

Université du Québec à Chicoutimi

Etude du contrôle structural
de la minéralisation dans la "Zone du Toit"
de la mine Copper Rand à Chibougamau

par

André Tremblay

Département des Sciences appliquées

Mémoire présenté en vue de l'obtention
de la maîtrise ès Sciences Appliquées
en géologie

Juillet 1980



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.

TABLE DES MATIERES

	Pages
SOMMAIRE	ix
INTRODUCTION	
Situation géographique	1
Historique et travaux antérieurs	4
But du travail	6
Remerciements	7
GEOLOGIE REGIONALE	
Stratigraphie régionale	8
Structure et tectonique régionale	23
Les principaux gisements de la région	25
LA ZONE DU TOIT DE LA MINE COPPER RAND	
Géologie générale du gisement	28
Structures du gisement	35
Situation de la zone du Toit dans le gisement	36
ETUDE PETROGRAPHIQUE DE LA ZONE DU TOIT	
Généralités	38
Analyse de la méta-anorthosite	42
Pétrographie de la zone de cisaillement	45
Dykes de diorite et diorite altérée	51
Dyke de porphyre à quartz	54
Classification, attitude et mise en place des dykes	59

ETUDE DE LA MINERALISATION DANS LA ZONE DU TOIT

Minéralisation à la mine Copper Rand	63
Minéralisation dans la zone du Toit	66
Minéralisation de type schiste à sulfure	67
Minéralisation de type veine	74
Relations entre les deux types de minéralisation	77

EVALUATION ET COMPILATION DES STRUCTURES DE LA ZONE DU TOIT

Généralités	81
Les failles	81
Les fentes de tension et de compression	86
Schistosité et linéation	90
Les structures sub-horizontales	102
Modèle de formation des veines	111
Relation avec le Pluton de Chibougamau	115

ANALYSE STRUCTURALE DE LA ZONE DE CISAILLEMENT

Division en sous-domaines	120
Description des sous-domaines	124
Analyse structurale des sous-domaines	127
Relation avec le modèle de Ramsay	136

DISCUSSION et CONCLUSIONS

Cisaillement et altération	141
Relation dyke-minéralisation	142
Les structures de la zone de cisaillement	146

Modèle structural	150
Recommandations	152
REFERENCES	153
APPENDICE	158

TABLE DES HORS-TEXTE

FIGURES

	Pages
1. Figure 1 : Carte de localisation de la région de Chibougamau	2
2. Figure 2 : Carte de localisation de la mine Copper Rand	3
3. Figure 3 : Géologie régionale de la région	10
4. Figure 4 : Stratigraphie régionale de la région de Chibougamau	14
5. Figure 5 : Géologie du Complexe du lac Doré	19
6. Figure 6 : Stratigraphie du Complexe du lac Doré	20
7. Figure 7 : Croquis des principaux gisements de la région de Chibougamau	27
8. Figure 8 : Carte de la géologie de surface à la mine Copper Rand	29
9. Figure 9 : Géologie du niveau 2700	39
10. Figure 10 : Croquis montrant quelques textures de grains de chloritoïde	50
11. Figure 11 : Section longitudinale à travers le gisement Copper Rand	64
12. Figure 12 : Croquis montrant les lentilles minéralisées	68
13. Figure 13 : Compilation des failles entre les niveaux 2400 et 2700	83
14. Figure 14 : Représentation stéréographique des fentes de tension et de compression	87
15. Figure 15 : Croquis montrant le procédé de formation des ouvertures en compression	89
16. Figure 16 : Compilation des mesures de schistosité entre les niveaux 2400 et 2700	91
17. Figure 17 : Section N 25 E montrant l'allure de la schistosité	93

18. Figure 18	: Représentation stéréographique des attitudes de linéations	97
19. Figure 19	: Représentation stéréographique des stries sur les plans de glissement	99
20. Figure 20	: Localisation des mesures ponctuelles de linéation dans la zone du Toit	101
21. Figure 21	: Trace de la structure HW-1 entre les niveaux 2100 et 2550	104
22. Figure 22	: Trace de la structure HW-2 et HW-3 entre les niveaux 2100 et 2700	105
23. Figure 23	: Compilation des mesures des structures sub-horizontales HW-1, HW-2 et HW-3	106
24. Figure 24	: Section à travers la structure HW-1	108
25. Figure 25	: Section 52+00, montrant la structure sub-horizontale HW-1	110
26. Figure 26	: Section transversale montrant la relation entre les veines A, B et B'	113
27. Figure 27	: Compilation générale des structures, dykes et minéralisation	114
28. Figure 28	: Croquis de la zone de cisaillement avec structures, dykes et minéralisation	116
29. Figure 29	: Section N 25 E montrant la relation dykes, minéralisation et structure	117
30. Figure 30	: Compilation des failles et schistosités du niveau 1000 par sous-domaine	121
31. Figure 31	: Compilation des failles et schistosités du niveau 2550 par sous-domaine	122
32. Figure 32	: Compilation des failles et schistosités du niveau 2700 par sous-domaine	123
33. Figure 33	: Patron de failles et schistosité, en plan	129
34. Figure 34	: Section N 40 E montrant les structures à l'intérieur et à l'extérieur de la zone de cisaillement	130
35. Figure 35	: Représentation stéréographique des systèmes de joints	132

36. Figure 36	: Modèle à 3 dimensions des joints et orientation des contraintes	133
37. Figure 37	: Modèle montrant la relation entre le Pluton de Chibougamau et les joints	135
38. Figure 38	: Mesures de schistosité ponctuelle au niveau 2550	139
39. Figure 39	: Compilation par stéréonet des failles au niveau 2400 (Appendice)	159
40. Figure 40	: Compilation par stéréonet des failles au niveau 2550 (Appendice)	160
41. Figure 41	: Compilation par stéréonet des failles au niveau 2700 (Appendice)	161
42. Figure 42	: Compilation par stéréonet des mesures de schistosité au niveau 2400 (Appendice)	162
43. Figure 43	: Compilation par stéréonet des mesures de schistosité au niveau 2550 (Appendice)	163
44. Figure 44	: Compilation par stéréonet des mesures de schistosité au niveau 2700 (Appendice)	164
45. Figure 45	: Compilation par stéréonet des mesures de dykes (Appendice)	165
46. Figure 46	: Compilation par stéréonet des mesures de minéralisation (Appendice)	166

PLANCHES

1. Planche I	: a) Méta-anorthosite - Mégascopique	43
	b) Schiste minéralisé - Microscopique	43
2. Planche II	: a) Porphyroblastes de pyrite dans un dyke de diorite - Microscopique	53
	b) Dyke de diorite en contact avec la minéralisation - Microscopique	53
3. Planche III	: a) Dyke de porphyre à quartz très cisailé - Microscopique	56
	b) Dyke de porphyre à quartz et feldspath - Mégascopique	56

4.	Planche IV	:	a) Dyke de porphyre à quartz et feldspath - Microscopique	58
			b) Poche de schiste à chlorite dans un schiste à sulfure - Mégascopique	58
5.	Planche V	:	a) Poeciloblaste de pyrite dans une veine minéralisée - Microscopique	71
			b) Broyage d'une couche riche en sulfure - Microscopique	71
6.	Planche VI	:	a) Brèche à fragments silicifiés au contact d'une bande de sulfure Mégascopique	72
			b) Brèche de pyrite - Microscopique	72
7.	Planche VII	:	a) Veine de quartz-carbonate stérile-Mégascopique	78
			b) Veine de sidérose avec bordure de chlorite - Mégascopique	78

TABLEAUX

1.	Tableau 1	:	relation entre les dykes de Copper Rand et la classification de Maillet (1978)	60
2.	Tableau 2	:	Résultats de la compilation des mesures de failles par projection stéréographique	84
3.	Tableau 3	:	Énumération de quelques linéations par type de roche et leur attitude	96
4.	Tableau 4	:	Mesures de stries sur différents plans de glissement et leurs attitudes	100

SOMMAIRE

Le gisement de Copper Rand est situé dans une zone de cisaillement N 50 0 avec un pendage de 55 degrés vers le SO. La minéralisation est du type Cuivre-Or et localisée dans des veines de quartz-carbonate, ou disséminée dans les schistes de la zone de cisaillement. La méta-anorthosite à l'intérieur de la zone de cisaillement, est convertie presque totalement en des schistes à séricite, carbonate avec des quantités variables de chlorite et chloritoïde.

Une schistosité est développée et due à l'allongement des baguettes de séricite et de chlorite. Cette schistosité qui s'est formée perpendiculairement à la contrainte principale maximum, fait un angle variant entre 30 et 40 degrés avec les bordures de la zone de cisaillement. Cette relation angulaire qui se retrouve en section, est en accord avec le modèle de Ramsay et Graham (1970). Une linéation qui s'est développée dans la direction de l'allongement maximum, définit la direction de mouvement dans la zone. Le déplacement est oblique et situé à moins de 30 degrés de la ligne de pendage. La zone du Toit, comme le reste de la zone de cisaillement, contient une quantité appréciable de dykes. Il y en a trois types principaux qui sont la diorite, le dyke de porphyre à quartz et le dyke de porphyre à quartz et feldspath nommés ainsi en relation avec la classification de Maillet (1978). Ces dykes sont associés spatialement à la

minéralisation des veines et situés dans des zone de faiblesse de la zone de cisaillement.

Il semble qu'un système de joints préexistant aurait contrôlé la formation et l'orientation de certaines structures de la zone de cisaillement. Des mouvements le long d'un système de joints dont les plans étaient courbes, auraient produit des zones de dilatation laissant l'espace nécessaire à la mise en place des dykes. Aucune relation de terrain n'indique leur séquence de mise en place. lors du métamorphisme, les sulfures remobilisés sont relocalisés dans le même type de fracture en compression.

la structure sub-horizontale HW-1 est une fente de tension produite dans la zone de cisaillement et due à des pressions latérales, elle aurait été plissée et crénelée. la rupture de son flanc sud aurait causé la formation de la structure de même type HW-2 et 3.

Il semble que la formation de toutes ces structures et la mise en place des dykes ainsi que la relocalisation des sulfures soient reliés à la mise en place du Pluton de Chibougamau et de ses masses satellites.

INTRODUCTION

Situation géographique

La région de Chibougamau est située dans la partie centre sud de la province de Québec, à environ 500 kilomètres au nord de Montréal. Ses limites approximatives sont les longitudes 74 et 76 degrés ouest et les latitudes 49 et 50 degrés nord (figure 1).

Dans ce camp minier, la grande majorité des gisements de cuivre et or se retrouvent à l'intérieur du flanc nord du Complexe du lac Doré, dans des zones de cisaillement de direction ouest-nord-ouest et nord-ouest. Le gisement de Copper Rand se trouve dans une de ces zones de cisaillement dans la partie anorthositique du Complexe du lac doré. La mine Copper Rand, division principale de la Compagnie les Mines Patino du Québec, exploite ce dépôt et est situé à environ huit kilomètres à l'est de la ville de Chibougamau. Les bureaux, ainsi que le moulin qui produit des concentrés de cuivre depuis décembre 1959, se trouvent sur la péninsule Gouin entre le lac Doré et le lac Chibougamau (figure 2). En 1976, la mine était développée à une profondeur de 930 mètres et une distance d'environ 45 mètres séparait les différents niveaux. La production journalière se situe aux environs de 1000 tonnes.

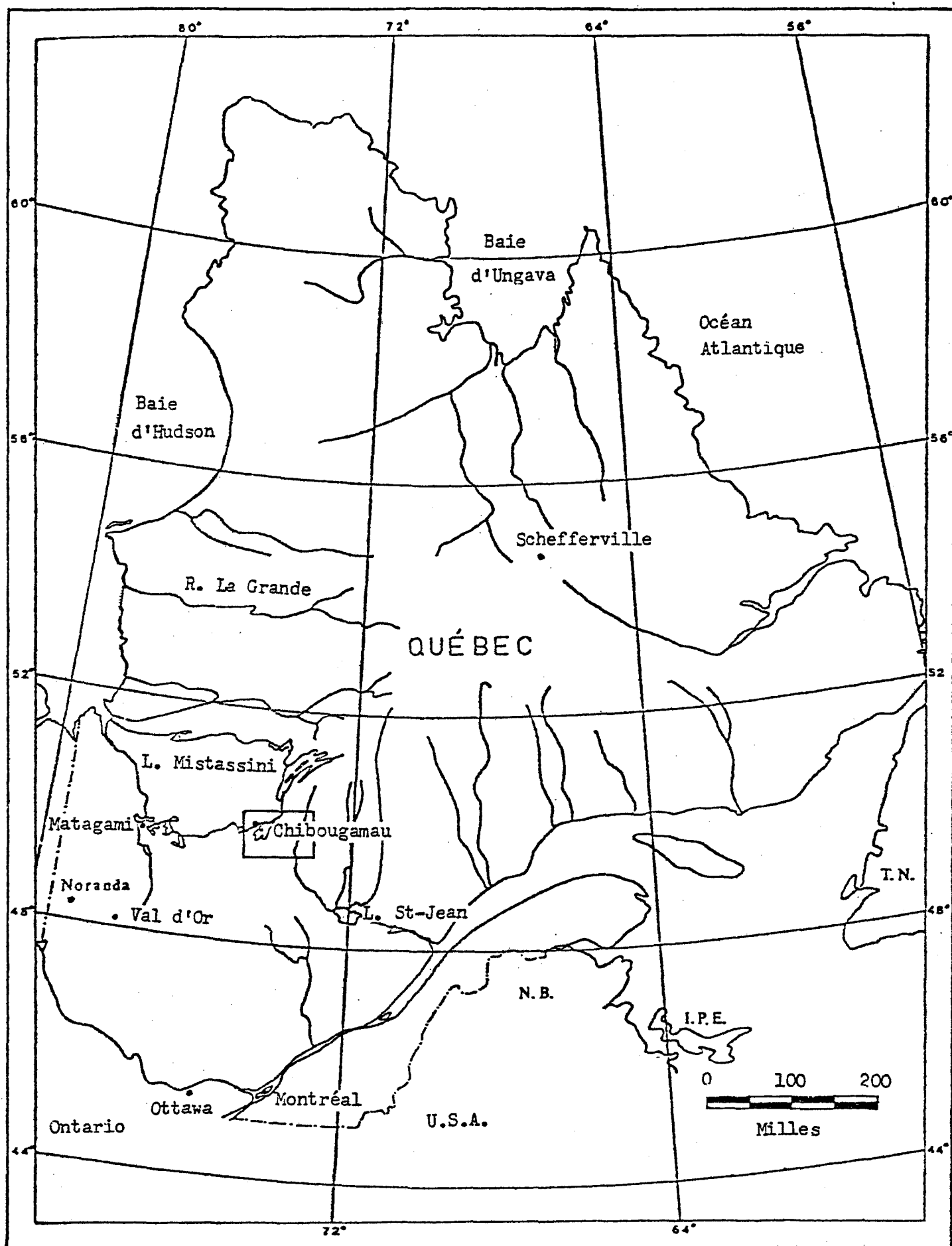


Figure 1: Carte de localisation de la région de Chibougamau.

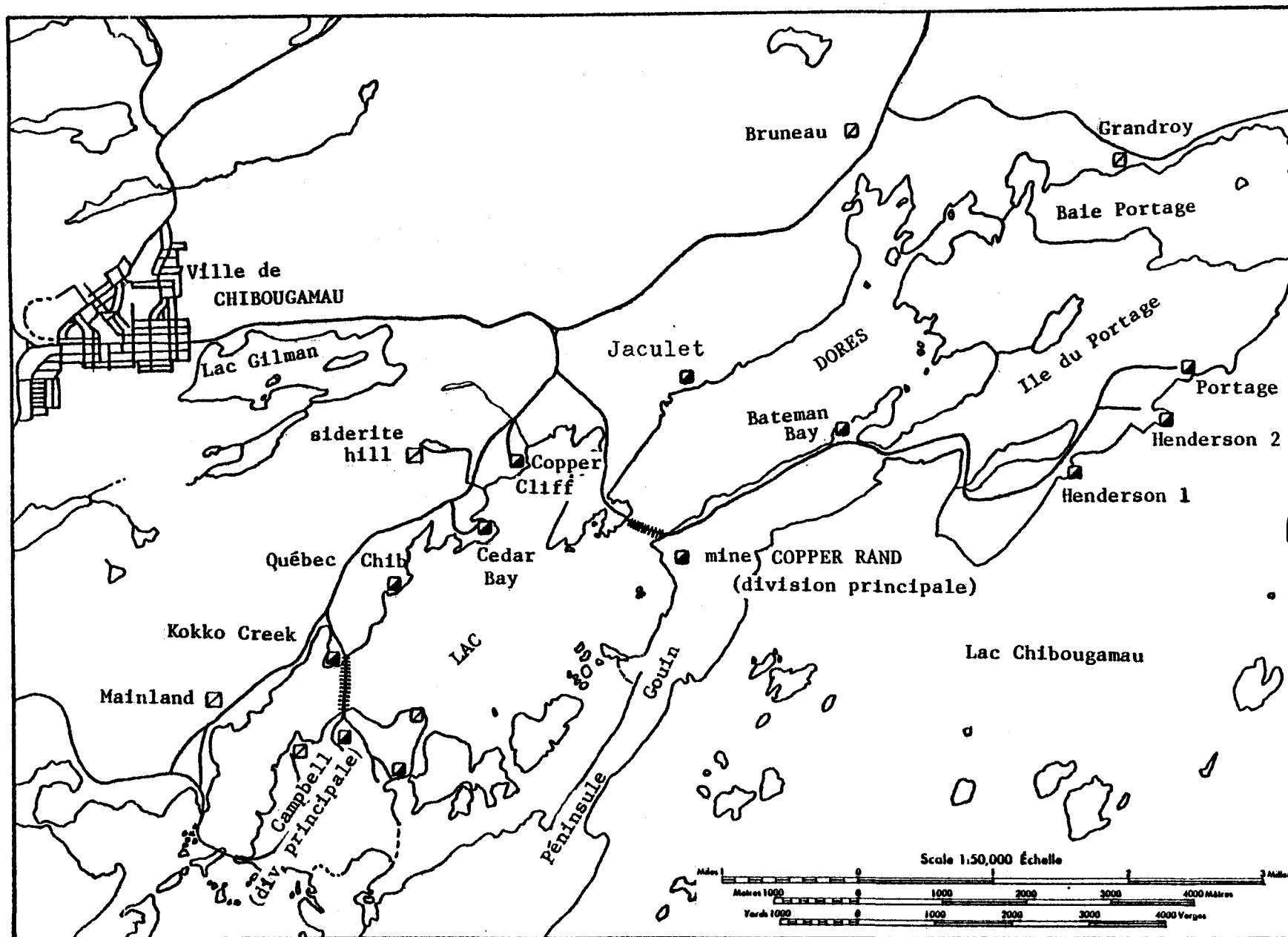


Fig. 2: Carte localisation de la mine COPPER RAND et autres mines de la région.

Historique et travaux antérieurs

Les premières traces de minéralisation dans la région de Chibougamau furent découvertes sur l'Ile Portage par James Richardson de la Commission géologique du Canada. Depuis le début du siècle, géologues et prospecteurs trouvèrent des indices intéressants de minéralisation. La cartographie géologique systématique de la région a débuté avec Mawdsley (1927) et Tholman (1930) de la Commission géologique du Canada et avec Retty (1930) du bureau des Mines du Québec. Par la suite, Norman (1935) termine le rapport de Mawdsley et ce dernier servira de base pour les travaux géologiques postérieurs dans la région. La construction de la route reliant Chibougamau à la région du Saguenay lac St-Jean entre 1948 et 1949, amena une activité d'exploration plus intense qui déboucha sur la découverte des principaux gisements qui sont pour la plupart encore exploités à l'heure actuelle (Allard 1976a).

La géologie à la mine Copper Rand a été décrite par Sutton (1959). Son analyse l'amena à conclure que les dykes auraient joué un rôle de barrage sur les solutions minéralisantes lors de la mise en place du gisement et qu'à la limite, il pourrait y avoir un lien génétique entre les dykes et la minéralisation. Eckstrand (1963), quant à lui, décrit en détail l'altération chloritique à la Mine Copper Rand. Selon lui, la minéralisation en sulfure et

l'altération de la roche encaissante font partie du même processus. Il croit que les dykes peuvent avoir exercé une influence sur la localisation de cette minéralisation qui leur semble associée. D'autres auteurs ont étudié la géologie de gisements du même type et ont consacré une partie de leur travaux à établir une relation spatiale entre les dykes et la minéralisation dans ces gisements. Ainsi, Jeffery (1959) propose une classification des dykes pour le gisement "Main Mine" de la Compagnie Campbell Chibougamau Mines et conclut également que les dykes ont produit un effet de barrage sur les solutions minéralisantes. Vollo (1959) propose pour sa part que les dykes du gisement Henderson sont antérieurs à la minéralisation mais qu'ils n'ont pas exercé de contrôle sur la mise en place des sulfures. Koene (1964) arrive à la conclusion que dans le gisement Cedar Bay (Campbell Chibougamau Mines) les sulfures ont été déposés dans des zones de faiblesse le long des toits et des murs des dykes. Une étude récente et détaillée des dykes de la région par Maillet (1978) a permis, en se basant sur des évidences minéralogiques et chimiques, de relier la plupart des dykes aux roches du Pluton de Chibougamau. Cependant, les relations observées n'ont pas permis de conclure à l'existence d'une relation spatiale étroite entre les dykes et la minéralisation du type cuivre-or dans ce camp minier de Chibougamau, mais qu'il existe sûrement un lien génétique entre cette minéralisation et un des types de dyke, le porphyre à quartz et feldspath (Guha et Maillet 1979).

But du travail

Le but de cette étude est d'abord de décrire la géologie, la minéralogie et la structure de la zone du Toit de la mine Copper Rand et d'établir les variations minéralogiques et structurales dans la zone de cisaillement. Ensuite, l'auteur essaiera de définir le rôle joué par les dykes lors de la mise en place de la minéralisation. De plus, l'étude détaillée des failles en fonction de la géométrie du gisement permettra de vérifier si certaines failles sub-horizontales par un jeu de déplacement peuvent être responsables de la situation actuelle de cette zone minéralisée du gisement. Enfin, une compilation des structures à l'intérieur et à l'extérieur de la zone de cisaillement permettra d'appliquer le modèle de Ramsey (1970) sur les zones de cisaillement à cette partie du gisement.

Toutes les données ayant servi à ce travail ont été prises durant l'été 1976, période pendant laquelle l'auteur était à l'emploi de la Compagnie Patino du Québec, à la Mine Copper Rand de Chibougamau. Tous les échantillons et autres données provenant de trous de forages, ou de plans et sections, proviennent exclusivement des niveaux 1000, 2400, 2550 et 2700 ainsi que de quelques chantiers d'abattage et de sous-niveaux situés entre les niveaux 2400 et 2700.

Remerciements

L'auteur tient d'abord à remercier la Compagnie Patino Mines du Québec pour l'emploi qui lui a été accordé pendant l'été 1976 et pour lui avoir permis de recueillir les données et échantillons essentiels à cette étude et des remerciements spéciaux sont adressés à Mrs. J.Patel, R.Kanwar et autres géologues travaillant à la Mine Copper Rand.

A l'Université du Québec à Chicoutimi, des remerciements sont adressés au Dr. J.Guha, directeur de thèse et aux Drs. E.H.Chown et G.Archambault, membres du comité de thèse, pour leur aide et assistance ainsi que pour les critiques constructives apportées tout au long de ce travail.

L'auteur remercie également le Dr. D.W.Roy, professeur en Sciences de la Terre, pour ses conseils précieux et pour l'aide technique fournie pour la compilation des données par informatique, qui ont grandement aidé à l'avancement et au parachèvement de cette étude. Enfin, l'auteur tient à remercier les techniciens en Sciences de la Terre pour la collaboration apportée à l'auteur pour la préparation de ce travail.

GEOLOGIE REGIONALE

Stratigraphie régionale

La région de Chibougamau est située à l'extrémité est de la ceinture de roches vertes de Matagami-Chibougamau dans la province du Supérieur. Cette ceinture est limitée à l'ouest par le front Grenville qui est défini comme la zone de transition ou de contact entre les provinces structurales du Supérieur et du Grenville et à l'ouest par la sous-province de Kapuskasing. Elle s'étend sur une longueur de 430 kilomètres et une largeur moyenne de 600 kilomètres.

La majorité des unités lithologiques du district de Chibougamau sont d'âge archéen et protérozoïque. Les roches archéennes comprennent un assemblage de roches volcaniques et sédimentaires auxquelles sont associées plusieurs complexes intrusifs. Ces roches archéennes qui ont été affectées par l'Orogénie Kénoréenne, il y a environ 2.5 milliards d'années, ont été métamorphisées au facies des schistes verts ou plus rarement à celui des amphibolites et ont été fortement plissées.

Les unités protérozoïques pour leur part, groupent des roches sédimentaires d'âge aphébien et des essaims de dykes de diabase et de gabbro. Les roches sédimentaires font partie de la Sous-Province de Mistassini et reposent en général presque horizontalement sur un socle archéen.

Dans la région de Chibougamau-Chapais, les unités lithologiques de la ceinture ont été divisées de la base au sommet en deux groupes dont le contact est marqué par une discordance régionale: le Groupe de Roy et le Groupe d'Opémiska. Le Groupe de Roy qui est composé en grande partie de roches volcaniques est divisé de la base au sommet en quatre formations qui sont: les Formations d'Obatogamau, de Waconichi, de Gilman et de Blondeau. Le Groupe d'Opémiska, pour sa part, est constitué en majorité de roches sédimentaires mais comporte une certaine proportion de roches volcaniques et a été divisé de la base au sommet en deux formations: la Formation de Stella et la Formation d'Hauy (figure 3 et 4).

Les roches du Groupe de Roy sont considérées comme faisant partie d'un modèle classique de volcanisme archéen avec des cycles répétés de périodes volcaniques allant de mafiques à felsiques. Le premier cycle est alors représenté par les Formations d'Obatogamau et de Waconichi tandis que le second cycle comprend les Formations de Gilman et de Blondeau.

Les roches volcaniques du Groupe de Roy

Formation d'Obatogamau

La Formation d'Obatogamau dont l'épaisseur est estimée à plus de 3000 mètres, constitue la base du premier cycle

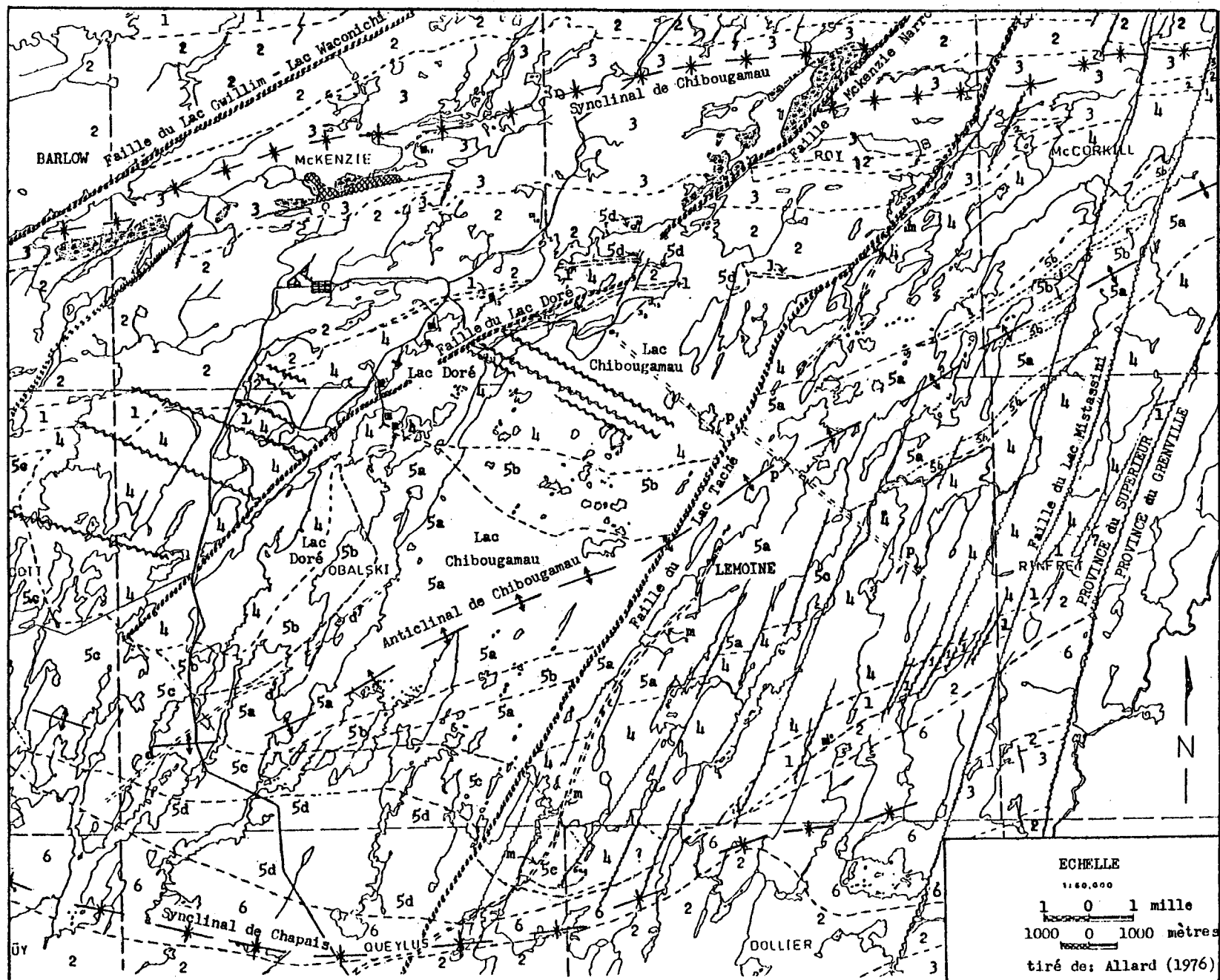
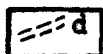


Figure 3 : Géologie régionale de la région de Chibougamau.

GEOLOGIE REGIONALE

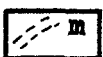
LEGENDE

PROTEROZOIQUE:

Dyke de diabase de "Line Island"



Formation de Chibougamau

ARCHEEN:

Dyke de métagabbro de l'île Gabbro

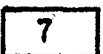


Dyke de métapyroxénite Henderson

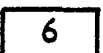


Granite sodique

GROUPE SEDIMENTAIRE (d'OPEMISKA)

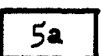


Formation de Haüy

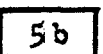


Formation Stella

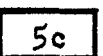
PLUTON DE CHIBOUGAMAU



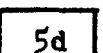
Tonalite, leucotonalite, granodiorite



Méladiorite, diorite à hornblende



Brèche à diorite à hornblende



Tonalite à chlorite

GEOLOGIE REGIONALE

LEGENDE (suite)

COMPLEXE DU LAC DORE

4

Zone supérieure de bordure; zone de granophyre sodique;
zone de ferrodiorite; zone étagée type Rinfret, type
montagne du sorcier, unité A₂ et P₃; zone d'anorthosite

GROUPE DE ROY

3

Formation Blondeau

2

Formation Gilman

1

Formation Waconichi

SIGNES CONVENTIONNELS

Contact géologique



Axe de pli régional: a) anticlinal
b) synclinal



Faïlles: a) système nord-est
b) système nord-nord-est
c) système nord-ouest



Puits de mine (voir liste)



Carrière et tunnel (voir liste)



Route principale

GEOLOGIE REGIONALE

LEGENDE (suite)

Liste des principaux gisements

CAMPBELL CHIBOUGAMAU MINES Ltd.

- 1- Main Mine
- 2- Kokko Creek
- 3- Québec Chibougamau
- 4- Cedar Bay
- 5- Henderson 1
- 6- Henderson 2
- 7- Obalski
- 8- Mainland
- 9- GrandRoy
- 10- Gwillim Lake

CANADIAN MERRILL

- 19- Main Mine
- 20- Chibougamau-Kayrand
- 21- Berrigan Lake

AUTRES

- 22- Norbeau
- 23- Bruneau
- 24- Mcadam Asbestos
- 25- Ferchibal (2)

PATINO MINES (Québec) Ltd.

- 11- Copper Rand (Main Mine)
- 12- Copper Cliff + North Sid. Hill
- 13- Bateman Bay
- 14- Portage
- 15- Jaculet
- 16- Patino-Lemoine
- 17- Copper Cliff-Siderite Hill
- 18- Zone de l'Ile Merrill

		FORMATIONS	LITHOLOGIE
PROTEROZOÏQUE		Formation de Chibougamau	Dépôts d'origine glaciaire: conglomérat à "Mudstone".
		Dyke de diabase de l'Île Line	
ARCHÉEN		Dyke de métapyroxénite Henderson	
		Dyke de métagabbro de l'Île Gabbro.	
		Discordance	
	Groupe d'Opéniaca	Formation de Hany	Conglomérats; agglomérats; laves andésitiques; grès volcanique (tufs) (à phénocristaux de pyroxène)
		Discordance	
	Groupe d'Opéniaca	Formation de Stella	Conglomérat de base; arkose; grès; argillites; shales; tufs laminés.
		Discordance	
	Groupe de Roy	Formation de Blondeau	Tufs cristallins et lithiques; cherts; schistes pyriteux et graphiteux.
		Formation de Gilman	Basaltes; andésites à coussinets; filon-couche de gabbro; quelques rhyolites, dacites et tufs.
		Formation de Wa conichi	Formation de fer; tufs cristallins et lithiques; agglomérats; rhyolites; basaltes à coussinets (un peu).
		Formation de Obategamau	Basaltes à coussinets; filons-couche de gabbro (Phénocristaux de feldspath).

COMPLEXE de CUMMINGS

Filon-couche de Bourbeau
Filon-couche de Ventures
Filon-couche de Roberge

Complexe de
LAC DORE

(*) Cette formation n'affleure pas dans la région étudiée.

Figure 4: Stratigraphie de la région de Chibougamau (Établie par Cimon et autres géologues du Ministère des Richesses Naturelles).

volcanique. Elle est constituée presque exclusivement de basaltes porphyriques et coussinés, et de filons-couches comagmatiques, à phénocristaux de plagioclase pouvant constituer jusqu'à 10% de la roche (Cimon 1976a et 1977a).

Formation de Waconichi

Cette formation, dont l'épaisseur est évaluée à près de 900 mètres, constitue la partie felsique du premier cycle volcanique. Elle est composée presque exclusivement de rhyolites porphyriques, de tufs et de quelques coulées mafiques. Le premier cycle volcanique se termine par des horizons de formation ferrifère de type "exhalite" dont fait partie la Formation de Fer du lac Sauvage (Allard et Henry 1974).

Formation de Gilman

Cette formation dont l'épaisseur est d'environ 3600 mètres, est disposée de façon concordante au dessus de la Formation de Waconichi et forme la base du second cycle volcanique. Elle est constituée de basalte et d'andesite à coussinets et de filons-couches de gabbro comagmatiques, ainsi que quelques horizons lenticulaires de roches pyroclastiques. Les filons-couches dont l'épaisseur varie de quelques mètres à 300 mètres, constituent environ le quart de l'épaisseur totale de la formation et de plus, semblent différenciés

(Duquette 1970). De plus, cette formation qui est plus mafique à la base, semble avoir une composition plus andésitique au sommet (Allard 1976a).

Formation de Blondeau

Cette formation, qui comprend des coulées rhyolitiques, des agglomérats, des tufs felsiques, des tufs cherteux et graphiteux, des shales et des greywackes, et des dépôts riches en sulfure, constitue la partie supérieure du second cycle volcanique. Son épaisseur dans la région de Chibougamau est d'environ 900 à 1000 mètres (Cimon 1976a).

Le Groupe d'Opémiska

Formation de Stella

Cette formation est d'âge archéen et repose en discordance sur les roches volcaniques du Groupe de Roy et sur les masses intrusives telles que le Complexe du lac Doré. Elle est constituée d'un conglomérat de base, d'arkose, de grès, d'argillite, de shale noir et de roches volcaniques en quantité mineure, comprenant surtout des laves andésitiques porphyriques, vésiculaires et massives.

Formation d'Hauy

La Formation d'Hauy constitue la partie supérieure de la Série d'Opémiska et repose en concordance sur la Formation de Stella. Elle est constituée d'une séquence volcano-sédimentaire comprenant des andésites porphyriques à phénocristaux de pyroxène et de feldspath, des agglomérats composés de fragments à phénocristaux du même type et de grès volcaniques ou tufs remaniés caractérisés par la présence de "clasts" de pyroxènes. L'omniprésence des phénocristaux de pyroxène dans les différents facies lithologiques au sein de cette formation, en fait un critère de distinction entre les roches de cette formation et celle de la partie inférieure du Groupe d'Opémiska (Cimon 1976a).

Les roches intrusives mafiques à ultramafiques

L'assemblage de roches vertes contient une série de masses concordantes de composition mafique à ultramafique, intrusives dans les formations volcaniques du Groupe de Roy. Ces intrusions se retrouvent à divers niveaux stratigraphiques sous la forme de filons-couches qui ont été mis en place avant l'Orogénie Kénoréenne. Il y a dans la région deux complexes différents qui sont par ordre stratigraphique ascendant le Complexe du lac Doré et le Complexe de Cummings (Duquette 1977).

Le Complexe de Cummings comprend trois filons-couches qui se sont mis en place à différents niveaux dans la formation de Blondeau. De la base au sommet, et toujours dans le même ordre stratigraphique, on retrouve les filons-couches de Roberge, Ventures et Bourbeau. Chacun de ces intrusifs montre une différenciation interne et une différenciation par rapport à celui qui le précède stratigraphiquement. Ainsi, le plus mafique (Roberge) est partout le plus bas, au contact des Formations de Gilman et de Blondeau et le moins mafique (Bourbeau) est le plus haut étant situé à environ une centaine de mètres au dessus du Ventures.

Le Complexe du lac Doré est la plus importante des intrusions mafiques de la région, car il renferme la plupart des gîtes de cuivre de cette même région. Cette intrusion ignée stratiforme dont l'épaisseur moyenne est de quatre à cinq kilomètres, s'est mise en place au sommet de la Formation Waconichi. Les roches de ce complexe sont d'âge archéen, plissées et pour la plupart métamorphisées au faciès des schistes verts. Le complexe est divisé en zones (figure 5 et 6) dont la plus épaisse et la plus importante est la zone anorthositique. En effet, cette zone dont l'épaisseur peut atteindre 3000 mètres, sert de roche encaissante pour la majorité des gisements de cuivre-or du lac Doré et du lac Chibougamau. Ces derniers se trouvent dans des zones de cisaillement nord-ouest et ouest-nord-ouest et situés dans l'horizon anorthositique du

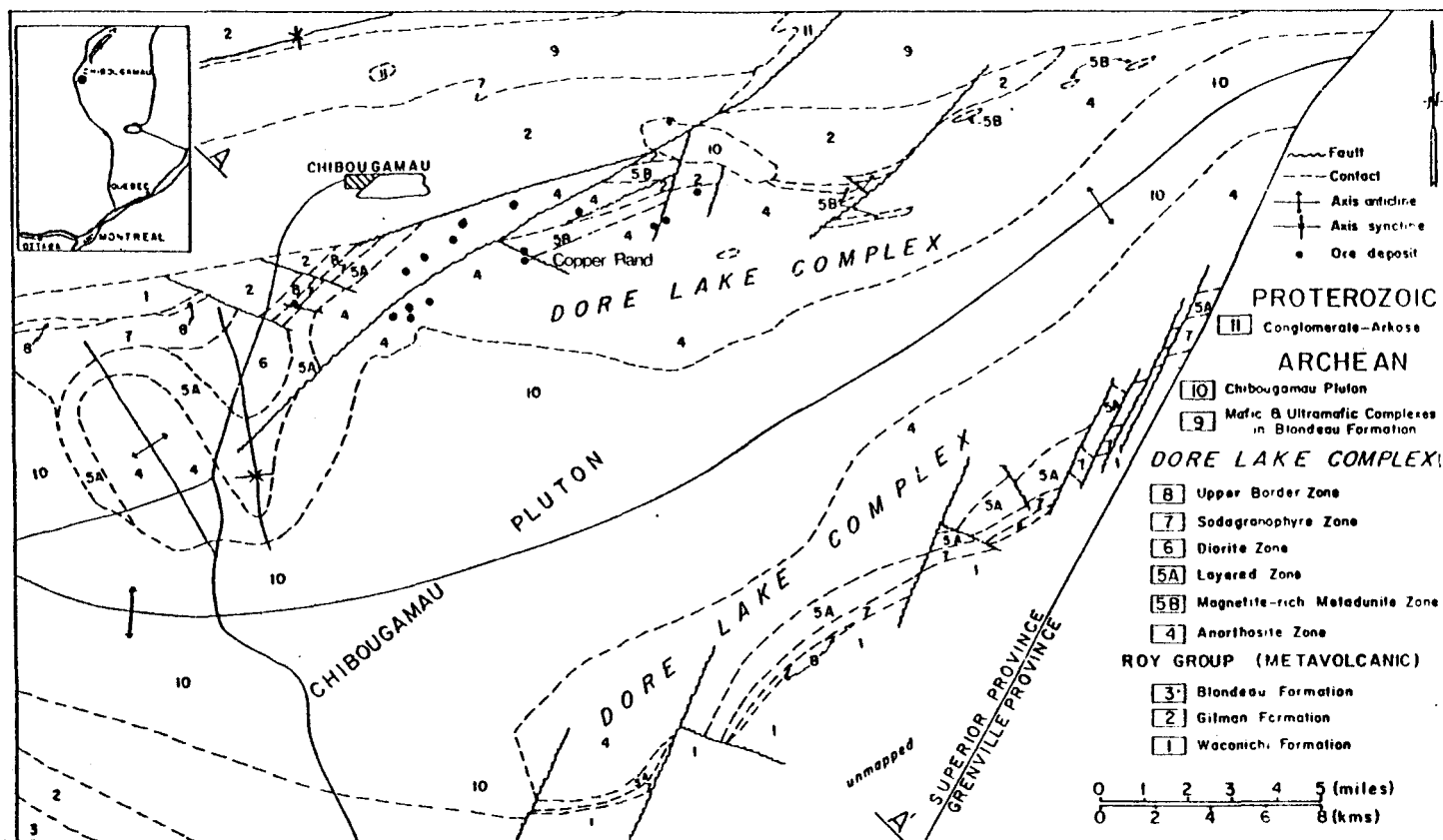


Figure 5: Carte géologique générale du district de Chibougamau montrant le Complexe de Lac Doré et les roches environnantes (Tiré de Allard 1973).

