très rapprochées. Ainsi, il n'est pas rare d'apercevoir une soixantaine de ces fractures regroupées sur une distance d'un mètre.

Les failles appartenant au système N-S sont essentiellement à mouvement latéral. Le mouvement de rejet est

principalement dextre (Annexe 1e). Les cassures du système N-S recoupent les autres systèmes et apparaissent comme étant les plus tardives.

c) Système NE

Le système de cassure NE est reconnu dans les cinq domaines présents de part et d'autre de la faille Faribault. Les failles de ce système, tel qu'identifiées dans quatre des domaines, montrent un mouvement latéral apparent senestre (Annexe 1e). L'élément le plus important de ce système est représenté par la faille Gwillim située dans le coin sud-est du secteur d'étude (**Carte 5**).

De même, un linéament majeur orienté N 040° est identifié au centre de la carte (**Carte 5** et Figure 2). Ce linéament recoupe le filon-couche gabbroïque interprété dans le Bloc Sud et se poursuit dans le Bloc Central où il longe le flanc long du pli en Z. On perd cependant sa trace dans le Bloc Nord.

En ce qui a trait aux fractures NE, celles-ci sont difficilement discernables dans les domaines 2, 3, et 4, là où la schistosité principale s'oriente elle aussi nord-est. A l'intérieur de ces trois domaines, les fractures NE

mesurées (Annexe 1f) correspondent à de minces cisaillements qui sont en fait des structures subsidiaires de la schistosité dominante plutôt que de véritables éléments du système NE. Ainsi, dans ces domaines, le système de fracture NE est masqué par une multitude de structures analogues et ne peut être reconnu distinctement.

d) Système E-W

Le système E-W constitue le patron dominant de fracturation. De nombreux cisaillements et veines de quartz sont associés à ce système développé dans les cinq domaines.

Le système E-W est associé de près à la schistosité dominante S2 du secteur Faribault. De fait, une réorientation des cassures E-W dans un plan NE est observée dans les domaines 2, 3 et localement 4. Cette réorientation constitue une répétition de la courbe en forme de "S" effectuée par les surfaces S2.

Les éléments les plus importants du système E-W sont les failles Faribault et Moka situées respectivement au nord et au sud du Bloc Central.

1. Faille Faribault

La faille Faribault marque la limite entre les terrains sédimentaires de Bordeleau (Bloc Nord) et les terrains volcaniques représentés par les roches des Blocs Central et Sud.

La faille Faribault se situe du côté des volcanites où elle apparaît comme un corridor continu dont la largeur varie de 10 à 25 mètres. A l'intérieur de ce corridor, la faille affecte différents types de roches dont des basaltes et des tufs felsiques. Les effets de la faille sont particulièrement remarquables aux environs de la ligne 5+00 E, station 4+00 N (**Carte 2**), où elle se manifeste dans une unité de tuf felsique occupant une butte surélevée longue de quelques quatre cents mètres. A cet endroit, la roche est de couleur blanchâtre et d'aspect mylonitique. Elle se compose de bandes de quartz-feldspath et l'altération consiste en une forte séricitisation, une carbonatation et une légère chloritisation (Photo 17).

Les plans de cisaillement à l'intérieur du couloir de la faille sont strictement parallèles à l'orientation de la schistosité dominante S2. A l'intérieur du couloir de la faille Faribault, on remarque de même la présence d'une linéation d'étirement verticale développée le long des plans



Photo 17. La faille Faribault affecte des tufs à phénocristaux de feldspath maintenant transformés en schiste à séricite.

du cisaillement (Figure 12). Cette linéation origine d'une accentuation de la déformation dans le plan vertical des roches et correspond en lame-mince à un étirement marquée et un parallélisme des minéraux primaires et secondaires. En lame-mince, l'examen comparatif de lames coupées dans les plans vertical et horizontal d'un même affleurement met en évidence l'intensification de la déformation dans le plan vertical et démontre son absence dans le plan horizontal (Photos 18 et 19). Fait important, la linéation d'étirement est observée systématiquement à travers tout le Bloc Central et elle augmente d'intensité à l'approche de la faille Faribault. Par opposition, les lames-minces provenant des sédiments du Bloc Nord (Formation Bordeleau) ne montrent pas cette accentuation de la déformation dans le plan vertical. Cette particularité indique clairement que les sédiments de Bordeleau appartiennent à un domaine structural différent.

La linéation verticale d'étirement indique que le mouvement principal le long de la faille Faribault est à composante verticale. En outre, puisque le Bloc Central réunit, en plus de la linéation d'étirement, tous les autres éléments associés à une déformation intense et que ceux-ci sont par ailleurs absents dans le Bloc Nord, on peut conclure que le bloc le plus tectonisé et présentant des évidences de fluage est celui des deux qui a été amené à se

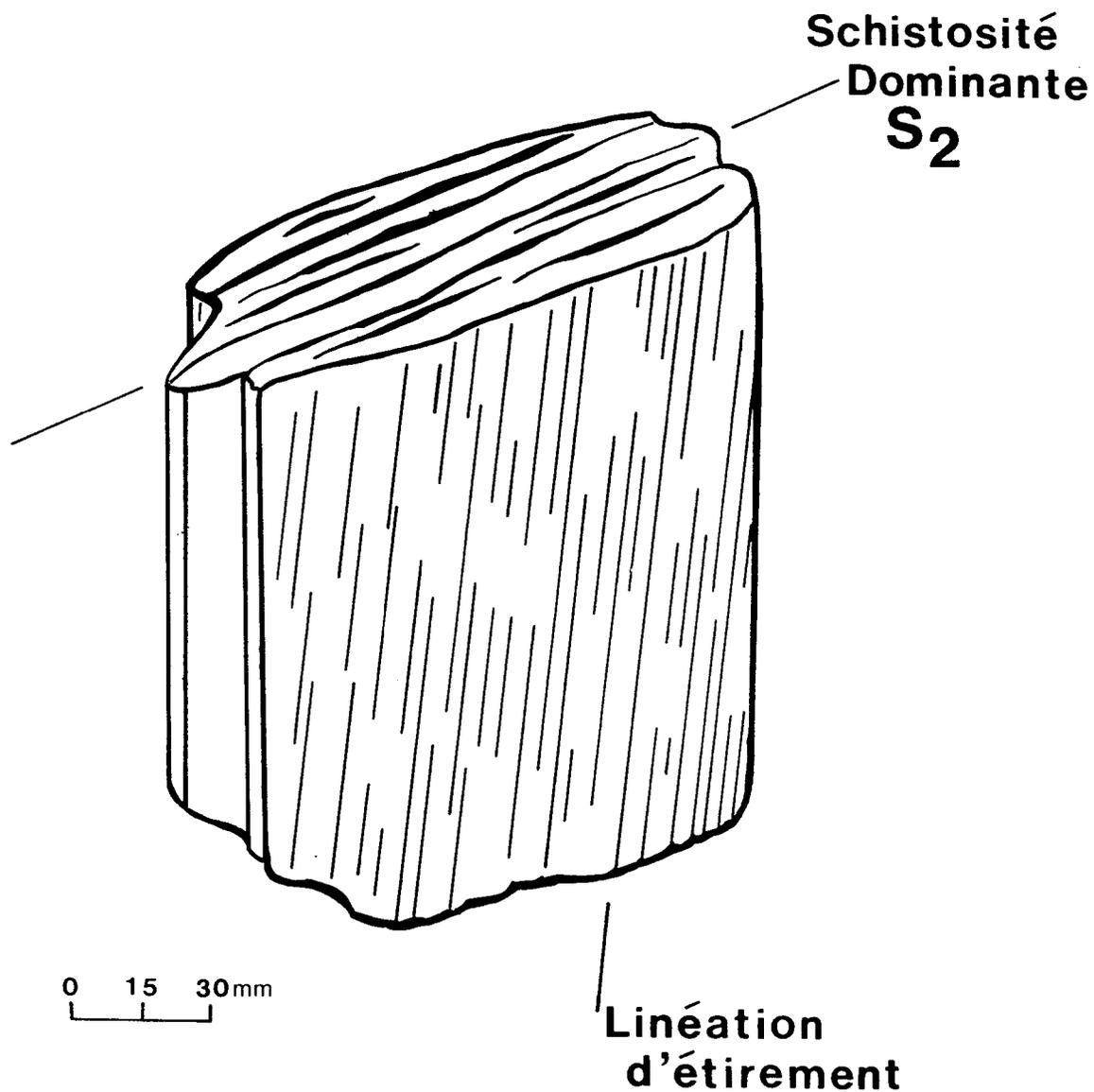


Figure 12. Linéation verticale d'étirement tel qu'observée sur un affleurement à proximité de la faille Faribault.



Photo 18. Coupe verticale. On note un allongement maximum et une forte orientation préférentielle des minéraux primaires (amphiboles) et des minéraux d'altération (chlorite). Les photos 18 et 19 proviennent de lames-minces fabriquées à partir d'un même échantillon de dyke mafique. Lumière naturelle (x5).



Photo 19. Coupe horizontale. La distribution des minéraux est aléatoire et ne correspond à aucune orientation préférentielle. Lumière naturelle (x5).

déplacer. Ainsi, le mouvement de remontée effectué le long de la faille Faribault se traduit par le chevauchement du sud vers le nord, des volcanites sur les sédiments de Bordeleau.

En plus du mouvement inverse, un faible déplacement latéral senestre a été déduit et ce, en raison d'un légère plongée vers l'ouest de la linéation verticale d'étirement (Figure 13). Cette direction de plongée est d'ailleurs corroborée par la plongée vers l'ouest des axes des quelques plis P2 mesurés sur le terrain et celle des veines de quartz microplissées par la schistosité S2. En outre, une lame-mince provenant des tufs affectés par la faille Faribault, montre une ombre de pression asymétrique indiquant une rotation senestre dans le plan horizontal (Photo 20).

A cet égard, mentionnons que dans le plan vertical des lames provenant de la faille, aucune fabrique C-S n'a pu être observée.

2. Faille Moka

Le patron anastomosé suggéré pour le corridor de la faille Faribault (Daigneault et Allard, 1987) est démontré dans le secteur d'étude par la présence de la faille Moka.