Zone	NORTH LIMB - western portion	NORTH LIMB - eastern portion	SOUTH LIMB
UPPER BORDER ZONE	Metadiabase Anorthositic metagabbro	Metapyroxenite - metadiabase	Metadiabase - metagabbro Anorthositic metagabbro
SODAGRANOPHYRE ZONE	Sodagranophyre		Sodagranophyre
FERRODIORITE ZONE	F ₃ Ferrodiorite III F ₂ Ferrodiorite II F ₁ Ferrodiorite I		
LAYERED ZONE	NP ₃ Metapyroxenite III- quartz bearing NP ₂ Metapyroxenite II- apacite-ilmenite bearing NP ₁ Metapyroxenite I- metagabbro magnetite-bearing	Metapyroxenite-metaferryroxenite Metaferrodunite	P ₃ member - metaferropyroxenite-metagabbro A ₂ member - meta-anorthosite-gabbroic meta-anorthosite P ₂ member - metaferropyroxenite-magnetitites-metagabbro A ₁ member - meta-anorthosite-gabbroic meta-anorthosite P ₁ member metaferropyroxenite-metaferrogabbro-magnetitite
ANORTHOSITE ZONE	Anorthositic metagabbro Meta-anorthosite	anorthositic metagabbro gabbroic meta-anorthosite meta-anorthosite	Metagabbro Anorthositic meta gabbro Gabbroic meta-anorthosite Meta-anorthosite
INTRUSIVE CONTACT	Intruded by Chibougamau Pluton	Intruded by Chibougamau Pluton	Intruded by Chibougamau Pluton
LOWER HIDDEN ZONE	?	?	?

Figure 6: Stratigraphie du Complexe de Lac Doré (Tiré de Allard 1976 a).

flanc nord du complexe. Dans ces gisements, dont celui de Copper Rand fait partie, les veines de sulfure sont en général associées spatialement à des dykes de diverses composition.

Les roches intrusives granitiques

Une série de masses granitiques autres que les gneiss du socle, occupent plus de la moitié de l'étendue du district de Chibougamau. la plus importante de ces intrusions granitiques est le Pluton de Chibougamau qui couvre une superficie de plus de 450 kilomètres carrés et occupe l'antiforme de Chibougamau. C'est une intrusion complexe zonée de nature trondhjemitique qui recoupe les roches du Complexe du lac Doré et dont la zone de contact est une vaste brèche dont l'épaisseur est de l'ordre du kilomètre. Ce pluton est constitué de roches de la suite diorite-tonalite, de composition variable et dont la mise en place semble s'échelonner sur une période de temps relativement longue (Duquette 1970). Le noyau est de composition tonalitique tandis qu'on retrouve des diorites et des méladiorites en bordure.

Il existe des masses satellitiques au pluton ainsi que des phases porphyriques felsiques à phénocristaux de plagioclase, plagioclase et quartz et plagioclase, quartz et biotite qui sont aussi considérées comme faisant partie du

pluton. les porphyres se présentent en essaims de dykes injectant les autres phases du pluton, les masses satellitiques ainsi que les roches du Groupe de Roy et du groupe d'Opémiska.

les dykes post-tectoniques

Il y a trois dykes d'envergure régionale qui ont été cartographiés et suivis sur des distances de plusieurs kilomètres dans la région de Chibougamau: le dyke de métagabbro de l'Ile Gabbro, le dyke de métapyroxénite Henderson et le dyke de diabase de l'Ile line. Les deux premiers sont d'âge archéen tardif tandis que le troisième est présumé d'âge protérozoïque (Allard 1976a).

Le dyke de métagabbro de l'Ile Gabbro est de direction N 25 E et varie en largeur de 60 à 150 mètres. Il recoupe toutes les roches du Groupe de Roy, du Complexe du lac Doré et du Pluton de Chibougamau. Il est d'âge pré-métamorphique et son orientation indique un âge postérieur au plissement.

Le dyke de métapyroxénite Henderson est de direction N 40 0 avec un pendage de 70 degrés nord-est. Sa largeur varie de 10 à 25 mètres et il recoupe les roches du Complexe du lac Doré et du Pluton de Chibougamau. La pétrographie du dyke indique qu'il a subi une faible intensité de métamorphisme après sa mise en place.

Le dyke de diabase de l'Ile line est pour sa part de direction nord-est et il s'étend sur une distance approximative d'environ 160 kilomètres (Duquette 1970). Ce dyke n'est pas métamorphisé et il recoupe toutes les roches de la région.

La Formation de Chibougamau

Cette formation est constituée d'une séquence terrigène de roches variant de conglomérats à "mudstone". Elles se présentent principalement sous forme d'ilôts de roches d'âge protérozoïque qui affleurent dans la partie nord de la région de Chibougamau. Ces dépôts sont d'origine glaciaire et reposent en discordance sur les roches archéennes du Groupe de Roy.

Structure et tectonique régionale

Les roches d'âge archéennes ont été affectées par l'Orogénie Kénoréenne, il y a environ 2.5 milliards d'années. Elles sont métamorphisées au facies des schistes verts et font partie d'un grand synclinorium de direction est-ouest qui s'étend sur une longueur d'environ 190 kilomètres et une largeur d'environ 80 kilomètres (Duquette 1970).

Ce synclinorium, qui s'est formé durant la période kénorienne de plissement, est constitué de trois unités majeures: l'Anticlinal de Chibougamau au centre, bordé par le Synclinal de Chibougamau au nord et par le Synclinal de Chapais au sud. Ces deux synclinaux se rejoignent pour former un seul synclinal à l'ouest de la région. L'axe de l'anticlinal est pour sa part occupé par le Pluton de Chibougamau.

A l'extrémité est de la région, l'Orogénie Grenville a amené la Province Grenville contre les roches de la ceinture de roches vertes de Chibougamau. Ces mouvements ont amené le soulèvement du bloc Grenville produisant des failles inverses de direction nord-est (N 20 E) et ont contribué à élever le grade de métamorphisme d'une zone étroite de roche du côté de la Province du Supérieur (Allard 1976a).

Il y a dans la région trois systèmes majeurs de zones de cisaillement ou de failles, d'après leur orientation. Le premier système, de direction N 45 E comprend la faille du lac Waconichi-lac Gwillim-lac Campbell-lac Bachelor, la faille McKenzie-Narrow-lac Doré et la faille du lac Taché. Un deuxième système, de direction N 20 E à N 30 E, est associé au front Grenville et comprend la faille du lac Mistassini située à quelques milles à l'ouest. Ces zones de faille ont un pendage vers le sud-est. Le troisième système comprend les zones de cisaillement de direction nord-ouest à ouest-nord-ouest (N55E à N75O) et renferme la plupart des gisements économiques en cuivre de la région, dont le

gisement de Copper Rand fait partie. Ce dernier système s'étend sur de plus courtes distances que les systèmes NE et NNE (Allard 1976a, Graham 1957 et Norman 1948).

les failles nord-ouest, caractérisées par de larges zones de cisaillement montrent un certain parallélisme avec les formations qu'elles recoupent, mais ne laissent paraître aucun déplacement visible. Elles sont probablement les plus vieilles et ont originé durant le plissement pour continuer durant de longues périodes d'intrusion ignée accompagnant ce plissement (Allard 1976a). Pour ce qui est des failles nord-est, elles sont transversales par rapport au système nord-ouest et sont caractérisées par de grands déplacements d'horizon. Par conséquent, ces failles semblent plus jeunes (Norman 1948 et Graham 1957). Cependant, les failles du système ONO recoupent localement celles du système NE, ce qui amène l'incertitude quant à l'âge relatif entre les deux systèmes (Allard 1976a). Malgré tout, les auteurs précités s'accordent à dire qu'il y a probablement eu plusieurs périodes de temps où ces failles furent actives.

les principaux gisements de la région

La minéralisation dans le district de Chibougamau est de deux types principaux. les minéralisations les plus importantes sont des gites filonniens de cuivre-or dans les

zones de cisaillement de la méta-anorthosite du Complexe du lac Doré. Ces dépôts se présentent sous forme de lentilles discordantes de sulfure, situées dans des structures de direction ONO avec un pendage abrupte au SO, sauf pour ce qui est de la zone Henderson-Portage qui est logée dans une structure NE inclinée à environ 45 degrés vers le SE. Tous ces dépôts, dont le gisement de Copper Rand fait partie, sont situés de chaque côté de la faille du lac Doré, structure de direction NE avec un pendage vers le NO (figure 7). Le minerai montre des évidences de métamorphisme (Guha et Koo, 1975), et sauf dans le cas du gîte d'Henderson, une relation spatiale avec des dykes acides (Guha, Cimon et Thorpe 1978). De plus, on retrouve ce type de minéralisation dans certaines roches volcaniques et quelques filons-couches mafiques et ultramafiques. Le deuxième type de minéralisation est situé sur le flanc sud de l'Anticlinal de Chibougamau et est constitué d'une minéralisation stratiforme cuivre-zinc au sommet de la Formation Waconichi, à la fin du premier cycle volcanique. Cette minéralisation de type volcanogénique est aussi présente sous forme de lentilles stratiformes dans la formation de Blondeau, à la fin du second cycle volcanique (Allard 1976a).

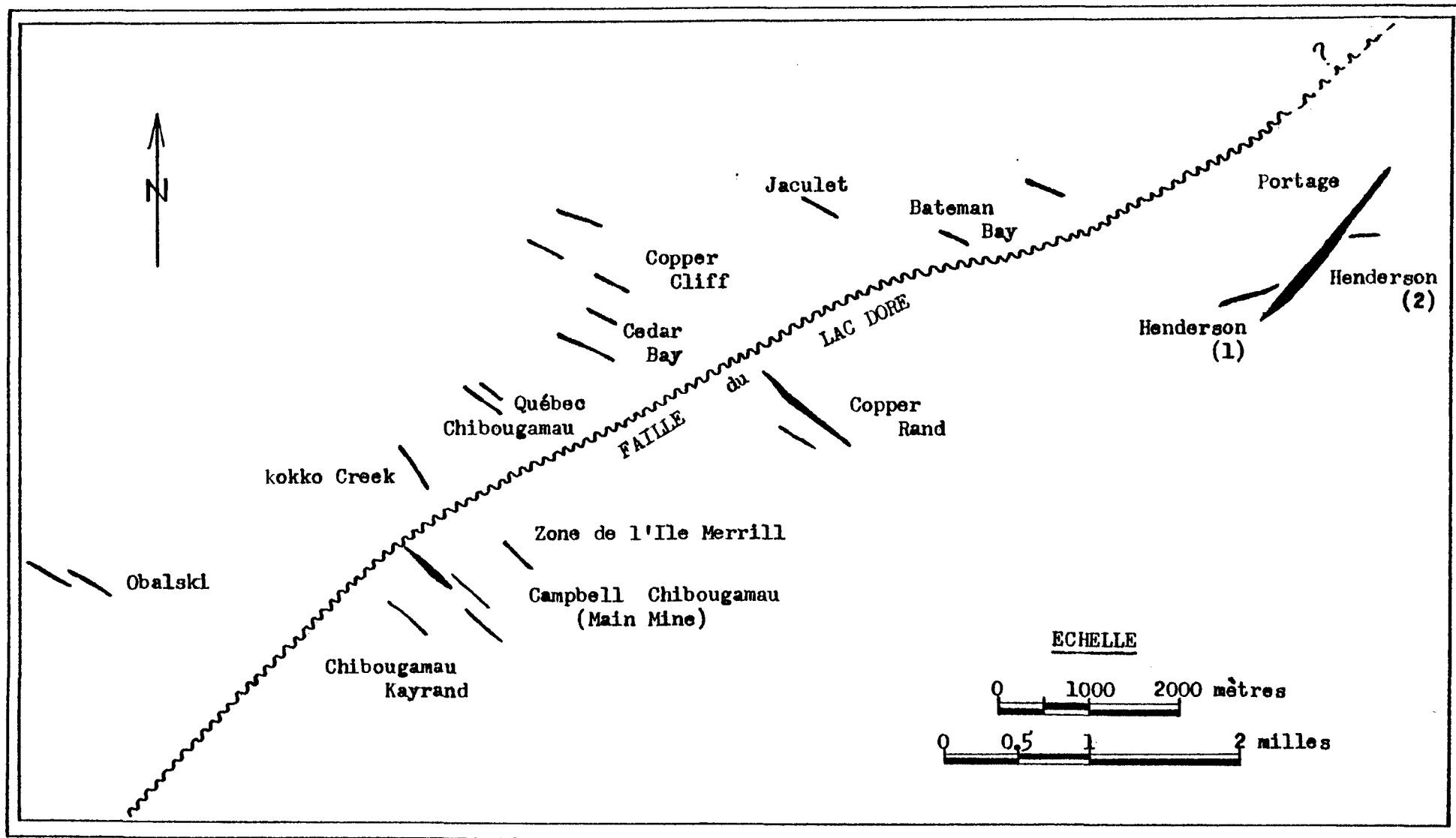


Fig. 7 : Croquis des principaux gisements de la région de Chibougamau.

LA ZONE DU TOIT DE LA MINE COPPER RAND

Géologie générale du gisement

Les roches contenant le gisement Copper Rand, font partie du Complexe du lac Doré. La mine est située dans une roche de transition entre un métagabbro au nord et une méta-anorthosite au sud (figure 8). Le cisaillement, ayant oblitéré la gradation entre ces trois zones, il est difficile de donner la distribution exacte de ces dernières. Cependant, il semble que le cisaillement englobe la zone de transition ainsi qu'une bonne partie de la zone anorthositique mais une faible partie de la zone gabbroïque. Les descriptions qui suivent sont une partie sommaire des informations recueillis par Mawdsley et Norman (1935), Graham (1957), Sutton (1959), Allard (1960) et l'auteur de la présente étude.

La méta-anorthosite

La roche est massive, blanche, à grains grossiers et contient plus de 80% de phénocristaux de plagioclase altérés et ayant parfois une couronne de chlorite vert foncé. Sous l'effet de l'intempérisme elle prend une teinte grisâtre à beige et une surface en relief due à l'altération

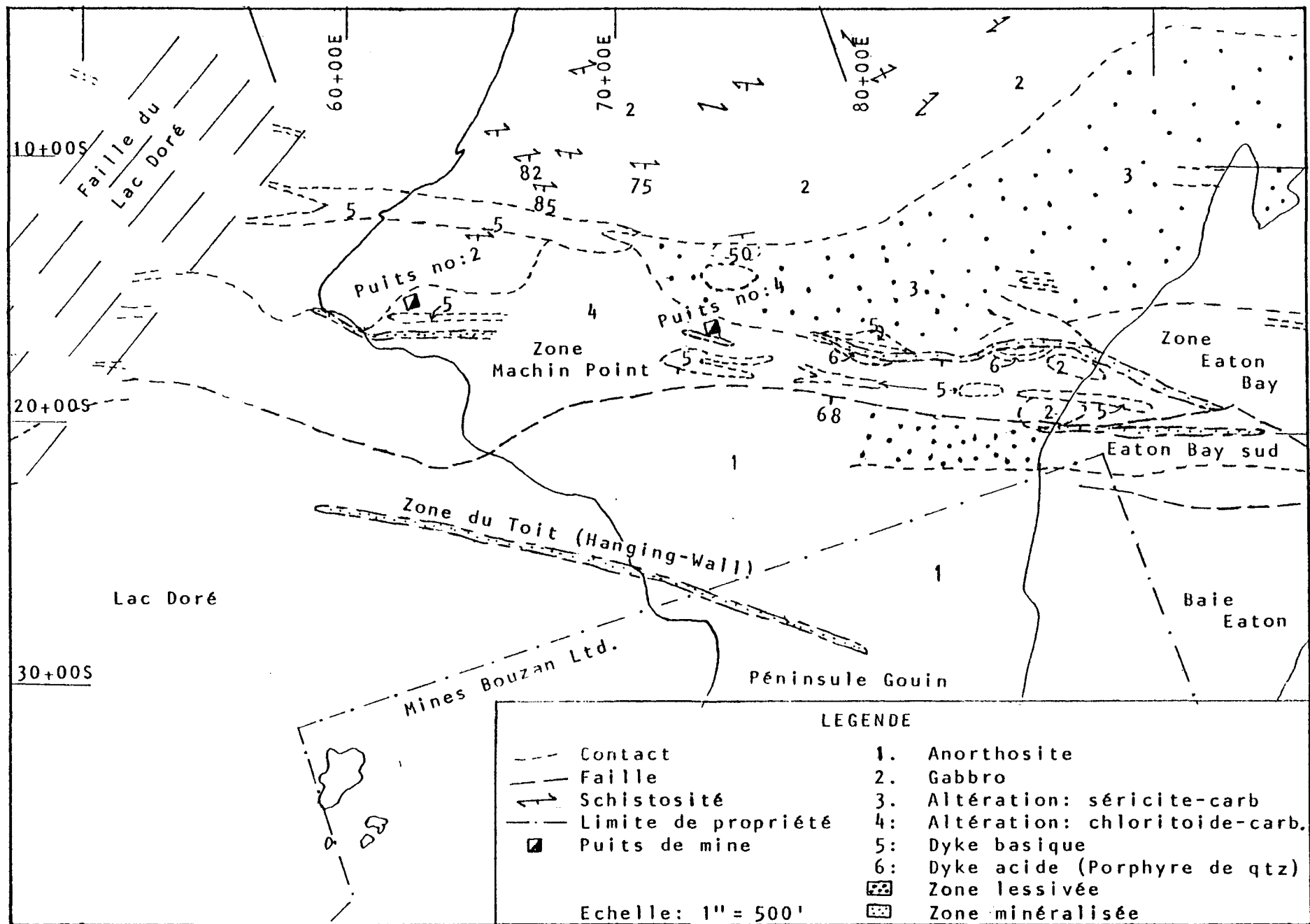


Figure 8: Carte de la géologie de surface à la mine Copper Rand.

différentielle entre les gros cristaux de plagioclase et la chlorite intersticielle. la roche est composée d'andésine hypidiomorphe mâclée et altérée en zoisite, clinozoisite, séricite et oligoclase. la matrice est constituée de séricite, chlorite, oligoclase, épidote, clinozoisite et d'un peu de quartz et de carbonate. les minéraux accessoires sont la magnétite, le sphène, le leucoxène et le rutile dérivé de l'altération partielle de l'ilménite. les plagioclases dont la longueur est de 1.0 à 5.0 centimètres à Copper Rand et qui atteignent 45 à 50 centimètres ailleurs, ont des limites bien tranchées malgré une zoisitisation intense. la chlorite, probablement pseudomorphe du pyroxène, se trouve dans les interstices des grains d'andésine. la zoisite et le clinozoisite se présentent sous forme de remplacement partiel ou complet du plagioclase. l'ilménite pour sa part s'altère en leucoxène et la magnétite en chlorite.

la zone de transition

Cette zone est caractérisée par une diminution dans la quantité du plagioclase et une augmentation des minéraux mafiques. De plus cette roche montre une alternance graduelle des bandes à grains grossiers atteignant jusqu'à plusieurs dizaines de centimètres, avec des bandes à grains plus fins mais de même épaisseur. les bandes à textures

grossières varient en composition de méta-anorthosite à métagabbro tandis que les bandes à texture plus fine sont métagabbroïques. Il y a dans cette zone des horizons riches en magnétite, parfois en magnétite titanifère ainsi que des roches à amphibole à grains grossiers. Ici, le plagioclase est à grains grossiers et aussi fortement saussuritisé tandis que les ferro-magnésiens sont altérés en chlorite.

Le métagabbro

Ce gabbro est à grains moyens à grossiers, métamorphisé en une roche à texture semblable à celle des granitoides et qui contient des quantités égales de plagioclase altéré, d'amphibole et de pyroxène. Par endroit, les quantités relatives des constituants varient avec la présence localement de bandes d'amphibolite, de pyroxénite ou de roches riches en feldspath. Les produits d'altération sont l'andésine saussuritisée, la hornblende actinolitique, des reliques de pyroxène en faible quantité, de la magnétite et magnétite titanifère, de la chlorite et de l'apatite. Le clinozoisite est associé à l'altération du plagioclase original et l'épidote est dans la matrice ou associé au quartz dans les veinules.

les roches de la zone de cisaillement

Ces roches ont été converties en leurs équivalents schisteux et très altérés. Le rubannement, probablement dû au rubannement original est un trait caractéristique de la zone de cisaillement et est observable de l'échelle microscopique à une largeur de 30 mètres. Les minéraux d'altération, dans la plupart des cas, ont complètement masqué la composition originale et la texture des roches de la séquence anorthosite-zone de transition-gabbro. Il n'y a qu'en de rares endroits dans la zone de cisaillement que la texture cumulus originale est préservée. Cette texture cumulus relique consiste en des mégacrists blancs à verts pâles de plagioclase altérés, dans une matrice chloritique vert foncé. Dans les régions à fort cisaillement, les roches démontrent une forte schistosité avec le développement de structures telles que le rubannement et le fluage. Les minéraux caractéristiques sont: séricite, chlorite, quartz, chloritoïde et leucoxène. Il y a des combinaisons variées, en type et en quantité, de ces minéraux, ce qui donne la couleur à la roche, surtout en ce qui concerne la chlorite qui lui confère une teinte plus foncée.

La minéralogie de la zone de cisaillement est donc très variable et dépend de plusieurs facteurs comme: le degré de cisaillement, la composition chimique de la roche encaissante et la présence ou l'absence de minéralisation en

sulfure. Ainsi, le métagabbro et la roche de transition, après le cisaillement, sont altérés en chlorite, ankérite et séricite, en quantité moindre. lorsque cette roche est minéralisée, il y a alors présence de sidérose et de chloritoïde. l'anorthosite cisailée, pour sa part, est altérée en un schiste à séricite avec un peu de chlorite et de calcite. Par contre, la roche devient très chloriteuse lorsqu'elle est minéralisée, ce que nous avons pu dénoter dans la zone du toit de la mine Copper Rand.

Les dykes

Les dykes constituent une caractéristique importante de la zone de cisaillement de Copper Rand. Il y a trois types de dykes présents à la mine: le dyke basique, le dyke de porphyre à quartz et le dyke de porphyre à quartz et feldspath, ce dernier constituant moins de 25% de la quantité totale de ces dykes. Tous ces dykes sont constitués presque entièrement de minéraux d'altération, sauf pour les yeux de quartz dans les dykes de porphyre. Cette classification des dykes est une classification de terrain et est donc basée uniquement sur des caractéristiques mégascopiques.

Les dykes sont soit massifs ou bien cisailés et comportent en général une zone de trempe au contact. Ils sont généralement sinueux avec de nombreuses ramifications.

leur épaisseur varie de quelques centimètres à environ 15 à 20 mètres et ils peuvent atteindre des longueurs de plus de 350 mètres par endroit. les dykes sont en général localisés le long du toit et du mur de la zone de cisaillement et leur pendage est parallèle à la zone.

Comme il n'existe pas de relation d'intersection évidente entre les trois types de dyke, leur âge relatif est difficile à établir. Cependant, à cause de sa composition plus mafique, le dyke basique est assumé être le plus vieux, suivi du dyke de porphyre à quartz et feldspath et enfin du dyke de porphyre à quartz (Sutton 1959). le dyke de porphyre à quartz est considéré par plusieurs comme l'équivalent très altéré du dyke de porphyre à quartz et feldspath où les phénocristaux de feldspath ont été oblitérés par le cisaillement. Selon Patel (1972), la minéralisation se serait mise en place possiblement en même temps ou après le développement des dykes basiques, suivis par les dykes de porphyre. De plus, il existe à Copper Rand une très faible quantité de dyke à porphyre de feldspath qui toujours selon Patel serait tardif. Enfin, il est possible de croire qu'il existe une relation entre le cisaillement nord-ouest et les cassures empruntées par les dykes lors de leur mise en place.

les différentes catégories de dykes pré-cités sont présents dans la zone du Toit et seront décrits plus en détail dans la partie réservée à l'étude pétrographique de cette zone. De plus, une tentative de corrélation de ces

dykes sera faite en fonction de la classification récemment proposée par Maillet (1978) en ce qui concerne la plupart des dykes de la région.

Structures du gisement

Le gisement se trouve dans une zone de cisaillement N 70 0 avec un pendage abrupt vers le sud. Cette zone s'étend sur une longueur d'environ 1500 mètres et une largeur variant de 360 à 425 mètres. En plan, la zone a des bordures relativement parallèles et légèrement convexes au sud. La zone de cisaillement se termine contre la faille du lac Doré à environ 180 mètres à l'ouest de la Mine Copper Rand tandis que des trous de forage effectués par la Compagnie Campbell ont intersecté cette zone à environ 1.6 kilomètres du rivage de la péninsule Gouin (figure 8). L'extension de cette zone de cisaillement du côté ouest de la faille du lac Doré est inconnue; elle est soit absente ou déplacée.

Selon Patel (1972) et Sutton (1959), il y a deux séries majeures de failles, la première étant de direction nord-ouest tandis que la seconde est de direction nord-est. Les deux séries mineures ont des directions nord-sud et est-ouest. Toutes ces failles semblent être plus jeunes que la zone de cisaillement elle-même mais il existe à certains endroits, des exemples de failles plus vieilles et plus

jeunes que la minéralisation. Les failles nord-ouest ont en majorité un pendage abrupt vers le sud et recoupent la schistosité avec un angle faible. Toutefois, il existe certaines exceptions de failles nord-ouest qui démontrent un pendage variant de 45 à 65 degrés sud et qui montrent également des plis d'entraînement. Les failles nord-est ont pour leur part un pendage relativement abrupt vers le nord-ouest et déplacent souvent les failles du système nord-ouest. Le pendage des failles nord-sud est vers l'ouest tandis que celui des failles est-ouest est vers le sud. Les failles des systèmes NO et NE seraient apparemment le résultat de compression tandis que les systèmes NS et EO résulteraient d'extension (Sutton 1959).

Situation de la Zone du Toit dans le gisement

A la Mine Copper Rand, l'altération s'étend sur une longueur d'environ 1100 mètres et une largeur d'environ 375 mètres. La minéralisation est présente sur toute cette étendue mais les lentilles principales sont concentrées le long des zones les plus fortement cisailées, près du mur et du toit de la zone de cisaillement. C'est aussi à ces endroits, que l'on retrouve les dykes.

La minéralisation à la mine est concentrée dans quatre zones principales qui sont: "Eaton Bay", "Eaton Bay" sud,

"Machin Point" et la zone du Toit (figure 8). les veines de la zone "Eaton Bay" se trouvent en grande partie près du mur de la zone de cisaillement tandis que la minéralisation de la zone "Machin Point" est plutôt située près du centre de cette zone. Il n'y a apparamment pas de relation entre ces zones et elles semblent indépendantes l'une de l'autre. Il en va de même pour la zone du Toit qui est isolée des autres zones mais qui aurait pu s'être développée à partir d'un processus structural.

La Zone du Toit est disposée parallèlement au contact sud de la zone de cisaillement et son pendage est d'environ 65 degrés sud. Elle est située dans le toit des dykes basiques et associée à des dykes de porphyre à quartz. la chalcopyrite et la pyrite sont les sulfures les plus importants mais nous pouvons observer de la pyrrhotine et de la sphalérite.

ETUDE PETROGRAPHIQUE DE LA ZONE DU TOIT

Généralités

La zone de cisaillement entre les niveaux 2400 et 2700, a une largeur d'environ 480 à 520 mètres. Du mur vers le toit, elle peut être divisée en trois parties distinctes en se basant sur les caractères suivants: la présence, le type et la quantité des dykes, la présence de minéralisation, l'intensité de cisaillement, l'altération et la structure (figure 9).

La première zone est en contact avec la méta-anorthosite non cisailée du mur de la zone de cisaillement. La roche est cisailée et altérée en un schiste à séricite et carbonate contenant de minces bandes riches en chlorite. Cette partie de la zone de cisaillement est traversée par des dykes concordants et en grande majorité de composition dioritique. Un dyke de porphyre à quartz se trouve au centre du dyke de diorite situé au contact du mur de la zone de cisaillement. Les failles nord-ouest sont très nombreuses et les failles nord-est, en moindre quantité, traversent cette zone et se rendent même au delà du contact dans la méta-anorthosite.

La deuxième zone est située au centre de la zone de cisaillement et est constituée d'une masse de méta-anorthosite non-cisailée beignant dans le reste de la

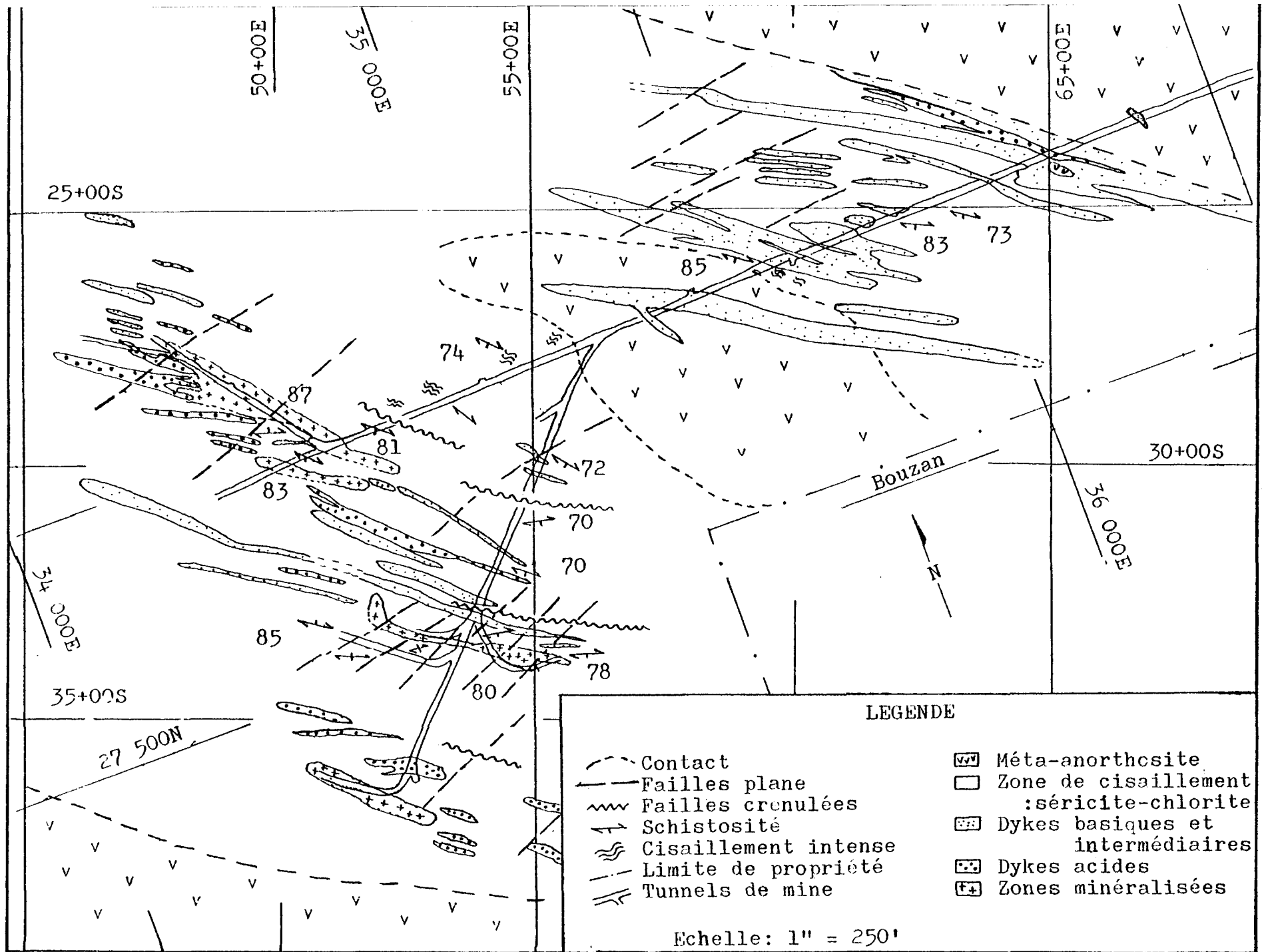


Figure 9: Plan du niveau 2700; géologie et structure.

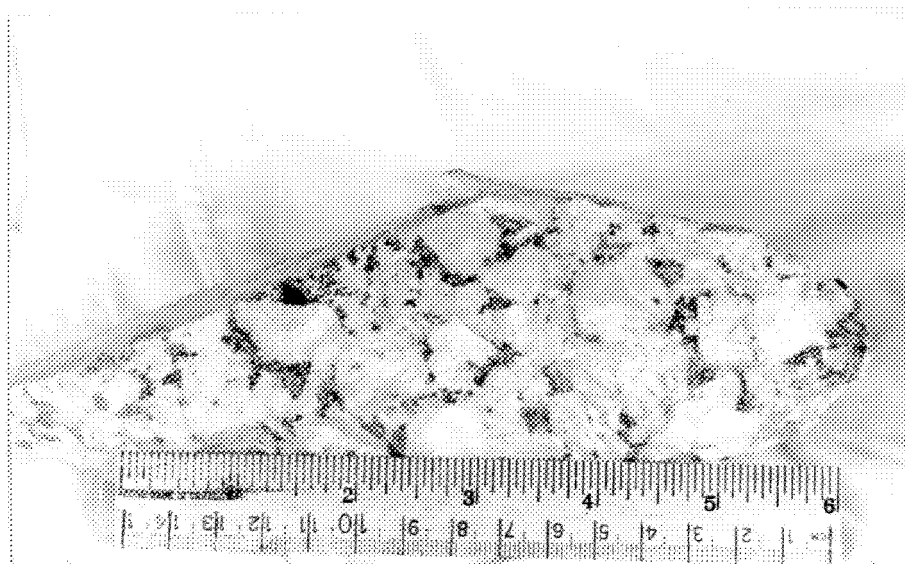
zone de cisaillement. La roche est composée de grains grossiers de plagioclase dans une matrice de séricite et de chlorite. Cette masse, d'allure ovale en plan, est allongée dans le sens de la schistosité. Elle semble prendre une forme quelque peu sigmoïdale à l'extrémité ouest (figure 9). Sa largeur moyenne est d'environ 60 à 90 mètres et son extension latérale maximum d'environ 120 à 150 mètres. Cette zone est caractérisée par un cisaillement et une altération faible. Un dyke de diorite pénètre la masse par son extrémité est et la traverse environ au 3/4 de sa longueur. Les failles nord-ouest et nord-est sont aussi présentes en quantité appréciable dans ce domaine de la zone de cisaillement. Au contact de la masse, la roche est fortement cisailée. De minces bandes très cisillées se retrouvent à l'intérieur de la masse et ont une attitude parallèle à la zone de cisaillement.

La troisième zone est de loin la plus importante car elle renferme la zone minéralisée ou zone du Toit proprement dite. Il y a dans cette portion de la zone de cisaillement une grande quantité de dykes dont l'allongement est dans le sens de la schistosité. Ces dykes, de composition dioritique et porphyriques à quartz, semblent avoir chacun une position particulière par rapport à la minéralisation, donnant l'alternance suivante du nord au sud: dyke de diorite altérés, minéralisation et dykes de porphyre à quartz. Ces trois unités peuvent être en contact direct ou bien espacés de quelques mètres, comme c'est le

cas généralement. la roche encaissante est cisailée, foliée et altérée en un schiste à séricite, carbonate et chlorite contenant du chloritoïde en quantité variable. A l'approche de la minéralisation, il y a un enrichissement très fort en chlorite au dépend des autres minéraux pour atteindre finalement une roche constituée exclusivement de chlorite en contact direct avec la minéralisation. Cet enrichissement s'étend sur des distances pouvant atteindre plusieurs mètres. Dans la partie ouest, la minéralisation est associée à de la sidérose en grande quantité, comme c'est le cas dans la zone "Machin Point". En plus du dyke de porphyre à quartz, se trouve un dyke de diorite très carbonatisé associé à la minéralisation. Ce dyke est appelé intermédiaire à la mine Copper Rand, surtout à cause de sa couleur souvent très pale. Les failles nord-ouest et nord-est sont aussi très nombreuses dans cette partie de la zone de cisaillement, mais il y a en plus, des failles nord-ouest à pendage plus faible vers le sud et des structures sub-horizontales qui ont toujours été considérées comme des failles. Ces failles et structures ne sont pas répétitives et ont comme caractère principal du plissement ou de la crénulation. La schistosité dans cette zone est en général parallèle aux limites de la zone de cisaillement tandis qu'elle semble contourner la masse centrale anorthositique.

Analyse de la méta-anorthosite

Au nord et au sud de la zone de cisaillement, la roche est une anorthosite métamorphisée et de couleur blanc à gris verdâtre. Cette roche est constituée de grains grossiers de plagioclase, de forme arrondie et dont la quantité peut atteindre 85 à 95 % de la roche totale (Planche 1a). Ces grains cumulus ont une grosseur moyenne de 1 centimètre mais peuvent atteindre 3 centimètres de diamètres par endroit. La partie intersticielle ou intercumulus aux mégacristsaux de plagioclase est de couleur verte et constituée en majorité de chlorite. Elle prend cependant une teinte brune à rosâtre lorsqu'il y a présence d'épidote et de carbonate. A l'intérieur de la zone de cisaillement, cette anorthosite est caractérisée par la destruction plus ou moins complète de la texture originale. Il y a alors disparition des limites de grains qui deviennent plus difficile à séparer de la matrice et apparition d'un début de foliation ou schistosité. Les pseudomorphes de plagioclase séricitisés ^a baignent alors dans une matrice chloritique dont la quantité est plus importante que dans la méta-anorthosite en dehors de la zone de cisaillement. Cette différence peut être due à un enrichissement en ferro-magnésiens dans la zone de cisaillement ou à la nature plus gabbroïque de la roche initiale.

PLANCHE I

- a) Méta-anorthosite non cisailée à texture cumulus. Les plagioclases (blanc) sont dans une matrice de chlorite (foncé).



- b) Schiste à sulfures, pyrite hypidiomorphe et chalcoppyrite xénomorphe (noir), quartz et carbonate (blanc) et chlorite (gris), en contact avec un schiste stérile. Noter l'enrichissement en chlorite au contact. (L.P.)

En lames minces, la méta-anorthosite non cisailée montre un plagioclase dont la composition est andésine. Les grains sont hypidiomorphes, mâclés et altérés en des quantités variables de zoisite, séricite et plagioclase. La matrice est constituée en majorité de chlorite avec un peu d'épidote, de quartz et de carbonate (Planche 1b). Par contre, la méta-anorthosite non cisailée à l'intérieur de la zone de cisaillement montre un plagioclase complètement saussuritisé dont les mâcles et les contours de grains sont indistinguables. Les minéraux d'altération sont alors séricite, carbonate, quartz, chlorite et épidote. La chlorite se présente en grains grossiers isolés ou en grains agglomérés associés au quartz formant la partie intercumulus de l'anorthosite originale. Le quartz et les carbonates sont en grains moyens équigranulaires et sont intersticiels aux autres minéraux présents. Cette roche montre un début de schistosité dû à l'orientation des baguettes de séricite.

Dans cette anorthosite métamorphisée du Complexe du lac Doré, au voisinage et à l'intérieur de la zone de cisaillement, les mégacristsaux de plagioclase sont déformés, fracturés et progressivement altérés en séricite à mesure que le degré de cisaillement augmente. Les fractures de direction nord-ouest et à pendage abrupt vers le sud-ouest représentent alors des plans de glissement ou de micro-faille très étroites parallèles à la zone de cisaillement. Plus les fractures sont rapprochées et serrées, plus la roche prend l'apparence d'un schiste. En

même temps, l'altération devient plus intense et la limite originale entre cumulus et intercumulus disparaît graduellement et devient très irrégulière. Par endroit, cependant, quelques grains cumulus de plagioclase sont demeurés intacts et prennent la forme d'yeux, enveloppés par les plans de foliation et parfois même traversés par ces derniers. Au centre de la zone de cisaillement ou aux endroits où le cisaillement a été suffisamment intense, la texture cumulus originale est complètement perdue et détruite. Cette roche est alors transformée en un schiste appelé par les géologues de mine, "paper schist".

Pétrographie de la zone de cisaillement

Les roches anorthositiques de la zone de cisaillement ont été converties en leurs équivalents schisteux et très altérés. Les minéraux d'altération ont complètement masqué la composition et la texture originale des anorthosites métamorphisées du Complexe de lac Doré. Les roches de la zone sont constituées des minéraux suivants: séricite, carbonate, chlorite, quartz, chloritoïde et leucoxène. Ces minéraux forment des assemblages variés avec des constituants en quantité très variable selon l'endroit, le degré de cisaillement et l'importance de l'altération. Ainsi, la roche la moins cisailée est constituée de

pseudomorphes de plagioclase plus ou moins altérés et compris dans une matrice mineure de chlorite et d'épidote. Avec l'augmentation de l'intensité de cisaillement, il y a destruction de la texture cumulus et développement d'une schistosité due à l'orientation des baguettes de séricite et de chlorite dans une direction parallèle aux bordures de la zone de cisaillement. la majeure partie de la zone de cisaillement, non minéralisée, est constituée de schistes à séricite et carbonate. le schiste à séricite contient très peu de chlorite, mais il y a régulièrement apparition de bandes riches en chlorite d'épaisseur variable et orientées parallèlement à la schistosité. le schiste à séricite et carbonate contient parfois des quantités variables de chloritoïde. Ces derniers sont en quantité importante surtout à l'approche de la zone minéralisée où les schistes sont très cisailés.

En s'approchant de la zone minéralisée, la quantité de chlorite augmente jusqu'au voisinage immédiat de cette zone où le schiste est constitué de plus de 90% de chlorite (Planche 1b). Une partie de la zone minéralisée contient de plus une bonne quantité de sidérose; cette zone est située relativement plus à l'ouest et plus au centre de la zone de cisaillement (figure 9).

les schistes sont de couleur variable allant de gris bleuté pour le schiste à séricite à vert foncé pour le schiste à chlorite. la couleur dépend alors de la quantité de chlorite présente; de plus, la présence de carbonate en

quantité suffisante, donne à la roche une teinte grisâtre pale. Un certain rubannement parallèle à la schistosité est parfois observable, dû à l'alternance de bandes chloriteuse à teinte verte avec des bandes grise à séricite et carbonate. Son attitude est nord-ouest avec un pendage abrupt au sud-ouest.

En lames minces, les minéraux les plus importants dans les schistes sont séricite, chlorite, carbonate, quartz et chloritoïde. la séricite se présente en baguettes fines tandis que la chlorite forme des poches ou des trainées de grains donnant des bandes plus ou moins continues qui alternent avec la séricite. l'allongement des baguettes de séricite et de chlorite dans une direction préférentielle définissent la schistosité de la roche. la texture cumulus originale de l'anorthosite est en général entièrement détruite sauf aux endroits où le degré de cisaillement a été suffisamment faible pour lui laisser une texture relique. les pseudomorphes de plagioclase séritisés et allongés dans le sens de la schistosité sont alors entourés et traversés de chlorite. le quartz, à grains fins (.1-.2 mm.) forme des taches limpides aplaties dans le sens de la schistosité. les carbonate pour leur part, sont à grains fins à moyens, distribués dans le schiste et peuvent même comporter jusqu'à 50% de la roche; ils se trouvent à l'intérieur et en bordure des pseudomorphes de plagioclase altéré.

les porphyroblastes de chloritoïde sont présents dans les schistes de la zone de cisaillement en quantité variable

(1 à 10%) mais peuvent atteindre 50% dans certaines roches. Ils se présentent sous forme de baguettes plus ou moins rectangulaires isolées, en liasses, en rosettes de plusieurs grains ou encore, mais plus rarement, sous forme radiée. la dimension des grains varie d'une roche à l'autre, allant de .1 mm. à plusieurs mm. de longueur. leur orientation générale est parallèle à la schistosité avec quelques grains qui sont plutôt perpendiculaires. A l'intérieur de certains grains, il est possible d'observer des trace de la schistosité extérieure tandis qu'en bordure, la foliation est écartée par la croissance post-tectonique du grain.

les porphyroblastes de chloritoïde sont aussi présents dans certains dykes. Ils se présentent alors sous forme de grains isolés, plus petits et en moins grande quantité que dans les schistes de la zone de cisaillement.

Le chloritoïde est souvent associé à des poches de carbonate et contient parfois des inclusions de séricite, quartz et carbonate de la roche encaissante. Il se trouve aussi au contact des veines de quartz ainsi que dans les pseudomorphes de plagioclase et en bordure de ces derniers. Il est de plus souvent associé aux sulfures avec lesquels il forme des bandes plus ou moins larges. la présence du chloritoïde donne à la roche dans laquelle il se trouve une allure tachetée lorsqu'il est distribué alléatoirement et produit même un litage dans certains schistes lorsqu'il est concentré en bandes de grains orientés.

Les porphyroblastes de chloritoïde montrent très souvent un patron d'inclusion. Cette microstructure est mieux développée dans les grains perpendiculaires ou obliques à la schistosité, mais peut occasionnellement se présenter dans le cas des rosettes. Ainsi, la foliation intérieure aux porphyroblastes (S_i), et produite par les inclusions internes orientées, est continue avec la foliation extérieure (S_e). La foliation montre des courbures opposées et symétriques (figure 10a). Dans le cas des rosettes, les portions de matrices situées entre les lattes, ne présentent aucun indice de crénulation ou distortion de la foliation (figure 10b). Certains grains isolés dont le plus grand axe est oblique avec la foliation, ont un patron semblable, mais les inclusions sont parallèles et prennent une forme sigmoïdale à l'intérieur du grain (figure 10c). Cette morphologie intérieure serait due à une rotation des grains qui sont obliques par rapport au plan de foliation ou schistosité. Cette rotation se traduit également par le développement de franges de pression constituées de quartz et séricite. Ces grains sont alors orientés parallèlement à la direction d'étirement maximum. Les franges sont opposées et situées de part et d'autre du grand axe du grain indiquant une certaine rotation (figure 10d).

D'après cette microstructure il semble donc que les porphyroblastes obliques par rapport à la schistosité, ont subi une certaine rotation paracristaline due à un aplatissement perpendiculaire à la foliation déjà

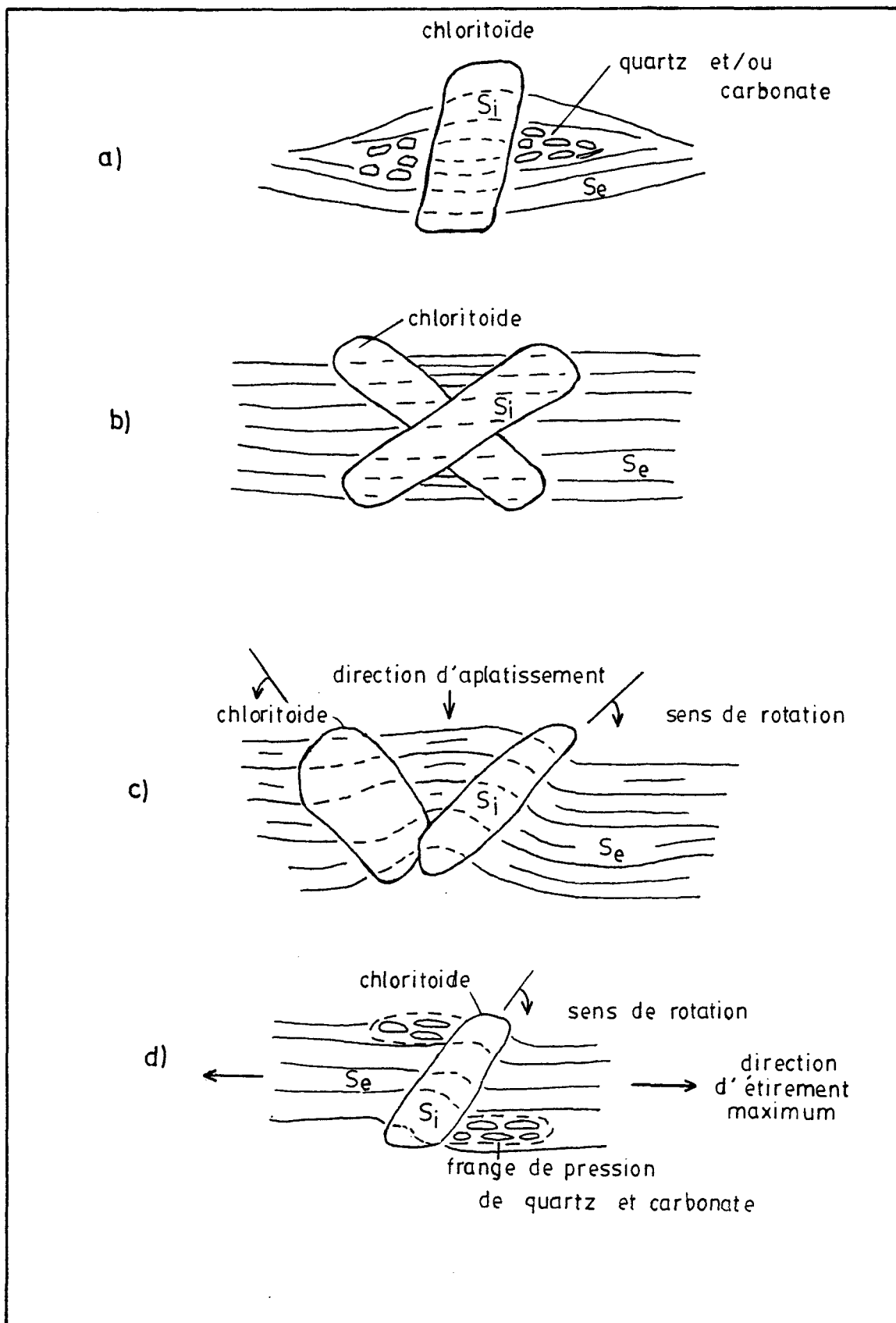


Figure 10: Croquis montrant quelques textures de grains de chloritoïde où S_i et S_e représentent la foliation interne, et externe respectivement.

existante. Seuls les grains isolés, perpendiculaires ou parallèles à la foliation, ainsi que les rosettes semblent avoir gardé leur position. La formation des porphyroblastes de chloritoïde semble donc avoir été accompagnée d'un aplatissement de la matrice.

Les grains de chloritoïde sont en général ni cassés ni déformés sauf dans quelques cas isolés où les cristaux sont tordus et brisés, indiquant qu'ils ont subi des pressions ultérieures à leur formation. Ainsi, la morphologie des grains de chloritoïde et ses associations avec les roches de la zone de cisaillement indiquent que sa croissance s'est effectuée dans un milieu statique vers la fin ou après la période finale de déformation. Il est donc possible de dire que leur croissance a été de syn à post-tectonique.

Dykes de diorite et diorite altérée

Le dyke de diorite est le plus abondant des dykes présents dans la zone du Toit de la mine Copper Rand. Il est classifié comme basique par les géologues de mine à cause de sa couleur foncée et non à cause de sa composition. Ce type de dyke est généralement massif et à grains fins; il est en général sans structure mais peut être faiblement à modérément schisteux par endroit. Ses contacts avec la roche encaissante sont nets et il comporte souvent une zone de

trempe dont la couleur est plus pale due à la présence de carbonate en quantité appréciable.

Ce type de dyke est composé en grande partie de chlorite, quartz, carbonate et d'opagues. Il peut contenir entre 10% et 30% de séricite, de 2% à 5% de chloritoïde et jusqu'à 20% de sidérose. Certains contiennent même jusqu'à 15% d'épidote. Le quartz dont la quantité varie de 10% à 50%, est en général à grains équigranulaires, plus petits que .1 mm.; certains dykes contiennent une population de grains plus grossiers atteignant .5 mm. et qui sont contournés par les baguettes de micas. Le quartz montre en général des textures de recristallisation. La chlorite et la séricite dont les quantités varient de 30 à 80% se présentent en baguettes fines, en général non orientées mais qui forment parfois des bandes homogènes. Les carbonates sont ou bien en grains arrondis disséminés ou bien se trouvent dans les franges de pression des grains de quartz plus grossiers. Les chloritoïdes sont à grains moyens, disséminés et se présentent sous forme de baguettes isolées et plus rarement en amas de grains radiés; ils sont souvent déchiquetés ou squelettiques. Certains dykes contiennent de faible quantité de minéraux opaques disséminés; ces opaques sont ou bien à grains fins idiomorphes ou bien en taches xénomorphe et associés aux carbonates et aux chloritoïdes. Quelques dykes contiennent des porphyroblastes idiomorphes de pyrite dont la taille peut atteindre 5mm. et qui sont entourés totalement ou en partie de chlorite (Planche IIa).

PLANCHE II



0.8 mm.

- a) Porphyroblastes de pyrite allongés dans le sens de la schistosité dans un dyke de diorite. Noter la texture poeciloblastique et les franges de pression remplies de chlorite et carbonates. (L.P.)



- b) Dyke de diorite chloritisé (noir), en contact avec une veine de quartz, carbonate (pale), chlorite (noir) et sulfures (foncé). Noter le contact net et régulier.

Les contacts des dykes sont en général nets et comportent une bande mince riche en chlorite dont les baguettes sont orientées parallèlement au contact (Planche IIb). Il existe une variété de dyke de diorite dont la couleur est plus pale et varie en fonction de la quantité de carbonates présents. Cette variété de dyke enrichie de carbonate est classifiée comme étant intermédiaire par les géologues de mine et montre parfois un contact gradationnel avec le dyke de diorite. Il est constitué de quantité variable de séricite, chlorite, quartz, carbonate et chloritoïde. Plus ce dyke est carbonatisé, plus il prend une teinte gris pale.

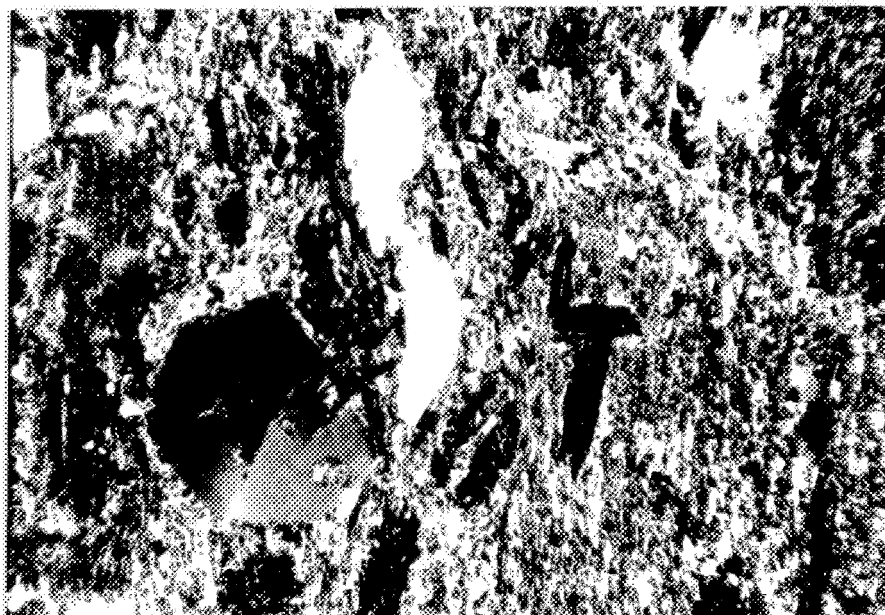
Le dyke de diorite, lorsqu'il est en contact avec la minéralisation, est fortement chloritisé et prend une couleur plus verte. Le contact est net, plus ou moins régulier, et il est possible de retrouver de minces bandes de dykes non loin du contact dans la zone minéralisée.

Dyke de porphyre à quartz

Cette catégorie de dyke est appelée acide à la mine Copper Rand à cause de sa couleur très pale et due à l'absence de minéraux ferromagnésiens. C'est un dyke porphyrique qui est en général situé du côté sud de la minéralisation en sulfure, ce qui le rend très utile comme horizon repère pour suivre cette minéralisation.

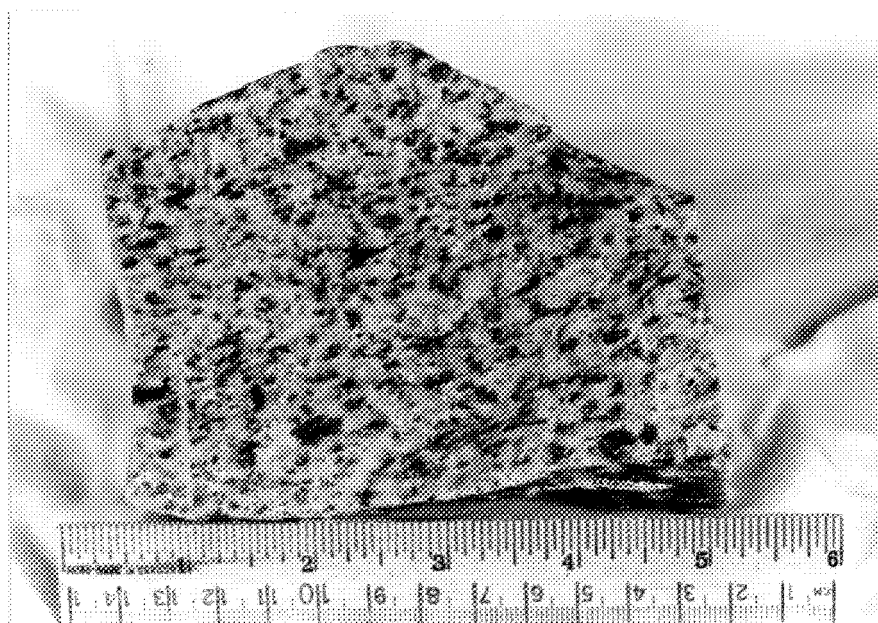
Le dyke de porphyre à quartz contient en général entre 5 et 10% de phénocristaux de quartz baignant dans une matrice de séricite, quartz et carbonate (Planche IIIa). Par endroit, il peut y avoir dans ce dyke de 10 à 15% de porphyroblastes de chloritoïde et entre 5 et 10% de chlorite. Les phénocristaux de quartz dont la taille varie de .3 à 2 mm., se présentent sous forme d'"augen" arrondis ou ovales, enveloppés dans la schistosité produite par les baguettes de séricite allongées et orientées de façon préférentielle. Le quartz qui renferme très souvent des inclusions en bonne quantité, est parfois fracturé et démontre une extinction ondulante et des franges de pression. Quelques grains ont des bordures résorbées tandis que d'autres sont entourés totalement ou en partie par une mince bordure d'opaque. Dans la matrice, les baguettes fines de séricite sont parfois orientées et contournent les grains de quartz ou dans d'autres cas, forment une mosaïque avec les grains de quartz et carbonate. Les porphyroblastes de chloritoïde, de dimension moyenne à .3mm., se présentent en grains isolés, en liasse ou même parfois en rosettes. Les grains isolés sont ou bien orientés parallèlement à la schistosité ou perpendiculairement à cette dernière; dans ce dernier cas, la schistosité est repoussée et il y a des franges de pression remplies de grains de quartz de grosseur moyenne. Souvent, l'accumulation en bande plus ou moins continue de chloritoïde donne à la roche une allure rubannée (Planche

PLANCHE III



0.5 mm.

- a) Dyke de porphyre à quartz (blanc) avec matrice microcristalline de séricite et quartz. Noter l'aplatissement de certains grains, les autres étant à extinction ondulante. Les porphyroblastes de chloritoïde (noir) sont parallèles à la schistosité. (L.P.)



- b) Dyke de porphyre à quartz et feldspath (gris) avec matrice sériciteuse contenant des poches lenticulaires de chlorite. Noter le faible degré de cisaillement de ce dyke.

IIIa). Certains grains de chloritoïde sont parfois collés aux parois des phénocristaux de quartz et suivent le contour du grain, ce qui leur donne une allure recourbée.

La chlorite qui est aussi présente dans certains de ces dykes, est allongée parallèlement à la schistosité et semble associée spatialement aux carbonates. Les opaques qui sont constitués en grande partie de leucoxène et de pyrite, se présentent soit sous forme de grains très fins aplatis dans le sens de la schistosité et disséminés, ou soit en agglomération formant de minces filets plus ou moins continus. Quelques grains porphyroblastiques d'opaque hypidiomorphes sont parfois associés aux phénocristaux de quartz et sont de même dimension.

Ce type de dyke de porphyre à quartz est en général cisailé et schisteux. Cela nous fait croire qu'il pourrait être un dyke de porphyre à quartz et feldspath cisailé et altéré. Ce dernier type de dyke, de porphyre à quartz et feldspath se retrouve sous forme de dyke assez frais et dont le degré de cisaillement est assez faible. Il se trouve donc en dehors de la zone de cisaillement et aux endroits à l'intérieur de cette dernière où le cisaillement a été suffisamment faible pour lui conserver sa texture. En plus des phénocristaux de quartz, ce dyke contient des phénocristaux qui sont constitués ou bien de plagioclase seul, ou bien formés de plagioclase, quartz et carbonate (Planche IIb et IVa). Ces derniers phénocristaux ont des dimensions d'environ 1mm. tandis que les phénocristaux de

PLANCHE IV



0.3 mm.

- a) Dyke de porphyre à quartz (limpide) et feldspath (aspect trouble) avec une matrice cryptocristalline de séricite et quartz, à texture schisteuse. (L.P.)



- b) Poche de schiste à chlorite (foncé) à sulfures disséminés, dans un schiste à sulfures (pale). Noter la forme arrondie et l'allongement de la poche dans le sens de la foliation.

quartz, plus grossiers et plus résistants ont des dimensions variant entre 1.5 et 2mm. la matrice est constituée de grains très fins de séricite et de chert. la roche est très peu cisailée mais comporte une certaine linéation due à l'allongement des phénocristaux.

Classification, attitude et mise en place des dykes

Plusieurs types de dykes sont présents dans la zones du Toit du gisement Copper Rand. la classification minière, qui est basée uniquement sur des caractéristiques mégascopiques, divise les dykes en dykes basiques, intermédiaires et acides. la présente étude a permis de corrélér ces types de dykes avec la classification récente proposée par Maillet (1978) sur les dykes de la région de Chibougamau. Cette classification est basée sur les caractéristiques pétrographiques et chimiques des dykes (tableau 1).

Selon la présente étude, le dyke basique, nommé ainsi à cause de sa couleur foncée, serait un dyke de diorite à grains fins et altéré en épidote et chlorite. Ce dyke contient également des feldspaths, du quartz et une certaine quantité de carbonate. le dyke intermédiaire est pour sa part un dyke de diorite altéré et contenant une importante quantité de carbonate, ce qui lui confère une couleur plus

Classification de Maillet (1978)	Classification des Géologues de Mine	Relation avec les dykes de Copper Rand
QFP (Type 1)	QFP	X
QFP (Type 2)		
FP et FBP	FP	X
FHP		
Grey	Grey	
Tonalite	Granitique	
Diorite	Basique	X
QFP altéré et cisailé	QP	X
Diorite altérée	Green et intermédiaire	X

QFP : Dyke de porphyre à quartz et feldspath

FP : Dyke de porphyre à feldspath

FBP : Dyke de porphyre à feldspath et biotite

FHP : Dyke de porphyre à feldspath et hornblende

QP : Dyke de porphyre à quartz

Tableau 1 : Relation entre les dykes rencontrés à la Mine Copper Rand et la classification de Maillet (1978) sur les dykes de la région de Chibougamau.

pale. Ces deux types de dykes sont en général faiblement à modérément cisailés.

Les dykes acides porphyriques peuvent être groupés en deux catégories suivant la nature des phénocristaux et le degré de cisaillement. Un dyke acide à phénocristaux de quartz et feldspath se retrouve dans la zone de cisaillement aux endroits où le degré de cisaillement est très faible et aussi à l'extérieur de la zone. Ce dyke correspond au dyke de porphyre à quartz et feldspath (QFP) de Maillet (1978). Il est difficile de définir si ce dyke correspond au QFP 1 ou au QFP 2, car la différence réside dans la quantité de phénocristaux et à Copper Rand ce type de dyke est toujours affecté par une certaine quantité de cisaillement. Ce dyke est cependant toujours très peu cisailé par rapport aux autres dykes acides. Le deuxième type de dyke acide ne contient que des phénocristaux de quartz, en forme d'yeux, et dont la quantité moyenne est d'environ 5%. Ce dyke est le dyke de porphyre à quartz (QP) de Maillet (1978). Ce type de dyke est toujours très cisailé et il est considéré comme une variété cisailée et altérée du dyke de porphyre à quartz et feldspath. Près de la zone minéralisée, ce dyke peut contenir jusqu'à 15% de chloritoïde.

Tous ces dykes sont en général fracturés et traversés de filonnets de quartz et carbonate qui peuvent contenir des sulfures. Près de la minéralisation, comme les schistes pauvres en sulfure, ils peuvent contenir une certaine quantité de sulfures disséminés. Tous ces types de dykes

montrent les mêmes attitudes à l'intérieur et à l'extérieur de la zone de cisaillement, indiquant leur mise en place dans le même type de fracture. Dans les niveaux inférieurs de la mine, la compilation des attitudes de dykes a permis d'établir une attitude moyenne pour tous les dykes à nord 52 ouest avec un pendage à 75 degrés au sud-ouest. Ceci peut nous indiquer l'attitude des premières fractures en extension dans la méta anorthosite lors de la mise en place des dykes.

l'ordre de mise en place des différents types de dykes présents à la mine Copper Rand est difficile à établir avec certitude car nous n'avons pu observer de relation de terrain entre eux. En effet, aucun des types de dykes observés, ne recoupe un autre type. Ce ne serait donc que pure spéculation que d'établir un ordre de mise en place de ces dykes.

Il y a deux hypothèses quant à l'origine des dykes du camp minier de Chibougamau. Des auteurs tels Sutton (1959) et Allard (1976) considèrent les dykes comme conduits nourriciers pour les roches volcaniques de la Formation de Blondeau. D'autres auteurs comme Graham (1956), Jeffery (1959), Koene (1964) et plus récemment Maillet (1978) relient plutôt les dykes aux roches du Pluton de Chibougamau.

ETUDE DE LA MINERALISATION DANS LA ZONE DU TOIT

Minéralisation à la mine Copper Rand

A la mine Copper Rand, les principaux minéraux métalliques sont, par ordre d'abondance: pyrite, chalcoppyrite, pyrrhotine, sphalérite en quantité mineure et galène en très faible quantité. Ces minéraux sont associés à des quantités variables de quartz, carbonates, chlorite, séricite et chloritoïde. En plus des sulfures, ce gisement renferme des quantités appréciables d'or.

La zone "Main Eaton Bay" est la plus importante au point de vue économique. La minéralisation est constituée de chalcoppyrite avec un peu de pyrite et de magnétite. Les minéraux accessoires y sont la sphalérite et la pyrrhotine. La minéralisation se présente sous forme de veines de sulfure variant de 30 à 90 cm. d'épaisseur. Les lentilles dont la longueur varie de 30 à 150 mètres, sont de forme ovale, plus étroites dans la partie supérieure et en moyenne 4 à 5 fois plus hautes que longues. Cette zone minéralisée est presque parallèle au contact nord de la zone de cisaillement de direction N 60 O et avec un pendage de 60 degrés sud-ouest. L'angle de chute des lentilles en section longitudinale, donne un angle d'environ 55 degrés ouest (figure II). Il est à noter que cette zone ne renferme que très peu de sidérose comparée aux autres zones de la mine.

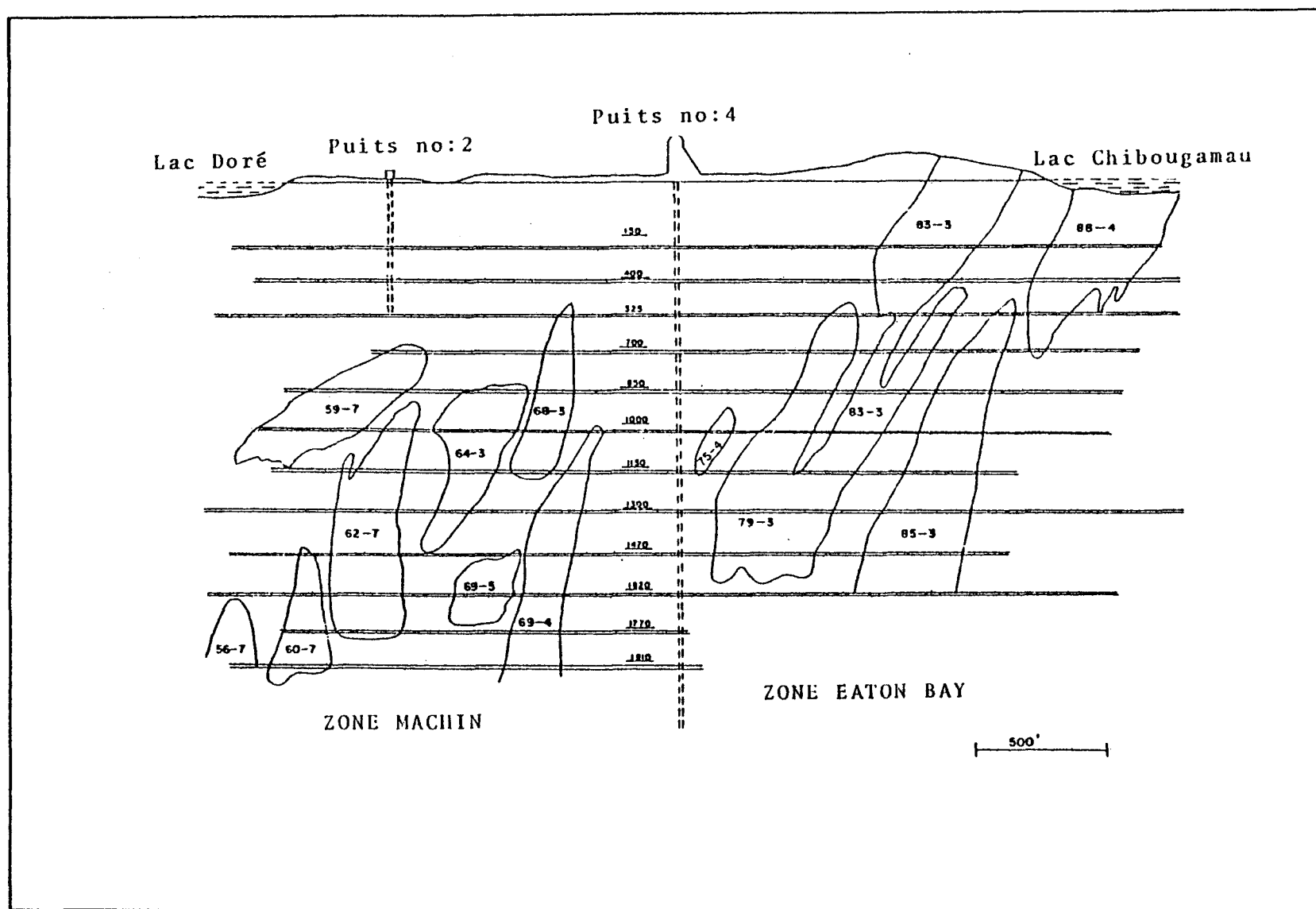


Figure 11 : Section longitudinale à travers la Mine Copper Rand.

la zone "South Eaton Bay" est parallèle à la précédente et située à environ 75 mètres plus au sud (figure 8). C'est la plus longue des zones, faisant environ 500 mètres de longueur et elle peut atteindre 20 mètres d'épaisseur. Les sulfures les plus importants sont la chalcoppyrite et la pyrite mais elle montre une grande variété de minéraux secondaires tels que: chalcosine, cuivre natif, cuprite, tenorite, malachite et azurite.

la zone "Machin Point" est aussi parallèle à la zone de cisaillement mais avec un pendage plus grand à environ 80 degrés sud; l'angle de chute des lentilles minéralisées en section longitudinale, est d'environ 85 degrés vers l'ouest. la partie minéralisée a une longueur d'environ 90 mètres, une largeur variant de 7 à 20 mètres et une profondeur d'environ 150 mètres. la minéralisation se présente sous forme de lentilles de sidérose et de séricite avec dissémination en chalcoppyrite et pyrite. Cette minéralisation prend la forme de lentilles et de taches disséminées dans les schistes. les autres minéraux forment des assemblages variés de séricite, calcite, quartz et chloritoïde.

la minéralisation dans la zone du Toit

La zone du Toit est parallèle au contact sud de la zone de cisaillement qui est de direction N 60 0 et son pendage est d'environ 60 degrés sud. Les contours de la minéralisation délimitent des formes de lentille dont l'épaisseur varie de quelques mètres à presque 20 mètres par endroit et dont la longueur peut atteindre plus de 150 mètres. Ces lentilles sont distribuées dans la demie sud de la zone de cisaillement de façon à ce que celles qui sont à l'est soient près du mur et celles plus à l'ouest soient situées plus vers le centre de la zone. La minéralisation se trouve généralement associée à des dykes de porphyre à quartz et souvent située dans le toit de dykes de diorite et diorite altérée. La zone où est située la minéralisation est constituée en majorité d'une altération chloritique avec un peu de chloritoïde tandis qu'en s'éloignant de cette zone, l'altération se transforme en séricite et chloritoïde avec de moins en moins de chlorite. La minéralisation est alors absente dans cette partie de la zone de cisaillement si ce n'est pour les quelques endroits où il y a une faible dissémination de sulfure associée à des filonnets de quartz et carbonate. Il est cependant à noter qu'à chacun de ces endroits, il y a augmentation dans la quantité de chlorite présente.

les sulfures majeurs dans la zone du Toit sont par ordre d'abondance: pyrite, chalcoppyrite et une faible quantité de pyrrhotine, sphalérite et galène. Cette minéralisation est de deux types: le type schiste à sulfure et le type veine de quartz-carbonate-sulfure (figure 12). les lentilles minéralisées englobent les deux types de minéralisation qui sont reliées spatialement l'une à l'autre. la minéralisation de type veine semble occuper les zones de dilatation dans la zone de cisaillement.

Minéralisation de type schiste à sulfure

Dans les schistes à sulfure, la minéralisation se présente sous forme disséminée à massive et est généralement concordante avec la foliation des schistes de la zone de cisaillement. Une structure rubannée est développée due à l'alternance de bandes riches en sulfure avec des bandes pauvres en sulfure. les bandes à sulfures massifs sont constituées de pyrite et/ou de chalcoppyrite et leur épaisseur varie de quelques mm. à plusieurs cm. la pyrite est à grains moyens à grossiers, fracturés et allongés dans le sens de la schistosité des schistes pauvres en sulfure. la chalcoppyrite est en taches xénomorphes et forme des trainées de forme dentritique allongées dans le même sens. Une quantité variable de quartz fracturé et de sidérose est associée à cette minéralisation. Au contact de la bande

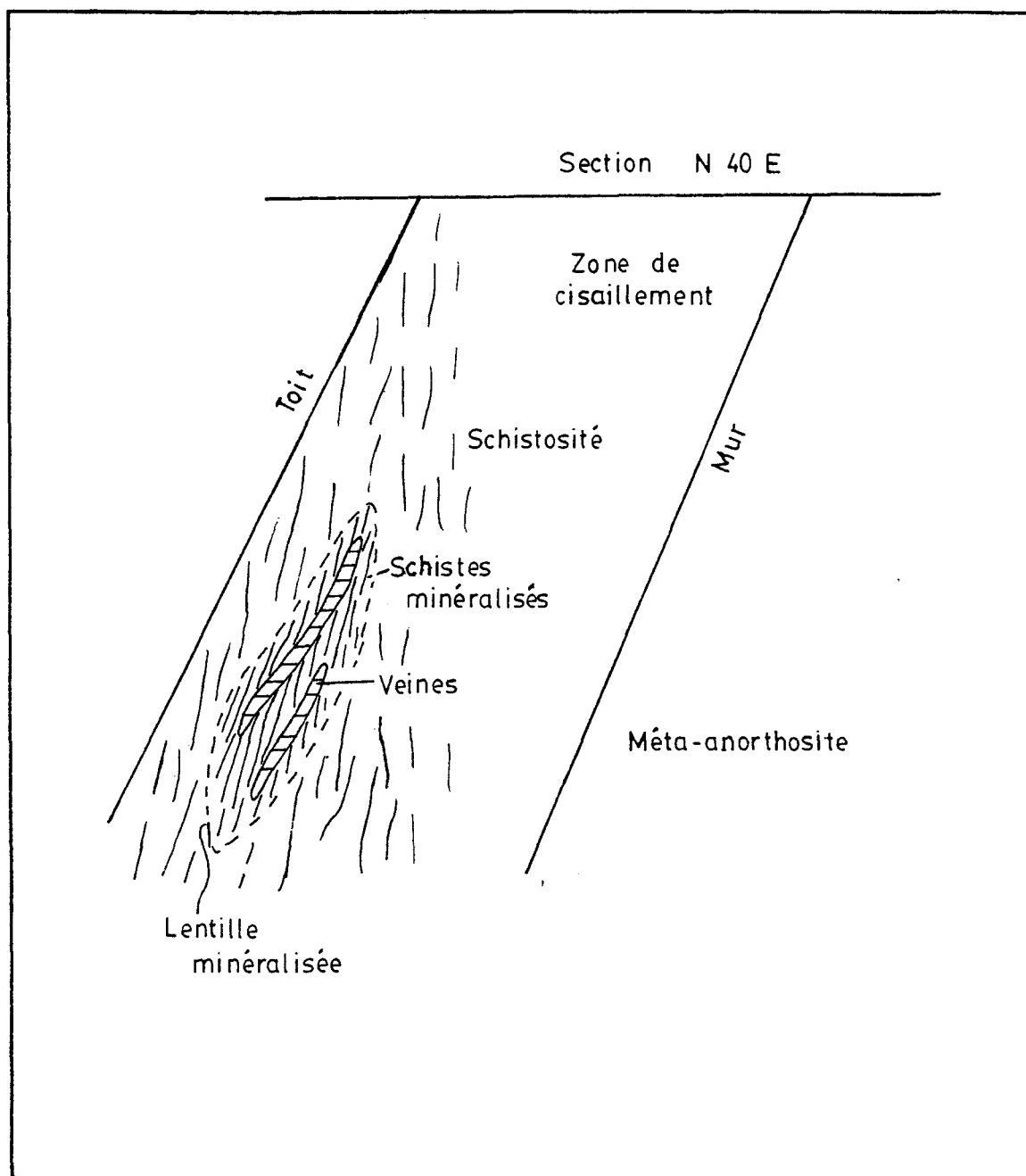


Figure 12 : Croquis de la Zone du Toit montrant la relation entre le type Schiste à Sulfure et le type Veine dans les lentilles minéralisées.

riche en sulfure ou à sulfure massif, se trouve parfois une mince bande de chlorite d'environ 1 mm. d'épaisseur. le rubannement se traduit parfois par une alternance de bandes à pyrite grossière qui alternent avec des bandes riches en chalcoppyrite.

le schiste riche en sulfure contient parfois des lentilles de schiste stérile ou à dissémination en sulfure. Ces fragments de schiste sont de forme arrondies et sont allongés dans le sens de la schistosité des schistes pauvre en sulfure. Cependant, la foliation intérieure au fragment est aléatoire par rapport à la foliation extérieure, indiquant une certaine rotation de ces poches de schiste. (Planche IVb). Il n'est pas rare non plus d'observer deux bandes à sulfure massif en contact et dont la première est formée de pyrite massive tandis que l'autre est constituée de chalcoppyrite massive. la bande à pyrite massive est à grains moyens à grossiers et contient du quartz, de la chlorite et du carbonate associés aux sulfures. l'autre bande, en plus de contenir des poches de forme lenticulaire de schiste à chlorite allongées parallèle à la schistosité, contient également des poches arrondies et constituées de pyrite à grains fins. le contact entre ces deux bandes est très net mais aussi très irrégulier et comporte par endroit une mince bande de chlorite.

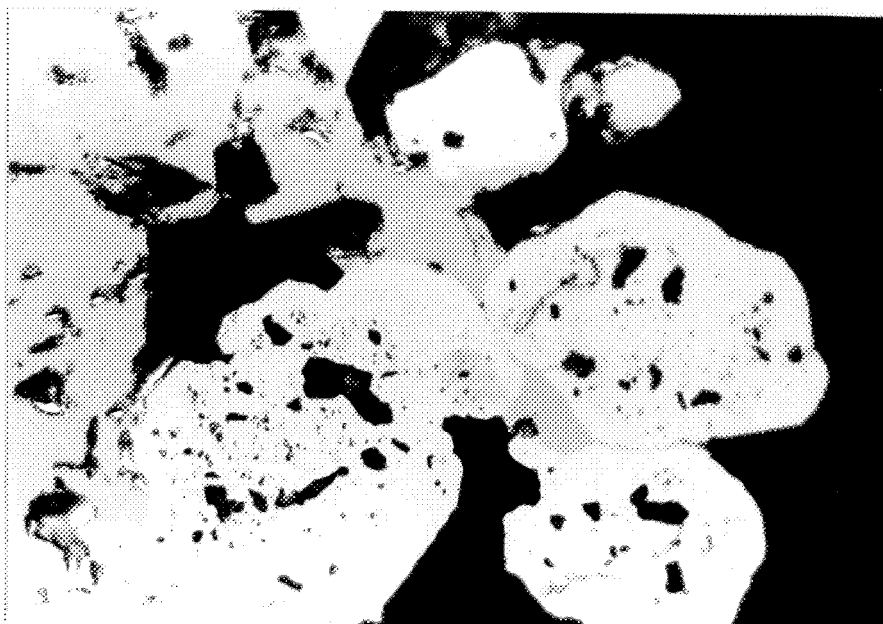
le schiste pauvre en sulfure est caractérisé par une dissémination de grains de pyrite, chalcoppyrite, quartz et carbonate formant des poches, des filonnets ou des lamines

discontinues, parallèles à la schistosité. le schiste contenant cette minéralisation, est formé de chlorite et/ou de séricite et d'une quantité variable de chloritoïde. les sulfures s'y présentent en plages, associés aux carbonates. le quartz, qui forme des amas de grains avec des formes souvent ocellées, est entouré plus ou moins complètement par ces même carbonates (Planche Va). la chalcopyrite, à grains fins, forme des taches xénomorphes situées dans les interstices et dans les micro-fractures des autres minéraux présents. Elle contient souvent en inclusion, les grains de tous les autres minéraux. la pyrite, pour sa part, est parfois brisée et ses grains sont en général arrondis.