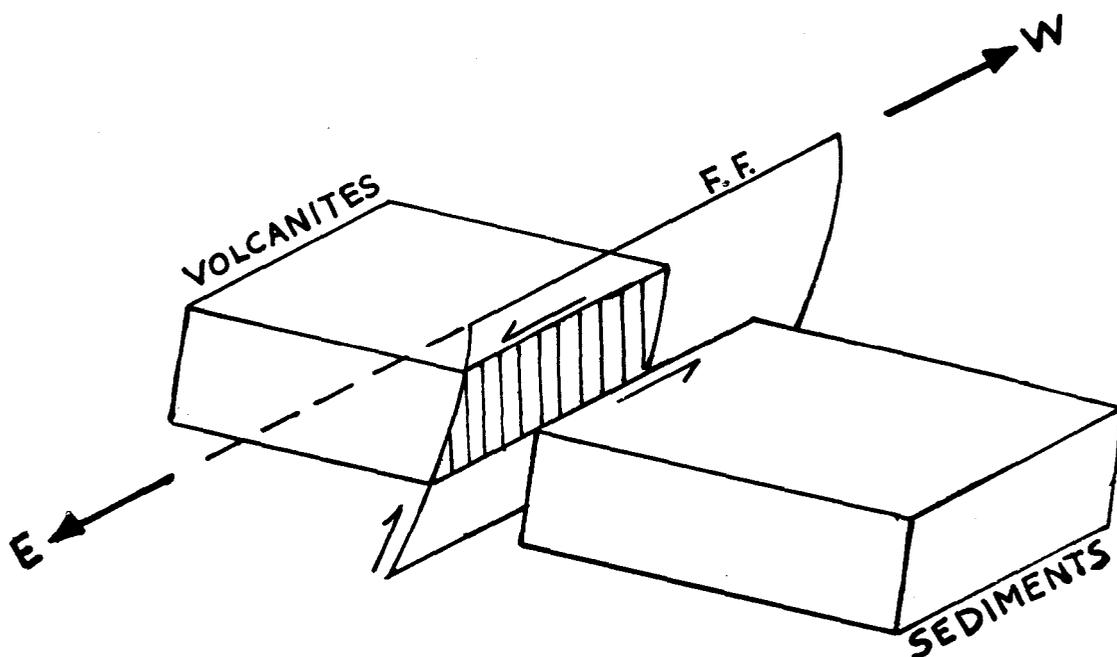


Figure 13. Diagramme montrant les relations entre la linéation d'étirement, la faille Faribault et le mouvement du Bloc Central (volcanites) et du Bloc Nord (sédiments).

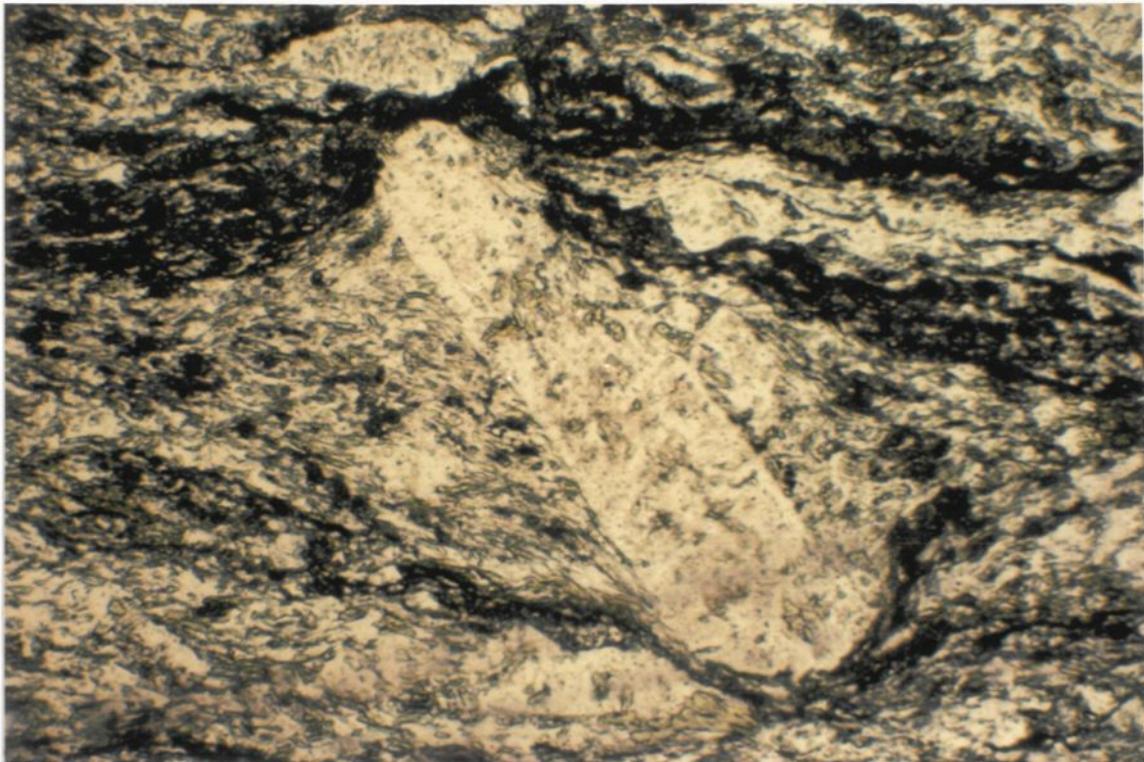
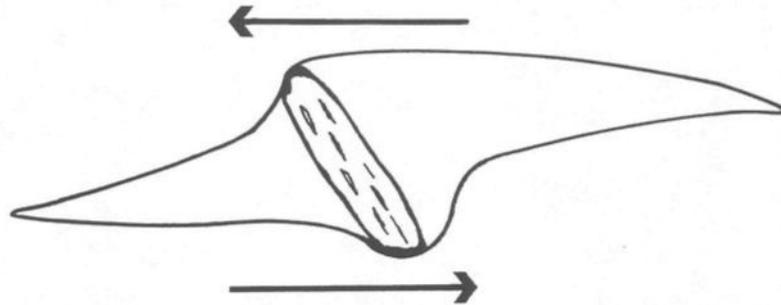


Photo 20. Indicateur cinématique senestre. Une ombre de pression asymétrique s'est développée autour d'un grain de feldspath contenu dans des tufs affectés par la faille Faribault. Coupe horizontale, lumière naturelle (x5).

L'origine de cette faille correspond à une ramification locale vers le sud, de cette grande structure.

Le tracé de la faille Moka dans le secteur d'étude a surtout été défini à partir du levé Mag au sol (Figure 2) où elle apparaît comme un large creux linéaire localisé juste au nord du filon-couche gabbroïque du Bloc Sud. La faille Moka n'est visible en surface qu'à deux seuls endroits, soit aux environs des lignes 10+00 E et 19+00 E (Carte 2). A ces deux endroits, la faille correspond à des basaltes cisailés, fortement altérés en ankérite et chlorite.

4.8 VEINES DE QUARTZ

Les veines de quartz répertoriées sur le terrain apparaissent comme étant étroitement associées à la schistosité dominante S2. Ainsi, dans les domaines 1 à 4, la schistosité principale et les veines de quartz présentent la même attitude général E-W. Il en va de même pour les domaines 2 et 3 où l'orientation NE à E-W des veines de quartz reflète l'alignement des surfaces S2. Ajoutons que c'est à l'intérieur des domaines 2 et 3 que le plus grand nombre de veines de quartz est observé (Annexe 1f).

Le domaine 5 est le seul secteur où l'orientation des veines de quartz ne peut être corrélée à la schistosité S2. Dans ce domaine, les veines de quartz sont d'attitude NE alors que la schistosité S2 s'oriente E-W. Des fractures E-W sont néanmoins présentes, mais ces plans ne contiennent pas de remplissage de quartz. Ceci suggère que dans le cas du domaine 5, la schistosité régionale S2 n'a pas produit les zones de dilatation nécessaires à la formation de veines de quartz.

CHAPITRE V

DISCUSSION

Pour les besoins de cette étude, le secteur Faribault a été divisé en trois blocs tectono-stratigraphiques; les blocs Nord, Central et Sud. L'analyse des éléments structuraux répertoriés dans chacun des blocs démontrent que certains de ces éléments se manifestent uniquement au sud de la faille Faribault et ce, plus particulièrement à l'intérieur du Bloc Central. Les éléments en question sont les surfaces S3, S4, le pli en Z et la linéation verticale d'étirement.

Les surfaces S3 affectent les roches du Bloc Central de manière extensive. Ces surfaces ont la particularité d'être développées à la droite du plan d'anisotropie principal plutôt qu'à sa gauche. Par ailleurs, trois types de surfaces S3 sont identifiés. Il s'agit du clivage primaire, du clivage de fracture et du clivage de crénulation. Chacun des ces clivages s'observent dans des roches ayant atteint des stades différents de déformation.

Ainsi, le clivage de crénulation s'observe exclusivement à l'intérieur des zones de cisaillement alors que le clivage de fracture apparaît parfois à l'intérieur, mais

surtout en bordure des zones de cisaillement. Quant au clivage primaire, il est observé à l'extérieur des zones de cisaillement sur une grande majorité des affleurements du Bloc Central. De ceci, on peut conclure que le développement d'un type de clivage en particulier semble fonction du degré d'anisotropie de la roche-hôte. Ainsi, dans le cas de roches faiblement tectonisées, c'est le clivage primaire qui se développe. Advenant une déformation plus intense, le clivage de fracture est produit et ultimement, dans les zones fortement tectonisées, c'est le clivage de crénulation qui apparaît. Les trois types de clivage S3 expriment ainsi une progression d'un état vers un autre et suggèrent l'idée d'un continuum dans la déformation.

Les surfaces S4, tout comme les surfaces S3, sont très généralisées à l'intérieur du Bloc Central. La création de kinks est le produit d'une compression tardive sur des roches déjà schistosées. Lorsque la stratigraphie doit s'accomoder d'un nouveau raccourcissement, c'est dans les roches "affaiblies" tectoniquement que ce changement de volume sera le plus facilement réalisable. Ainsi, le nombre élevé de kinks dans le Bloc Central témoigne des réajustements tardifs subis par ces roches ainsi que de l'existence préalable d'un taux élevé d'anisotropie favorable à leur développement.

La linéation verticale d'étirement est un élément structural apparaissant systématiquement sur les affleurements situés au sud de la faille Faribault. L'étude sur le terrain et en lame-mince a de plus démontré que la linéation d'étirement est absente des roches situées au nord de faille Faribault. Cette distinction indique clairement que les sédiments de Bordeleau appartenant au Bloc Nord n'ont pas subi les mêmes contraintes tectoniques que les terrains volcaniques au sud de la faille.

La présence d'un grand pli en Z dans le Bloc Central est apparentée au caractère structural particulier de ce secteur. Les axes de ce pli sont à plongée abrupte vers l'ouest et coïncident ainsi avec la linéation d'étirement relevée à travers tout le Bloc. Cette analogie suggère qu'en raison de l'intensité de la déformation, les axes du pli ont été parallélisés à la linéation d'étirement.