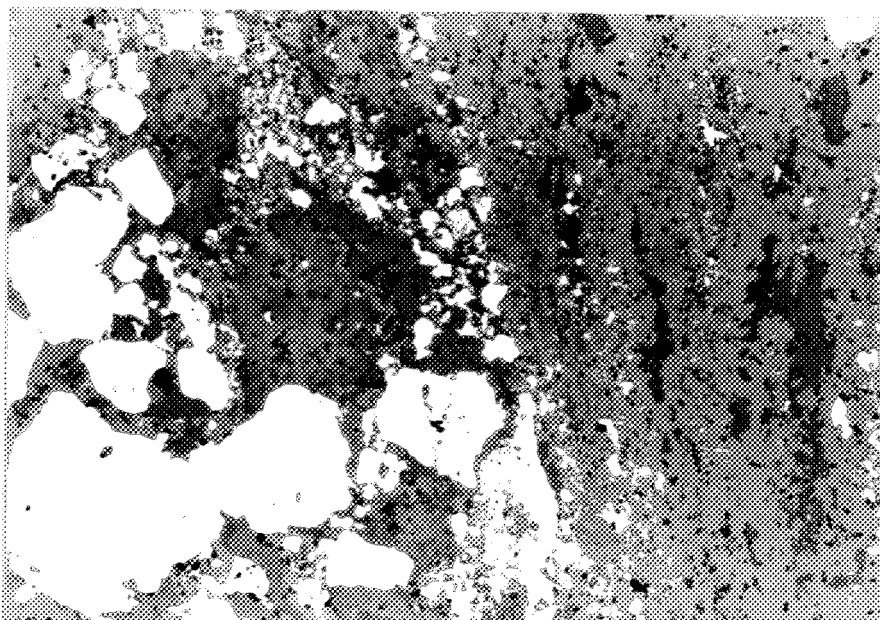
Des zones à grande déformation sont caractérisées par la troncature des couches de schiste riche en sulfure; ces couches montrent alors du broyage de grain. les grains de pyrite ainsi broyés forment des trainées de grains fins, allongées dans le sens de la foliation du schiste à chlorite qui les contient (Planche Vb). la chalcopyrite se retrouve dans les clivages des grains de chlorite de ces schistes.

Des zones à déformation intense résultent aussi en des zones de brèche où il y a broyage et aplatissement des grains (Planche VIa). Dans ces zones, les bandes riches en sulfure peuvent être en contact avec des bandes constituées de fragments de forme aplatie et ocellée et formées de grains de quartz fins équigranulaires. Intersticiels à ces fragments, se trouvent de minces filets de chloritoïde pouvant être accompagnés de quartz grossier, de carbonate et

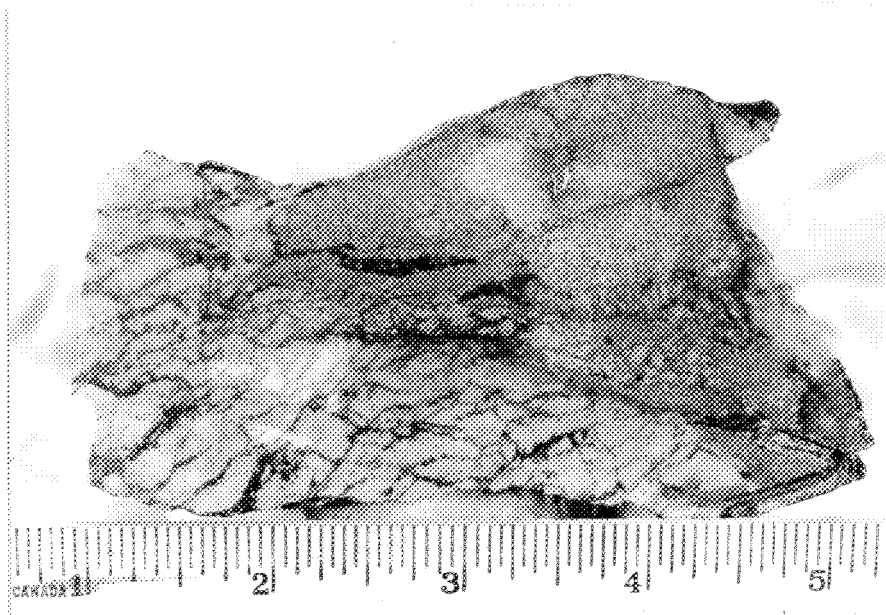
PLANCHE V



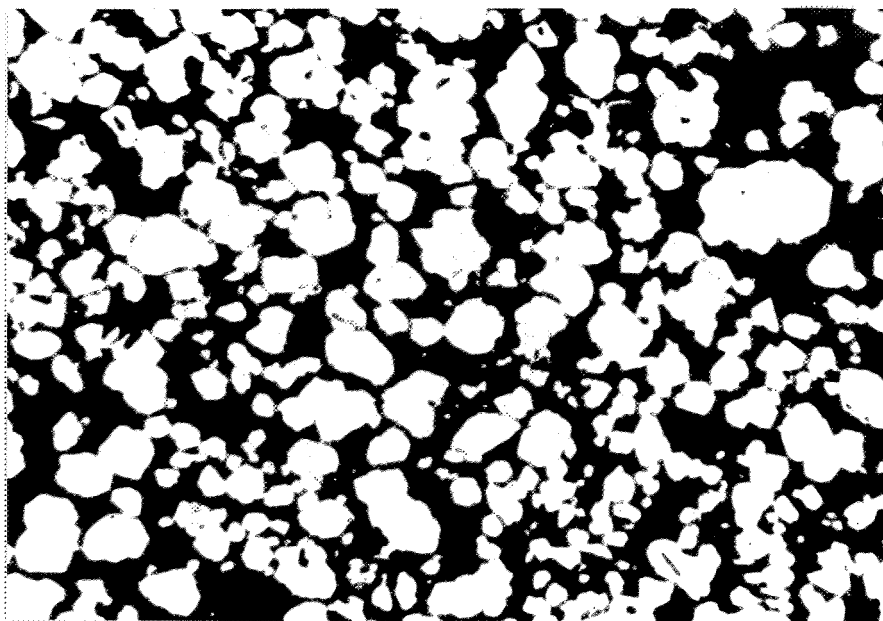
- a) Poeciloblastes de pyrite (blanc) avec chalcopyrite interstitielle (pale), dans une matrice de carbonate (noir). Noter la forme arrondie de la pyrite. (L.R.)



- b) Broyage d'une couche riche en sulfures. La pyrite (blanc) est associée au quartz (gris) et à la chlorite (gris foncé). Noter le litage et la foliation. (L.R.)

PLANCHE VI

- a) Brèche à fragments silicifiés (blanc) allongés et entourés de chlorite. Bande de pyrite (foncé) dont les grains sont allongés dans le sens de la brèche au contact.



0.3 mm.

- b) Brèche de pyrite (blanc) à grains arrondis et formant une mosaïque. Matrice formée de quartz, carbonate et chlorite (noir). (L.R.)

d'un peu d'épidote. la brèche montre des contacts interpénétrés avec la bande de pyrite massive où les grains de pyrite sont fins, équi-granulaires et parfois allongés dans le sens de la brèche (Planche VIb).

A l'échelle microscopique, dans les schistes à sulfure, les minéraux montrent des structures comme la foliation due à l'orientation des grains, et du rubannement causé par l'alternance de couches plus ou moins régulières et de composition différente. le quartz est à grains fins à grossiers et en contact avec les carbonates qui l'entourent parfois complètement. Il se présente aussi sous forme de grains fins équi-granulaires et montrant une texture en mosaïque de grains de forme polygonale. les quartz grossiers sont souvent remplis d'inclusions, aplatis et à extinction roulante. les amas de grains sont pour leur part, de forme ocellée et allongés dans le sens de la schistosité. les carbonates sont grossiers, xénomorphes et montrent des contacts interpénétrés avec la chalcoppyrite et le quartz. Ils forment parfois des genres de poeciloblastes contenant du quartz et de la chalcoppyrite. Ailleurs, ils forment des veinules accompagnées de chlorite, pyrite et de sphalérite. la chlorite est en baguettes ou en amas de baguettes et est en contact avec le quartz et parfois contenue dans la chalcoppyrite. la pyrite est idiomorphe à xénomorphe, de taille variable, brisée et avec des bordures de grain nettes, mais parfois arrondies. les grains porphyroblastiques de pyrite sont plus ou moins allongés et

orientés dans le sens de la schistosité. les grains grossiers qui sont souvent fracturés donnent une texture genre casse-tête et les fractures sont alors remplies de chalcopryrite. la chalcopryrite se présente en plages xénomorphes intergranulaires aux quartz, carbonates et pyrites, et se trouve dans les fractures de cette dernière. Elle montre aussi des contacts interpénétrés avec les carbonates et contient alors du quartz, de la chlorite et d'autres carbonates en inclusion. Elle est de forme dendritique et suit les contours des grains et les fractures. les plages de chalcopryrite sont allongées dans le sens de la schistosité tandis que certains grains isolés peuvent se trouver en inclusion dans les porphyroblastes de pyrite, et collés aux parois de ces derniers. la sphalérite forme des plages fines de grains extrêmement fins, intergranulaires à la pyrite contenue dans des veinules de carbonate ou associés à la chalcopryrite. Ces plages fines sont aussi orientées dans le sens de la schistosité.

Minéralisation de type veine

les veines sont constituées de quartz-carbonates et sulfures, et sont en contact avec des bandes de pyrite massive, des brèches de carbonate et des schistes plus ou moins minéralisés. leur épaisseur est variable et elles sont en général discordantes avec la foliation des schistes à

sulfure et des schistes stériles faisant un angle de quelques degrés avec ces derniers (figure 12). Certaines veines recoupent même les schistes presque perpendiculairement. Les veines se retrouvent dans les fractures de la zone de cisaillement et contiennent très souvent des inclusions de schiste qu'elles traversent. En général, elles ne montrent que très peu de déformation. Leur extension est aussi très variable mais elles sont toujours situées à proximité des schistes à sulfure.

Généralement, les veines sont constituées des même minéraux que les schistes à sulfure. Elles sont alors constituées de pyrite, chalcoppyrite, quartz, carbonate avec parfois une faible quantité de chlorite. Cependant, beaucoup de ces veines sont formées exclusivement de quartz et/ou carbonate et de chalcoppyrite. A certains endroits, mais rarement, les veines contiennent comme sulfure majeur de la sphalérite et/ou galène.

Le quartz est grossier, entre .5 et 20 mm., xénomorphe et peu limpide. Il renferme un grand nombre d'inclusions solides et fluides. Il comporte des micro-fractures et est très souvent à extinction roulante. Au contact de la chalcoppyrite et de la pyrite, les bordures de grains de quartz sont parfois plus limpides. Ce quartz peut être d'une génération tardive. Les carbonates se présentent intersticiels aux autres minéraux et dans les fractures du quartz. Ils peuvent contenir des inclusions de quartz et de chalcoppyrite. La chlorite en faible quantité, forme des

baguettes fines autour des grains de quartz. la chalcoppyrite est en plages xénomorphes s'infiltrant entre les grains de quartz. Elle semble pénétrer les grains de quartz et contient des grains très fins de quartz aux endroits où il y a rétrécissement. la pyrite, à grains fins à moyens, se retrouve parfois incluse dans des îlots de carbonate qui eux-même sont complètement entourés de chalcoppyrite. la sphalérite est en taches xénomorphes dans la chalcoppyrite, au contact quartz et chalcoppyrite ou au contact quartz et carbonate. Elle peut contenir des îlots de chalcoppyrite.

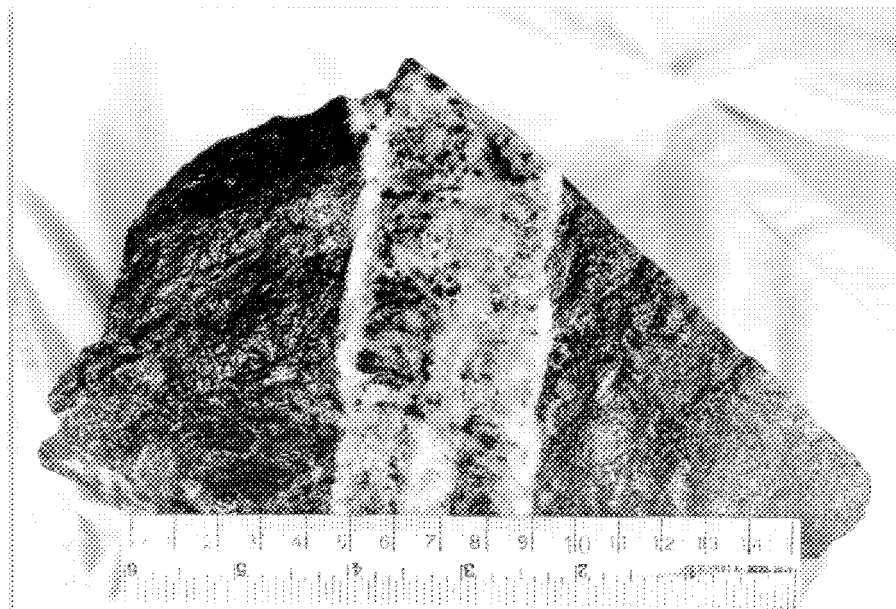
la plupart des veines montrent des textures résultant de l'intercroissance entre les sulfures, le quartz et les carbonates. Cette intercroissance est démontrée par des interpénétrations de grains et par des inclusions de type semblable dans les différents minéraux. De plus, on peut observer des textures enchevêtrées dans la chlorite et des textures de mise en place tardive d'une variété de quartz limpide. Ce type de quartz se retrouve au contact des autres minéraux et recoupe les phases primaires. Ceci s'observe à l'échelle mégascopique lorsqu'une veine de quartz et chalcoppyrite est recoupée par une veine tardive de quartz.

Certaines veines de quartz se sont mises en place dans des fentes ouvertes dans les schistes minéralisés. Ces veines stériles sont en général perpendiculaires à la foliation du schiste qu'elles recoupent. l'allongement des grains de quartz est alors perpendiculaire au mur de la veine . le contact est net et un mince filet de sulfure est

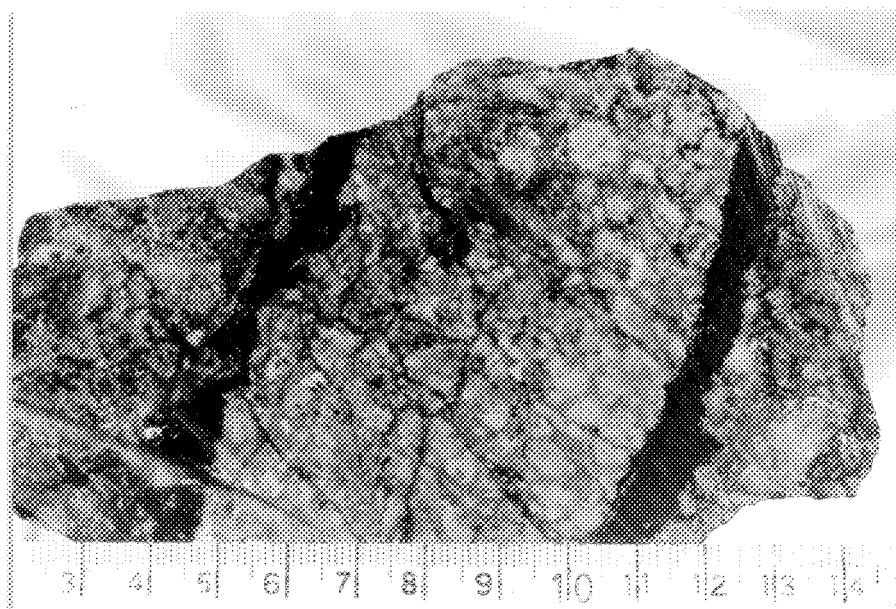
disséminé en bordure (Planche VIIa). la croissance des grains dans cette dernière veine se serait donc effectuée à partir des bordures vers le centre. Certaines veines sont constituées de sidérose et recoupent aussi les schistes minéralisés. la bordure veine-schiste est alors formé d'une bande d'épaisseur variable de chlorite dont les grains sont allongés parallèlement aux bordures de la veine (Planche VIIb).

Relations entre les 2 types de minéralisation

la présente étude a permis de déterminer qu'il existait dans la zone du Toit du gisement Copper Rand deux types de minéralisation: le type schiste à sulfure et le type veine de quartz, carbonate et sulfure (figure 12). les caractéristiques mégascopiques et microscopiques de la minéralisation indiquent que la situation qu'elle occupe présentement pourrait être le résultat de mobilisation métamorphique. Selon McDonald (1967), beaucoup de gisements qui semblent être d'origine hydrothermale épigénétique peuvent avoir été contemporains avec les roches encaissantes et avoir été modifiés par le métamorphisme. les conditions métamorphiques fournissent alors un environnement potentiel pour modifier l'accumulation des sulfures.

PLANCHE VII

- a) Veine de quartz (gris) et de carbonate (blanc) recoupant un schiste à sulfure. La veine est horizontale et notez l'allongement du quartz perpendiculaire aux murs de la veine.



- b) Veine de sidérose à grains grossiers, recoupant un schiste à sulfure. Notez la bande mince et régulière de chlorite au contact.

Dans le gisement de Copper Rand, plusieurs textures métamorphiques, observées dans les schistes à sulfure, montrent que cette minéralisation est très déformée. Ainsi, la présence de porphyroblastes de pyrite allongés dans le sens de la schistosité indiquent une croissance de ces grains durant le métamorphisme. La fracturation occasionnelle de ces même grains est le résultat de contraintes postérieures à leur croissance. La chalcopryrite se retrouve fréquemment dans les fractures et les franges de pression des porphyroblastes de pyrite. D'après ces résultats et à la lumière de résultats expérimentaux, ces textures peuvent être expliquées par une rupture fragile de la pyrite tandis que la chalcopryrite, sous l'effet des contraintes, a tendance à se déformer de façon plastique par fluage. Des évidences de recristallisation sont démontrées par les mosaïques de grains équi-granulaires de pyrite dans certaines zones riches en pyrite. De plus, les veines minéralisées font souvent un angle avec la schistosité ce qui indique une remobilisation postérieure à la formation des schistes.

Ainsi, tout indique que le métamorphisme a joué un rôle important dans la situation présente de la minéralisation du gisement de Copper Rand. La mobilisation a changé la nature originale de cette minéralisation et il est maintenant impossible de savoir quelle en était la texture et la situation lors de la mise en place.

la minéralisation de type veine met en évidence une ségrégation de sulfure, quartz et carbonates à partir des schistes à sulfure par un procédé de mobilisation à l'état fluide. Le facteur important dans ce transport de constituants est alors la différence de contrainte existant entre le lieu de départ, à grande déformation, et le lieu de déposition à faible déformation que représentent les fissures. La possibilité que ces veines soient le fruit de concentration hydrothermale métamorphique de ses constituants mobilisés à partir des schistes à sulfure, a déjà été démontrée par Guha et Koo (1975), dans leur étude du gisement de Henderson. En prenant pour acquis que cette mobilisation s'est effectuée sur tout le gisement et le fait qu'il y a une certaine zonation dans la distribution des sulfures dans les schistes et les veines, nous pouvons conclure à une mobilisation différente des différentes sortes de sulfure. Ainsi, il semble que la mobilisation fut totale pour la galène qui se retrouve uniquement dans les veines et presque totale pour la sphalérite tandis que la mobilisation a été partielle pour la pyrite et en quantité appréciable dans le cas de la chalcopryrite.

EVALUATION ET COMPILATION DES STRUCTURES DE LA ZONE DU TOIT

Généralité

Les données nécessaires à l'évaluation des structures de la zone de cisaillement, proviennent de mesures prises directement par l'auteur ou à partir des plans de mine et de trous de forages compris entre les niveaux 2400 et 2700. La compilation des données par stéréonet de Wulff permet alors de faire ressortir les directions et pendages moyens des structures et horizons géologiques tels la minéralisation et les dykes. Les différentes structures évaluées sont les failles, les fentes de tension et les structures sub-horizontales. Les variations d'attitude de la schistosité et les linéations à travers la zone de cisaillement sont aussi étudiées. Les résultats obtenus sont ensuite comparés afin de pouvoir définir les différentes relations géométriques existant entre ces structures et horizons géologiques.

Les failles

La zone de cisaillement, dont les contacts ont une direction N 50 O entre les niveaux 2400 et 2700, a une

largeur d'environ 500 mètres. L'étude des failles sur chaque niveau permet de définir plusieurs séries différentes à l'intérieur de la zone de cisaillement et même parfois à l'extérieur de cette dernière. D'après leur nombre et leur fréquence, les séries sont classées comme majeures ou mineures (figure 13, tableau 2 et figures 39 à 41, en appendice). Il y a donc deux séries majeures, l'une de direction N 50 O avec un pendage d'environ 75 degrés au sud-ouest et l'autre de direction N 67 E avec un pendage sub-vertical. De plus, il y a trois séries mineures, la première de direction N 07 O avec un pendage vers le nord-est d'environ 70 degrés, la seconde de direction N 80 E et dont les pendages varient de 80 sud-est à 80 nord-ouest et la troisième de direction N 36 E avec des pendages variant de 82 nord-ouest à 85 sud-est. La plupart de ces failles ont des directions variables dues à des plans de failles modérément courbes ce qui explique la distribution éparpillée des valeurs.

Les failles nord-est sont en général serrées et contiennent parfois des bandes minces de matériel broyé ou des filonnets de quartz et carbonate. Le plan de faille a une surface relativement plane mais peut occasionnellement être légèrement courbe. Ces failles étant plus ou moins perpendiculaires à la schistosité et à l'orientation des dykes et des zones minéralisées, elles sont faciles à déceler et il est même très fréquent qu'elles déplacent les roches qu'elles recoupent. Ainsi, les dykes et veines minéralisées

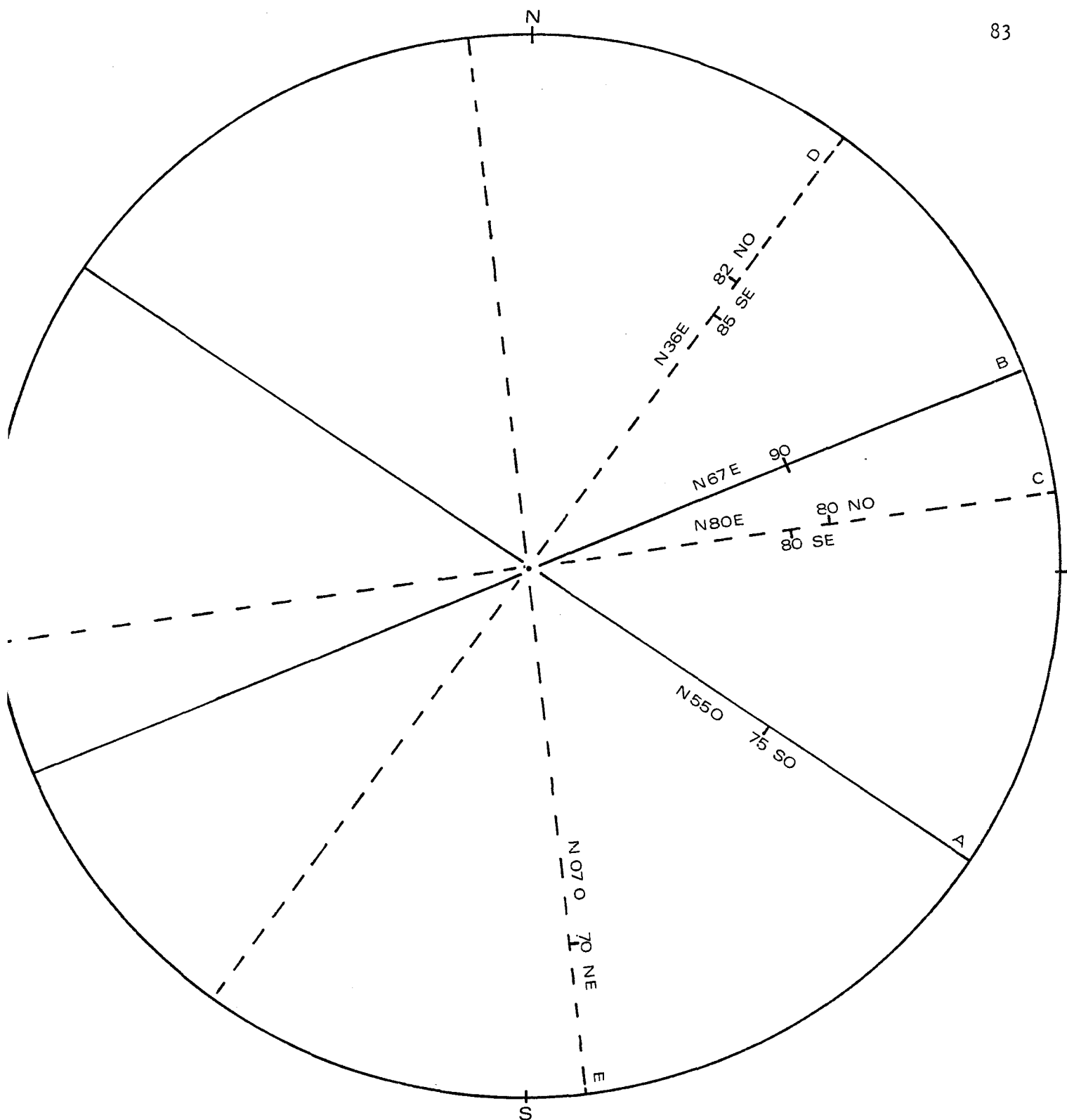


Figure 13 : Compilation des attitudes de failles entre les niveaux 2400 et 2700. Les failles majeures A et B sont en traits pleins et les failles mineures C, D et E sont en pointillés.

Niveau	Failles majeure (M) mineure (m)	Attitude direction pendage	Probabilité (en %)	Nombre de points
2400	(M) A	N 49 O 70 SO	5-7 %	356
	(M) B	N 68 E 90 -	7 %	356
2500	(M) A	N 60 O 70-85 SO	7 %	214
	(M) B	N 62 E 90 -	7 %	214
	(m) C	N 80 E 80 SE-NO	5-7 %	214
2700	(M) A	N 56 O 76 SO	6 %	261
	(M) B	N 72 E 90 -	5-6 %	261
	(m) D	N 36 E 82 SE-NO	3-4 %	261
	(m) E	N 07 O 70 NE	3-4 %	261
Attitude moyenne des systèmes de faille	Majeure A	N 55 O 75 SO		
	" B	N 67 E 90 -		
	Mineure C	N 80 E 80 SE-NO		
	" D	N 36 E 82 SE-NO		
	" E	N 07 O 70 NE		

Tableau 2 : Résultats par stéréonets des mesures compilées de failles, donnant les différents maximums de failles principales (M) et secondaires (m), entre les niveaux 2400 et 2700.

constituent de bons horizons repères pour évaluer le sens et la quantité de déplacement. Il est donc possible d'observer des décalages directionnels mais ces déplacements sont en général très faibles, variant en moyenne de 2 à 35 cm. Souvent des plis d'entraînement dans les filonnets de sulfure au contact de la faille indiquent le sens du déplacement. La présence de stries presque verticales sur plusieurs plans de faille permet d'associer les failles à décalage directionnel droit à des failles normales.

Les failles nord-ouest sont aussi très nombreuses et quasi parallèles à la schistosité. Elles sont caractérisées par des plans de glissement dont l'espacement varie de 30 cm. à 5 m. environ et avec un espacement moyen entre 1 et 2 m. Près des zones minéralisées se trouvent des sulfures sur les plans de ces failles, résultant de remobilisation. Elles sont très souvent déplacées par les autres séries de failles qui les recoupent toutes. Une catégorie de ces failles montre des plis d'entraînement ou de la crénulation; ces failles crénulées sont peu nombreuses et leur pendage est plus faible que les autres failles de cette série car il varie de 40 à 50 degrés vers le sud-ouest. Le plan de faille ainsi plissé est alors formé de bandes d'environ 10 cm. de largeur composées de quartz, carbonate, chlorite et séricite. Il y a présence assez fréquente de sulfure sur ces plans de faille. Le déplacement causé par ces failles est très difficile à évaluer dû à l'homogénéité des roches qu'elles recoupent et le manque d'horizon repère. Cependant,

elles semblent déplacer les failles nord-est par endroit et déplacées par les failles nord-ouest qui sont parallèles à la schistosité. Ces relations indiquent qu'il y a eu des mouvements dans la zone de cisaillement après la formation des failles nord-est quoique les déplacements sont toujours très faibles. Il semble donc que les failles sont contemporaines à la zone de cisaillement ou bien plus jeunes.

Fentes de tension et de compression

Les fentes de tension sont des indicateurs de la direction d'extension ou d'étirement maximum dans la zone de cisaillement. la compilation des attitudes des fractures ouvertes révèle que ces fractures sont orientées dans trois directions particulières (figure 14). D'abord, dans une direction N 45 O, se trouve la série de fentes (A). Son pendage est environ 75 à 80 degrés vers le sud-ouest et elle correspond aux veines minéralisées de la zone du Toit qui sont dans une direction parallèle aux limites de la zone de cisaillement. le remplissage de ces fentes est composé de quartz, carbonate, chlorite et sulfure. Une deuxième série (B), presque horizontale, recoupe la zone de cisaillement et fait un angle d'environ 55 à 65 degrés avec cette dernière. la troisième série (C), est de direction N 30 E avec un

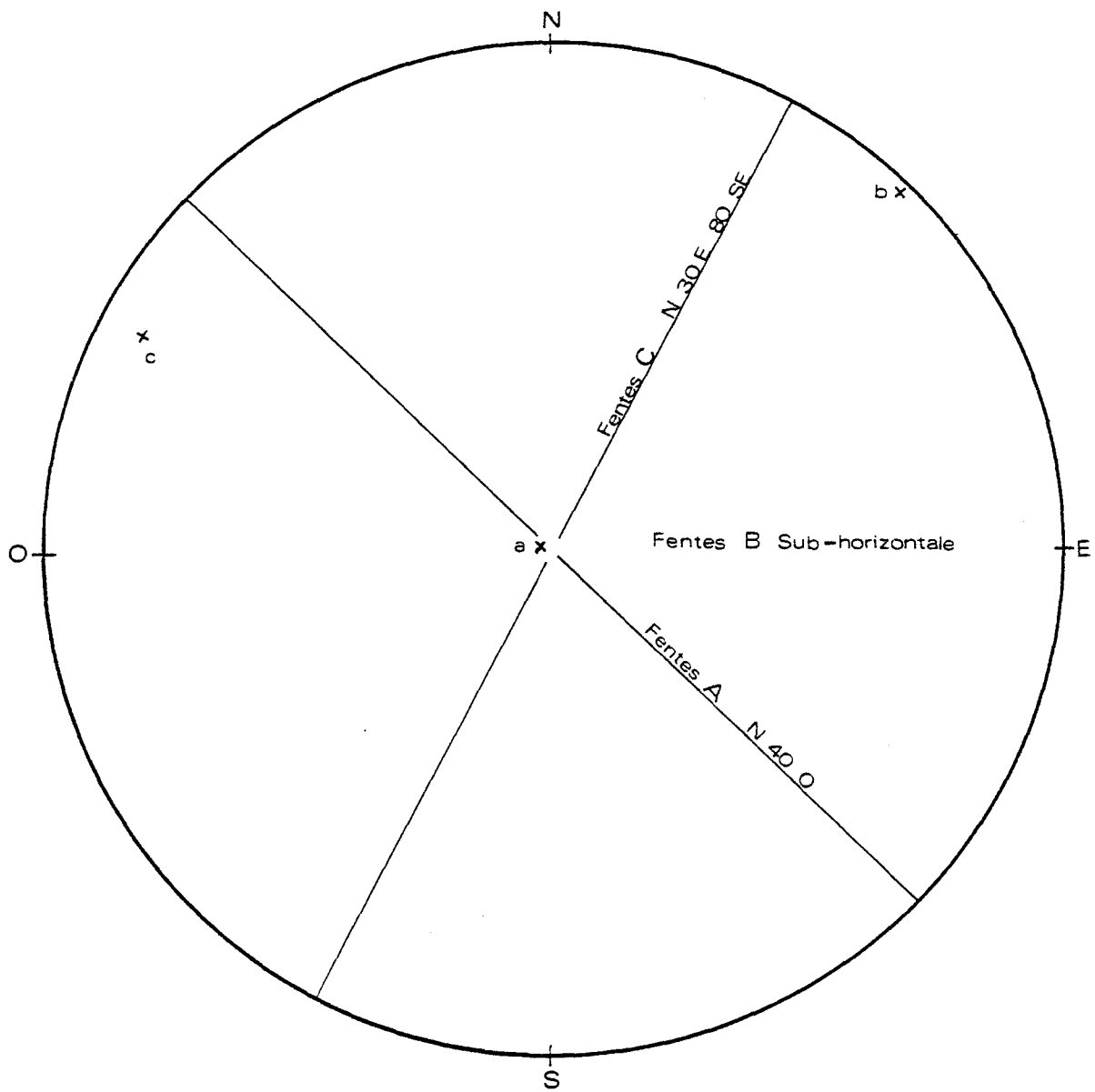


Figure 14: Représentation stéréographique des fractures de Tension B, de Compression A et autres C, ainsi que leurs pôles (x).

pendage presque vertical. le remplissage de ces deux derniers types de fentes est constitué de quartz et de calcite.

les fentes de la série B, sub-horizontales, sont des fentes de tension. le matériel de remplissage montre très souvent des textures de croissance dans des fractures ouvertes telle que l'orientation des grains de la fente perpendiculairement au mur et vers le centre. Ces fentes font un angle d'environ 50 à 60 degrés avec les bordures de la zone de cisaillement.

les fractures de la série C représentent des ouvertures le long des joints NE préexistants à la zone de cisaillement. l'orientation de ces fentes est dans une direction perpendiculaire au plan contenant le mouvement et ces fentes ne sont pas considérées comme subsidiaires à la zone de cisaillement mais venant d'une anisotropie préexistante.

les fissures A sont sub-parallèles à la zone de cisaillement et leur remplissage est caractérisé par des textures de compression telles que l'aplatissement et l'alignement des grains, du broyage et la présence de zones de brèche ainsi qu'une bordure d'altération chloriteuse parallèle au mouvement. Ces fentes sont parallèles aux joints NO et auraient été causées par des déplacements le long de ces joints relativement courbes, produisant des cavités ou zones de dilatation (figure 15). Ces ouvertures auraient débutées avant la mise en place de la zone de

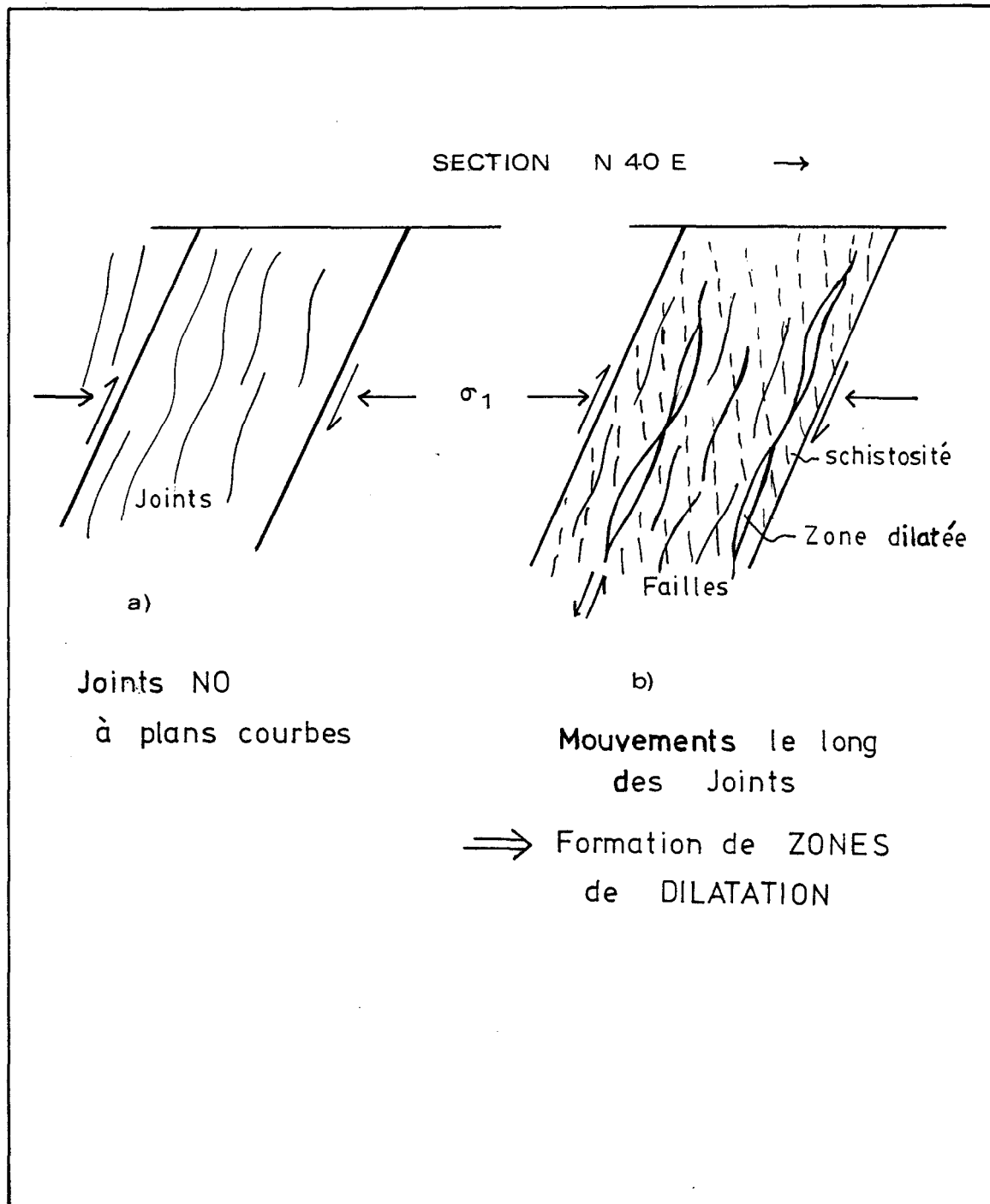


Figure 15: Procédé de formation des ouvertures en compression ou de dilatation (croquis).

cisaillement. le remplissage est constitué de dykes dont il est très difficile d'établir la séquence de mise en place, et de veines de quartz, carbonate et sulfures. Ces dernières auraient été relocalisées en partie après la mise en place des dykes car il n'est pas rare d'observer qu'elles les recoupent. le matériel de remplissage a pu causer une certaine réouverture des fentes (Bateman 1950).

Schistosité et linéation

la schistosité dans la zone de cisaillement est définie par l'allongement des baguettes de séricite et de chlorite dans les schistes provenant de la méta-anorthosite cisailée. En plan, les baguettes ont une orientation préférentielle quasi parallèle au contact de la zone de cisaillement. Entre les niveaux 2400 et 2700, la foliation est de direction relativement constante avec une variation d'à peine 10 degrés entre les trois niveaux. le pendage est aussi constant et se situe aux environs de 85 degrés vers le sud-ouest (figure 16, et figures 42 à 44 en appendice). Ainsi, dans un plan horizontal, la schistosité est plus ou moins parallèle aux bordures de la zone de cisaillement tandis que dans un plan vertical elle fait un angle d'environ 30 à 40 degrés avec les bordures de la zone de cisaillement.

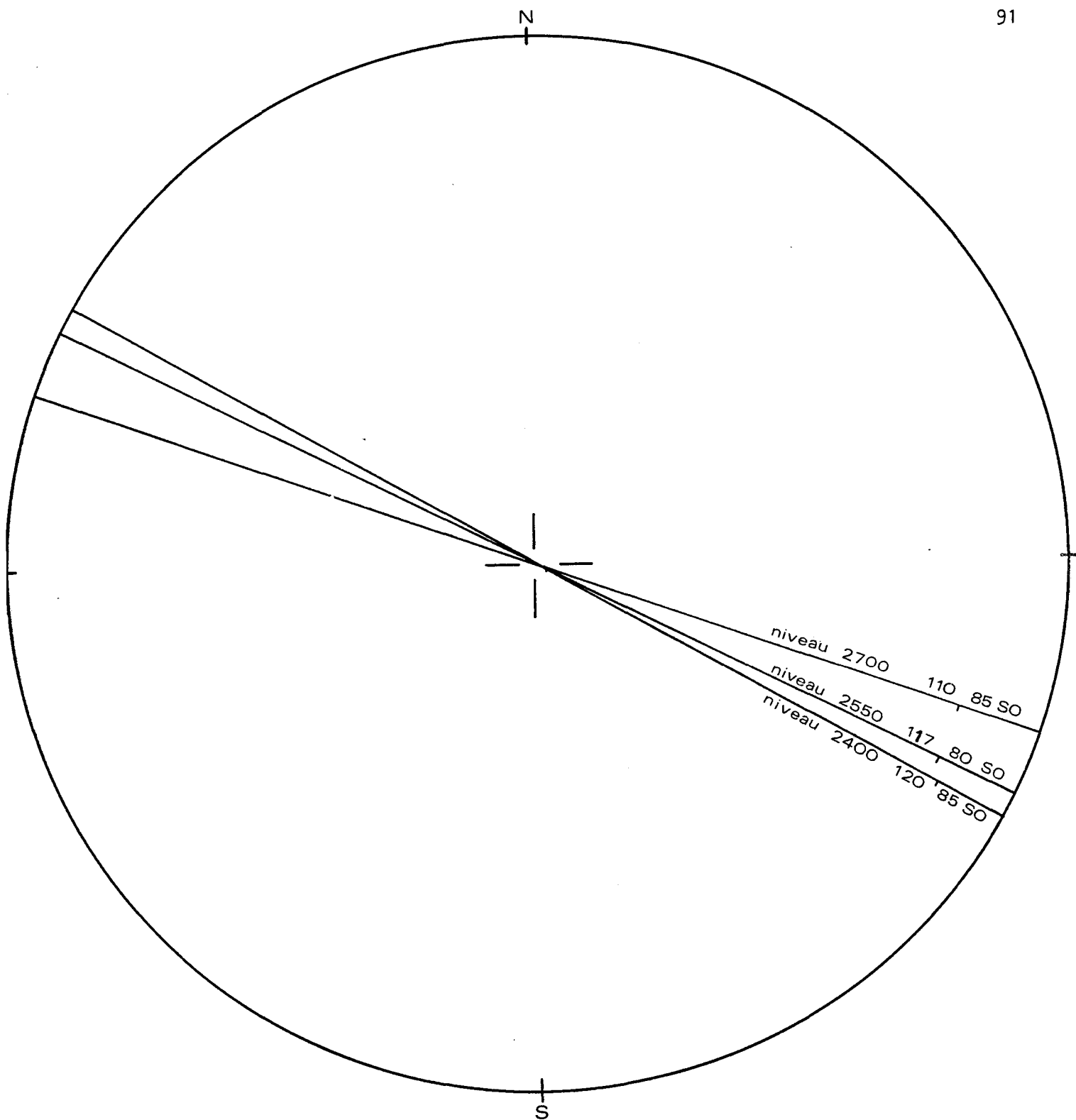


Figure 16 : Résultats de la compilation des mesures de schistosité dans la zone de cisaillement entre les niveaux 2400 et 2700.

Une section à travers la zone de cisaillement montre l'allure de la schistosité par rapport aux limites de la zone entre la surface et le niveau 2700 (figure 17). Les plans de schistosité font un angle avec les bordures de la zone de cisaillement. Au centre, cet angle entre les limites de la zone et la schistosité varie entre 20 et 30 degrés tandis qu'en bordure il varie entre 30 et 40 degrés. Ramsay et Graham (1970) disent que la schistosité ne doit jamais être parallèle aux bordures de la zone de cisaillement ou à la direction de mouvement.

Selon Tchalenko (1967), à l'échelle macroscopique l'orientation des particules se trouvera approximativement perpendiculaire à la direction de contrainte principale et est appelée texture de compression. A plus grande échelle, une telle attitude des particules est plutôt appelée "Slaty Cleavage" ou zone de cisaillement tectonique.

Selon Wood (1974), le "Slaty Cleavage" est un phénomène de fluage impliquant un aplatissement. Il se serait formé dans une direction perpendiculaire au raccourcissement maximum et aurait impliqué une certaine perte de volume. De plus, une rotation des composants se serait produite dans ce même plan et elle aurait été subsidiaire à une croissance métamorphique de nouveaux minéraux. En même temps se serait produite une redistribution de quartz et de carbonate en solution. Ce "Cleavage" est donc une combinaison de processus mécanique et chimique qui s'opèrent sur de longues périodes de temps. Il peut même être considéré comme le

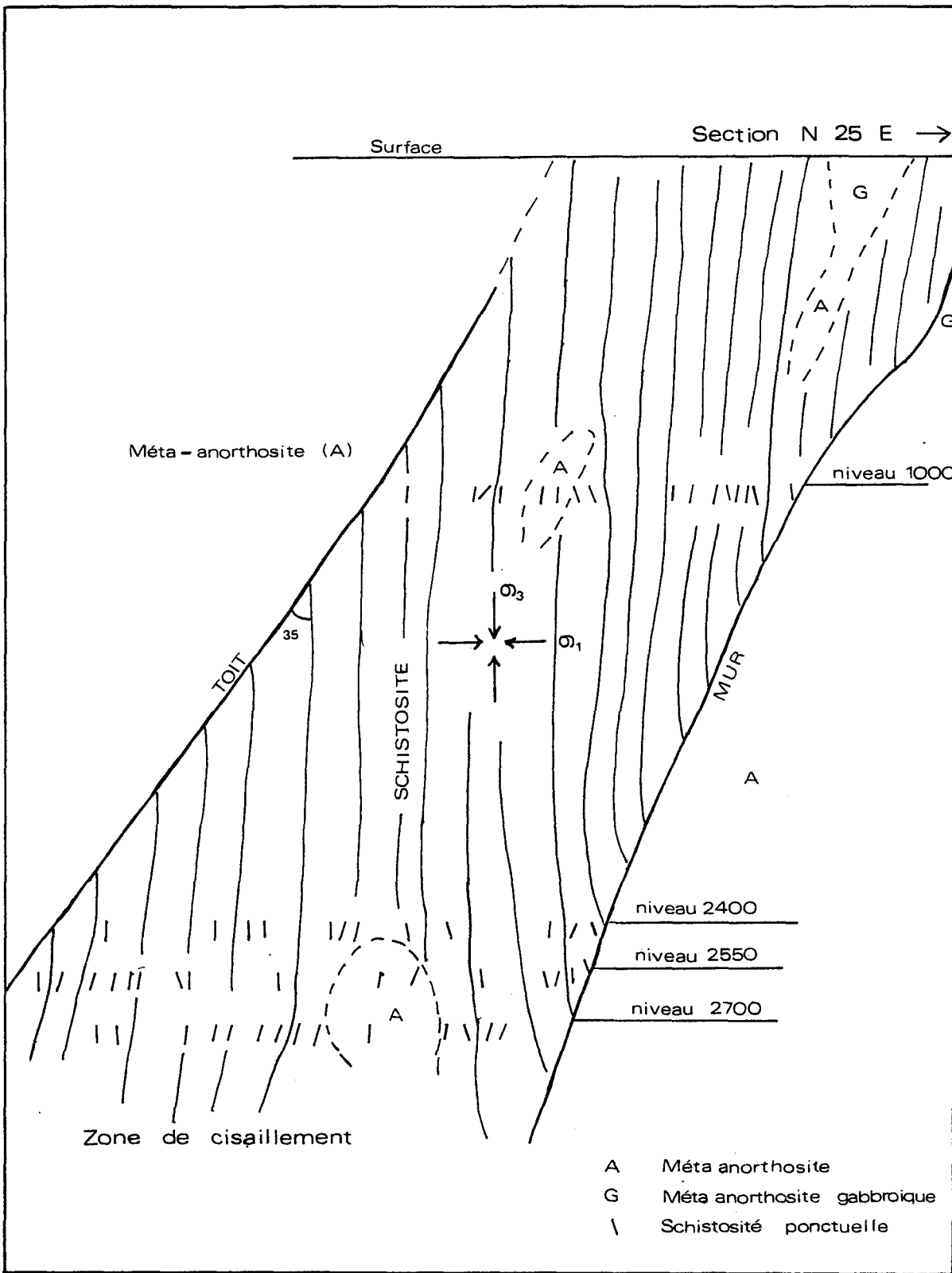


Figure 17 : Section N 25 E à travers la zone de cisaillement montrant l'allure de la schistosité.

stage initial dans un milieu métamorphique, dans lequel, sous des conditions appropriées la schistosité serait le résultat final.

Sur les plans de schistosité, une linéation est visible et définie par le plus grand allongement de certains grains dans une direction préférentielle. Dans la méta-anorthosite et dans les schistes les moins déformés, cette linéation est définie par les pseudomorphes de plagioclase séricitisés qui montrent un allongement de leur plus grand axe de déformation dans une direction oblique sur le plan de schistosité.

La morphologie des pseudomorphes de plagioclases permet de déterminer la direction des axes de l'ellipsoïde des déformations. Des mesures quantitatives des longueurs des axes de ces pseudomorphes dans la méta-anorthosite peu déformée et dans les schistes, auraient permis de déterminer les valeurs des axes de l'ellipsoïde de déformation. Cependant, dans la présente étude, nous avons analysé uniquement l'orientation de ces axes. Ces axes donnent les directions principales d'allongement et de raccourcissement. Ces directions ont pu être vérifiées par des mesures de l'allongement principal des grains de quartz dans les schistes et dans les dykes ainsi que dans les franges de pression des grains de chloritoïde où le quartz est allongé parallèlement à la direction d'extension maximum, définie par l'allongement de grains de carbonates (sidérose) ou des lentilles de séricite ou de quartz. Certains schistes

contiennent même des grains de pyrite déformés et dont le plus grand allongement est oblique dans le plan de schistosité. Dans les dykes, les phénocristaux de quartz et de plagioclase montrent également cette linéation oblique. Des lentilles de sulfures contenues dans certains dykes sont allongées dans une direction oblique dans le plan de schistosité. Certaines veines de quartz qui recoupent la schistosité démontrent une linéation des grains qui sont allongés perpendiculairement aux bordures des veines. Cette allongement coïncide avec la direction d'étirement ou d'extension maximum. Les principaux éléments ayant servi à mesurer l'orientation des déformations sur le plan de schistosité sont énumérés au tableau 3.

Une compilation de l'attitude de cette linéation dans le plan de schistosité a permis de définir un champ de variation assez restreint (figure 18). Sur une projection stéréographique de Wulff, les pôles de linéation se situent tous à proximité de la droite déterminant la direction du plan de schistosité. Les directions de linéation sont variables mais les plongées sont toutes comprises entre 60 et 90 degrés. Ce plan de schistosité, ayant un pendage à environ 80 degrés, l'angle de chute des linéations varie aussi entre 60 et 90 degrés. Ainsi, la direction de mouvement sur le plan de schistosité, déterminée par cette linéation, se situe dans le sens du pendage ou légèrement oblique, déterminant une direction d'allongement maximum dans le sens du pendage ou légèrement oblique.

Type de roche	Linéations	Direction-Plongée
Méta-anorthosite cisaillée	Pseudomorphes de plagioclase	1. 240 - 80 2. 210 - 88
Schistes à séricite	Pseudomorphes de pla- gioclase séricitisés et Lentilles de sidérose	065 - 80 070 - 83
Schistes à séricite et chloritoïde	Pseudomorphes de pla- gioclase séricitisés Lentilles de séricite Chloritoïdes	285 - 55 200 - 75 190 - 80
	Grains de séricite et de sidérose	1. 128 - 65 2. 240 - 70
	Grains de pyrite et de quartz	1. 180 - 80 2. 115 - 70
Schistes à séricite et chlorite	Lentilles de séricite Grains de quartz	1. 205 - 85 2. 190 - 79 144 - 72
	Quartz, pyrite et fi- lonnet de chalcopryrite	1. 180 - 85 2. 220 - 75 3. 310 - 65
Dyke intermédiaire	Lentilles de sulfure	125 - 66
Dyke de porphyre à quartz (QP)	Phénocristaux de quartz et Chloritoïde	1. 315 - 80 2. 220 - 85 3. 120 - 70
Dyke de porphyre à quartz et feldspath (QFP)	Phénocristaux de quartz et de feldspath Baguettes de chlorite	310 - 70
Brèches	Fragments silicifiés Pyrite	298 - 58 100 - 55

Tableau 3: Énumération de quelques linéations par type de roche et leurs attitudes.

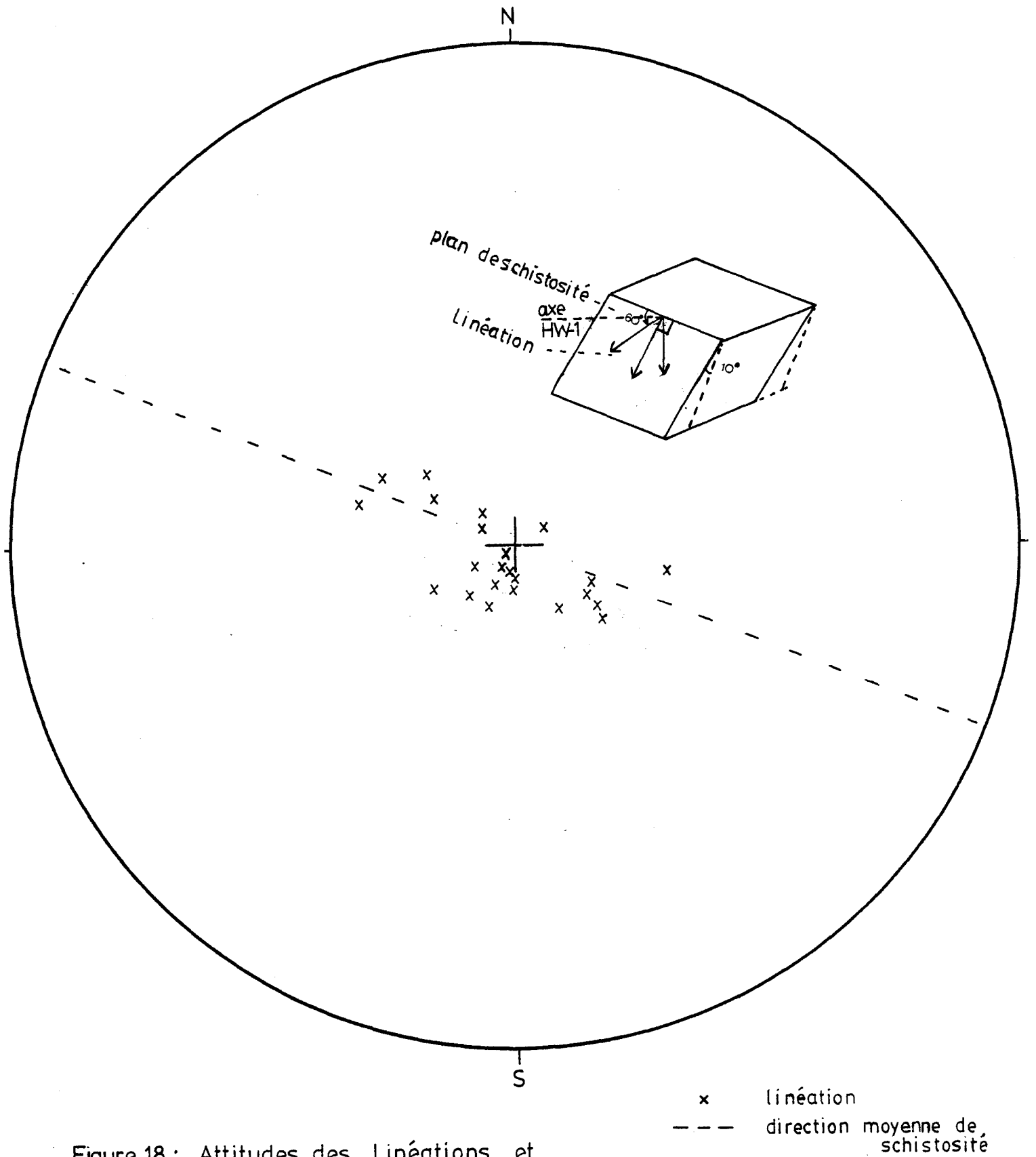


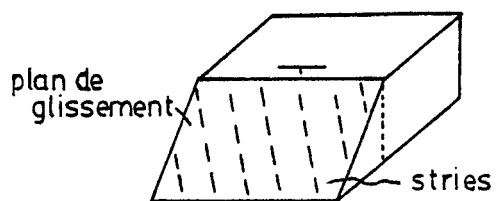
Figure 18 : Attitudes des Linéations et modèle à 3 dimensions.

les stries sur les plans de failles donnent également la direction de mouvement le long de ces plans. Des mesures effectuées sur des plans d'orientation différente ont permis de définir les attitudes des stries (figure 19 et tableau 4). les pôles de stries se trouvent dans un champs de variation qui coïncide avec celui défini par la linéation minérale. Alors les mouvements sur les plans de failles se sont effectués dans le sens du pendage ou légèrement oblique.

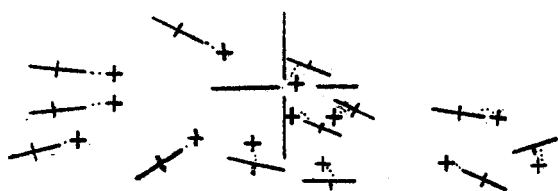
la schistosité et la linéation minérale sont des indicateurs de direction de déformation. la foliation est parallèle au plan $\lambda_1\lambda_2$ de l'ellipsoïde de déformation (Ramsay 1967). Comme il y a des contraintes de cisaillement parallèles aux surfaces de foliation, la schistosité est aussi parallèle à un plan de cisaillement, mais ce plan ne correspond pas nécessairement au plan où la déformation par cisaillement est maximum (Williams 1977). la schistosité s'est donc développée perpendiculairement à la direction d'écrasement le plus intense.

la linéation est parallèle à la direction de déplacement maximum. Elle est un indicateur de la direction du mouvement total pour une période de temps définie d'une déformation progressive. Ainsi, dans la zone de cisaillement de Copper Rand, cette direction de mouvement se situe dans le sens du pendage de la schistosité ou faiblement oblique (figure 20).

Deux mécanismes peuvent être responsables pour le développement de cette orientation préférentielle des



où + est la représentation stéréographique des stries et — la représentation de l'attitude du plan qui les contient.



+ stries
a — plans de glissement
b — (contenant les stries)
a: vertical, b: pendage

Figure 19: Représentation stéréographique de l'attitude des stries sur les plans de glissement.

Types de roche	Plans de glissement	stries
	Direction-Pendage	Direction-Plongée
Schiste à séricite	060 - 90	240 - 75
	120 - 90	300 - 80
	075 - 90	255 - 60
Schiste à séricite et chloritoïde	100 - 90	100 - 55
Schiste à séricite et chloritoïde minéralisé	095 - 90	275 - 65
Schiste à chlorite	115 - 80 SO	205 - 80
	105 - 90	105 - 50
Dyke intermédiaire	070 - 70 SE	114 - 62
Dyke de porphyre à quartz (QP)	110 - 90	110 - 88
	120 - 90	120 - 80

Tableau 4: Mesures de stries sur différents plans de glissement, et leurs attitudes. Ils sont classifiés par type de roche.

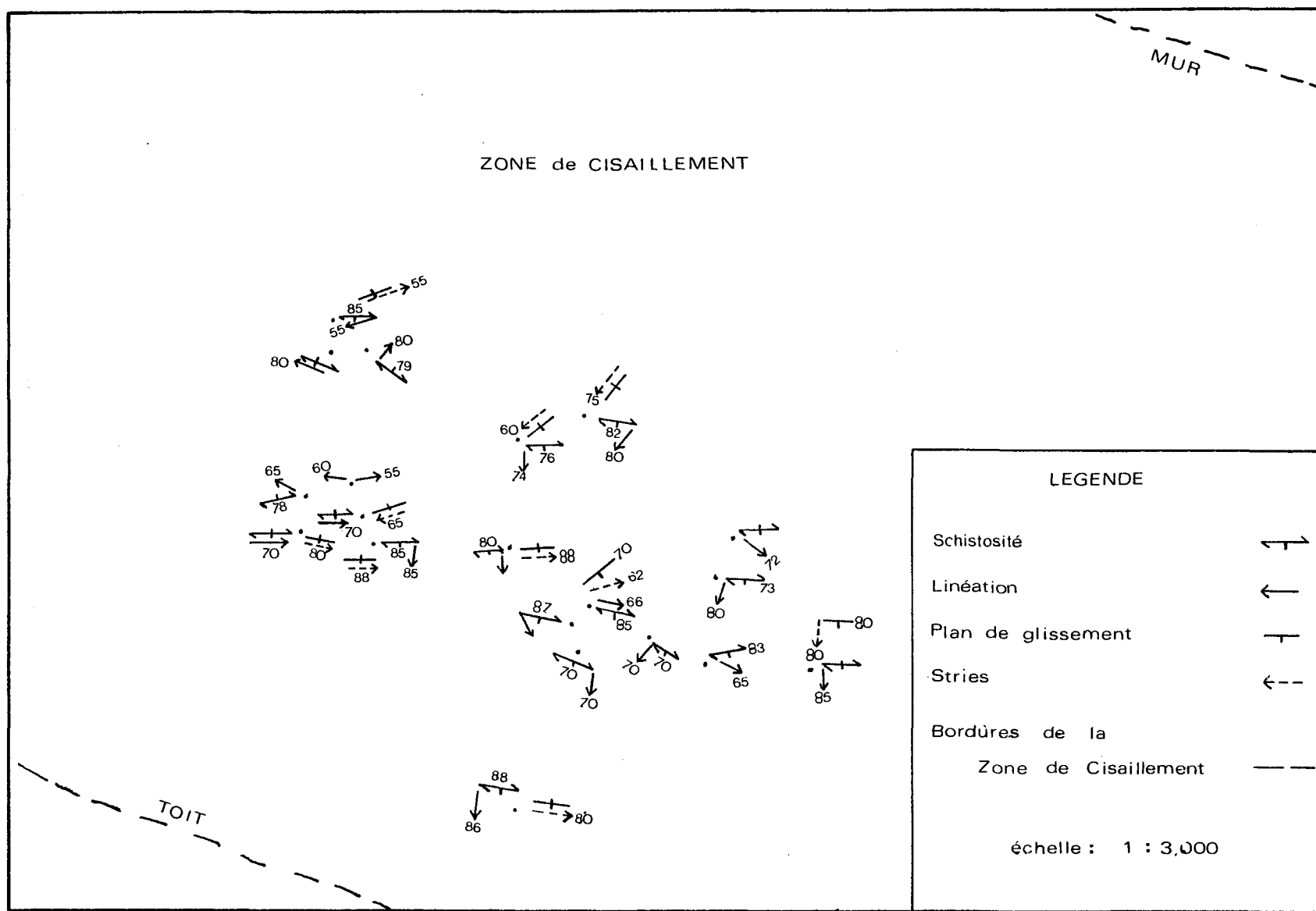


Figure 20 : Mesures ponctuelles de schistosité , linéations, plans de glissement et stries dans la zone du Toit.

minéraux déformés: la rotation et la croissance. la prédominance de l'un ou de l'autre dépend des conditions de métamorphisme et de déformation. Ainsi, dans la zone de cisaillement de Copper Rand il semble que les deux mécanismes ont été actifs. Dans les roches de la zone, les grains sont déformés et tournés résultant de cette rotation, mais des évidences de recristallisation existe dans plusieurs de ces roches. la déformation aurait eu pour effet d'augmenter grandement la perméabilité de la roche par réduction de cohésion, permettant ainsi le passage de fluides résultant du métarmorphisme.

la déformation progressive des roches schisteuses de la zone de cisaillement, considérée comme du cisaillement simple, serait donc constitué par deux phases. Une phase créant l'anisotropie pendant laquelle la schistosité et la linéation se développent et une phases anisotrope pendant laquelle de nombreuses surfaces de glissement se forment par translation parallèle à cette schistosité (Schwerdtner 1972).

Les structures sub-horizontales

Dans la zone du Toit de la mine Copper Rand, il y deux structures majeures sub-horizontales qui sont identifiées par HW-1 et HW-2 et 3. les structures HW-2 et HW-3 sont deux

structures parallèles, de même attitude, mais décalées l'une par rapport à l'autre, HW-2 étant situé un peu plus au nord. Cette similitude explique que ces deux structures sont toujours considérées comme une seule et même structure. La cartographie de ces structures sur les différents niveaux et dans les trous de forage a permis de tracer leur contour approximatif et d'évaluer leur attitude moyenne. La première, HW-1, a une direction N 20 E et un pendage d'environ 30 degrés nord-ouest (figure 21). La structure HW-2 et 3, a pour sa part une direction N 40 O et un pendage d'environ 40 degrés vers le sud-ouest (figure 22).

Ces structures sont continues dans la zone du Toit et leur extension est de plusieurs centaines de mètres au moins. Elles ont été retracées à quelques niveaux au dessus du niveau 2100 tandis que leur extension en profondeur pourrait probablement dépasser le niveau 2700. Ces structures après compilation sur stéréogramme de Wulff, montrent des formes différentes mais laissent paraître une certaine relation entre elles (figure 23). Les pôles de HW-1 sont étalés et situés sur un même grand cercle ce qui permet d'associer cette structure à un pli cylindrique plongeant à environ 30 degrés dans la direction ONO. Les pôles de HW-2 et 3 sont pour leur part situés en majorité à proximité du même grand cercle mais ils sont concentrés ou localisés à un endroit spécifique sur ce cercle, représentant un flanc du grand pli. Il existe donc une relation étroite entre ces deux structures dont les normales sont situées sur le même

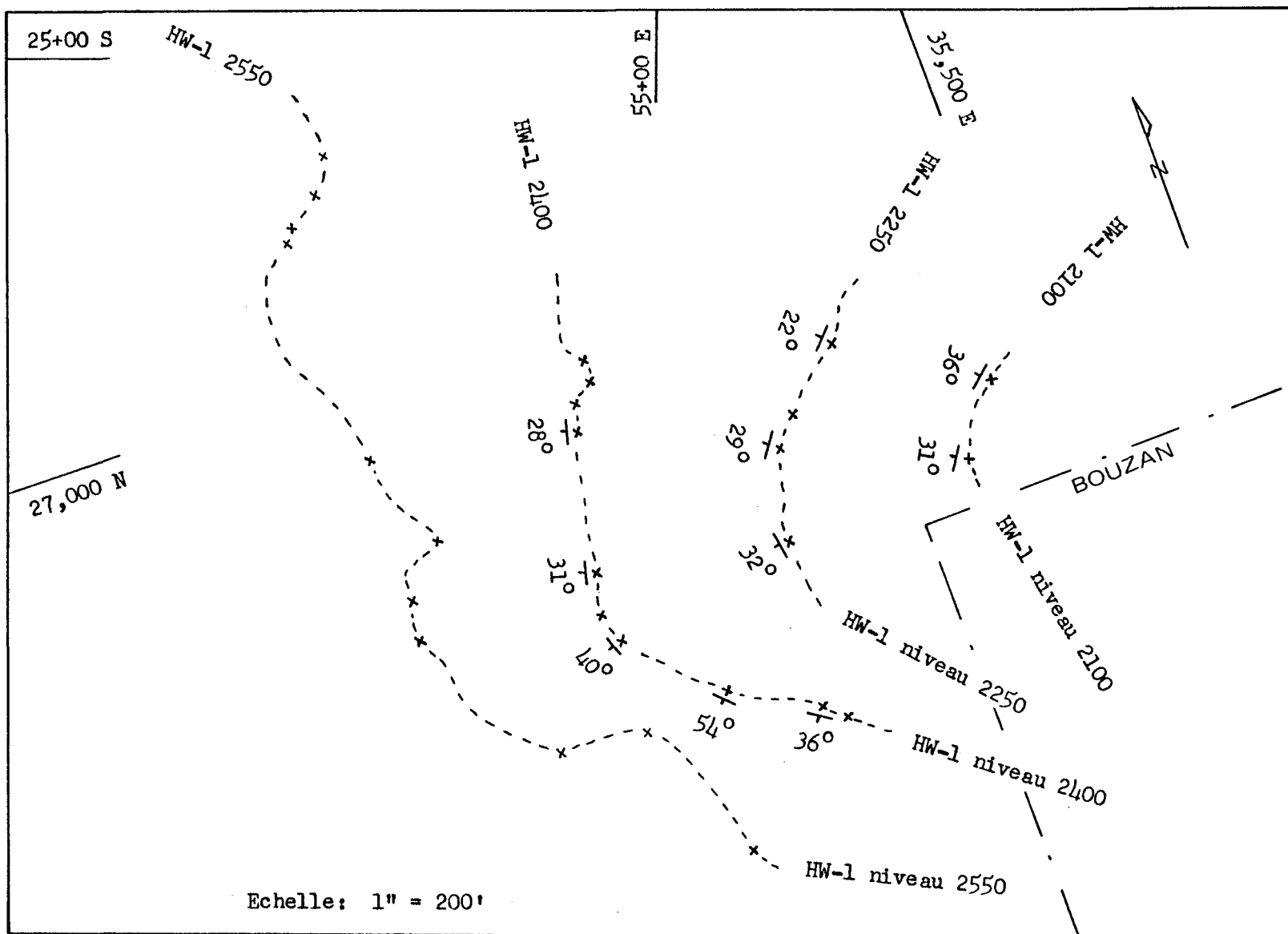


Figure 21: Trace de la structure sub-horizontale HW-1 entre les niveaux 2100 et 2550. Les points (x) proviennent de la cartographie de tunnels et de trous de forage.

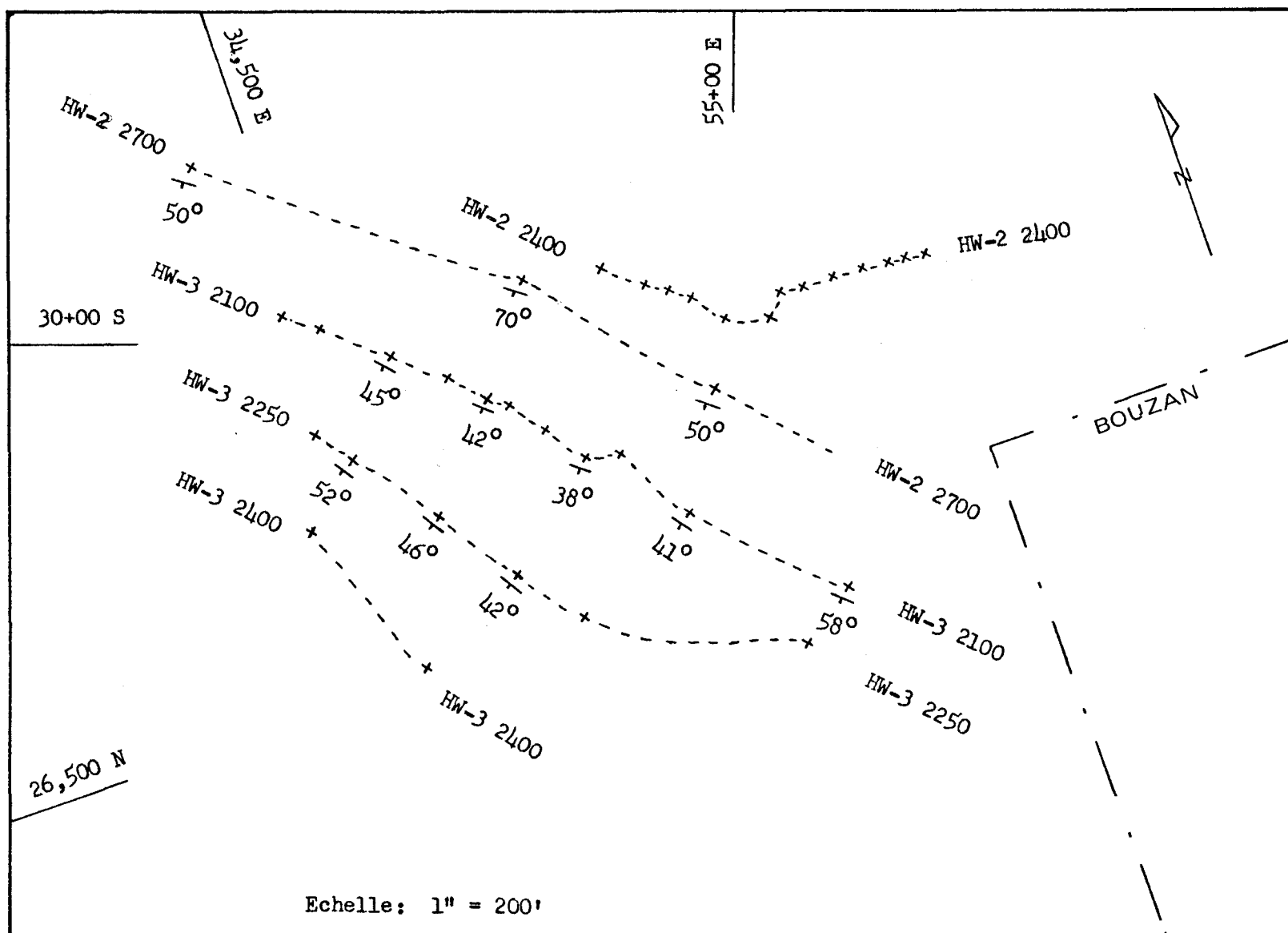


Figure 22: Trace des structures majeures HW-2 et HW-3 telles que cartographiées entre les niveaux 2100 et 2700. Les points (x) proviennent de trous de forage et de tunnels de la mine.

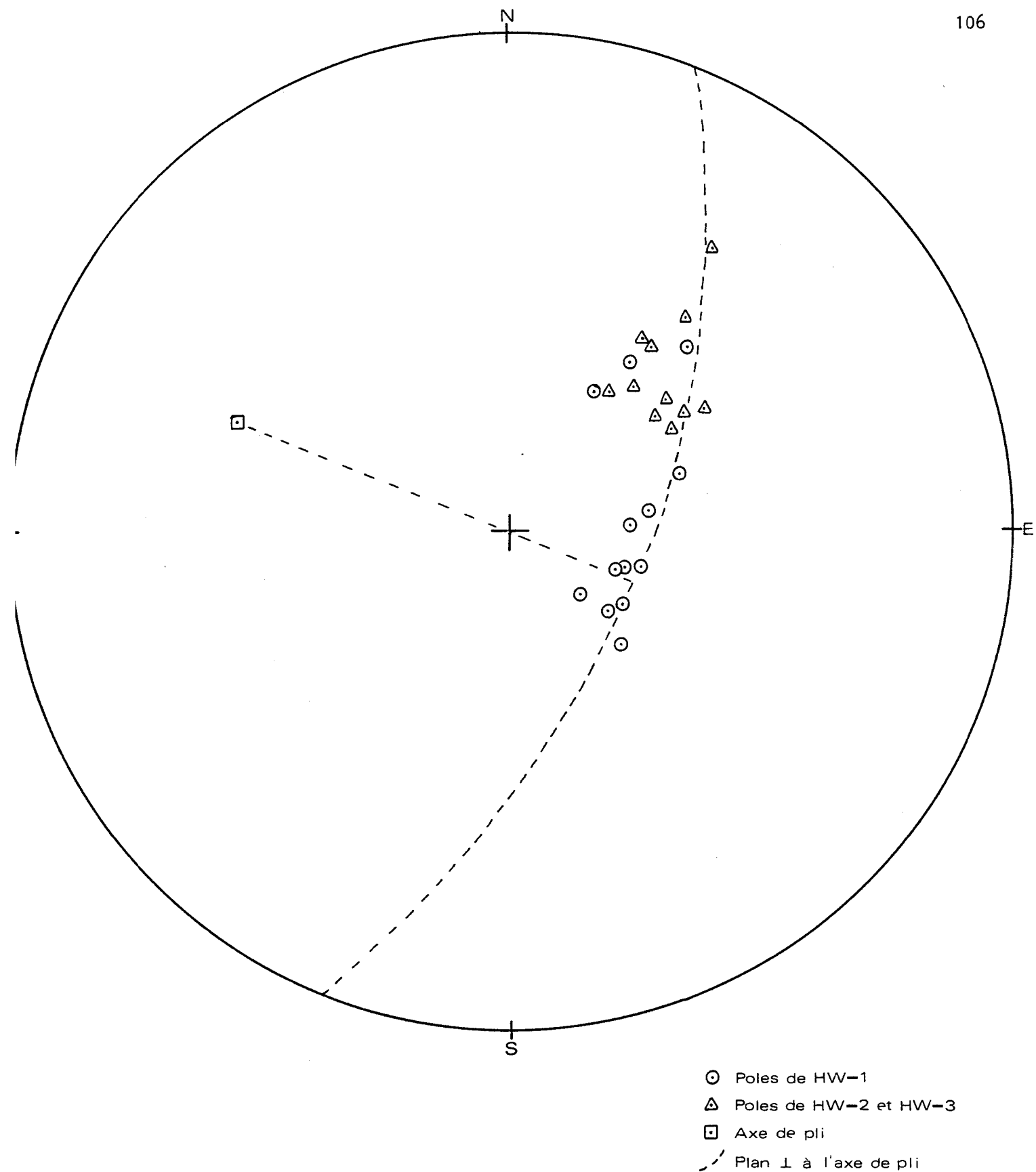
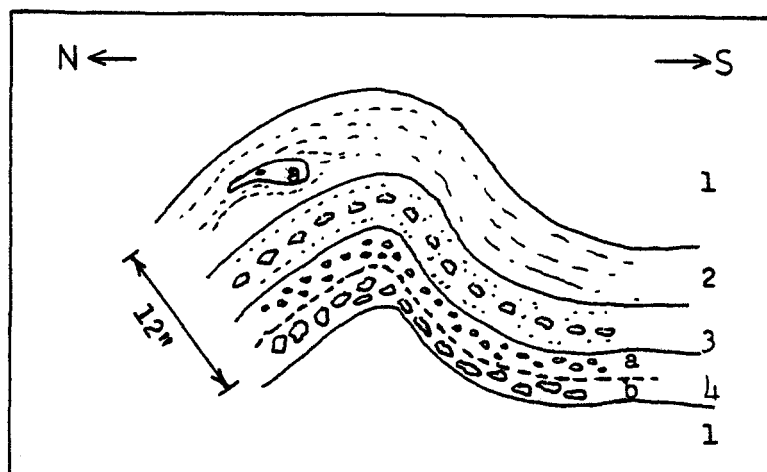


Figure 23 : Compilation des mesures de HW-1 , HW-2 et HW-3.

grand cercle. Ainsi, la structure HW-2 et 3 peut représenter une zone de dislocation ou de rupture dans la structure principale HW-1.

L'axe de plissement de cette structure (290 30 NO) se situe dans le plan moyen de la schistosité (110 85 SO). Cette droite que représente l'axe, fait un angle de 90 degrés avec la linéation qui est elle-même contenue dans le plan de schistosité et dont l'attitude est 110 60 SE (figure 18). Il y a donc une relation entre la structure HW-1 plissée, la schistosité et la linéation. Ce pli cylindrique dont l'axe est plongeant de 30 degrés vers l'ouest, indique donc que la contrainte principale maximum était sub-horizontale dans une direction presque nord-sud tandis que la contrainte principale minimum sub-verticale était inclinée d'environ 60 degrés vers l'est. la direction de mouvement dans la zone de cisaillement aurait suivi cette même droite plongeant vers l'est.

Ces deux structures sont plissottées et montrent de la crénulation. leur épaisseur varie de quelques centimètres à presque un mètre par endroit. Elles sont caractérisées par une alternance de bandes riches en carbonate avec des bandes riches en chlorite, ces minéraux étant disposés de façon parallèle à l'orientation des bandes (figure 24). Il y a souvent présence de bandes riches en pyrite dont les grains, équigranulaires et grossiers, sont aussi allongés dans le même sens que la bande; ces grains de pyrite sont alors situés vers le centre des bandes. les bandes riches en



Légende

- 1: Zone à quartz et carbonate avec un peu de pyrite disséminée. Les grains ne sont pas orientés.
- 2: Bande de chlorite contenant des poches de pyrite, quartz et carbonate venant de la zone 1. La poche a est constituée de pyrite à grains fins et semble avoir subi une rotation.
- 3: Bande de pyrite allongée alternant avec des bandes de chlorite finement litée. La pyrite est à grains fins avec une concentration de grains grossiers et déformés au centre de la bande.
- 4: En a, bande de quartz et carbonate à grains fins. En b, bande de carbonate (sidérose) à grains grossiers et allongés parallèlement à la bande.

Figure 24: Section à travers la structure sub-horizontale HW-1 montrant les divers constituants qui la compose.

carbonate contiennent aussi de la pyrite mais distribuée partout dans la bande; la zone supérieure est alors à grains fins de carbonate et de pyrite tandis que la partie inférieure est constituée de grains plus grossiers de ces deux minéraux, ce qui produit un litage. Au mur et au toit de la structure, se trouve une zone à quartz et carbonate avec un peu de pyrite disséminée et non orientée.

Lorsqu'il y a présence d'horizon repère au mur de ces structures, il n'est pas rare d'observer que ce même horizon ne se retrouve pas au toit de la structure (figure 25). Ainsi, le mur sera par exemple fortement minéralisé tandis que le toit ne comporte qu'une minéralisation disséminée dans les schistes. Ceci s'observe aussi dans le cas des dykes au contact de ces mêmes structures. Ces discontinuités dans les horizons repères laissent soupçonner que ces structures pourraient être des failles avec grand déplacement. Cependant, il est aussi fréquent que les mêmes horizons repères traversent complètement la structure en ne montrant aucun indice de déplacement. Il est alors possible d'envisager une structure telle HW-1 non pas comme une faille mais plutôt comme un horizon ou veine, avec une composition différente des schistes qu'il traverse et par le fait même avec des propriétés physiques et chimiques différentes.

La structure HW-1 est donc une veine plissottée et crénelée qui montre des similarités avec les veines ptygmiques. Elle diffère des autres veines par sa forme

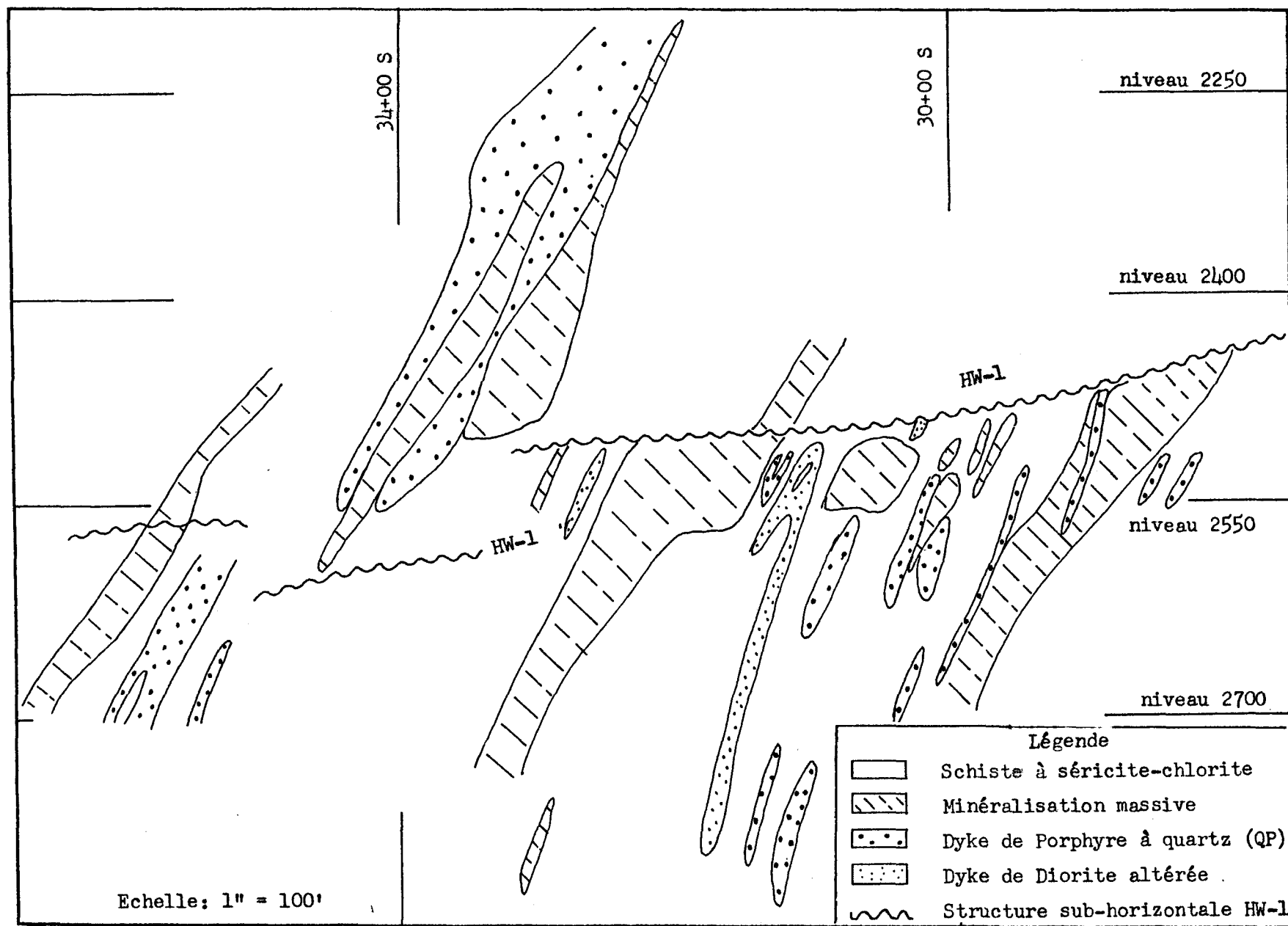


Figure 25: Section 52+00 est montrant la structure sub-horizontale HW-1.

particulière méandrique. Kuenen (1967) a démontré expérimentalement qu'une forme ressemblant aux veines ptygmiques peut être obtenue par compression d'une couche plastique compétente comprise dans une roche hôte plus ductile. Ainsi le plissement ou chiffonnage de veines originellement planaires dû à des contraintes en compression implique la veine et la roche hôte. le système de contrainte du gisement de Copper Rand semble dans un contexte régional en accord avec cette compression latérale. l'épaisseur presque constante des plis dans la veine ou structure HW-1, peut être expliquée par la déformation d'un feuillet de roche avec une compétence plus grande que la roche hôte.