La création du pli en Z a d'abord été initiée par les forces de compression N-S particulièrement actives dans le secteur du Bloc Central. La rotation des axes du pli dans un plan parallèle à la linéation d'étirement indique que l'allure finale du pli a été dictée par le déplacement latéral senestre déduit pour le corridor de la faille Faribault.

Les éléments structuraux tel que les fractures, veines, ainsi que les surfaces S2, sont présents à travers les trois blocs du secteur Faribault. Cependant, l'attitude et la répartition de ces éléments est singulièrement différente à l'intérieur du Bloc Central. Ainsi, le système de fracture N-S, si caractéristique du Bloc Nord, est faiblement développé à travers les roches du Bloc Central. Par ailleurs, le système NW est bien développé dans le Bloc Central mais est quasi absent au nord de la faille Faribault.

Pour ce qui est des veines de quartz contenues dans le Bloc Central, celles-ci sont orientées généralement parallèles à la schistosité dominante. Dans le Bloc Nord, les quelques veines de quartz relevées possèdent des attitudes autres que l'orientation E-W de la schistosité S2. Par ailleurs, dans le Bloc Central, non seulement les veines de quartz mais aussi les zones de cisaillements sont d'orientation parallèle à la schistosité principale. Il apparaît dès lors que le patron élaboré de cassures E-W présent dans le Bloc Central est le résultat d'une intensification locale de la schistosité régionale S2.

La présence de nombreuses veines de quartz dans le Bloc Central indique de plus qu'il s'agit d'un secteur où

d'importantes contraintes ont agi pour provoquer la mise en solution et la recristallisation du quartz présent dans le système. Les veines de quartz du Bloc Central sont surtout concentrées dans les domaines 2 et 3, là où la stratigraphie est d'attitude générale N050°. Il est possible que la concentration élevée de veines à cet endroit soit due à une dilatation le long des plans S2, initiée lors de la réorientation des roches du secteur.

La courbe en "S" décrite par la stratigraphie atteint son point de flexion maximum à l'intérieur des limites du Bloc Central. Cette flexion est sans aucun doute tardive puisque les surfaces S3 et S4 associées au corridor de la faille Faribault en subissent les effets. L'origine de cette structure semble être reliée en partie à la mise en place à proximité (Carte 5) du pluton post-tectonique de Chevrillon. Le déplacement latéral senestre déduit pour le corridor de la faille Faribault pourrait avoir contribué à une accentuation de la courbure à l'intérieur du Bloc Central. Ultérieurement, une zone de cisaillement NE s'est développée le long de la zone de faiblesse constituée par cette flexion.

L'étude des éléments structuraux du secteur Faribault démontre qu'il existe une démarcation nette entre les

roches situées de part et d'autre de la faille Faribault. Ainsi, il apparaît clair que la faille Faribault sert de ligne de partage entre des blocs tectoniquement et stratigraphiquement différents.

La concentration d'éléments structuraux tels les surfaces S3, S4 et la linéation verticale à l'intérieur du Bloc Central, confirme que cette zone a subi les effets d'une déformation intense. Cette déformation a été produite dans le cadre d'un champ de contrainte N-S. Les mécanismes de cette déformation ont entraîné la création de multiples zones de cisaillement E-W dont une grande cassure; la faille Faribault. On peut dire du Bloc Central qu'il correspond à un couloir de déformation i.e. à un point dans la stratigraphie où les contraintes agissantes ont atteint un point culminant. Les limites nord et sud de ce corridor correspondent respectivement à la faille Faribault et sa subsidiaire, la faille Moka.

L'action continue des contraintes N-S a ultimement résulté au mouvement de rejet vertical de la faille Faribault occasionnant ainsi la juxtaposition de terrains de composition et d'âge différents.

CHAPITRE VI

CONCLUSION

Le corridor de la faille Faribault est une structure d'ordre régionale dont les mécanismes ont contribué à modifier l'ordre stratigraphique.

Dans le secteur d'étude, les effets de la faille se traduisent par la juxtaposition côte-à-côte de terrains géologiquement et tectoniquement différents. Elle est ainsi responsable par le biais d'un rejet vertical, du chevauchement de roches volcaniques plus âgées sur des roches sédimentaires plus jeunes. Les signes majeurs de déformation associés au rejet de la faille, tel la linéation verticale d'étirement, sont restreints aux terrains de volcanites.

Suite à une ramification de la faille Faribault vers le sud du nom de faille Moka, le corridor de déformation, au niveau du secteur d'étude, atteint près d'un kilomètre de largeur. Le bloc rocheux isolé entre ces deux cisaillements E-W, en l'occurrence le Bloc Central, montre des évidences de déformation reliées à la dynamique des couloirs E-W. Ces couloirs sont créés afin d'absorber le raccourcissement

initié par une compresssion horizontale N-S. Dans le secteur Faribault, les structures développées suite à ce raccourcissement sont, de nombreuses zones de cisaillement subsidiaires, des clivages secondaires S3 et S4 et un pli majeur en Z. L'intensité de la déformation a d'ailleurs amené à la parallélisation des axes de ce pli à la linéation d'étirement.

La mise en place tardive du pluton de Chevrillon conjointement avec le mouvement latéral senestre reconnu dans le couloir Faribault sont les causes probables d'une réorientation locale de toutes les surfaces antérieures.

BIBLIOGRAPHIE

- Allard, G.O., 1956. The geology of a portion of McKenzie township, Chibougamau district, Quebec; unpub. Ph.D. thesis, The Johns Hopkins University, Baltimore, Md., 168 p.
- Allard, G.O., 1976. Doré Lake Complex and its importance to Chibougamau geology and metallogeny, Ministère des Richesses Naturelles, Québec; DPV-368, 446 pages.
- Allard, G.O., 1982. Géologie du quart nord-ouest du canton de Haüy, Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV-928, 57 pages.
- Allard, G.O. et Gobeil, A., 1984. General geology of the Chibougamau region, In Chibougamau-Stratigraphy and Mineralization (J. Guha, E.H. Chown, editors). Canadian Institute of Mining and Metallurgy; special volume 34, pages 5-19.
- Allard, G.O. - Duquette, G. - Latulippe, M. - Van De Walle, M., 1972. Géologie du Précambrien et gîtes minéraux de la région de Noranda-Val d'Or et Matagami - Chibougamau, Québec, 24e congrès géologique international; livret-guide pour l'excursion A41-C41, 100 pages.
- Boileau, P., 1987. Résultats du levé magnétique sur la propriété Faribault, Exploration Mirandor inc., canton de McKenzie, Chibougamau, Filière publique (MER), volumes I et II, 8 cartes.
- Caty, J.-L., 1977. Géologie de la demie est du canton de Richardson, comté d'Abitibi-Est, Ministère des Richesses Naturelles, Québec; DPV-447, 11 pages.
- Caty, J.L., 1979. Demie ouest du canton de Bignell, Ministère des Richesses Naturelles, Québec; rapport intérimaire, DPV-678, 22 pages.

- Cimon, J., 1976a. Cantons de Queylus (NW) et Haüy (NE). Ministère des Richesses Naturelles, Québec; RP-613, 45 pages.
- Cimon, J., 1976b. Géologie du canton de Queylus (NE), comté d'Abitibi-Est, Ministère des Richesses Naturelles, Québec; DPV-439, 34 pages.
- Cimon, J., 1977. Quart sud-est du canton de Queylus, Ministère des Richesses Naturelles, Québec; rapport préliminaire, DPV-448, 33 pages.
- Charbonneau, J.-M., 1981. Géologie du quart sud-ouest du feuillet du lac Lamark et du quart sud-est du feuillet du lac Inconnu, Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP-853.
- Cobbold, P.R. - Cosgrove, J.W. - Summers, J.M., 1971. Development of internal structures in deformed anisotropic rocks, *Tectonophysics*, 12, pages 23-53.
- Daigneault, R., 1982. Demie nord du canton de McKenzie, Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP-82-08, carte annotée.
- Daigneault, R. & Allard, G.O., 1983. Stratigraphie et structure de la région de Chibougamau, IN Stratigraphie des ensembles volcano-sédimentaires archéens, Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV-83-11, pages 11-17.
- Daigneault, R. & Allard, G.O., 1984. Evolution tectonique d'une portion du sillon de roches vertes de Chibougamau, IN Chibougamau-Stratigraphy and Mineralization, Canadian Institute of Mining and Metallurgy; special volume 34, pages 212-228.

- Daigneault, R. & Allard, G.O., 1987. Les cisaillements E-W et leur importance stratigraphique et métallogénique, région de Chibougamau, IN Séminaire d'information 1987, Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec; DV-87-25, pages 57-73.
- Dimroth, E. - Mueller, W. - Archer, P. - Gobeil, A.- Allard, G.O., 1982. Evidence for extensive shallow marine sedimentation in the Chibougamau area, Québec, Geol. Surv. Can.; Current Research, Part A, Pap. 82-1A, pp. 29-36.
- Dimroth, E. - Mueller, W. - Rocheleau, M. - Archer, P.- Jutras, M. - Piché, M. - Simoneau, P.- Carignan, J. - Chown, E.H. - Guha, J.- Goulet, N. - Allard, G.O. - Franconi, A. - Gobeil, A., 1983. Stratigraphie et évolution du bassin de transition entre les Groupes de Roy et d'Opémisca, région de Chibougamau - Chapais, IN Stratigraphie des ensembles volcano-sédimentaires archéens, Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec, DV83-11, pages 21-34.
- Dubé, B. & Guha, J., 1987. Etude métallogénique du filon-couche de Bourbeau. Les indices aurifères - région de Chibougamau, Série des manuscrits bruts, 1987. Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec; MB-87-03, 33 pages.
- Duquette, G., 1970. Stratigraphie de l'Archéen et relations métallogéniques dans la région de Chibougamau, Ministère des Richesses Naturelles, Québec; ES-8, 18 pages.
- Duquette, G., 1976. North half of McKenzie and Roy townships and northwest quarter of McCorkill township, Ministère des Richesses Naturelles, Québec; DP-357.
- Duquette, G., 1982. Demie nord des cantons de McKenzie et de Roy et Quart nord-ouest du canton de McCorkill, Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec; DPV-837, 72 pages.