Modèle de formation des veines

D'après la géométrie et le type de fracture, une séquence de formation peut-être envisagée (figure 26). les fissures A auraient été produites en compression tandis que les fissures B et B' sont des fentes de tension. Ces fractures se sont développées en réponse à un système de contraintes extérieures avec la contrainte principale maximum horizontale et la contrainte principale mineure sub-verticale.

Il y aurait d'abord eu génération de zones de dilatation le long de joints préexistants courbes, créant des

ouvertures remplies ultérieurement par les différents types de dykes (figure 26). Des variations de la contrainte différentielle effective accompagnée d'une diminution de la résistance de la roche, auraient amené la formation de la zone de cisaillement et de ses structures, la schistosité, les linéations, les fentes de tensions et les plans de glissement. La génération des fentes de tension à 45 degrés des murs aurait été accompagnée de mouvements le long des veines A causant le cisaillement des dykes, la réouverture de zones de dilatation parallèles et voisines, et la relocalisation de sulfures, quartz et carbonate dans ces cavités. Les dykes ont donc pu agir comme écran lors de cette remobilisation des sulfures. Les pressions subséquentes causent ensuite le plissement des fentes B ou structure HW-1, qui par suite d'une rupture de son flanc sud produit la structure HW-2 et 3. En même temps, il y a initiation de fentes de tension sub-horizontales B'.

La compilation des structures et horizons géologiques met en lumière les relations existant entre eux (figure 27). Les pôles de minéralisation de type schiste à sulfure et de la schistosité sont à proximité l'un de l'autre. Les pôles de dykes, de minéralisation type veine et de failles NO sont aussi groupés et ont un pendage différent de la schistosité. Tous ces horizons font un angle avec les bordures de la zone de cisaillement. Le pôle de HW-2 est sur la même droite que ces horizons mais avec un pendage plus faible et peut très bien représenter une dislocation dans la

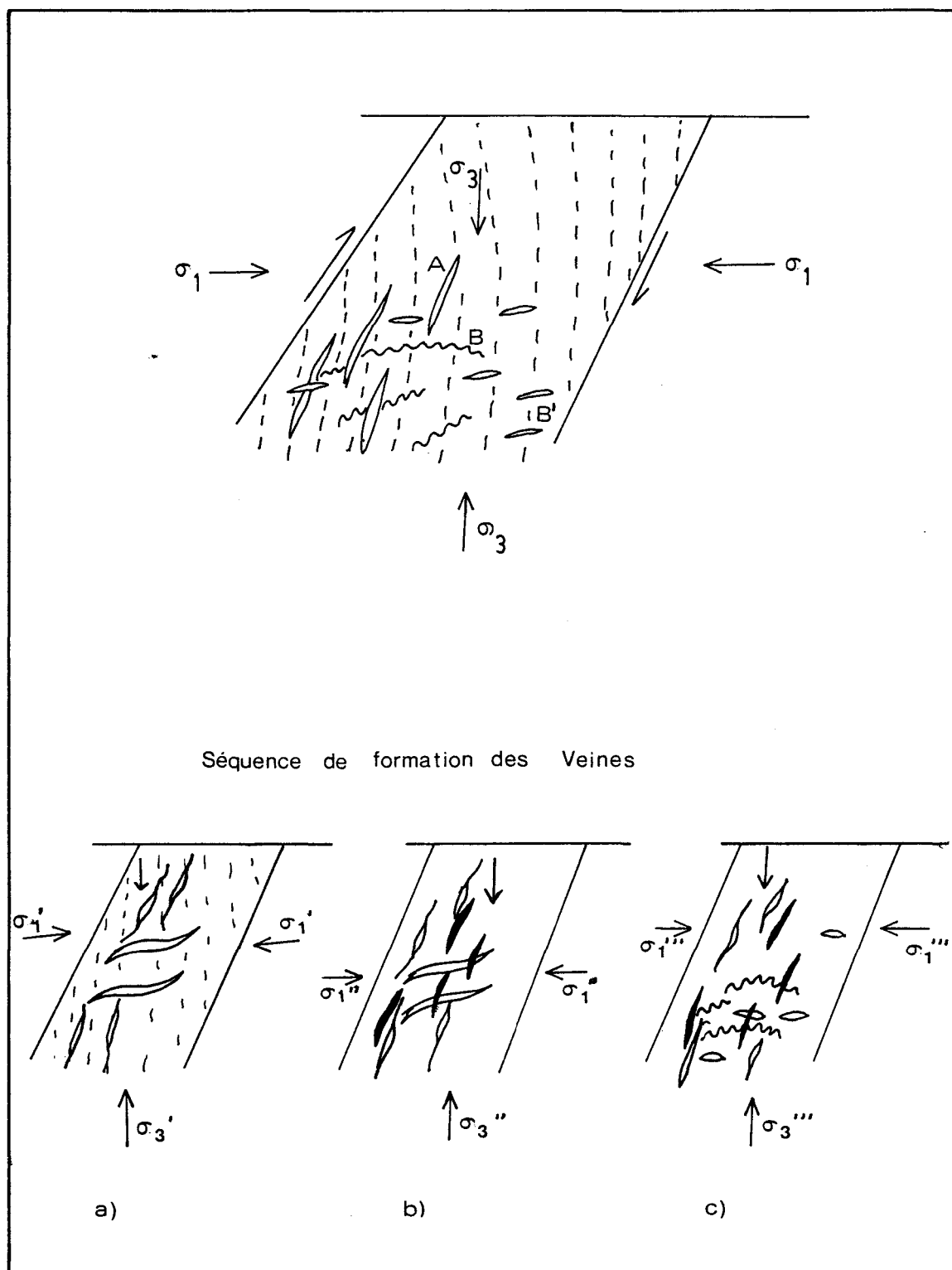


Figure 26 : Section transversale (croquis), montrant la relation entre les fractures et veines A, B et B'.

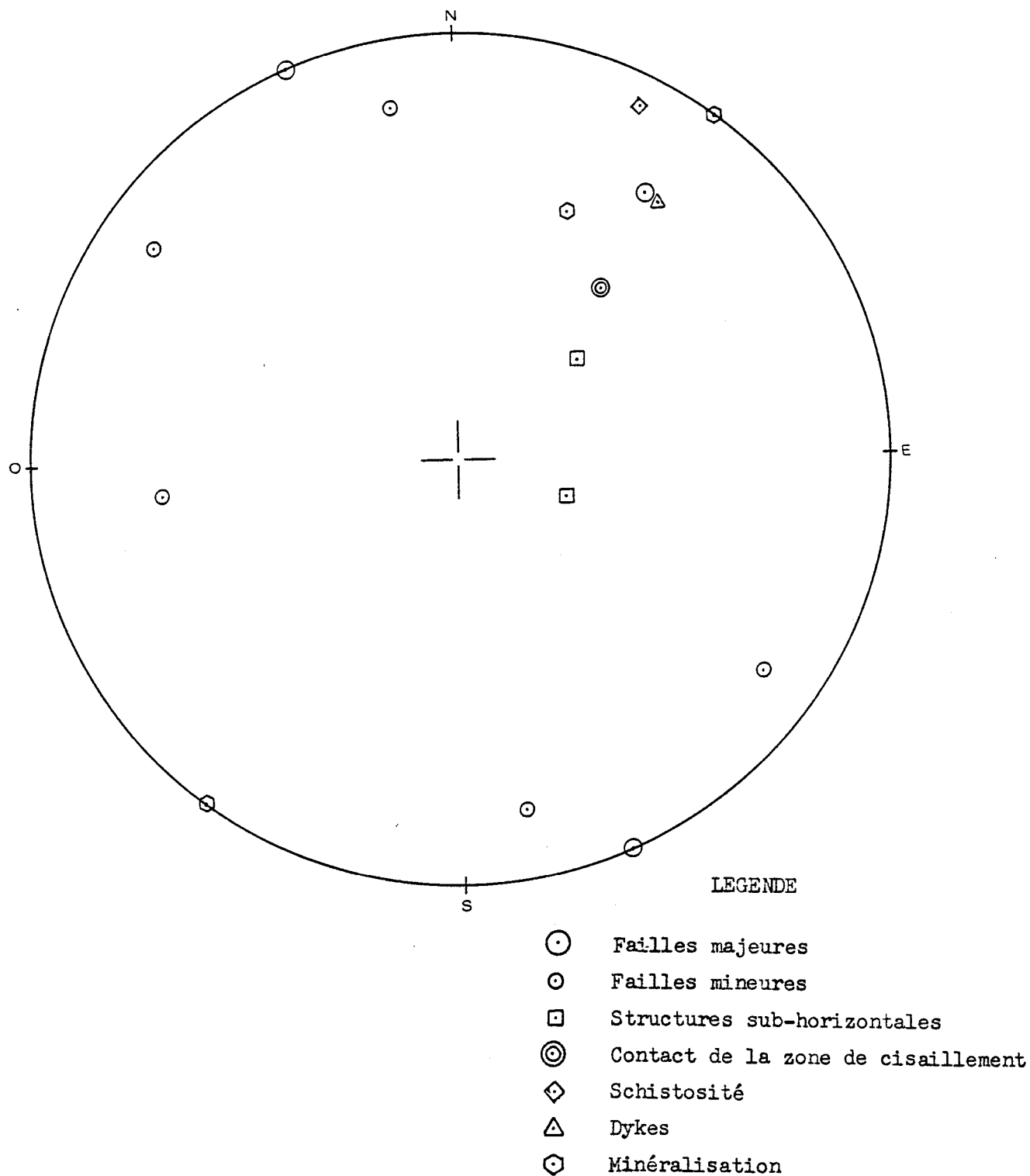


Figure 27 : Compilation générale des structures, dykes et minéralisation. Les points représentent les pôles de ces plans sur canevas de Wulff.

structure HW-1. En plan et en section, ces relations entre les structures et les horizons sont tout aussi évidentes (figure 28 et 29). Toutes ces relations vérifient le modèle élaboré plus haut quant à la formation des veines et leur déformation.

Relations avec le Pluton de Chibougamau

Le soulèvement du Pluton de Chibougamau a joué un rôle important dans la morphologie des roches de la région de Chibougamau et serait responsable du patron de fracture qui a servi à la mise en place des dykes. Selon Ramberg (1970), lors de la mise en place d'un tel intrusif, les roches encaissantes sont soumises à des contraintes tectoniques qui résultent en un soulèvement et à la formation de structure en forme de dome ou d'anticlinal suivant la forme de l'intrusif. Pitcher (1975), dit que la construction d'un batholite, processus qui implique une ségrégation, une intrusion et un refroidissement, devrait prendre entre 50 et 70 millions d'années et que même si cela se fait en épisode distinct, cette construction peut être considérée comme un procédé continu. Il est de plus d'avis qu'une intrusion de granite devrait se produire largement à l'état solide.

Pour Koide et Bhattacharji (1975), le soulèvement d'un pluton est accompagné de la formation d'un réseau de

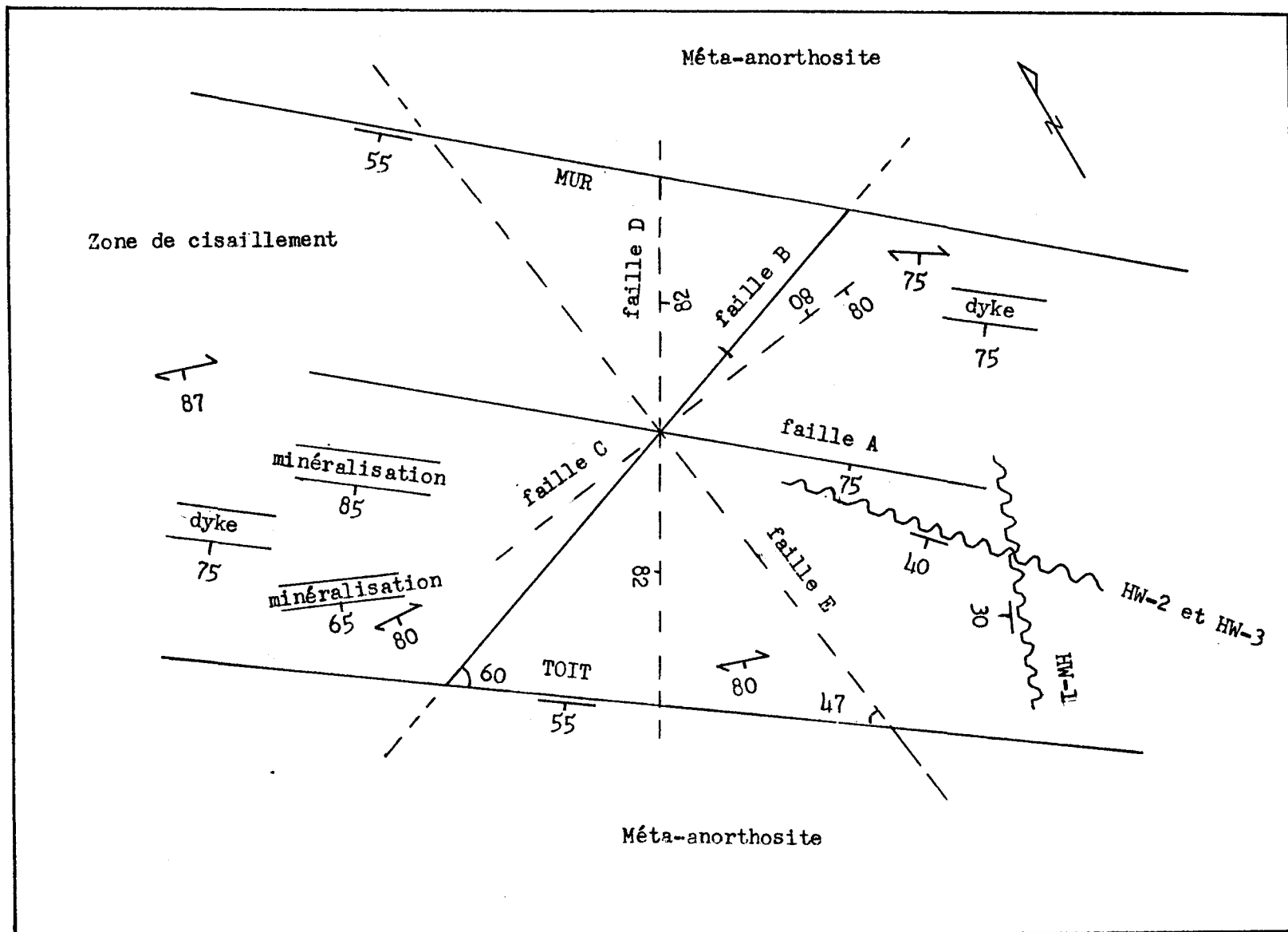


Figure 28: Croquis de la zone de cisaillement avec dykes, minéralisation et structures.

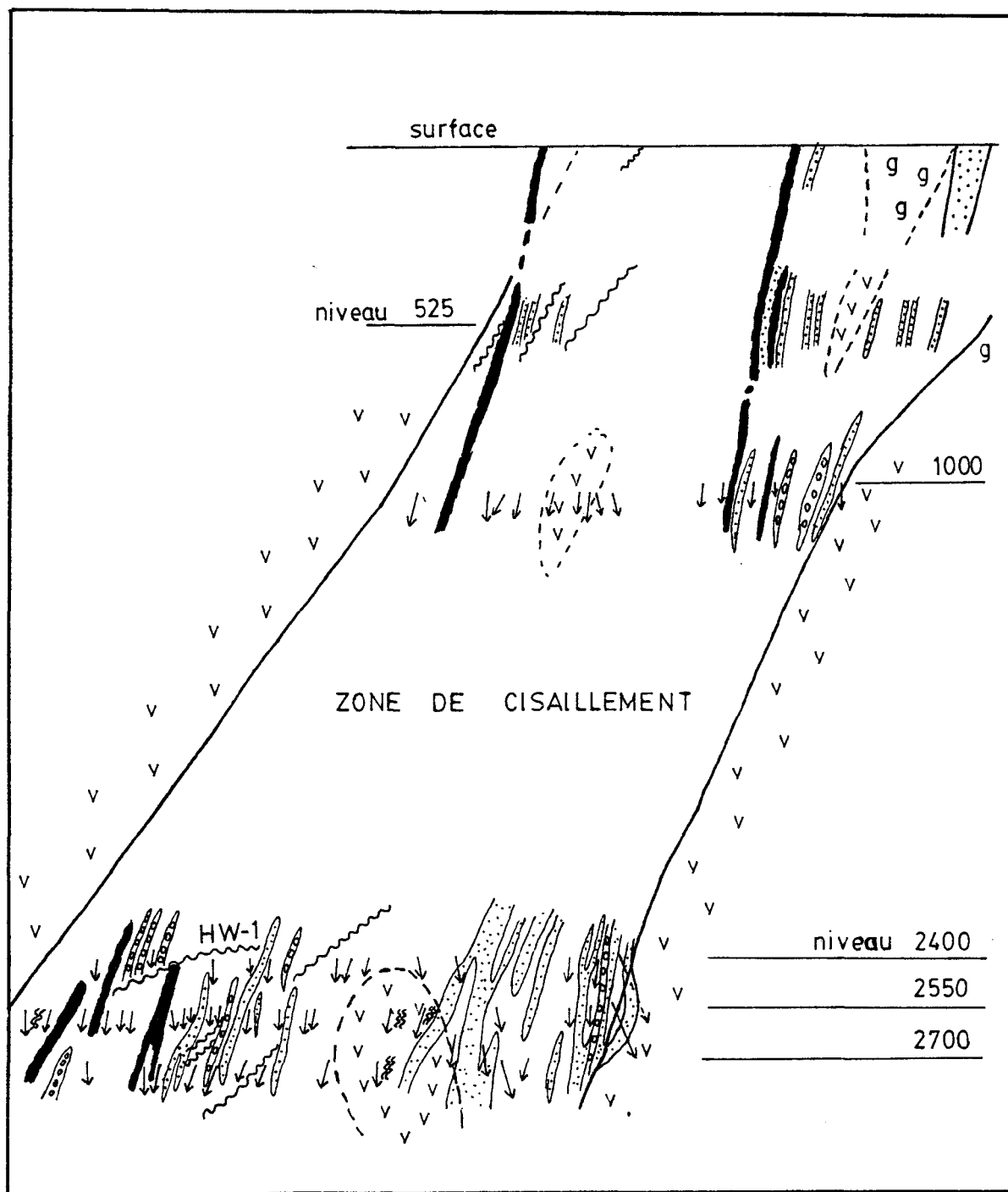


Figure 29 : Section N 25 E montrant la relation entre les dykes, la minéralisation et la structure dans la zone de cisaillement.

fracture en cisaillement et en tension, radiales et concentriques, autour de l'intrusion. Ces fractures se seraient propagées dans les roches encaissantes, au sommet et en bordure du pluton. Selon eux, les roches devraient avoir un comportement ductile en profondeur et ainsi il ne devrait pas y avoir production de fractures en extension. Cependant, la pression de fluide interstitiel qui est élevée autour des intrusions ignées, aurait affecté cette ductilité de façon à ce qu'elles puissent se produire. Ainsi, les gisements qui sont concentrés près de telles masses intrusives portent à croire que les dépôts, dans leur forme originale, peuvent avoir été formés à partir de fluides chauffés, expulsés de ces masses et relocalisés dans les fractures.

Selon Price (1975), les données expérimentales démontrent clairement que le taux de déformation dans les roches est intimement relié à la contrainte différentielle, la pression de fluide interstitielle, la température et la pression de confinement. Tout changement dans un de ces facteurs amène des variations énormes dans le taux de déformation. Il a aussi été démontré que même si le soulèvement d'un pluton induit dans la croûte des déformations relativement grandes, le taux de déformation est assez lent.

Des variations dans tous ces facteurs peuvent donc avoir aidé à la formation de zones de cisaillement telle celle de Copper Rand, qui se trouvent toutes au voisinage du Pluton

de Chibougamau. Durant cette période de cisaillement les dykes, déjà en place, sont cisailés et la minéralisation dont la période de mise en place initiale est plus difficile à définir avec certitude, est déformée, remobilisée et relocalisée dans des zones de faiblesse dû à un jeu de contraintes différentielles. Une certaine activité a continué à se produire le long des fractures nord-est pendant les périodes subséquentes.

ANALYSE STRUCTURALE DE LA ZONE DE CISAILLEMENT

Division en sous-domaine

L'étude structurale de la zone de cisaillement a été faite sur trois niveaux: les niveaux 1000, 2550 et 2700. Pour faciliter cette étude et pour vérifier les variations structurales pouvant exister à l'intérieur comme à l'extérieur de la zone de cisaillement, chaque niveau a été divisé en sous-domaine. Cette division a été faite en se basant sur des critères géographiques, géologiques et structuraux comme la situation par rapport à la zone de cisaillement, le degré de cisaillement et la présence ou l'absence de dyke et de minéralisation. Le niveau 1000 a été divisé en 6 sous-domaines du sud vers le nord et comporte une section complète à travers la zone de cisaillement et se rend même à environ 500 mètres au delà du contact (figure 30). Le niveau 2550 est divisé en 7 sous-domaines et le niveau 2700 en 6 sous-domaines partant tous les deux du mur vers le toit de la zone de cisaillement (figure 31 et 32).

Toute la compilation des structures par sous-domaine a été faite par ordinateur en utilisant le programme EQUAREA-78, développé par D.W.Roy, professeur en Sciences de la Terre à l'UQAC.

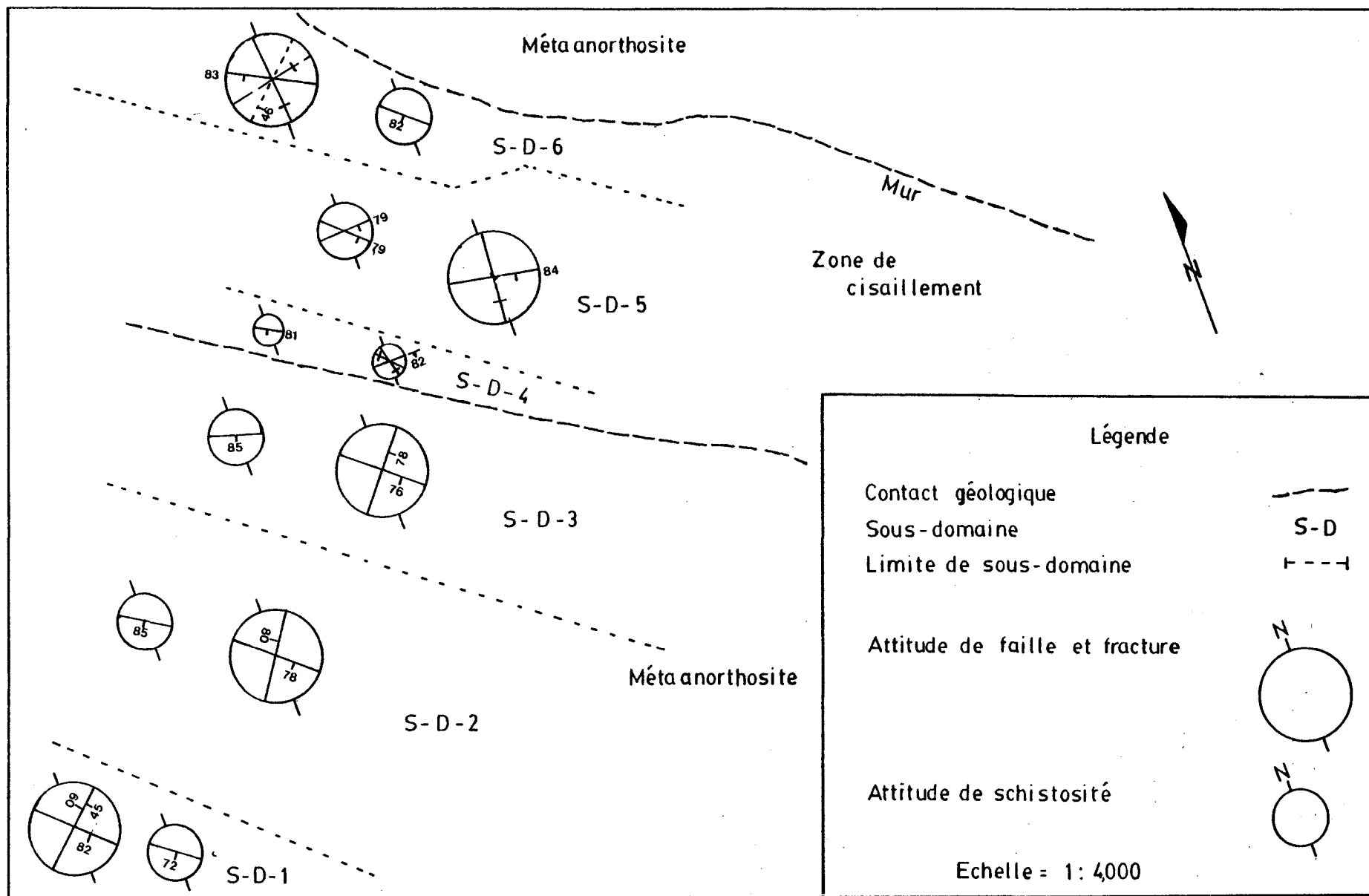


Figure 30 : Compilation des failles et schistosités du niveau 1000 par sous-domaine.

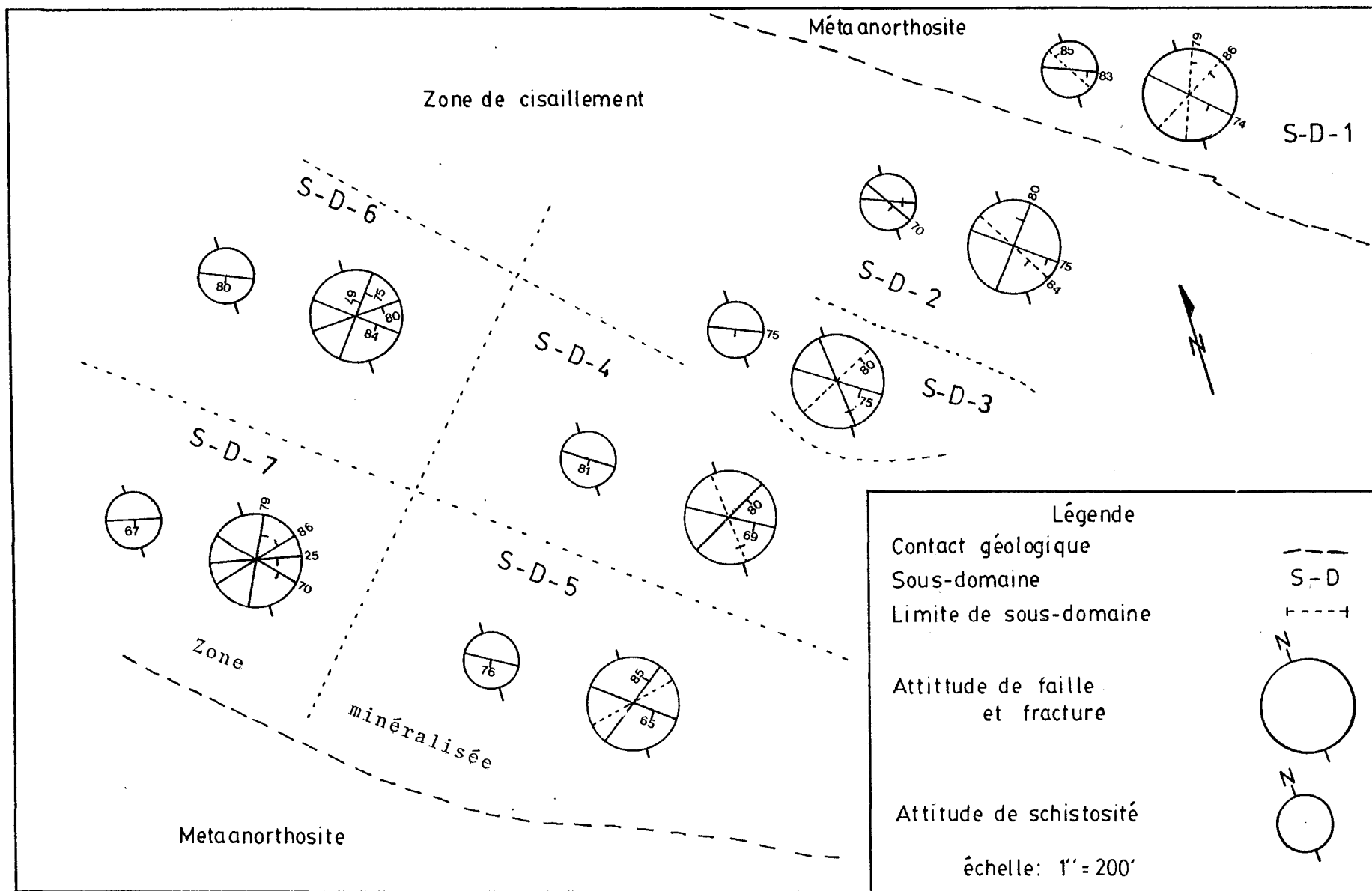


Figure 31 : Compilation des failles et schistosité au niveau 2550 par sous-domaine.

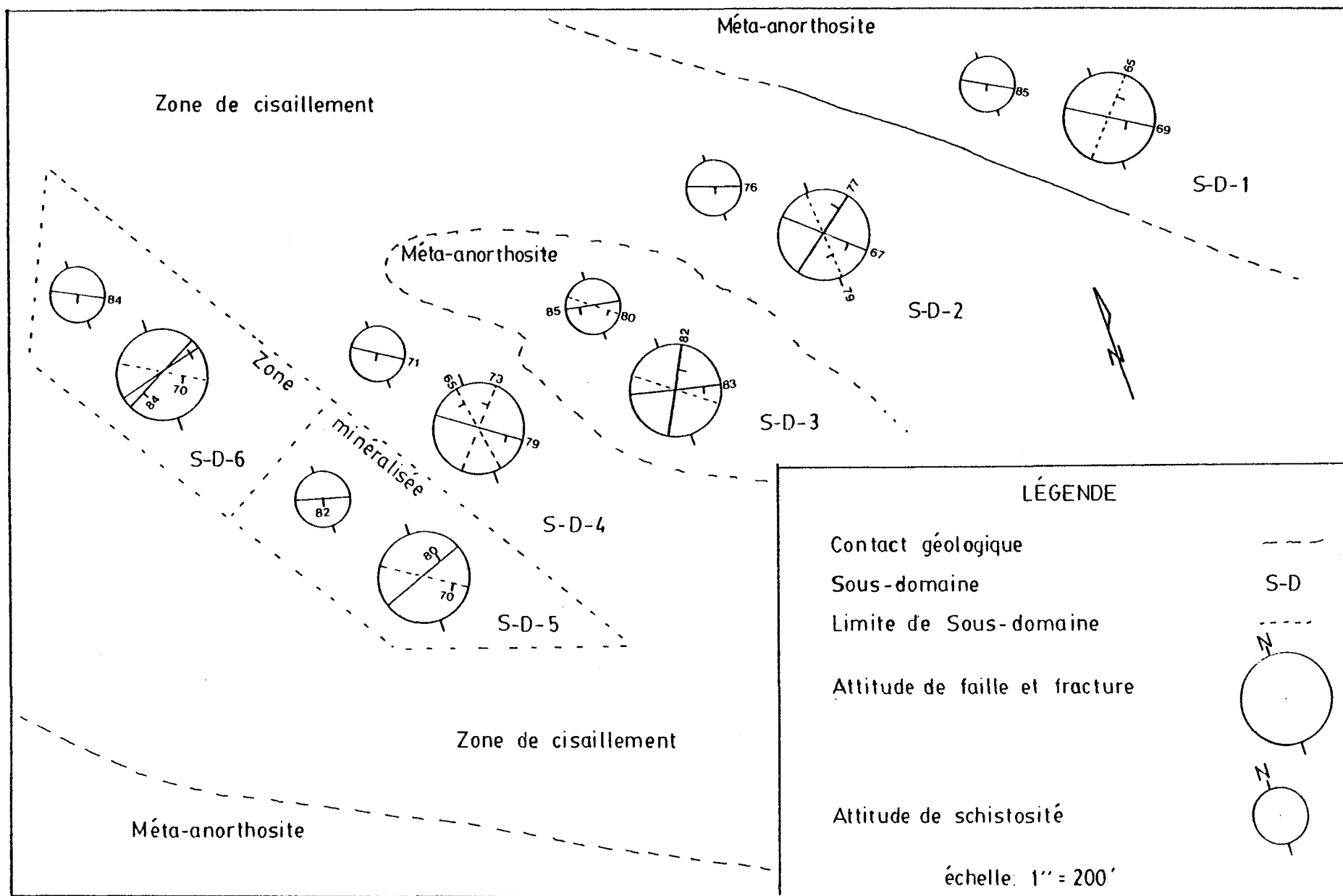


Figure 32 : Compilation des failles et schistosité au niveau 2700 par sous-domaine.

Description des sous-domaines

Le niveau 1000 nous a permis de faire une traverse complète à travers la zone de cisaillement et de se rendre même au delà de 500 mètres au sud du contact dans la méta-anorthosite. Cette méta-anorthosite est peu déformée si ce n'est de la présence de certaines bandes éparses altérées en séricite fortement cisillées dont l'attitude est parallèle à la zone de cisaillement principale. Ces bandes dont l'épaisseur ne dépasse guère quelques mètres, sont éparpillées dans la partie immédiatement au sud du contact de la zone de cisaillement. A mesure qu'on s'éloigne de ce contact, la quantité de ces bandes diminue et on en retrouve pas dans le sous-domaine 2. Des quantités variables de minéralisation se trouvent associées à ces bandes et on note toujours un enrichissement en chlorite dans leur voisinage immédiat. Cette méta-anorthosite renferme également quelques dykes de diorite et dykes de porphyre à quartz et feldspath. Ces dykes sont relativement peu cisillés. A environ 500 mètres au sud du contact se trouve une bande de méta-anorthosite cisillée et altérée, plus large et plus importante que les précédentes. Cette bande qui est aussi parallèle à la zone de cisaillement principale, est minéralisée sur une longueur d'au delà de 100 mètres (S-D-1, figure 30). Cette zone minéralisée est caractérisée par la présence de dykes de diorite associés et bordée par une bande d'altération chloritique.

A l'intérieur de la zone de cisaillement, la méta-anorthosite est partout transformée en schiste à séricite dont le degré de cisaillement est variable. La plus forte concentration de dyke se situe près du mur de la zone de cisaillement (S-D-6, figure 30). Les dykes, de diorite et de porphyre à quartz, sont plus ou moins cisailés et sont associés à des lentilles minéralisées. Des poches de méta-anorthosite de forme allongée se retrouvent près du mur de la zone de cisaillement. Le centre de la zone montre un degré de cisaillement variable et ne comporte que quelques minces dykes de diorite (S-D-5). Près du toit, se trouve une bande fortement cisailée et minéralisée (S-D-4). Cette zone est moins large et moins importante que la zone du mur.

C'est cependant avec l'analyse des niveaux inférieurs, 2550 et 2700, que nous avons pu étudier la zone du Toit proprement dite. En effet, à l'inverse des niveaux supérieurs de la mine où la minéralisation se trouve concentrée près du mur, les niveaux inférieurs montrent leur minéralisation dans la moitié sud de la zone de cisaillement et près du toit (figure 31 et 32). A ces niveaux il a été possible d'étudier la méta-anorthosite au nord de la zone de cisaillement. Elle comporte quelques bandes minces cisailées et altérées, d'épaisseur variable, et est traversée parfois par des dykes en majorité de composition dioritiques. La zone du mur à ces niveaux, est très cisailée et altérée et contient une grande quantité de

dykes qui constituent près du quart de la superficie de cette zone. Cette zone s'étend jusqu'à environ 300 m. du contact de la zone de cisaillement. Il est à noter qu'un seul de ces dykes est un dyke de porphyre à quartz et il est situé près du mur. Au centre de la zone de cisaillement se trouve une masse de méta-anorthosite très peu déformée et peu altérée (S-D-3, figures 31 et 32)). Le contact de cette masse est très cisailé et graduel avec le reste de la zone. Un dyke de diorite traverse d'est en ouest sur les trois quarts de la longueur de la masse. La partie sud est la plus importante car elle renferme les lentilles minéralisées de la zone du Toit. C'est une zone très cisailée et traversée d'une grande quantité de dykes de diorite, diorite altérée et de porphyre à quartz. Les dykes de diorite altérée se retrouvent dans la partie la plus au nord et à l'ouest. Les deux autres, en quantité égale dans cette même partie, se départagent plus au sud. En effet, plus on approche du toit de la zone, plus les dykes de diorite diminuent en quantité tandis que les dykes de porphyre à quartz prennent de l'importance jusqu'à être seul au sud (S-D-5, figures 31 et 32). La minéralisation semble associée à ces deux types de dykes mais le plus souvent, elle est entourée ou collée à un ou plusieurs dykes de porphyre à quartz. Il semble que la séquence la plus fréquente soit: dyke de diorite, minéralisation et dyke de porphyre à quartz. Les lentilles minéralisées qui sont en contact avec une ou l'autre des structures sub-horizontales ont leur extrémité arquée et tournée vers le nord.

Analyse structurale des sous-domaines

L'analyse des failles et de la schistosité dans chaque sous-domaine, pour les trois niveaux étudiés, a permis d'étudier les variations structurales à l'intérieur et à l'extérieur de la zone de cisaillement. Les résultats de cette analyse sont résumés aux figures 30 à 32.

Ainsi dans la méta-anorthosite au sud de la zone de cisaillement, il y a deux séries de failles principales, la première de direction NO et la seconde de direction NE (figure 30, SD-1, 2 et 3). Les failles NO ont des pendages abrupts vers le SO tandis que les failles NE ont des pendages variant de 45 degrés SE à 60 degrés NO. La foliation des minces zones cisailées, éparpillées dans la méta-anorthosite, a une direction NO parallèle au contact de la zone de cisaillement et un pendage abrupt vers le sud-ouest. Les deux mêmes séries de failles se retrouvent dans la méta-anorthosite au nord de la zone de cisaillement (figure 31, SD-1).

A l'intérieur de la zone de cisaillement, les failles sont un peu plus complexes quoiqu'il existe partout au moins deux séries de failles dont les directions s'approchent de celles hors de la zone de cisaillement.

Ces observations et mesures d'attitudes de failles à l'intérieur et à l'extérieur de la zone de cisaillement

confirme la possibilité qu'il ait existé un système de fractures pré-existant à la formation de la zone de cisaillement (figures 33 et 34). Il semble donc que la zone se soit mise en place parallèlement au joints N0 à pendage abrupt vers le sud-ouest. le mouvement s'est donc effectué dans ce plan, dans une direction proche de la ligne de pendage, ce qui nous amène à considérer la zone en section plutôt qu'en plan pour y étudier les structures produites (figure 34). Cette compilation aura permis de comparer ces structures avec celles observées dans d'autres zones de cisaillement naturelles ou produites par des expériences en laboratoire. Ainsi, Tchalenko (1967) avec des essais sur les argiles, a obtenu les discontinuités suivantes pour une zone de cisaillement produite par cisaillement simple. le critère de rupture de Coulomb prédit donc un plan de rupture en échelon à un angle de $\Phi/2$ avec la direction de mouvement, où Φ est l'angle de résistance au cisaillement. C'est le cisaillement Riedel (R), qui peut être représenté à Copper Rand par les failles N0 à pendage moyen (figure 34). le plan conjugué (R') situé à $90 - \Phi/2$, correspondrait aux fentes sub-horizontales B. Un plan de cisaillement (P) supposé de se présenter à $-\Phi/2$ et opposé à R, semble confondu avec les plans continus dans la direction de mouvement et appelés cisaillement à déplacements principaux (D). Ces derniers sont parallèles aux joints N0 et auraient été influencés par ces derniers.

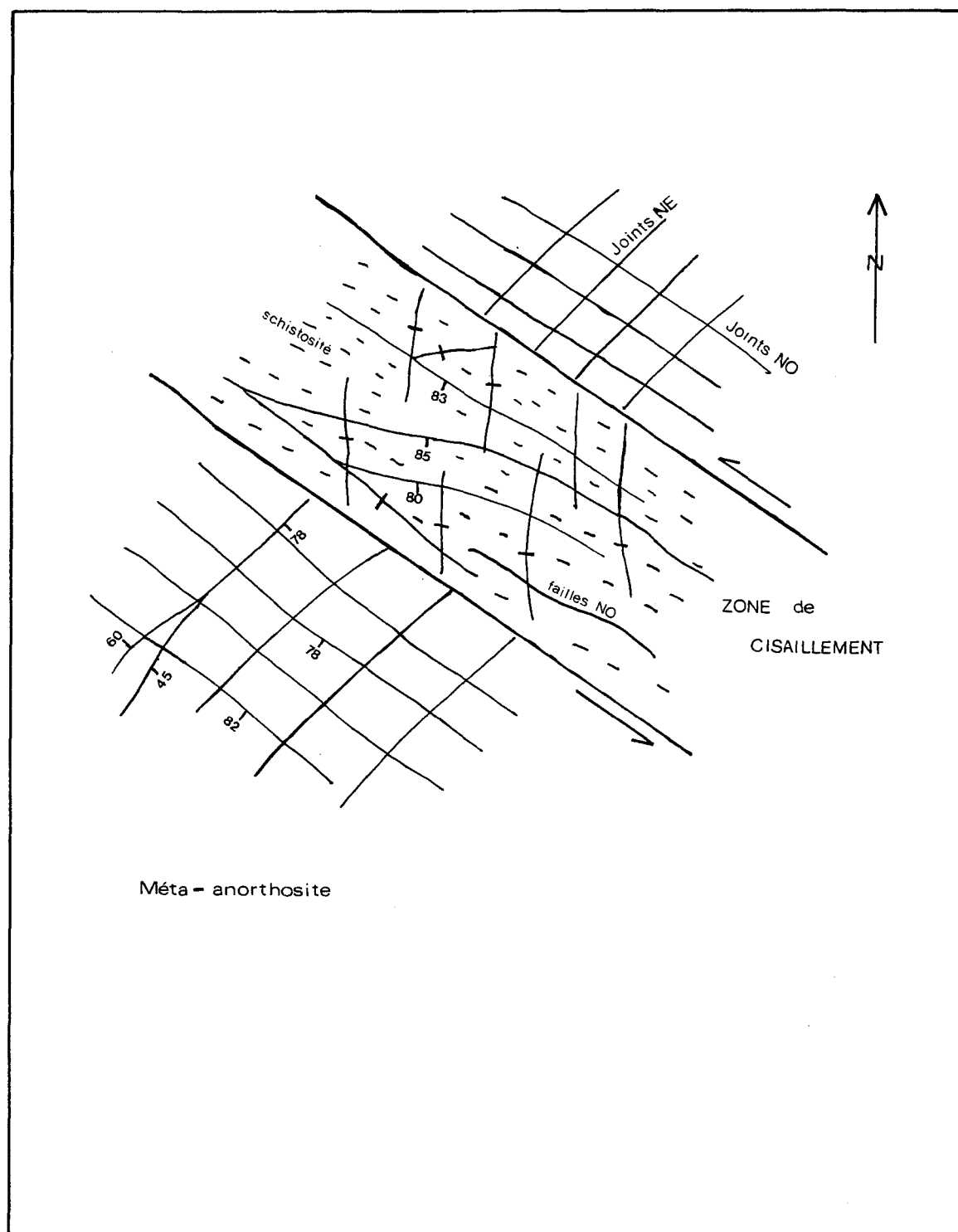


Figure 33: Patron de failles (joints) et schistosité a l'intérieur et à l'extérieur de la zone de cisaillement.

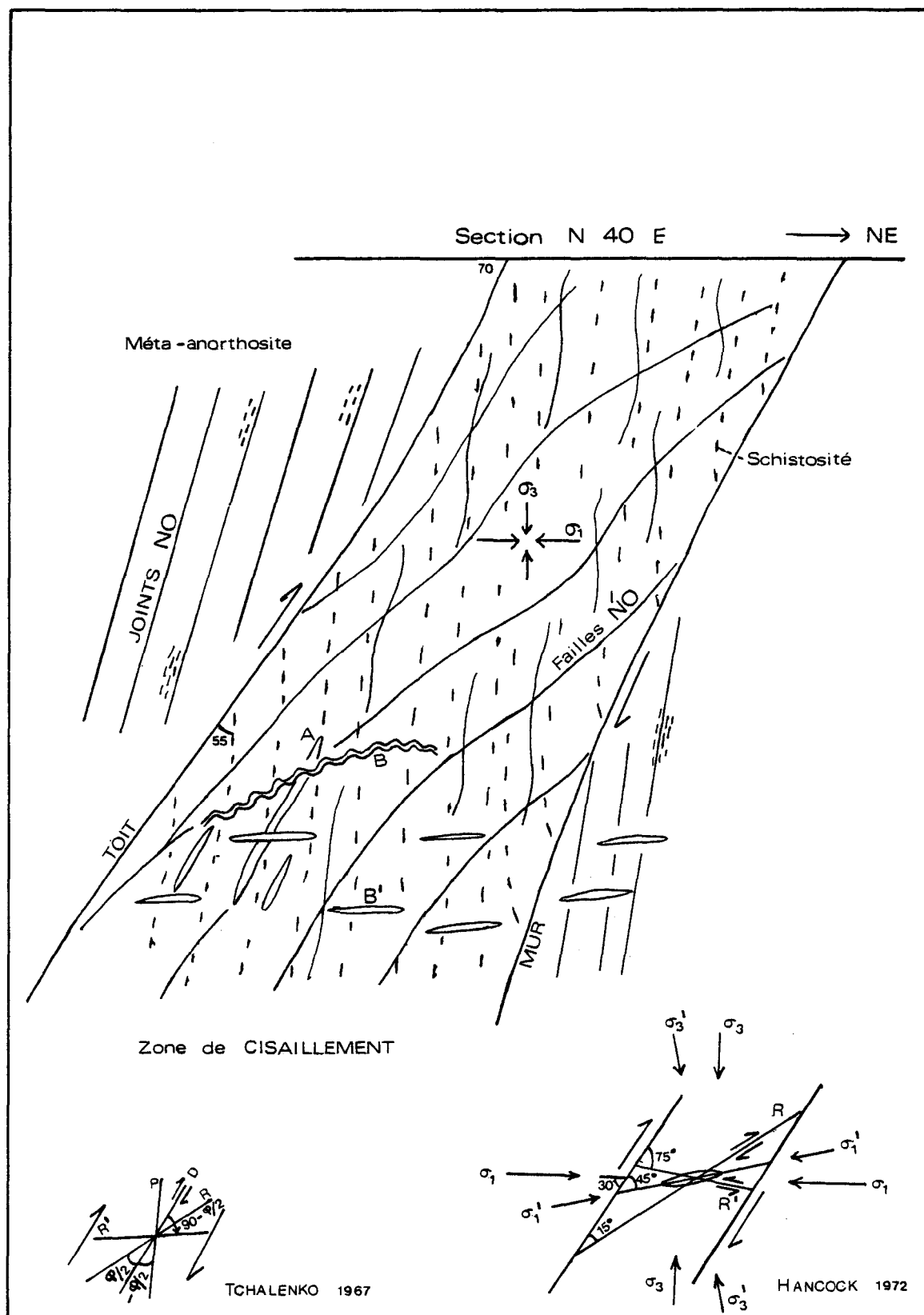


Figure 34: Section N 40 E montrant les structures à l'intérieur et à l'extérieur de la zone de cisaillement.

Hancock (1972), dans son analyse de zones de cisaillement naturelles, conclut que l'angle initial entre les veines et la zone de cisaillement se situe entre 10 et 46 degrés. Ainsi, les veines entre 10 et 20 degrés occupent le cisaillement Riedel et font un angle variant entre 25 et 35 degrés avec la contrainte principale secondaire maximum (σ_1'). Les veines de transition entre le cisaillement et l'extension font un angle entre 20 et 40 degrés tandis que les fractures en tension sont développées à 40 ou 45 degrés et sont presque perpendiculaires à la direction de contrainte principale secondaire minimum (σ_3'). Cet arrangement correspond assez bien aux veines en compression A et celles en tension B et B' rencontrées à Copper Rand.

Le système de joints est composé de trois orientations principales: le joint A (N 40 E) avec un pendage de 80 degrés vers le NO, le joint B de même direction (N 40 E), avec un pendage de 45 degrés vers SE et le joint C (N 50 O) qui est sub-parallèle à la zone de cisaillement mais avec un pendage légèrement plus grand à 75 degrés vers le SO (figure 35). Les angles dièdres entre les joints sont les suivants: entre A et B de 55 degrés, entre B et C de 101 degrés, et entre A et C de 92 degrés (figure 36). Ces relations angulaires permettent d'établir les orientations de contraintes actives lors de la formation de ces joints. La contrainte principale maximum est donc représentée par la bissectrice entre les joints A et B.

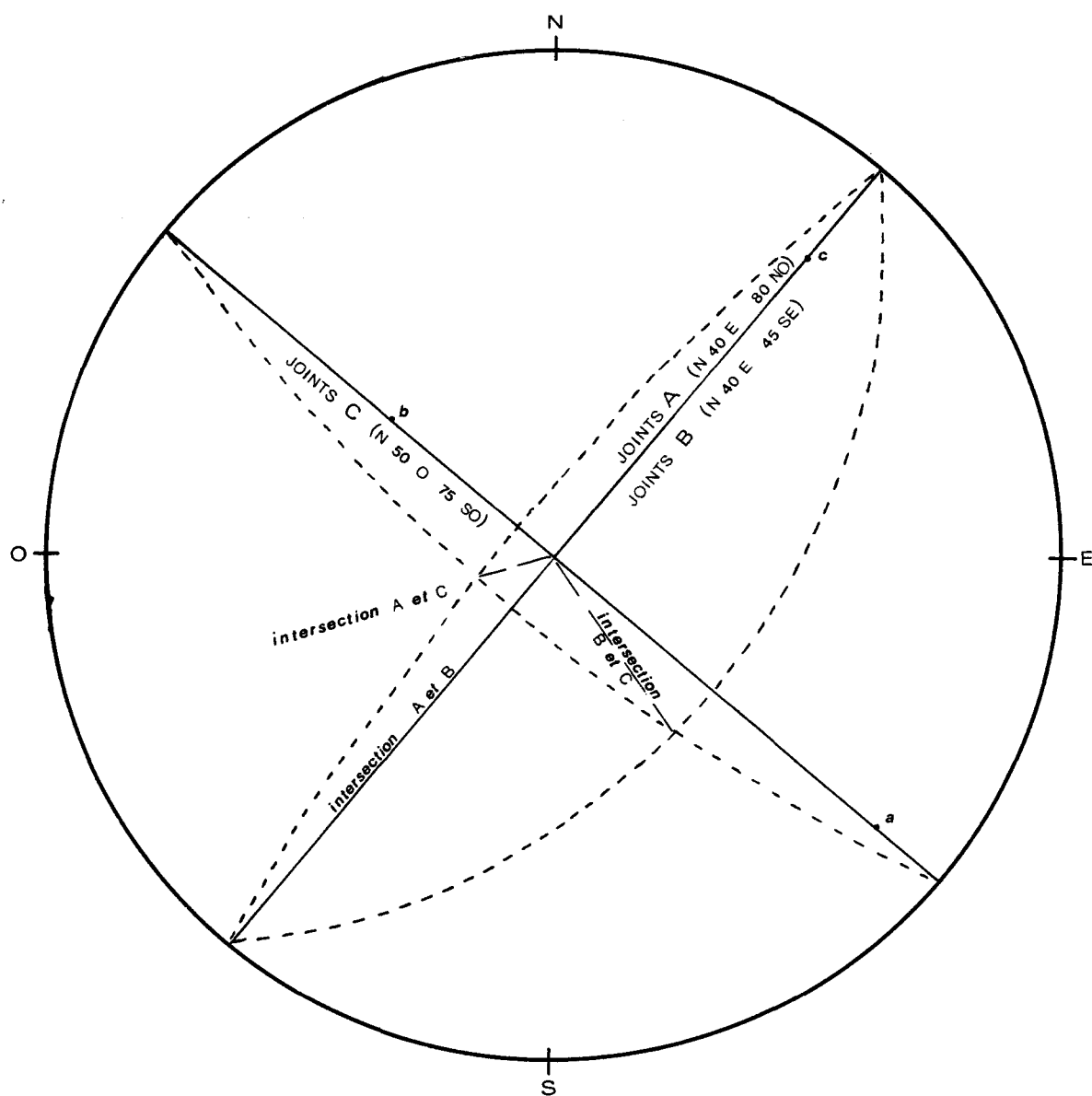


Figure 35: Représentation stéréographique des systèmes de joints A B et C, de leur normale respective *a*, *b* et *c*, ainsi que les intersections AB, BC et AC.

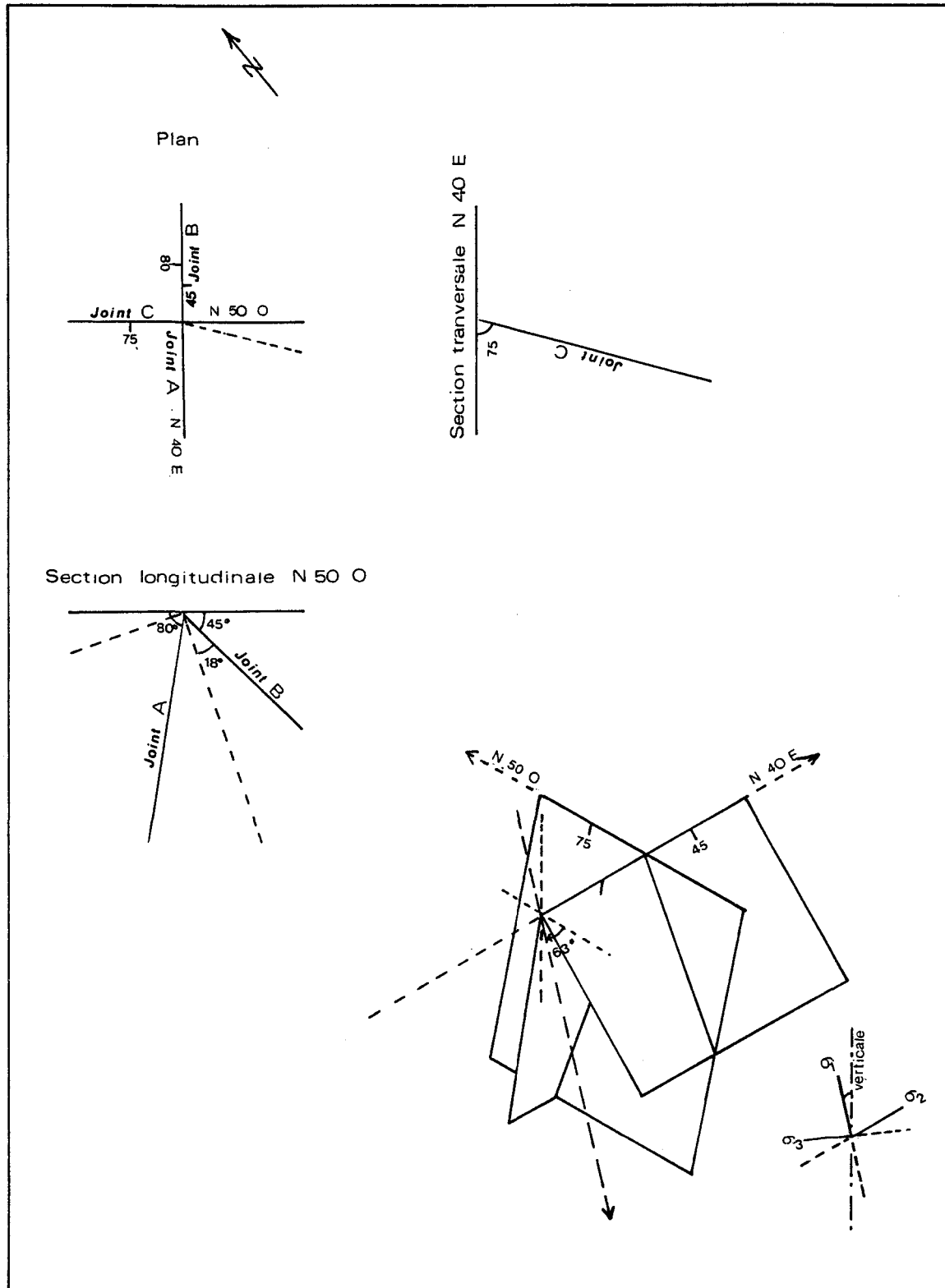


Figure 36: Modèle à 3 dimensions des joints et du système de contraintes. Aussi, plan, élévation et profil des joints.

la direction de la contrainte principale maximum est inclinée d'environ 25 degrés par rapport à la verticale, ce qui est contraire à l'orientation que nous avons obtenue auparavant, soit une contrainte sub-horizontale. Une explication à cette différence est que les couches traversées de joints ont subi une rotation due au plissement régional. Ainsi, les joints que l'on observe, ont peut-être été initiés au début de ce plissement avant que les couches aient subi leur rotation totale (figure 37).

Koide et Bhattacharji (1975) ont élaboré une solution dans le cas de la fracturation des roches et la distribution de minéralisation autour de masses magmatiques de différentes formes. leur analyse suggère la formation de fractures radiales et concentriques distribuées symétriquement autour de telles intrusions. la concentration de contrainte autour de l'intrusion peut alors amener la formation de fractures en tension et en compression, ouvertes, permettant la circulation de fluides et la mise en place des dykes. la distribution des dykes autour du Pluton de Chibougamau est arrangée de façon radiale, ce qui suggère un mode de mise en place de cette façon pour les dykes (Maillet 1978).

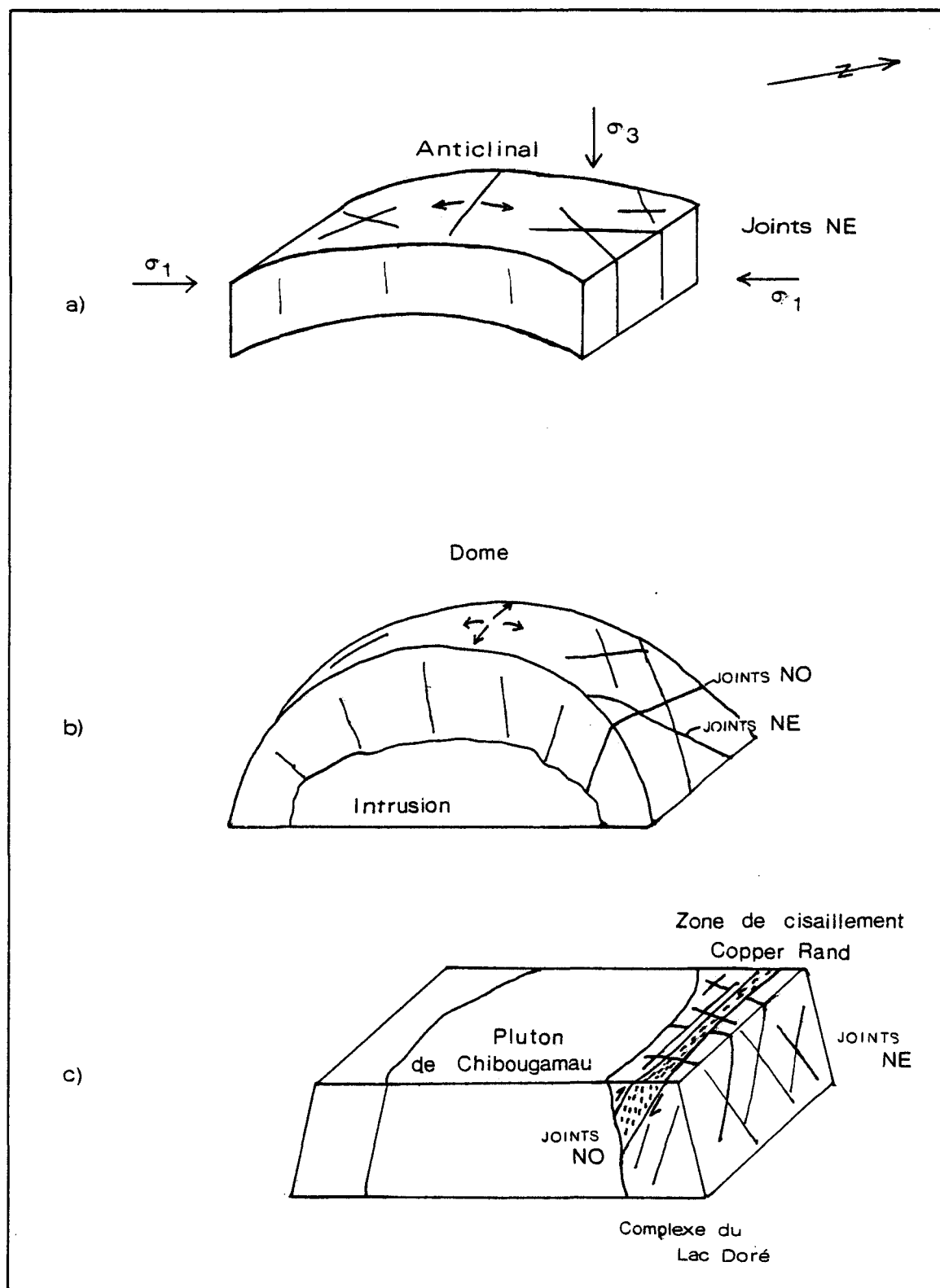


Figure 37 Modèle montrant la relation entre les joints et le Pluton de Chibougamau dans une déformation épisodique et position de la zone de cisaillement de Copper Rand dans le modèle.

Relation avec le modèle de Ramsay

Les zones de cisaillement comme celle de Copper Rand, sont communes dans les roches de la croûte terrestre déformées et l'analyse des structures internes peut donc être comparée avec le modèle déjà existants. Pour quantifier les variations de déformations à travers la zone, Ramsay et Graham (1970) se sont servi de la dépendance des variations de déformation en fonction des déplacements sous des conditions de compatibilité. Cette compatibilité implique que les variations de déformation ainsi que les structures résultantes, dans une masse déformée de façon hétérogène, ne peuvent avoir une distribution ou une orientation aléatoire. Cette méthode utilise donc la théorie des déformations hétérogènes appliquée aux problèmes géologiques comme les zones de cisaillement.

Ainsi, lorsque les murs de la zone de cisaillement sont non déformés et qu'il n'y a pas de changement de volume important, on peut dire que la zone de cisaillement a été formée par un processus de cisaillement simple hétérogène. Il est alors possible de calculer les différences de déplacement à travers la zone. la quantité de déplacement est mesurée par la déformation angulaire ou par la déformation de cisaillement $\gamma (= \tan \psi)$. Ainsi tout objet au départ circulaire dans du matériel non déformé, devient progressivement déformé en une ellipse de déformation à

ellipsité croissante. l'orientation initiale de la direction principale d'extension de la première ellipse formée est à 45 degrés de la direction de cisaillement et des murs de la zone de cisaillement. Il est à noter que cet angle décroît avec l'augmentation du degré de cisaillement. Afin de pouvoir calculer le déplacement dans la zone de cisaillement, en utilisant les fissures de tension, aucune fracture ne doit exister dans la roche avant le procédé de cisaillement simple (Ramsay 1967). Ainsi, cette méthode ne peut être utilisée à Copper Rand, car un système de joints était présent et aurait influencé le comportement des fractures et leur orientation.

Pour contourner le problème, l'application du modèle peut se faire par relation des structures à l'état déformé avec celles à l'état non déformé. Parmi ces structures présentes à l'intérieur des zones de cisaillement et qui peuvent servir à appliquer cette méthode de calcul, plusieurs indicateurs de déformation ont déjà été mentionnés précédemment. Ainsi, tout élément planaire ou linéaire dont il est possible de comparer l'orientation ou la forme entre l'état déformé et l'état non déformé peut être utilisé à cette fin.

Par exemple, les pseudomorphes de plagioclase dans la méta-anorthosite en fonction de ces mêmes grains allongés dans les schistes cisailés peuvent servir pour ces mesures. Par comparaison entre les grains trouvés dans les QFP en fonction de ce même type de grains dans les QP, les mêmes

mesures sont applicables. la rotation du système de joints à l'intérieur de la zone, en est un autre exemple. les plans de schistosité qui font un angle avec les limites de la zone d'environ 30 à 40 degrés en bordure de celle-ci, se comportent comme prédit par le modèle de Ramsay. Vers le centre de la zone, cette angle diminue en fonction de l'intensité de cisaillement.

Un trait caractéristique de la zone de cisaillement Copper Rand, est le développement d'une orientation préférentielle des minéraux micassés, ce qui a donné naissance à une schistosité. On retrouve à l'intérieur de la zone toutes les transitions entre la méta-anorthosite non déformée et le schiste à séricite et/ou chlorite fortement cisailé et folié. Il est à noter que la zone de cisaillement dans les niveaux inférieurs de la mine comporte une partie centrale peu ou pas déformée, ce qui nous amène à considérer la zone comme deux zones séparées et relativement indépendantes. Selon Ramsay, en bordure de la zone de cisaillement, la première apparition de la schistosité forme une structure planaire orientée à environ 45 degrés des murs de la zone. Vers le centre, la schistosité devient plus forte et fait un angle inférieur à 45 degrés. Même si la schistosité semble relativement parallèle aux bordures de la zone de cisaillement, en plan, nous pouvons observer une telle relation angulaire en section transversale (figure 17 et 38). Ainsi, il existe une relation directe entre le décroissement de cet angle et l'augmentation d'intensité de

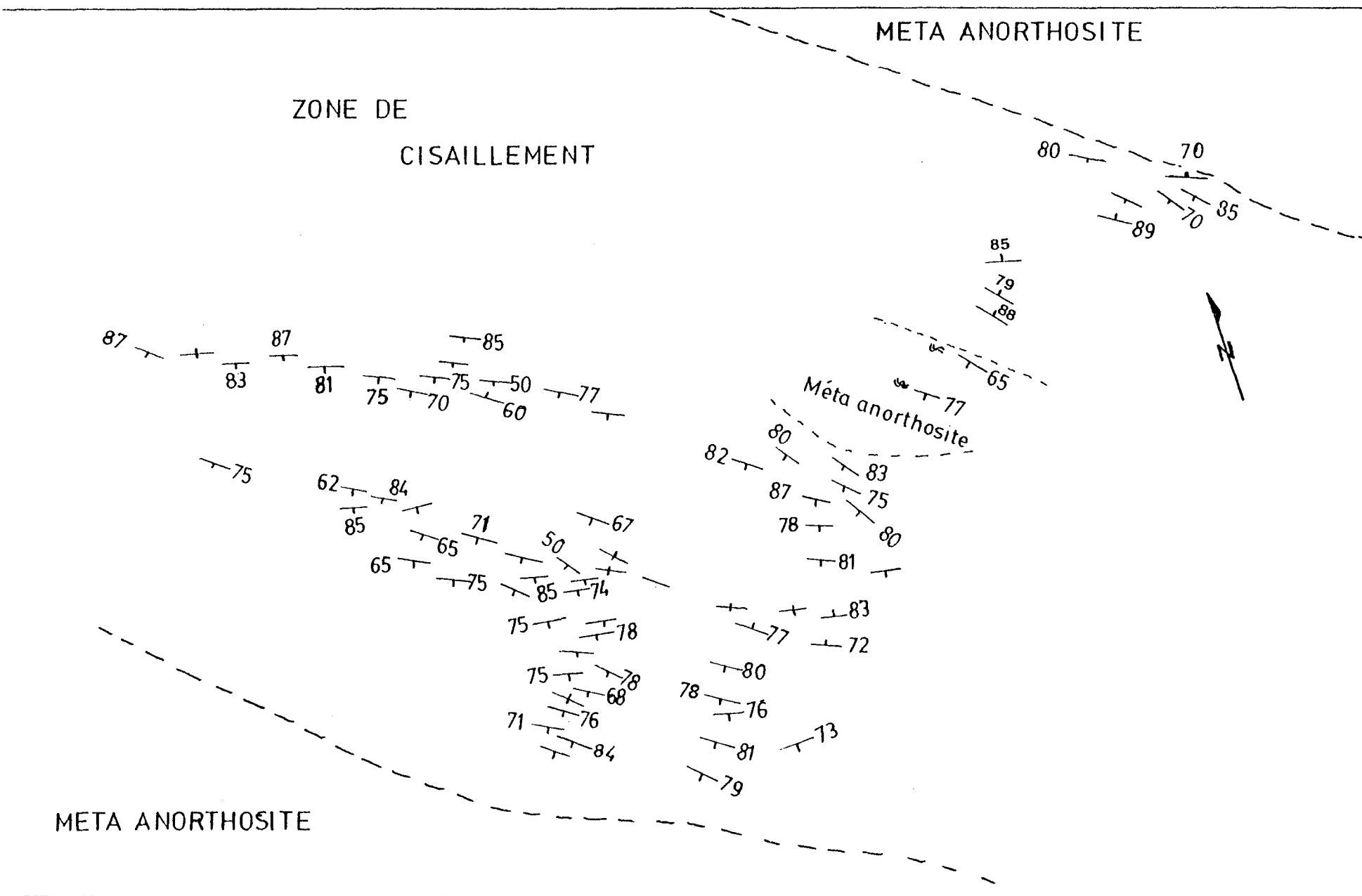


Figure 38: Mesure de schistosité ponctuelle dans la zone de cisaillement au niveau 2550.

la schistosité vers le centre de la zone de cisaillement. Selon lui, la schistosité ne devrait jamais être parallèle aux bordures de la zone de cisaillement et à la direction de mouvement; elle semble plutôt se former dans une direction perpendiculaire à la direction du plus grand raccourcissement ou perpendiculaire au plus petit axe de l'ellipsoïde des déformations finies. Cette structure planaire qu'est la schistosité, est donc dépendante de l'état des déformations finies et parallèle au plan XY de l'ellipsoïde des déformations finies. Les variations des plans de schistosité représentent les variations dans les trajectoires de déformations finies et des plans XY.

DISCUSSION ET CONCLUSIONS

Cisaillement et altération

La zone de cisaillement contenant le gisement Copper Rand est situé dans la zone de transition anorthosite-gabbro de la zone anorthositique du Complexe du lac Doré. Due à l'inclinaison de la zone, elle englobe une partie de la zone de transition, en surface, mais dans les niveaux inférieurs elle est située entièrement dans la zone anorthositique. Les roches ont été converties en leurs équivalents schisteux et très altérés. La minéralogie et la texture des roches varient grandement avec le degré de cisaillement et d'altération et sont donc une fonction directe de leur situation à l'intérieur de la zone de cisaillement.

Ainsi, en dehors de la zone et dans la masse centrale peu déformée, la texture cumulus originale de la méta anorthosite est préservée. Avec l'augmentation du degré de cisaillement la roche se transforme peu à peu en schiste à séricite, carbonate (calcite) et une faible quantité de chlorite. Dans la zone du Toit, à l'approche de la minéralisation, il y a un enrichissement très marqué en chlorite; les schistes encaissants sont aussi constitués d'une quantité anormale de chlorite. De plus, la minéralisation dans les schistes à sulfure est associée à de la chlorite, du quartz et de la sidérose. Cet enrichissement

en chlorite se remarque également au voisinage de certains dykes basiques. Des quantités variables de chloritoides post-tectoniques se retrouvent dans les schistes minéralisés, les dykes basiques et acides les plus cisailés et même sur de bonnes distances dans les schistes à séricite stériles. Ils sont donc considérés comme une contamination. Dans certaines zones de cisaillements de la région, la présence de sidérose et de chloritoïde est considérée comme reflétant la nature plus gabbroïque de la roche initiale. Cependant, cette partie du gisement étant situé entièrement dans la méta-anorthosite, la présence de sidérose et de chloritoïde reflète plutôt la nature des solutions responsables de l'altération. Les types d'altération les plus importants dans la zone du Toit de la mine Copper Rand sont: séricitisation, carbonatation, chloritisation et silicification.

Relation dykes-minéralisation

A Copper Rand, les sulfures se retrouvent dans la zone de cisaillement le long des murs et des toits des dykes associés au gisement. La minéralisation est présente dans les schistes à sulfure ou dans les veines qui sont concordantes avec la schistosité et dans les veines plus tardives qui la recoupent.

Ces deux types délimitent des lentilles minéralisées qui dans la Zone du Toit, sont situées près du toit de la zone de cisaillement. Les textures et structures de la minéralisation des schistes indiquent une déformation intense. Cette minéralisation montre du rubanement, une foliation fréquente, la fracturation, le broyage des grains et la présence de zones de brèche. Les veines par contre, sont relativement peu déformées. Elles sont situées à proximité des schistes à sulfures et montrent des textures d'intercroissance entre les sulfures, le quartz et les carbonates. Les caractéristiques mégascopiques et microscopiques indiquent donc une remobilisation des sulfures durant le métamorphisme, mobilisation due à des contraintes différentielles entre les schistes à grande déformation et les veines qui sont relocalisées dans les zones à faible déformation que sont les zones de dilatation. Les types de sulfures rencontrés dans les veines par rapport à ceux trouvés dans les schistes, indiquent une remobilisation totale de la sphalérite et de la galène, partielle pour la pyrite et en quantité importante pour la chalcopyrite.

Les dykes associés spatialement avec la minéralisation sont les dykes de diorite ou diorite altérée et le dyke de porphyre à quartz qui est considéré comme une variété altérée et cisailée du dyke de porphyre à quartz et feldspath. Les dykes de diorite ne sont pas toujours accompagnés de minéralisation, mais lorsqu'ils le sont, la

séquence est la suivante: dyke de diorite, minéralisation et dyke de porphyre à quartz. C'est ce qui fait dire que le dyke de diorite qui constitue une roche plus compétente que la roche encaissante cisailée, aurait pu joué le rôle d'écran lors de la remobilisation des sulfures.

Dans les niveaux inférieurs de la mine, la minéralisation est concentrée exclusivement dans la zone du Toit. Elle y est associée avec les types de dykes mentionnés plus haut. Ces dykes sont très cisailés et altérés et il est même parfois difficile de les distinguer de la roche encaissante qui est aussi cisailée et altérée. Au mur, seuls les dykes de diorite sont présents et le degré de cisaillement semble moins fort. Ainsi, la minéralisation semble concentrée aux endroits où le cisaillement est le plus intense ce qui explique peut-être son association plus étroite avec les dykes de porphyre à quartz, plus facile à déformer.

les dykes et les lentilles minéralisées ont des attitudes similaires aux failles nord-ouest et sont relativement parallèles aux contacts de la zone de cisaillement. Ils sont en général concordants avec la schistosité quoiqu'on a pu observer qu'un dyke de diorite était recoupé par la foliation. Ceci est peut-être un indice de rotation de la schistosité à cet endroit. les failles nord-est déplacent les dykes et la minéralisation et il y a donc eu des mouvements tardifs le long de ces failles.

Donc il existe une relation spatiale entre les dykes et la minéralisation dans le gisement Copper Rand. Cette relation spatiale laissa présager que les fluides minéralisateurs ont emprunté le même système de fracture que les dykes et qu'à la limite il peut exister un lien génétique entre les dykes et la minéralisation. Cependant, dans l'optique que les sulfures ont été métamorphisés et remobilisés, cette relation spatiale actuelle ne reflète pas nécessairement la relation qui existait lors de la mise en place de la minéralisation. Lors du métamorphisme et de la remobilisation des veines de sulfures, dus au cisaillement, tout indique que les dykes étaient déjà en place. En effet, ils sont altérés et comportent une certaine quantité de sulfures soit sous forme disséminée ou sous forme de petites lentilles lorsqu'il est cisailé. De plus, les dykes ne recoupent jamais la minéralisation mais il n'est pas rare d'observer qu'ils soient recoupés par des veines minéralisées.

les structures de la zone de cisaillement

la principale structure présente à la mine Copper Rand, est cette large zone de cisaillement dont la direction moyenne en surface est N 70 O et qui a une direction dans les niveaux inférieurs de N 50 O; le pendage de la zone est abrupte vers le sud. Cette zone se termine à l'ouest sur la faille du lac Doré, qui est elle-même une zone de cisaillement de direction N 60 E avec un pendage d'environ 60 degrés au nord-ouest. La relation exacte entre ces deux structures est encore inconnue. Certains pensent que la faille du lac Doré a une origine plus récente due au fait qu'elle déplace par endroit des formations très jeunes parmi les roches de la région. Cependant cela pourrait bien être une indication qu'il y a eu des mouvements tardifs le long de cette structure. Ainsi, la possibilité que cette structure soit reliée à la formation des zones de cisaillement du Complexe du lac Doré, ou soit plus vieille, n'est pas écartée. Ainsi, la zone de cisaillement Copper Rand pourrait être une structure de second ordre reliée à une structure de premier ordre que serait la faille du lac Doré. Selon Iajtai (1969), de telles zones peuvent représenter des plans de contrainte en cisaillement élevé à l'intérieur de la charpente régionale. De plus, l'orientation de ces fractures reflèterait l'existence d'un état de contrainte local qui ne serait pas relié au champs

de contrainte régional primaire. Un modèle de cisaillement direct offre un mécanisme de contrainte qui peut expliquer l'origine de ces structures de second ordre. le type de ces fractures en échelon dépend alors de la contrainte normale agissant sur le plan de faille primaire. Ainsi, pour une contrainte normale faible, se formera des fractures en tension, pour des valeurs intermédiaires des fractures en cisaillement et pour une contrainte normale élevée il y aura production d'une zone de cisaillement.

A l'intérieur de la zone de cisaillement, plusieurs séries de failles se recoupent donnant un arrangement de discontinuités tel celui obtenu dans les essais avec des argiles (figure 34). Les failles et fentes de tension dans la zone de cisaillement de Copper Rand semblent s'être développées comme celles reproduites par un mécanisme de cisaillement simple en laboratoire et comme d'autres zones naturelles du même type. Seul le système de joint NO semble avoir joué un rôle dans l'orientation des certaines fractures. On peut donc observer les discontinuités de cisaillement Riedel, Riedel conjugué et le déplacement par cisaillement principal qui sont représentés respectivement par les failles NO à pendage moyen, les fentes de tensions sub-horizontales et les plans de glissement NO à pendage abrupt. Les veines minéralisées A occupent le cisaillement Riedel tandis que les fentes B et B' sont des fractures en extension et elles occupent le Riedel conjugué.

la schistosité est un autre trait caractéristique de la zone de cisaillement. Dans les niveaux inférieurs de la mine Copper Rand, cette schistosité semble parallèle aux bordures de la zone en plan mais elle fait un angle avec ces dernières en section. Cette relation angulaire est en accord avec le modèle de Ramsay et Graham (1970). La schistosité se forme donc perpendiculairement à la contrainte principale maximum (σ_1).

Les linéations définissent la direction d'étirement maximum et de mouvement. Ainsi, le mouvement aurait été inverse et sénestre d'environ 30 degrés. Selon Bott (1960) le mécanisme responsable de telles failles obliques est une inhomogénéité dans les propriétés élastiques et dans la résistance des roches au cisaillement. Selon lui, il n'est pas nécessaire de faire appel à une rotation des contraintes principales, qui sont horizontales et verticales, mais plutôt à une faiblesse de la roche dans une orientation préférentielle comme des joints, des failles ou une schistosité.

Un système de joints aurait été initié lors de la période de plissement régional et aurait influencé les structures de la zone de cisaillement. Ces joints seraient responsables de la formation de fractures en compression le long de leur plan courbe par mouvement. Ces zones de dilatation agissent alors comme contrôle structural pour la mise en place des dykes et ensuite pour la minéralisation remobilisée. Pour ce qui est de la structure HW-1, il semble

improbable qu'elle ait été une faille avec grand déplacement comme elle le laisse croire. Elle aurait d'abord été une fente de tension qui par la suite, due aux pressions latérales, aurait été plissée et crénelée. Une rupture de son flanc sud aurait produit la structure de même type HW-2 et 3. Enfin, des fentes tardives stériles, droites et sub-horizontales auraient été créées par tension et recoupent la zone de cisaillement.

Modèle structural

L'état des déformations finies dans la zone de cisaillement de Copper Rand reflète une histoire de déformation intense et répétée. L'analyse de l'état déformé de cette zone et de ses structures connexes comme la schistosité, les linéations, les failles et fractures, et sa comparaison avec un état non déformé a permis d'établir l'état probable de contraintes agissant sur ces roches. Cet état de contrainte global et ses variations auraient été causés par la mise en place du Pluton de Chibougamau. Cette mise en place s'est effectuée sur une longue période temps. Les relations révélées par cette étude permettent d'élaborer une séquence d'évènement quant à la formation des structures de la zone de cisaillement et ce qui les ont causées.

-Formation de fractures radiales et concentriques autour du Pluton de Chibougamau se propageant dans les roches du Complexe du lac Doré. Il y a alors production d'un système de joints NE et NO. Ce système de joints aurait subi une rotation lors du plissement, suivi de la création de zone de dilatation par mouvement le long des joints et mise en place des dykes.

-L'augmentation des contraintes accompagnée d'une diminution dans la résistance des roches à Copper Rand, amène la

formation de la zone de cisaillement et ses structures qui comprennent: la production de fissures de tension sub-horizontales (veine B) et de fractures en cisaillement sub-verticales (veine A) respectivement parallèle et perpendiculaires à la contrainte principale maximum; ceci est accompagné de mouvements le long des joints NO créant des zones de dilatation le long des dykes, qui subissent eux-même le cisaillement. Ceci est suivi ou accompagné d'une remobilisation de sulfure et leur relocalisation dans ces cavités en compression. Ces champs de contraintes amène également la production d'une schistosité, par rotation des minéraux micassés et croissance de nouveaux minéraux. Les plans de schistosité sont alors perpendiculaires à la contrainte principale maximum.

-Une augmentation subséquente de la contrainte horizontale amène une recrudescence du cisaillement dans la zone de cisaillement, le plissottement et le plissement de HW-1 lui donnant une forme cylindrique plongeante vers l'est, accompagné de déplacement le long des dykes et des veines minéralisées produisant des textures de déformation. La rupture d'un flanc de la structure HW-1, amène la création de HW-2 et 3. Il y a en même temps production de fentes de tension tardives également sub-horizontales (veine C) et en général stériles. Ces fentes de tension recoupent les horizons à l'intérieur de la zone de cisaillement et se retrouvent également dans la méta-anorthosite non cisailée, à l'extérieur de la zone de cisaillement.