- Gobeil, A. & Racicot, D., 1983. Carte lithostratigraphique de la région de Chibougamau, Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec; MM-83-02, 14 pages.
- Goodwin, A.-M. & Ridler, R.-H., 1970. The Abitibi orogenic belt, IN Symposium on basins geoclines of the Canadian Shield (A.J. Baer, editor), Geological Survey of Canada; special paper 70-40, pages 1-30.
- Hébert, Y., 1986. Géologie de la région du lac Capisisit, Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec; ET-84-07 41 pages.
- Henri, R.L.H. & Allard, G.O., 1979. Formation ferrifère du lac Sauvage, cantons de McKenzie et de Roy. Région de Chibougamau, Ministère des Richesses Naturelles, Québec; rapprot final, DPV-593, 90 pages.
- Hobbs, B.E. - Means, W.D. - Williams, P.F., 1976. An outline of structural geology, John Wiley and Sons inc., New York, 571 pages.
- Lister, G.S. & Snoke, A.W., 1984. S-C Mylonites. Journal of Structural Geology; volume 6, No. 6, pages 617-638.
- Marchand, K., 1988. Rapport géologique et campagne de forage 1987, propriété Faribault, Chibougamau, Exploration Mirandor inc. Filière publique (MER), Volume II.
- Mawdsley, J.B. & Norman, G.W.H., 1935. Etendue de la carte du lac Chibougamau (Québec), Commission Géologique du Canada; mémoire 185, 95 pages.
- Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec, 1984. Carte du champ magnétique total, Levé aérien par Input MK-VI, Région de Harry, Lemoine et McKenzie, Chibougamau; DP-84-40, 6 cartes.
- Picard, C., 1985. Géologie de la région du lac Inconnu, Abitibi-est, Québec; ET-83-16, 48 pages.

- Platt, J.-P. & Visser, R.L.M., 1980. Extensional structures in anisotropic rocks, Journal of structural geology; volume 2, pages 397-410.
- Racicot, D. - Chown, E.H. - Hanel, T., 1984. Plutons of the Chibougamau - Desmaraisville Belt: A preliminary survey, IN Chibougamau-Stratigraphy and Mineralization (J. Guha, E.H. Chown, editors). CIM; special volume 34, pages 178-197.
- Ramsey, J.G., 1967. Folding and fracturing of rocks, McGraw-Hill, New York, 568 pages.
- Simpson, C. & Schmid, S.M., 1983. Microstructural indicators of sense of shear in shear-zones, Bull. geol. Soc. Am. 94, pages 1281-1288.
- Wilson, G., 1982. Introduction to Small-scale Geological Structures (in collaboration with J.W. Cosgrove), George Allen and Unwin, London.
- Windley, B.F., 1977. The evolving continents. John Wiley & Sons Ltd, 385 pages.
- Whitten, E.H.T., 1966. Structural geology of folded rocks. Rand McNally and Co., Chicago, 663 pages.

ANNEXE 1

STÉRÉOGRAMMES

ANNEXE 1a

SURFACES S2

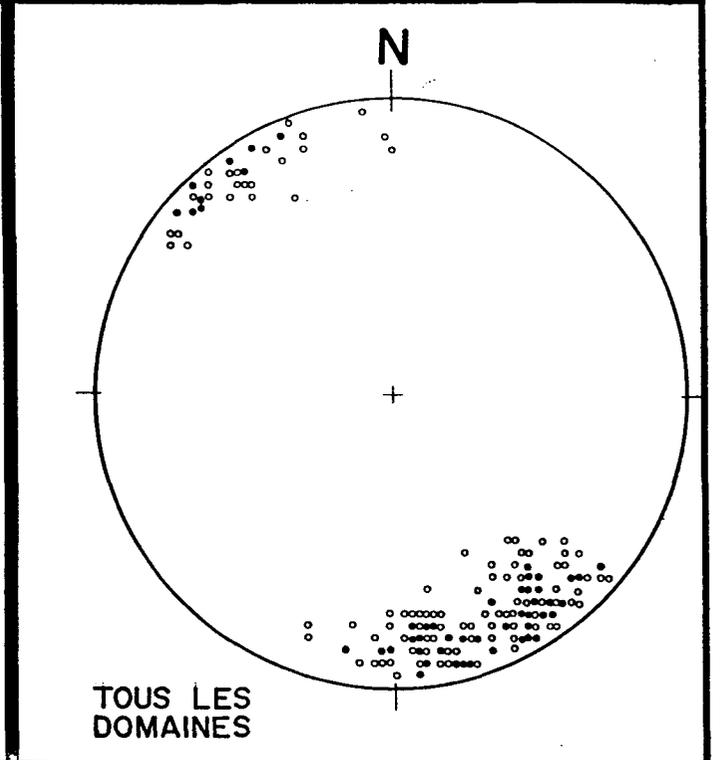
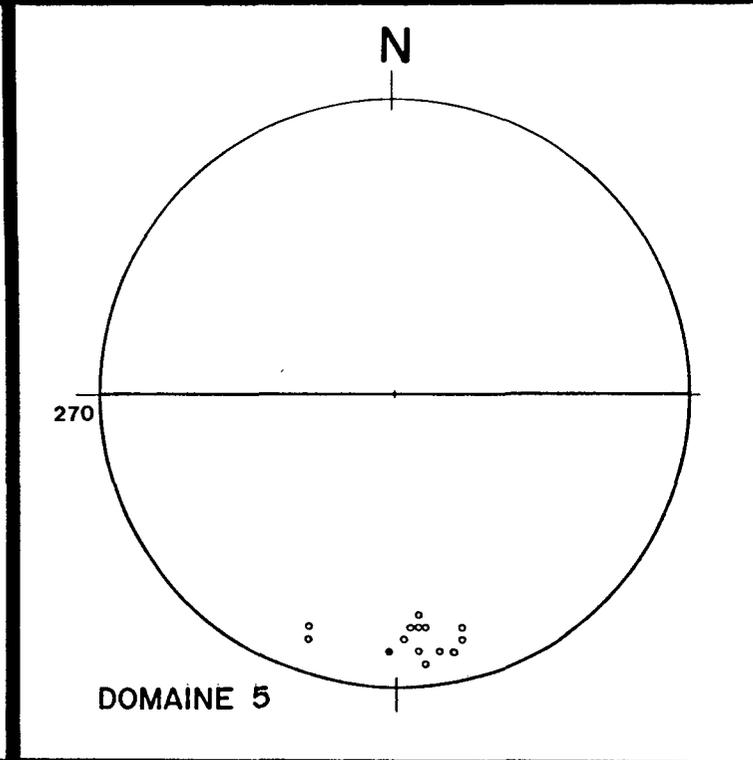
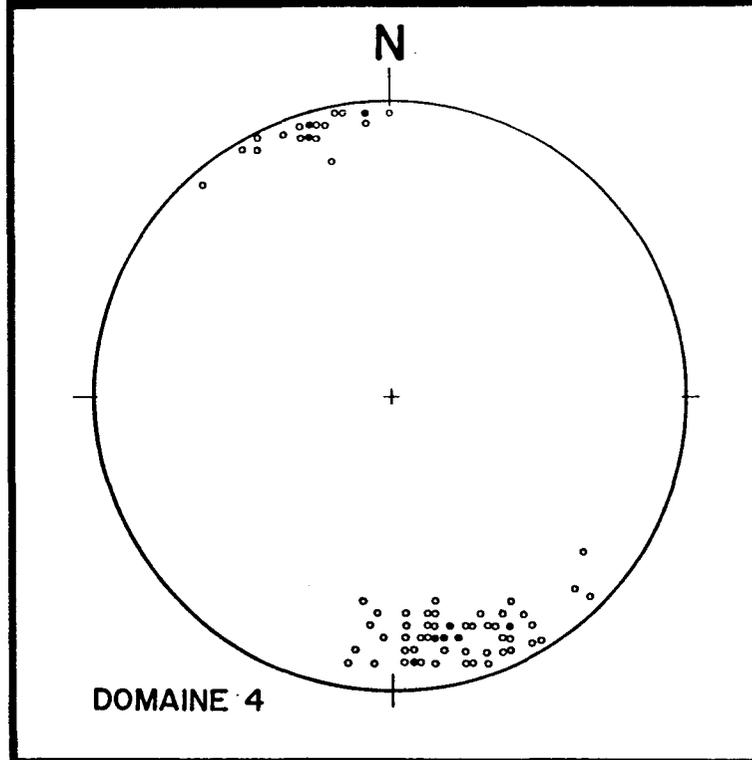
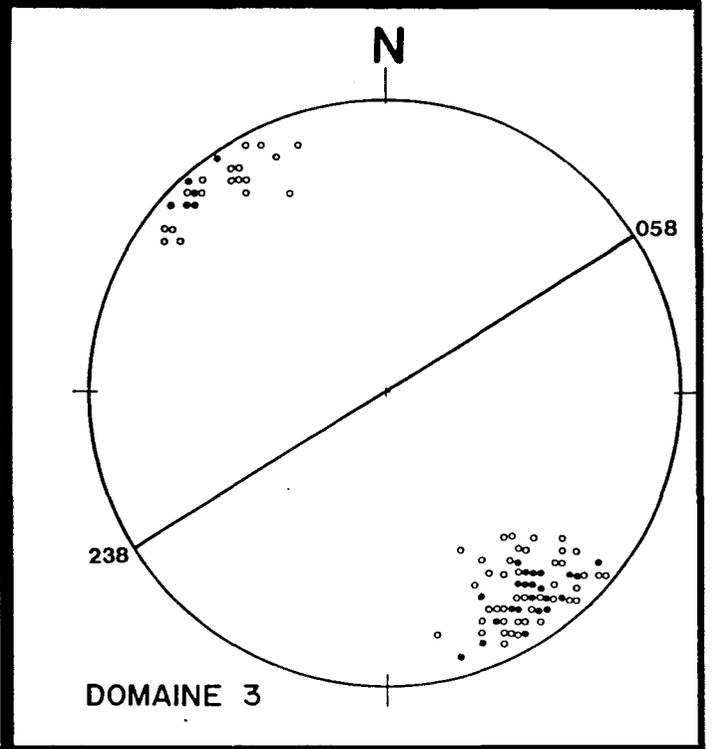
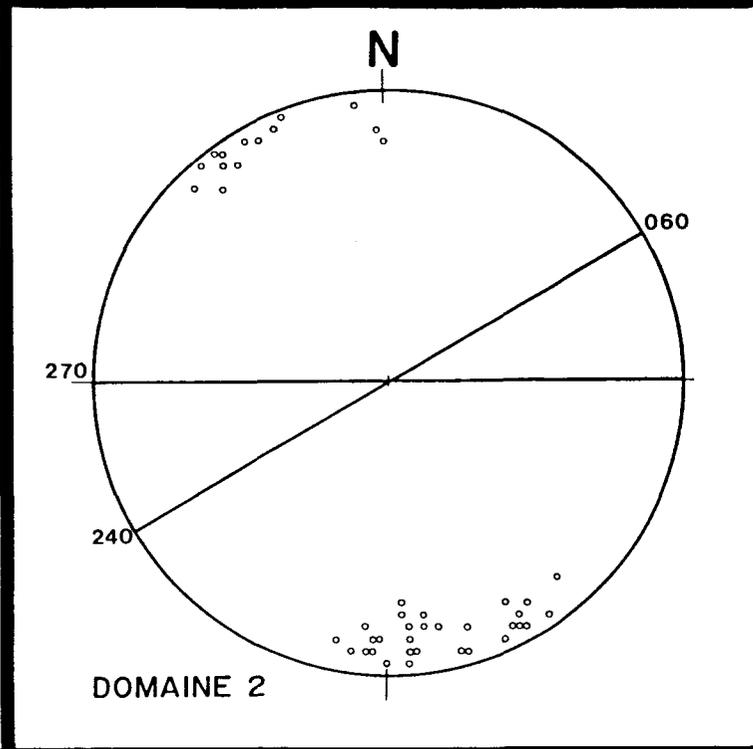
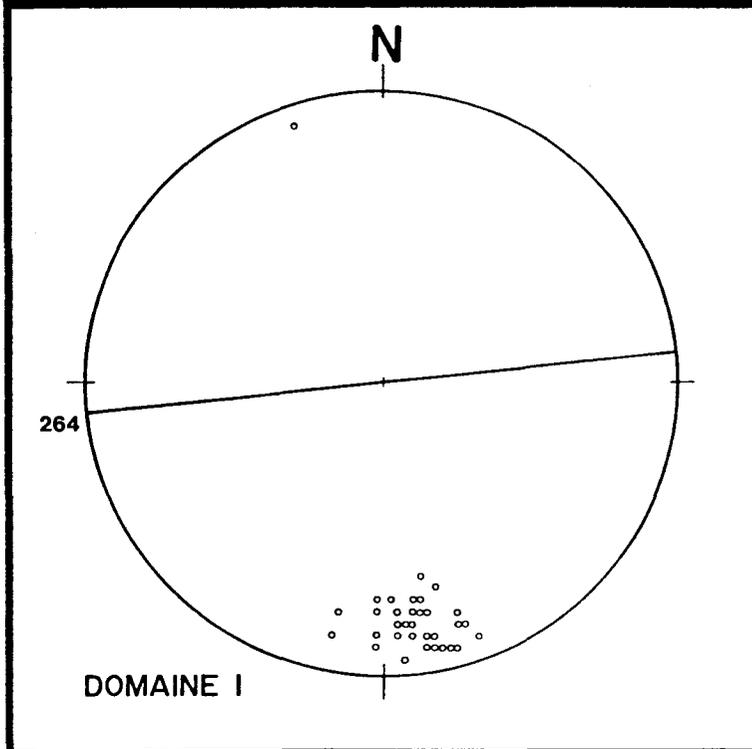
Légende