Recommamdatiions

La zone de cisaillement de Copper Rand est typique des zones de la région de Chibougamau. Ces zones contiennent la plupart des gisement économiques ce qui en fait leur grande importance. Une étude plus approfondie de ces zones de cisaillement pourrait grandement aider à la compréhension des évènements qui se sont passés dans cette région. Des études quantitatives pourraient donner par exemple les quantités de mouvement qui ont été produits lors de la déformation. Une telle étude du gisement de Copper Rand, permettrait de déterminer l'extension en profondeur de cette zone minéralisée. Un sujet d'étude pourrait porter sur la possibilité de retrouver une extension de la zone de cisaillement à l'ouest de la faille du lac Doré et examiner le rôle qu'a pu joué cette structure dans la formation des autres structures et des gisements.

REFERENCES

- Allard, G.O., 1960: South Half of McKenzie township, South half of Southeast quarter; Quebec Dept. of Mines, Geol. Rept. 95, p. 43-71 (maps 1292, 1293).
- Allard, G.O., 1967: Géologie du quart nord-ouest du canton de Rinfret, comtés d'Abitibi-est et de Roberval; Ministère des Richesses Naturelles du Québec, R.P. 567.
- Allard, G.O., 1970: The Dore lake Complex, Chibougamau, Quebec - A metamorphosed Bushveld-type layered intrusion; in Symposium on the Bushveld Igneous Complex and other intrusions, ed. D.J.L. Visser and G. Von Gruenewaldt, Geol. Soc. of S. Africa, Spec. publ. No. 1, p. 477-491.
- Allard, G.O., 1973: Some speculations regarding the lower Hidden Zone of the Dore lake Complex and its potential mineral resources; Geol. Soc. Amer. Bull., v. 84, p. 717-724.
- Allard, G.O., 1976a: Dore lake Complex, and its importance to Chibougamau geology and metallogeny; Ministère des Richesses Naturelles du Québec, DP-368, 446 p.
- Allard, G.O., 1976b: A Volcanogenic model for the ore deposits of the Chibougamau district; Can. Inst. Min. & Metall. Bull., v. 69, no 767, p. 96 (abstract).
- Allard, G.O., 1976c: A Volcanogenic model for the ore deposits of the Chibougamau district; Preprint of a paper presented to the C.I.M.M. meeting - Quebec - April 1976.
- Allard, G.O. and Simmons, W.B., 1969: Blastopoikilitic textures in gabbroic meta-anorthosite of the Dore lake Complex, Chibougamau; Can. Mineralogist, v. 10, pt. 1, p. 126 (abstract).
- Allard, G.O. and Henry, R., 1974: Waconichi Formation, Chibougamau area (1/12,000) in: Field work in 1974, Quebec Dept. of Natural Resources, Rep. S-159, pp. 22-24.
- Bateman, A.M., 1950: Economic mineral deposits. Wiley, New-York, pp. 11-136.
- Billings, M.P., 1972: Structural Geology, Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, N.J., third edition.
- Bott, M.H., 1960: The Mechanics of Oblique Slip Faulting; Geol. Mag. v. XCVI, No. 2, pp. 109-117.

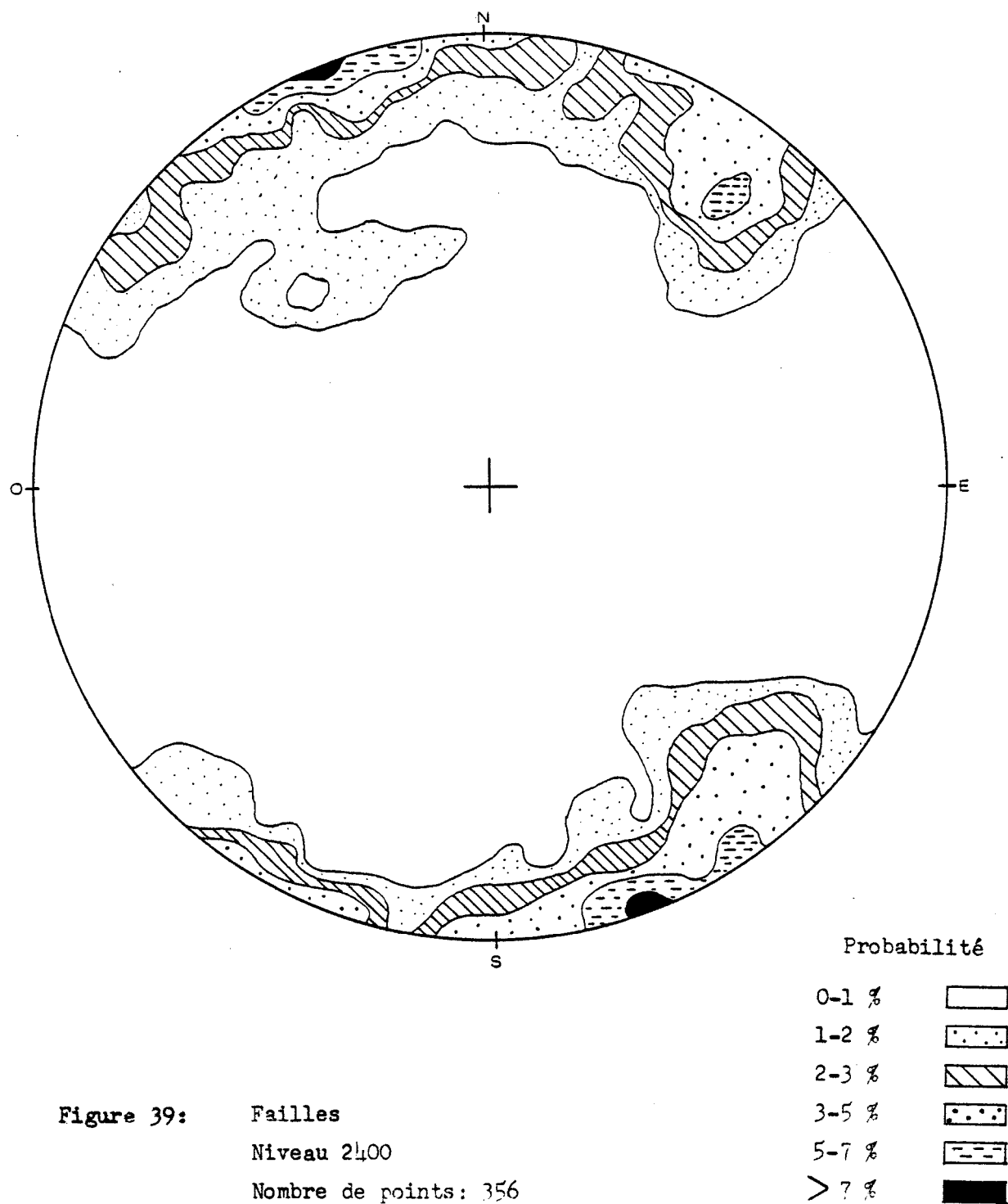
- Bridgewater, D. and Coe, K., 1970: The role of stoping in the emplacement of the giant dykes of Isortoq, South Greenland; in: Newall and Rast: Mechanisms of igneous intrusion, Gallery press, Liverpool; pp. 67-78.
- Cimon, J., 1976a: Géologie du Canton de Queylus (NE), Abitibi-est; Ministère des Richesses Naturelles du Québec, R.P. DPV-439, 34 p.
- Cimon, J., 1976b: Canton de Queylus (NW) et Haug (NE); Ministère des Richesses Naturelles du Québec, R.P. 613.
- Cimon, J. et Gobeil, A., 1976: The Stella Formation: Its implications for the genesis and the relative age of mineralisation in the Chibougamau Mining Camp; Can. Inst. Min. & Metall. Bull., v. 69, no 767, p. 96 (abstract).
- Davis, G.H., 1972: Deformational History of the Caribou Strata-bound Sulfide Deposit, Bathurst, New-Brunswick, Canada; Econ. Geol. v. 67, pp. 634-655.
- Duquette, G., 1970: Archean Stratigraphy and ore Relationship in the Chibougamau district; Quebec Department of Natural Resources, Special paper 8, 16 p.
- Duquette, G., 1972: The Chibougamau-Chapais greenstone belt; in Allard, G.O., ed. Precambrian geology and mineral deposits of the Noranda-Vald'Or and Matagami-Chibougamau greenstone belt, Quebec; Guidebook for IGC excursion A 41-C 41, Montréal, p. 55-70.
- Duquette, G. 1977: North half of McKenzie and Roy township and Northwest quarter of McCorkill township; Ministère des Richesses Naturelles du Québec. DPV-357.
- Elbers, F.J., 1976: Calc-alkaline Plutonism, volcanism and related hydrothermal mineralization in the Superior Province of Northeastern Manitoba; Can. Inst. Min. & Metall. Bull., v. 69, no 771, pp. 83-95.
- Eckstrand, R.O., 1963: Crystal chemistry of chlorites; Ph.D. thesis, Harvard University (part 2 is titled: Chloritic alteration at the Copper Rand Mine, Chibougamau district, Northern Quebec.).
- Gilbert, J.E., 1960: Distribution and general characteristics of the massive sulfide deposits of the Province of Quebec; Can. Inst. Min. & Metall. Bull., v. 53, p. 128-135.
- Graham, R.B., 1957: Structure of the Chibougamau area, Quebec; in C.I.M.M. Structural geology of Canadian ore deposits, v. 2, p. 423-429.

- Guha, J. and Koo, J., 1975: Role of Fluid State Mobilization during Metamorphism of the Henderson Ore Bodies, Chibougamau, Quebec, Canada; Canadian Jour. Earth Sci., v. 12, pp. 1516-1523.
- Guha, J., Cimon, J. et Thorpe, R.I., 1978: Nouvelles données isotopiques et leurs implications sur les relations spatio-temporelles des minéralisations dans le secteur de Chibougamau, Québec. Compte rendu du colloque Augustin Frigon sur l'industrie minière et l'exploration au Québec, novembre 1978. Ecole Polytechnique, Université de Montréal.
- Guha, J., Leroy, J. and Guha, D., 1978: Significance of fluid phases Associated with Shear Zone Cu-Au Mineralization in the Dore Lake Complex, Chibougamau, Quebec. Bull. Mineral. v. 102, pp. 569-576.
- Guha, J. and Maillet, J., 1979: Hydrothermal Systems related to the Copper- Gold Mineralization in the Chibougamau Region; Geological Association of Canada - Mineralogical Association of Canada, annual meeting, v. 4, 1979, p. 55 (abstract).
- Handcock, P.L., 1972: The Analysis of en-echelon veins. Geol. Mag. v. 109, pp. 269-276.
- Koene, J.D., 1964: Structure and mineralization of Campbell Chibougamau Mines, Cedar Bay Division; Can. Inst. Min. & Metall. Bull., v. 57, no. 630, pp. 1063-1072.
- Koide, H. and Bhattacharji, S., 1975: Formation of fractures around magmatic intrusions, and their role in ore localization; Econ. Geol., v. 70, pp. 781-799.
- Koide, H. and Bhattacharji, S., 1975: Mechanistic Interpretation of Rift Valley Formation; Science v. 189, pp. 791-793.
- Kuenen, Ph.H., 1968: Origin of Ptygmatic Features. Tectonophysics 6(2), pp. 143-158.
- Lange-Braard, F., 1978: Etude préliminaire des inclusions fluides associées à la minéralisation de Copper Rand, Chibougamau, Québec. Mémoire présenté dans le cadre du cours de Projet de fin d'étude, U.Q.A.C., non publié.
- Lajtai, E.Z., 1969: Mechanics of second order Faults and Tension Gashes. Geol. Soc. America Bull. v. 80, pp. 2253-2272.
- Maillet, J., 1978: Pétrographie et géochimie des dykes du camp minier de Chibougamau, de Chibougamau, Québec;

- Thèse de maîtrise non publiée, Université du Québec à Chicoutimi.
- Mandl, G., de Jong, L.N.J. and Maltha, A., 1977: Shear Zones in Granular Material. *Rock Mechanics* v.9, pp.95-144.
- Mattauer, M., 1973: les déformations des matériaux de l'écorce terrestre; Hermann, Paris, 493p.
- Mawdsley, J.B. and Norman, G.W.H., 1935: Chibougamau lake Map-area, Québec; Geol. Survey of Canada, Memoir 185, 95 p. (& map 304A).
- McDonald, J.A., 1967: Metamorphism and its effects on sulfide Assemblage; *Miner. Deposita*, 2, pp. 200-220.
- Norman, G.W.H., 1948: Major faults, Abitibi region. In Symposium C.I.M.M. Structural geology of Canadian ore deposits, pp. 822-839.
- Parrish, I.S., 1967: Grade Control at the Copper Rand Mines Division, Patino Mining Corporation.
- Patel, J., 1972: History of the Corporation (Patino Mines Quebec limited) and Copper Rand property and summary of the general geology; Unpublished guide-book for the visit of the Inter. Geol. Cong. excursion A 41-C 41, Copper Rand mine.
- Pitcher, W.S., 1975: On the rate of emplacement of Batholiths; *J. Geol. Soc. lond.* v. 131, pp. 587-591.
- Price, N.J., 1966: Fault and Joint development in brittle and semi-brittle rock; Oxford, Pergamon Press.
- Price, N.J., 1975: Rate of deformation; *J. Geol. lond.* v. 131, pp. 553-575.
- Ramberg, H., 1970: Model Studies in relation to Intrusion of plutonic bodies; in: Newall and Rast: Mechanism of igneous intrusion, Gallery Press, Liverpool, pp. 261-286.
- Ramsay, J.G. and Graham, R.H., 1970: Strain variation in shear belts; *Can. J. Earth Sc.*, v. 7, pp. 786-813.
- Schwerdtner, W.M., 1973: Schistosity and Penetrative Mineral lineation as Indicators of Paleostain Directions. *Can. J. Earth Sci.*, 10, pp. 1233-1243.
- Tchalenko, J.S., 1968: The evolution of kink-bands and the development of compression textures in sheared clays. *Tectonophysics*, 6(2), pp. 159-174.

- Vokes, F.M., 1971: Some Aspects of the Regional Metamorphic Mobilization of Preexisting Sulfide Deposits. *Miner. Deposita*, 6, pp. 122-129.
- Sutton, W.J., 1959: Geology of the Copper Rand Mine, Chibougamau, Quebec; M.S. thesis, University of Michigan.
- Vollo, N.B., 1959: The geology of the Henderson copper deposit, Chibougamau region, Quebec; M.S. thesis, McGill University, Montreal, Canada.
- Williams, P.F., 1977: Foliation, A Review and Discussion; *Tectonophysics*, v.39, pp.305-328.
- Wood, D.S., 1974: Current Views of the Development of Slaty Cleavage. *Annu. Rev. Earth Planet, Sci.*, v.2, pp.360-401.

APPENDICE



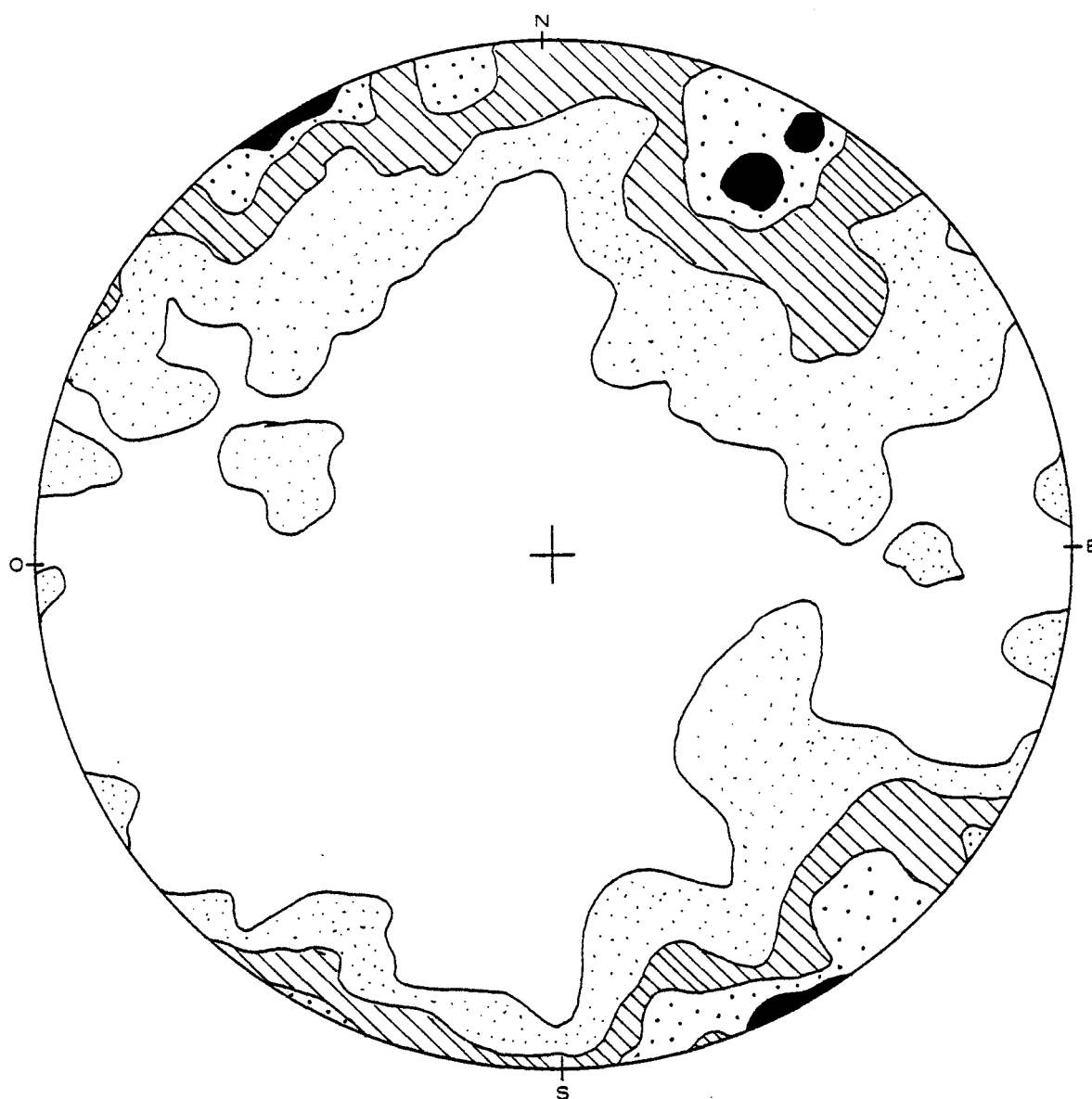







Figure 40: Failles
Niveau 2550
Nombre de points: 214

Probabilité

0-1 %	
1-3 %	
3-5 %	
5-7 %	
>7 %	

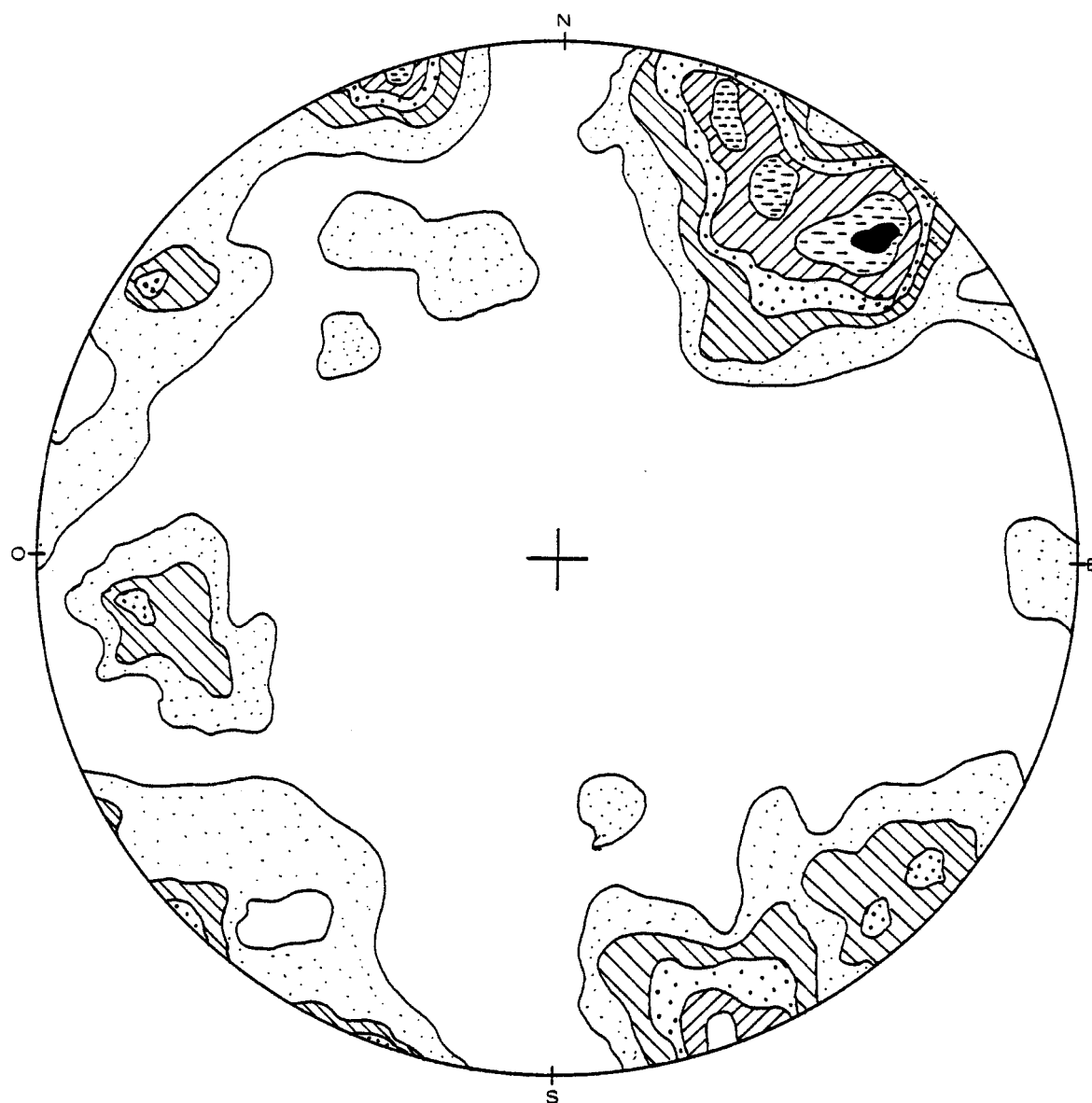







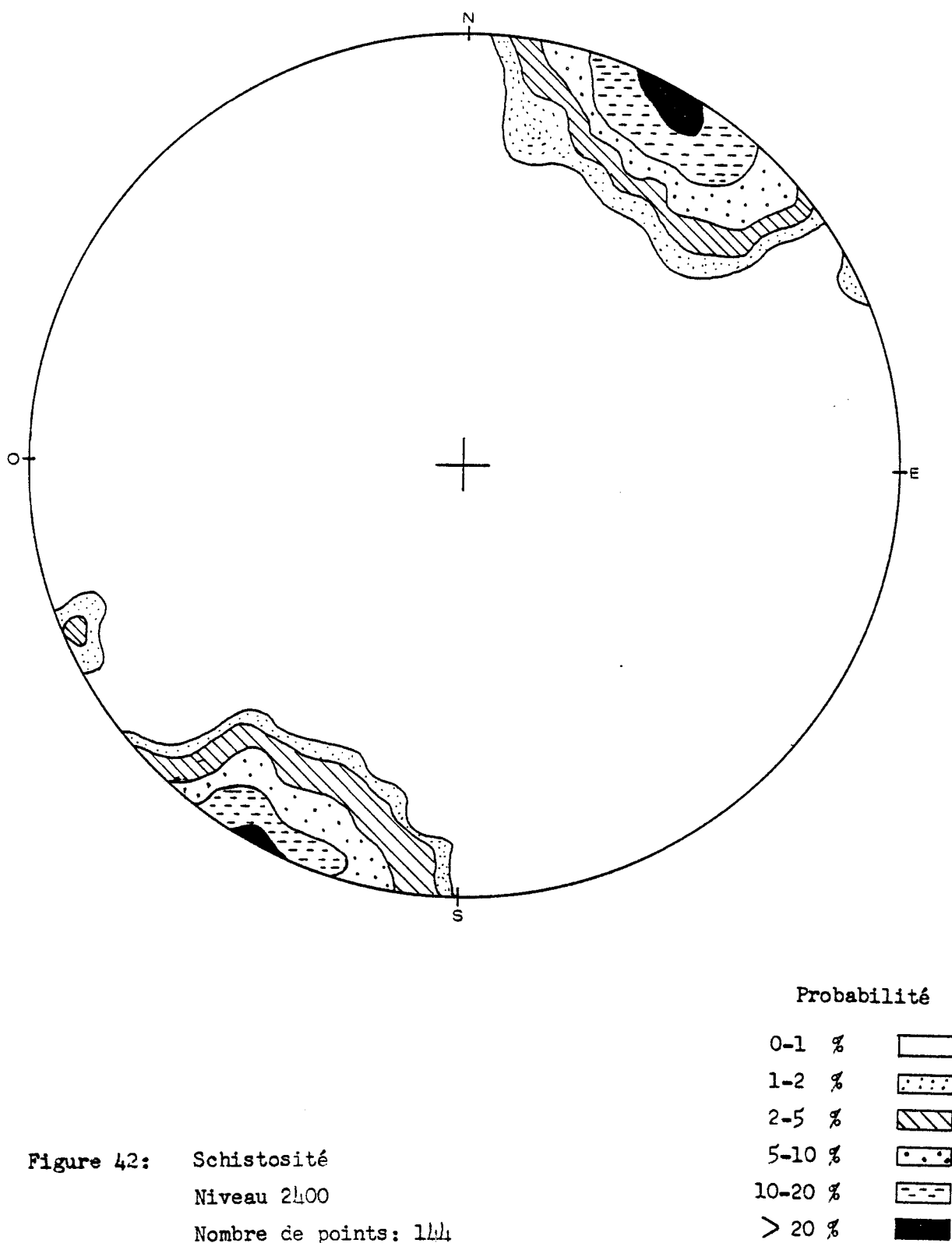


Figure 41: Failles
Niveau 2700
Nombre de points: 261

Probabilité

0-1 %	
1-2 %	
2-3 %	
3-4 %	
4-5 %	
5-6 %	
> 6 %	



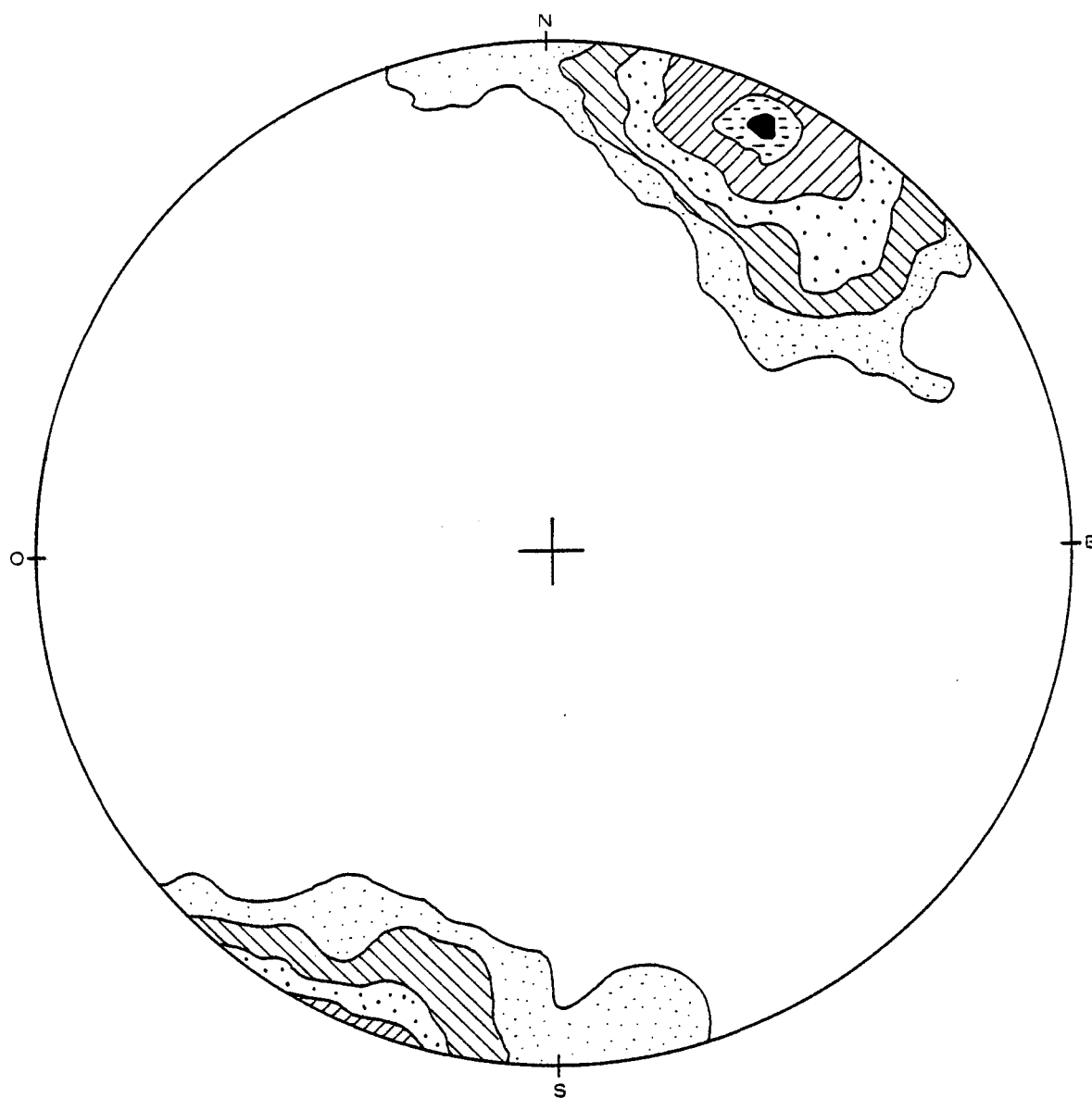









Figure 43: Schistosité
Niveau 2550
Nombre de points: 100

Probabilité		
0-1 %		
1-3 %		
3-5 %		
5-10 %		
10-20 %		
20-25 %		
> 25 %		

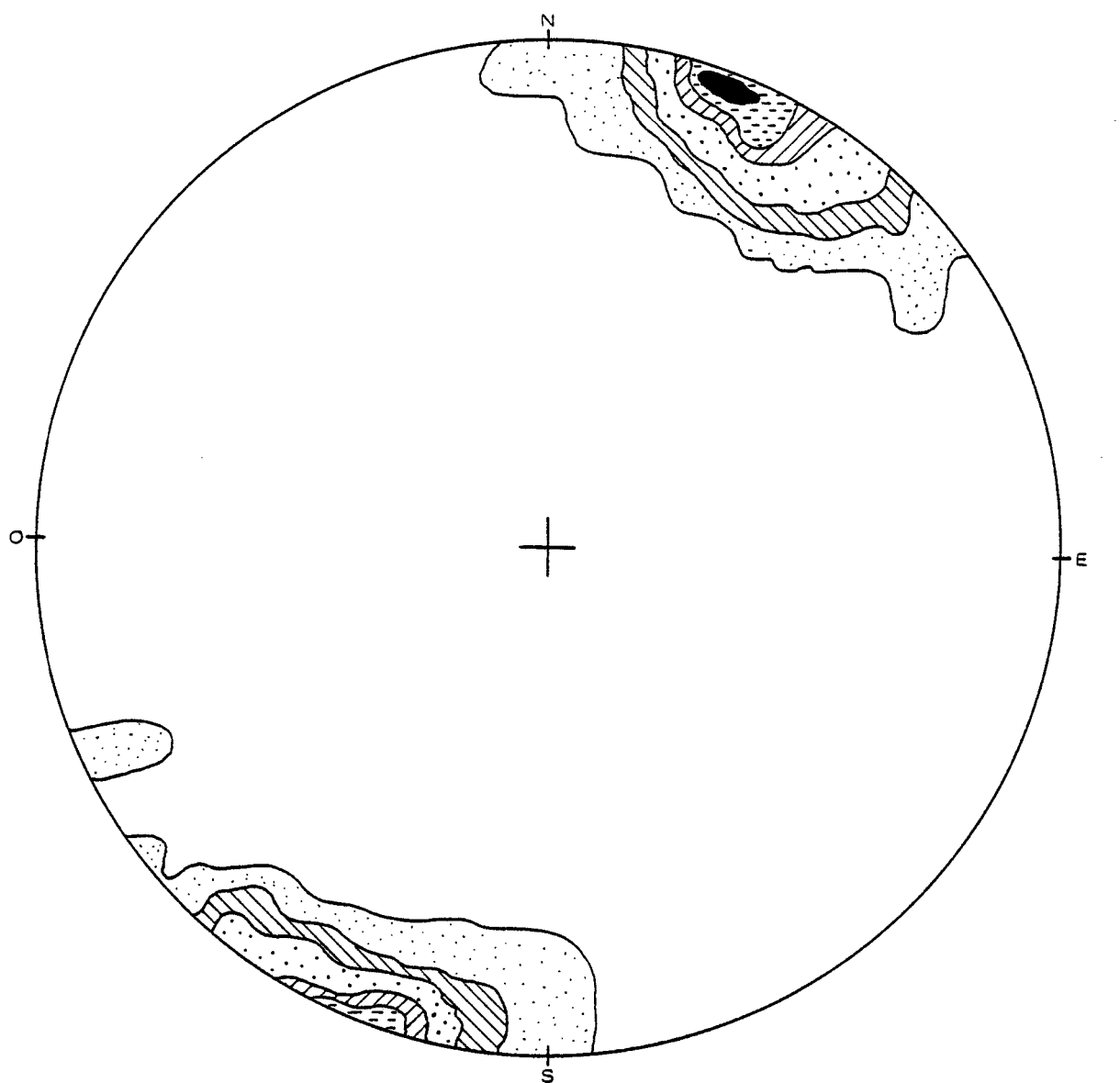







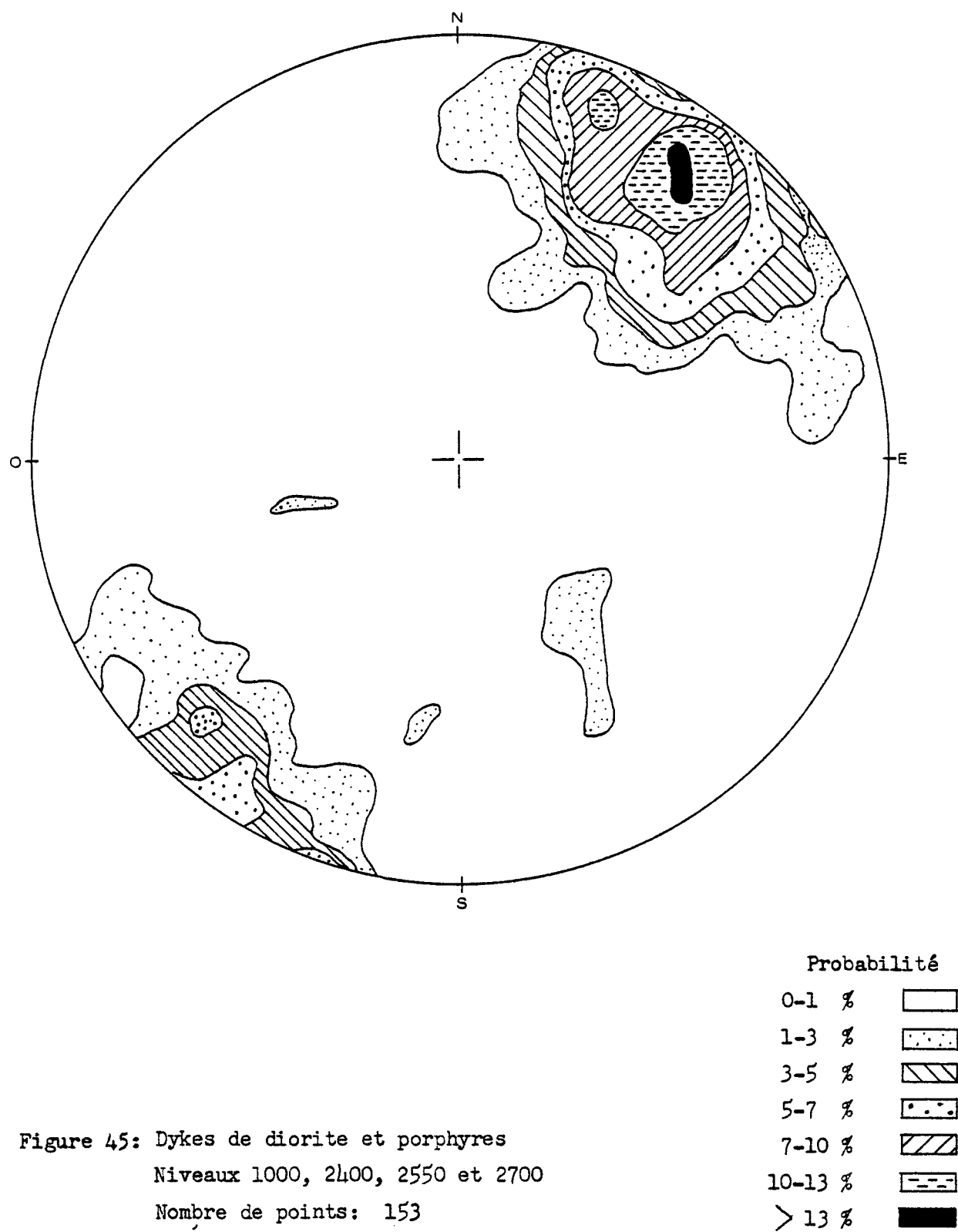


Figure 44: Schistosité
Niveau 2700
Nombre de points: 59

Probabilité	
0-1 %	
1-5 %	
5-10 %	
10-20 %	
20-25 %	
25-30 %	
> 30 %	



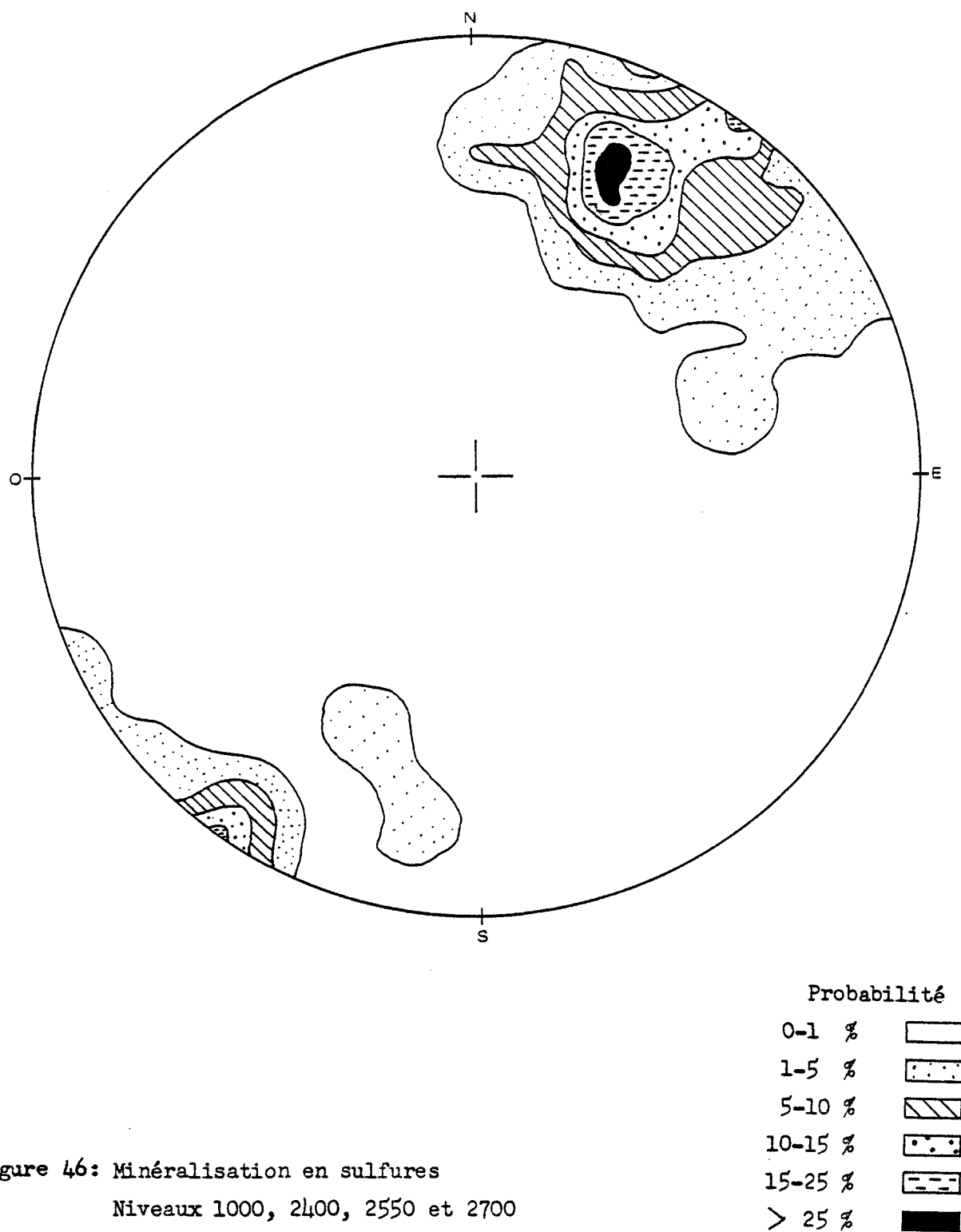


Figure 46: Minéralisation en sulfures
 Niveaux 1000, 2400, 2550 et 2700
 Nombre de points: 40