	Symbole	Structure	NMB de Pôles
DOMAINE 1	O	Surface S2	40
DOMAINE 2	O	Surface S2	58
DOMAINE 3	O ●	Surface S2 dont 88 superpositions	171
DOMAINE 4	O ●	Surface S2 dont 9 superpositions	79
DOMAINE 5	O ●	Surface S2 dont 2 superpositions	16
TOUS LES DOMAINES	O ●	Surface S2 dont 72 superpositions	261

S₂

ANNEXE 1A

PROJECTION DE WOLFF



ANNEXE 1b

SURFACES S3

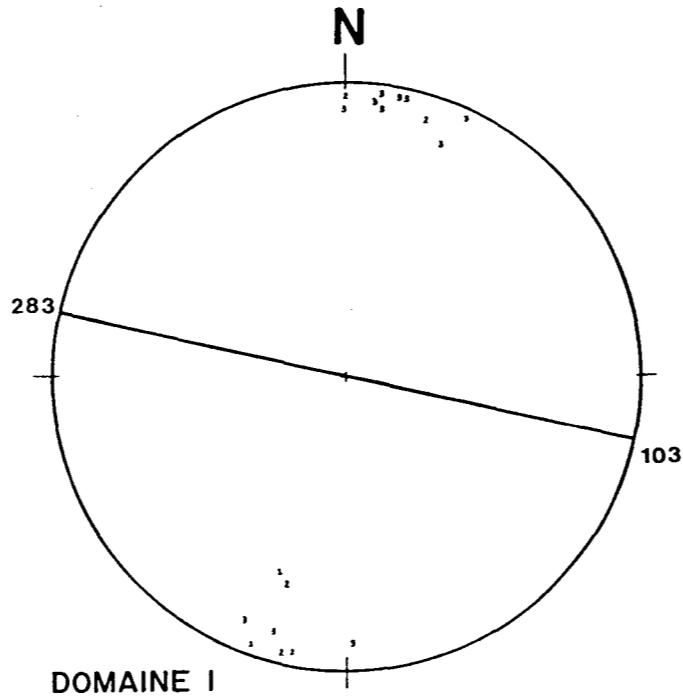
Légende

	Symbole	Structure	NMB de Pôles
DOMAINE 1	1	Clivage de fracture	2
	2	Clivage primaire	5
	3	Clivage de crénulation	11
DOMAINE 2	1	Clivage de fracture	4
	2	Clivage primaire	8
	3	Clivage de crénulation	3
DOMAINE 3	1	Clivage de fracture	13
	2	Clivage primaire	30
	3	Clivage de crénulation	20
DOMAINE 4	1	Clivage de crénulation	5
	2	Clivage primaire	5
TOUS LES DOMAINES	○ ●	Surface S3 dont 30 superpositions	116

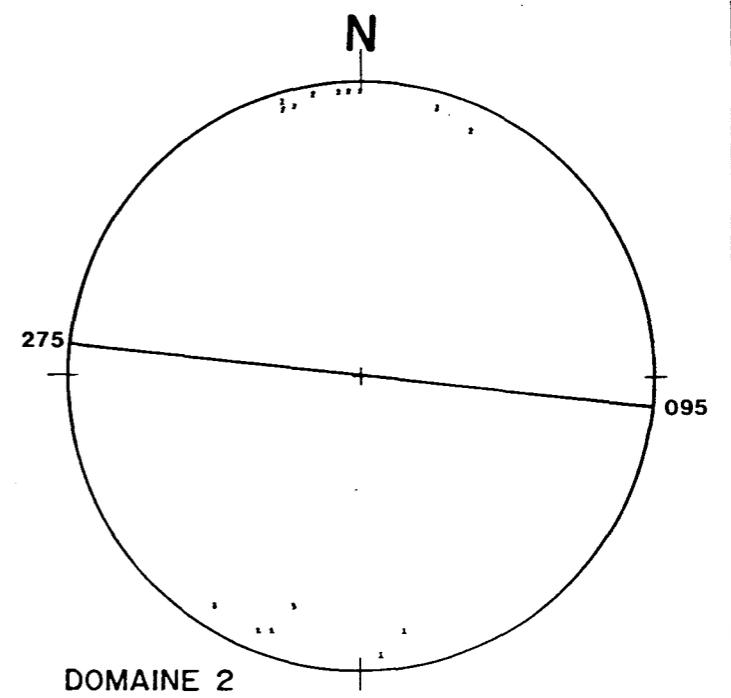
S₃

PROJECTION DE WOLFF

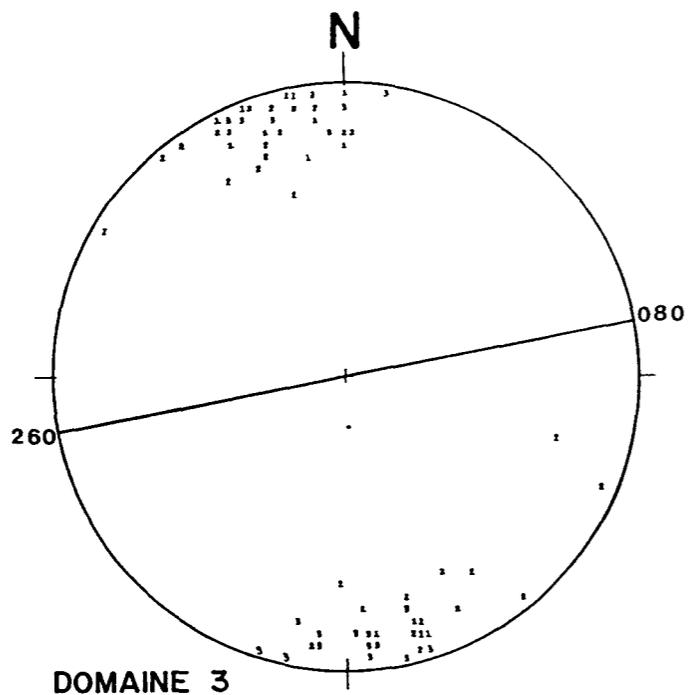
ANNEXE 1a



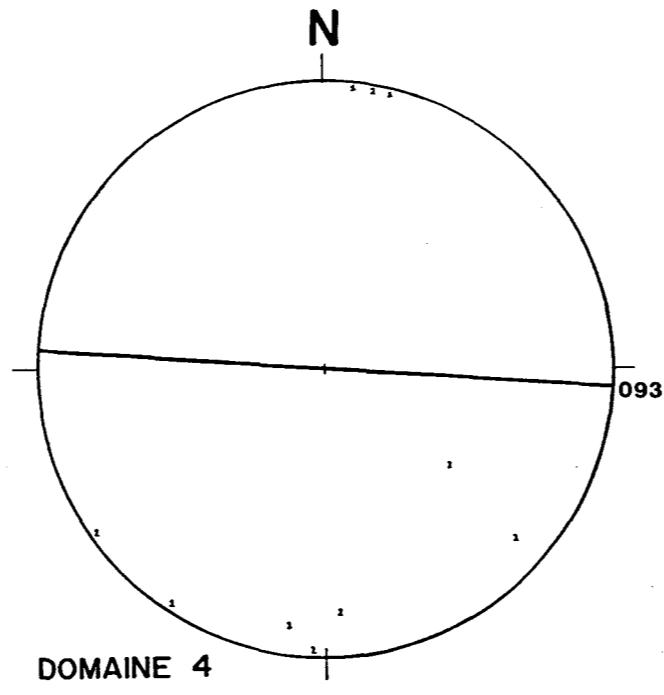
DOMAINE 1



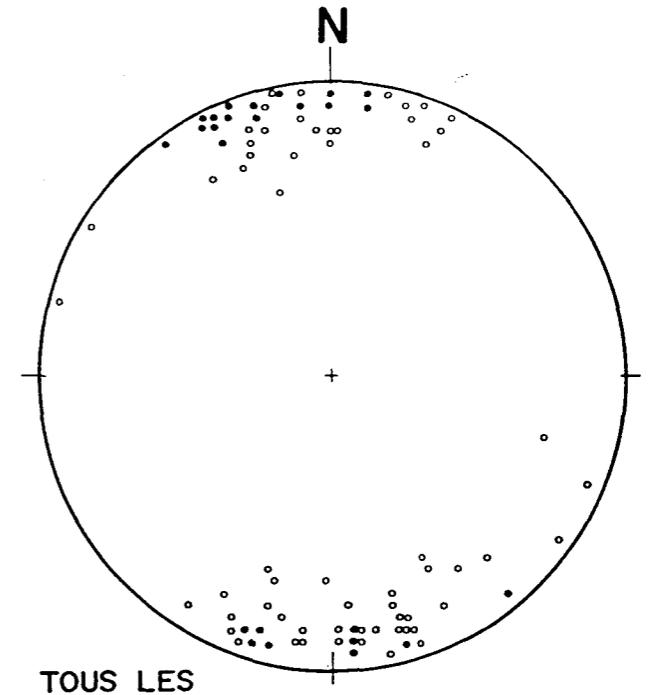
DOMAINE 2



DOMAINE 3



DOMAINE 4



TOUS LES
DOMAINES

ANNEXE 1c

SURFACES S4

Légende

	Symbole	Structure	NMB de Pôles
DOMAINE 1	6	Kink indéterminé	2
	7	Kink dextre	9
	8	Kink senestre	2
DOMAINE 2	7	Kink dextre	4
	8	Kink senestre	3
DOMAINE 3	6	Kink indéterminé	3
	7	Kink dextre	11
	8	Kink senestre	19
DOMAINE 4	7	Kink dextre	4
	8	Kink senestre	2
TOUS LES DOMAINES	6	Kink indéterminé	3
	7	Kink dextre	28
	8	Kink senestre	29

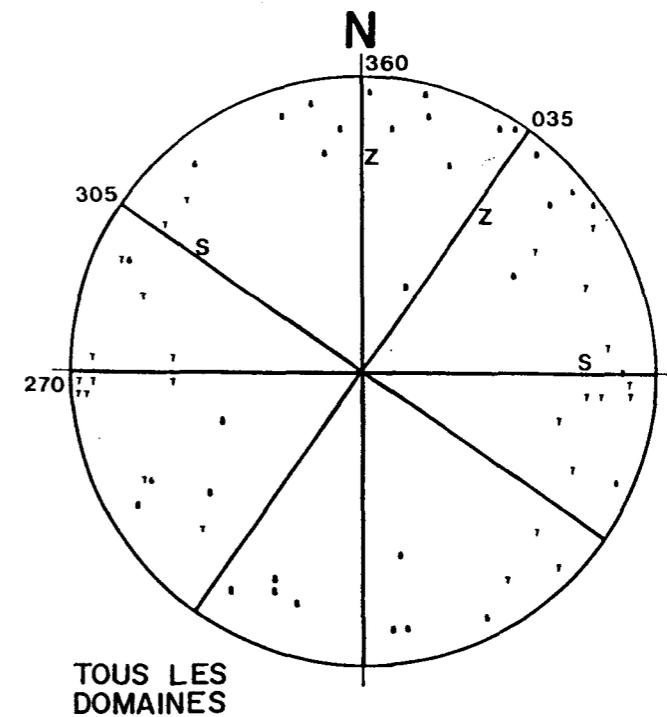
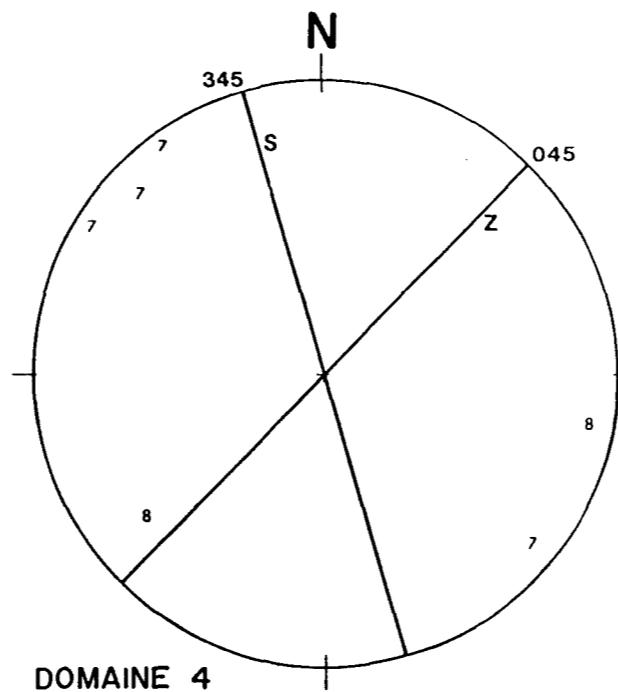
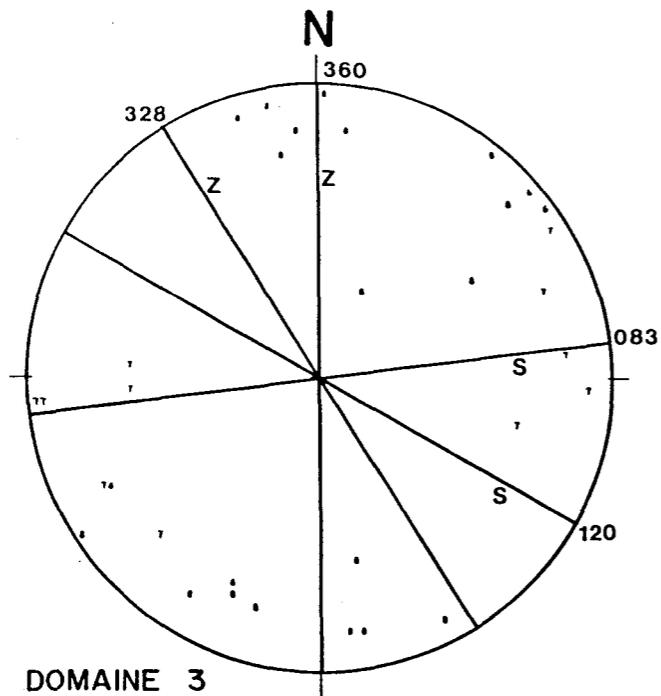
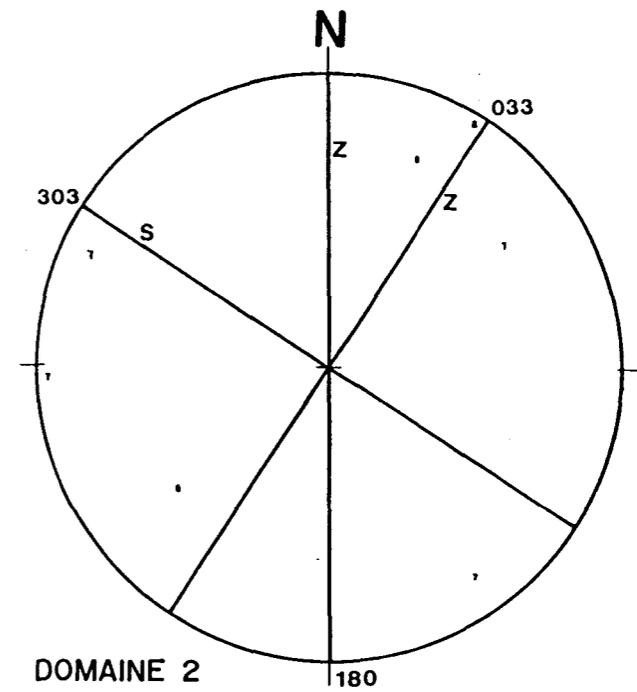
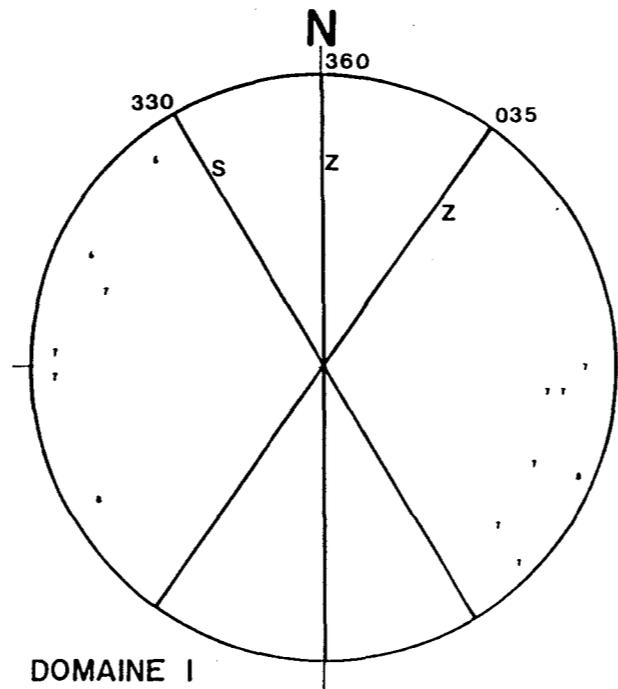
Autres symboles

S = Kink senestre
Z = Kink dextre

S₄

PROJECTION DE WOLFF

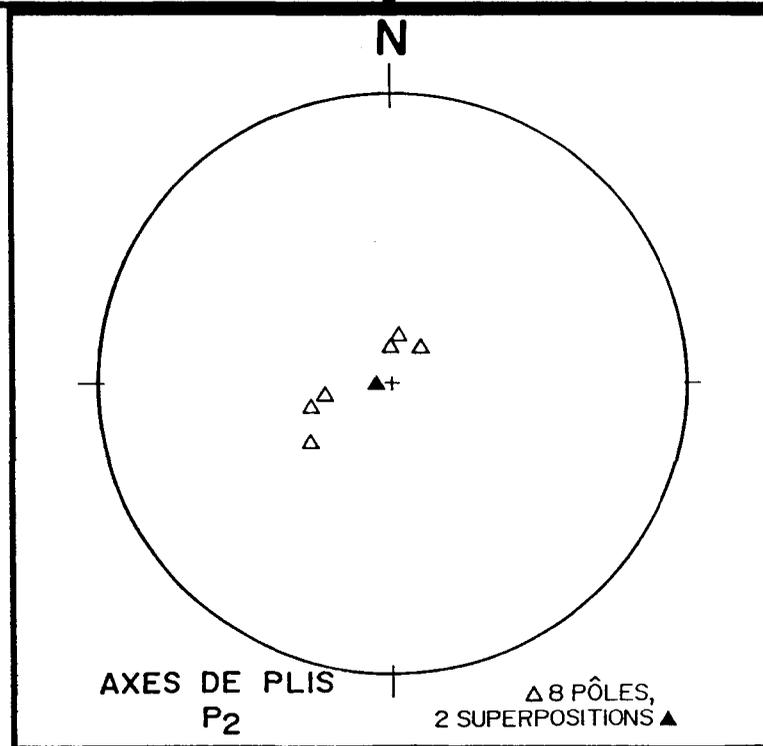
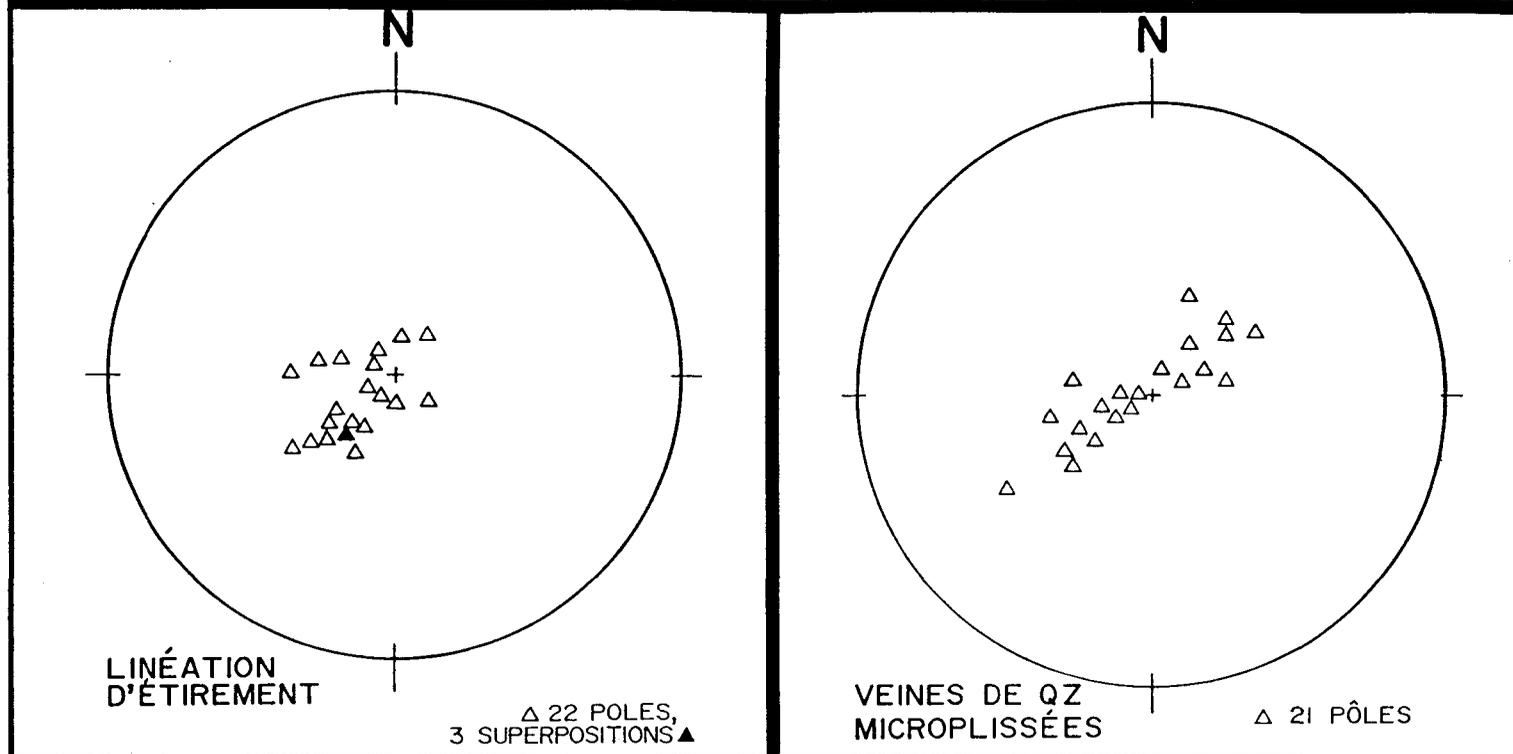
ANNEXE 1c



LINÉATIONS

ANNEXE 10

PROJECTION DE WOLFF



ANNEXE 1e

FAILLES

Légende

	Symbole	Structure	NMB de Pôles
DOMAINE 1	1	Faille dextre	7
	2	Faille senestre	5
DOMAINE 2	1	Faille dextre	9
	2	Faille senestre	8
DOMAINE 3	1	Faille dextre	42
	2	Faille senestre	42
	3	Faille indéterminée	12
DOMAINE 4	1	Faille dextre	13
	2	Faille senestre	8
	3	Faille indéterminée	1
DOMAINE 5	1	Faille dextre	9
	2	Faille senestre	6

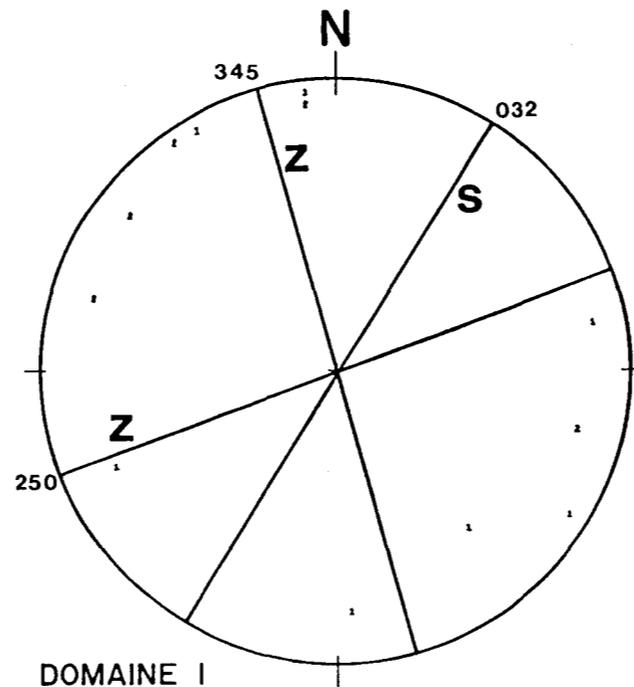
Autres symboles

S = Faille senestre
Z = Faille dextre

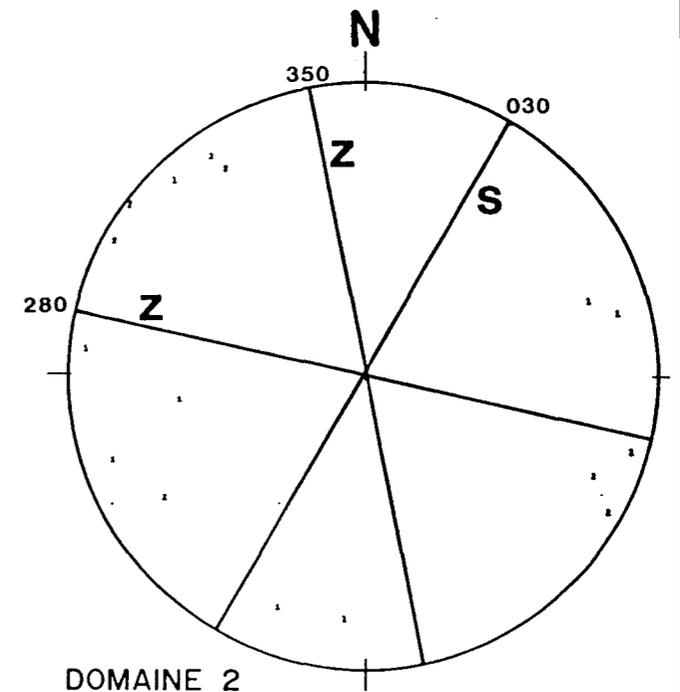
FAILLES

PROJECTION DE WOLFF

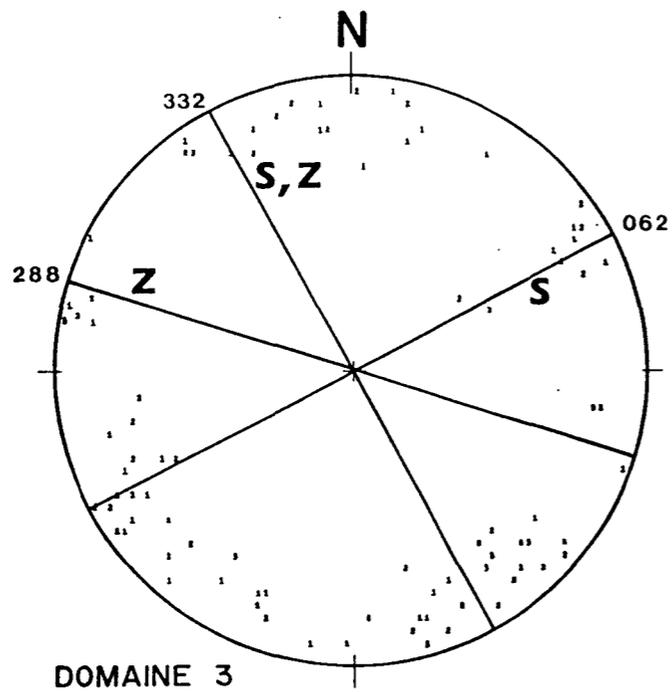
ANNEXE 1^e



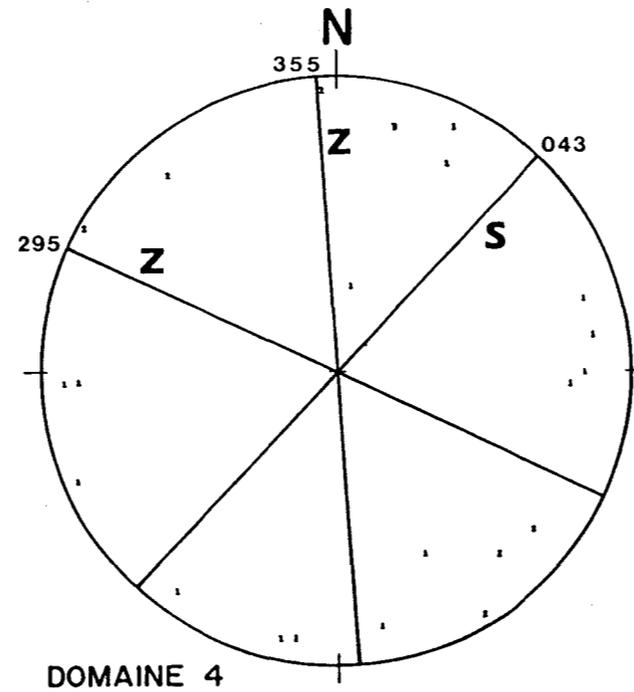
DOMAINE 1



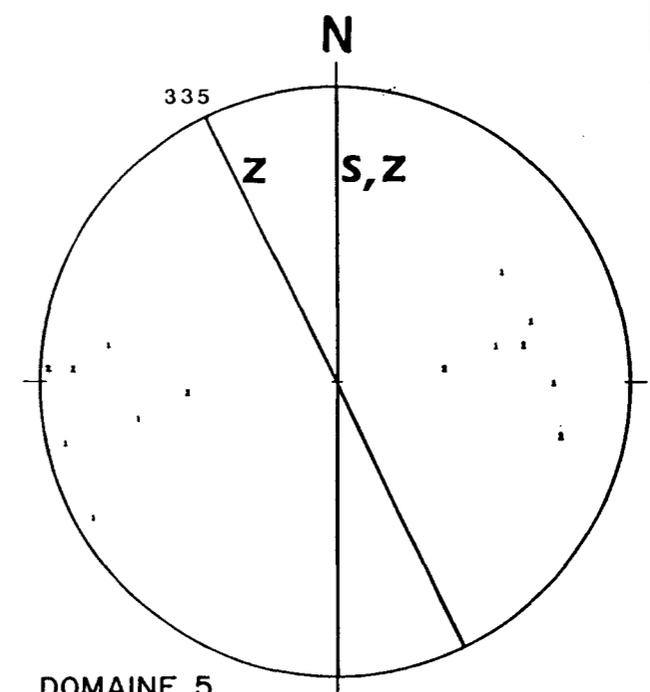
DOMAINE 2



DOMAINE 3



DOMAINE 4



DOMAINE 5

ANNEXE 1f

FRACTURES

Légende

	Symbole	Structure	NMB de Pôles
DOMAINE 1	1	Fracture	38
	2	Veine de quartz	14
	4	Cisaillement	1
	5	Fracture tardive	6
DOMAINE 2	1	Fracture	79
	2	Veine de quartz	28
	4	Cisaillement	2
	5	Fracture tardive	5
DOMAINE 3	1	Fracture	100
	2	Veine de quartz	58
	4	Cisaillement	28
	5	Fracture tardive	21
DOMAINE 4	1	Fracture	70
	2	Veine de quartz	18
	3	Fente de tension	8
	4	Cisaillement	22
DOMAINE 5	1	Fracture	37
	2	Veine de quartz	5
	4	Cisaillement	1

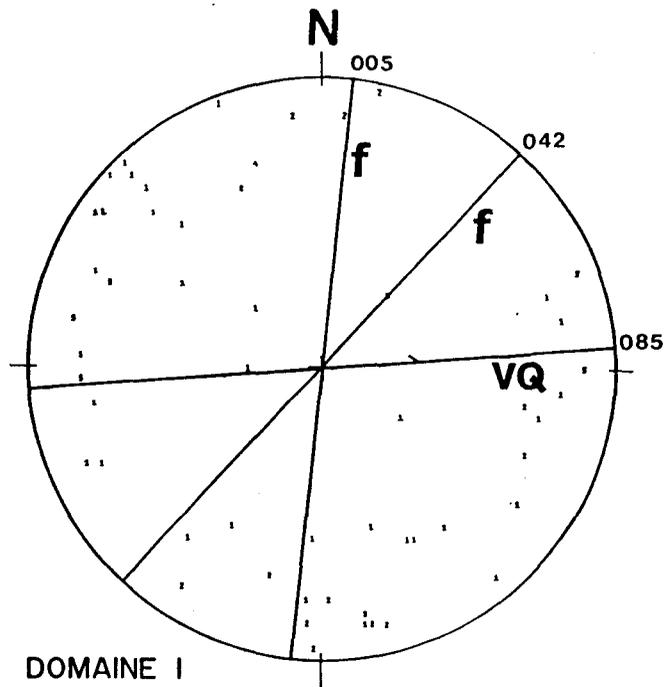
Autres symboles

c = cisaillement
 f = fracture
 VQ = veine de quartz

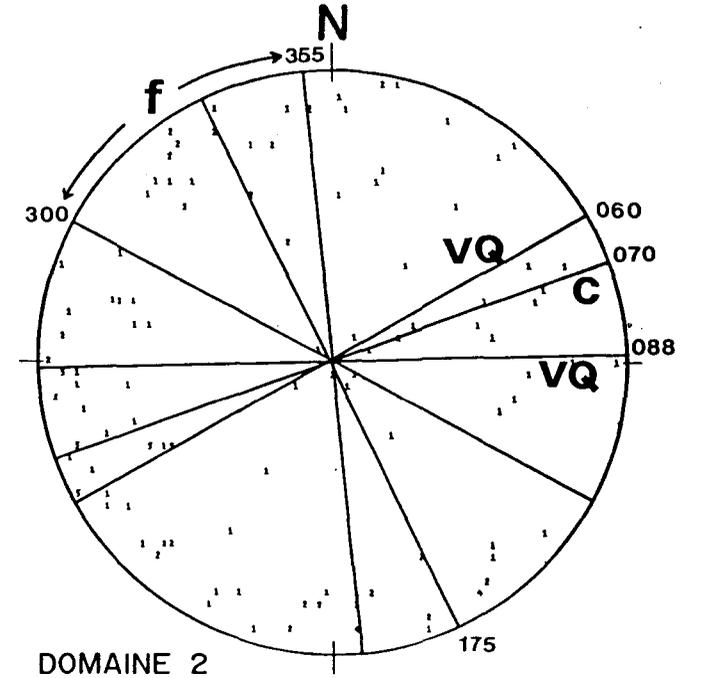
FRACTURES

PROJECTION DE WOLFF

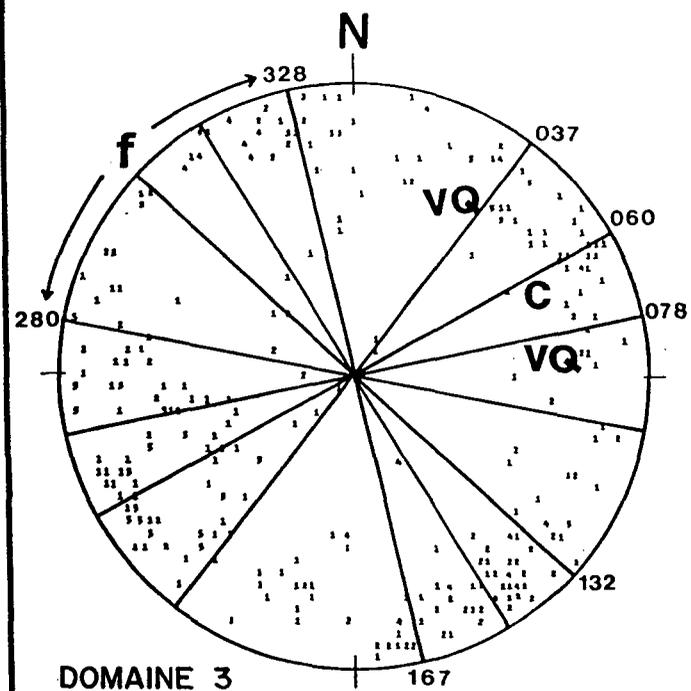
ANNEXE 1F



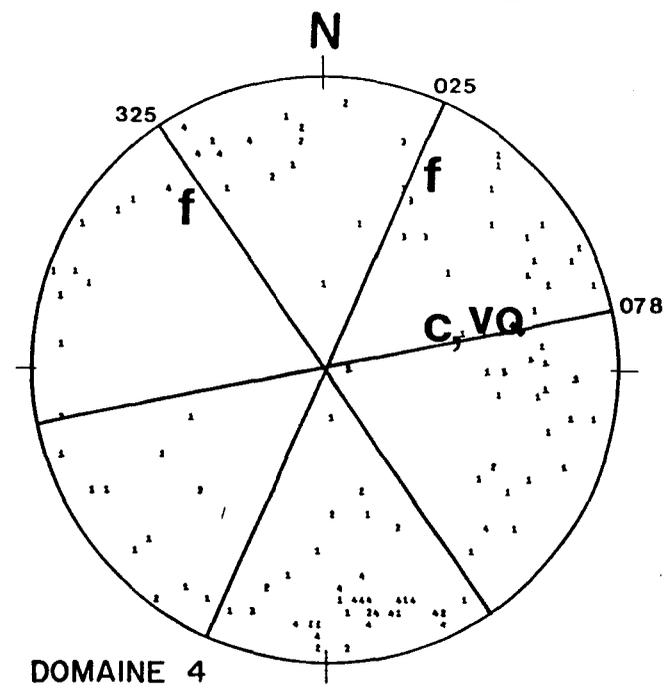
DOMAINE 1



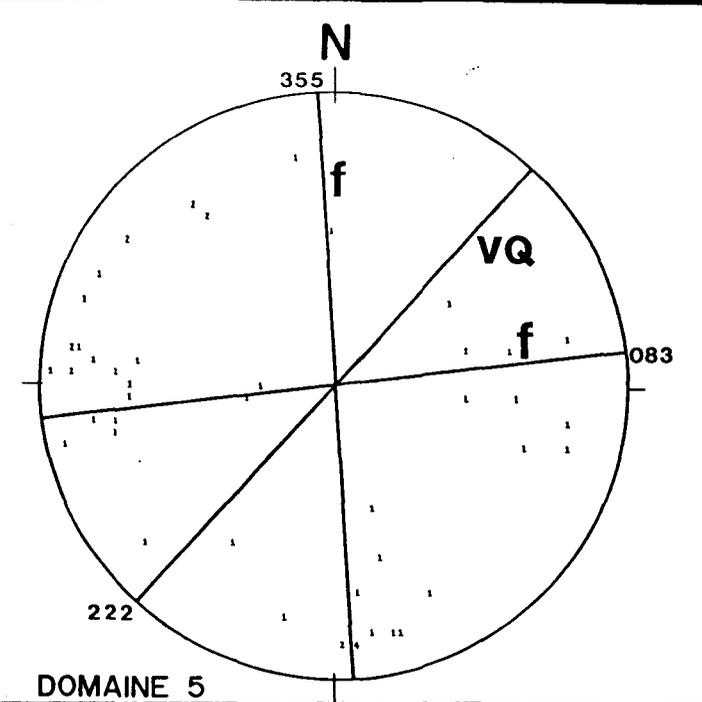
DOMAINE 2



DOMAINE 3



DOMAINE 4



DOMAINE 5