

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC

THESE
PRÉSENTÉE A
L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À CHICOUTIMI
POUR L'OBTENTION
DU DOCTORAT EN RESSOURCES MINÉRALES

PAR
MATHIEU PICHE

SYNTHESE GÉOLOGIQUE ET MÉTALLOGÉNIQUE
DU CAMP MINIER DE MATAGAMI, QUÉBEC

MARS 1991



Mise en garde/Advice

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

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

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

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

RÉSUMÉ

Le camp minier de Matagami est situé dans le nord-ouest québécois, à 200 kilomètres au nord de la ville de Rouyn-Noranda. Il se situe dans le secteur nord-ouest de la Sous-province de l'Abitibi.

Localement, la stratigraphie est composée de roches volcaniques plissées et métamorphisées au faciès des schistes verts. La base de la séquence est constituée des laves felsiques du Groupe du Lac Watson et le sommet de la séquence est constitué des laves mafiques du Groupe de Wabassee.

Les roches de la région sont plissées par l'anticlinal de Galinée, une structure majeure dans la région. Le Complexe de la Rivière Bell occupe le coeur de cette structure. Les gisements de sulfures massifs volcanogènes sont situés le long de l'unité de la Tuffite Clef, au sommet du Groupe du Lac Watson. Ceux-ci ainsi que leurs cheminées d'altération sont situés le long de linéaments syn-volcaniques qui sont orientés à 110° sur le flanc sud.

Les roches du flanc nord sont déformées et transposées tectoniquement en blocs structuraux superposés à l'intérieur de la zone de déformation du lac Garon. Les gisements de sulfures qui s'y trouvent sont déformés et séparés tectoniquement de leurs cheminées d'altération.

Les roches du Groupe du Lac Watson du flanc sud de l'anticlinal de Galinée sont peu déformées et une section complète à travers un système géothermal fossile peut y être observée. Trois types de zones d'altérations y sont présents: 1- les cheminées d'altération, 2- la zone d'altération stratiforme profonde et, 3- la zone d'altération de recharge. Les caractéristiques chimiques et pétrologiques de ces zones d'altérations suggèrent que le rôle de la précipitation de la silice était déterminant dans la géométrie des patrons de circulations des fluides dans le paléo-système géothermal.

REMERCIEMENTS

Cette étude est le résultat d'un projet conjoint entre l'UQAC et Explorations Noranda Ltée. Des fonds additionnels ont été fournis par le Ministère de l'Enseignement supérieur et des Sciences du Québec (Fonds FCAR équipe) et par la Fondation de l'Université du Québec à Chicoutimi. Une bourse de doctorat au premier auteur a été octroyée par le MESSQ (programme Action Structurante). Je remercie particulièrement le personnel de NOREX et de Minéraux Noranda inc., surtout MM Claude Durocher, Gilles Bouchard, André Bonenfant, John Sullivan, Denis Francoeur, Clarence Logan et John D. Harvey. Je suis également reconnaissant envers les membres de l'équipe du Centre d'études sur les ressources minérales (UQAC). Ce projet n'aurait pu être réalisé sans les précieux commentaires et les discussions avec Pierre Cousineau, Jacques Carignan, Réal Daigneault, Michel Hocq, Jim Franklin, Howard Poulsen ainsi que Réal Tanguay. Le support technique de Claude Dallaire, de Claude Dion et d'Olivier Tavchandjian a été très apprécié.

Enfin et malgré tout ce qu'il m'a fait endurer pendant trois ans, je tiens à rendre hommage à mon directeur de thèse, monsieur Jayanta Guha, pour sa confiance en ce projet et son optimisme constant et motivateur.

TABLE DES MATIERES

	PAGE
RÉSUMÉ_____	ii
REMERCIEMENTS_____	iii
TABLE DES MATIERES_____	iv
Liste des figures_____	ix
Liste des tableaux_____	xiii
Liste des annexes_____	xv
CHAPITRE 1 INTRODUCTION GÉNÉRALE_____	1
Généralités_____	2
Problématique_____	2
Le camp minier de Matagami: Localisation et historique_____	3
Objectifs de l'étude_____	4
Méthodologie_____	5
Présentation des résultats_____	6

	PAGE
CHAPITRE 2 LES GISEMENTS VOLCANOGENES DU CAMP MINIER DE MATAGAMI: STRATIGRAPHIE ET ENVIRONNEMENT PALÉOGÉOGRAPHIQUE	8
Résumé	9
Introduction	10
Localisation et historique du camp minier de Matagami	10
Stratigraphie générale	11
Le Groupe du Lac Watson	11
Le Groupe de Wabassee	16
Le Complexe de la Rivière Bell	17
Géologie structurale	17
L'anticlinal de Galinée	18
La zone de déformation du lac Garon	19
La faille Daniel	19
Caractéristiques des gîtes de sulfures	20
Les gîtes de sulfures massifs du flanc sud	20
Les gîtes de sulfures massifs du flanc nord	23
Modèle paléogéographique	25
Conclusion	28
Références	39

	PAGE
CHAPITRE 3 LA MISE EN PLACE DU GITE DE SULFURES MASSIFS VOLCANOGENES DE NORITA: IMPLICATIONS SUR LA STRUCTURE ET LA STRATIGRAPHIE DU CAMP MINIER DE MATAGAMI	32
Résumé	33
Introduction	34
Géologie générale	34
Lithologies et stratigraphie	37
Flanc sud	37
Le Groupe du Lac Watson	38
Le Groupe de Wabassee	40
Flanc nord	42
Géochimie des unités	46
Méthodologie	47
Résultats	48
Implications de la composition des laves sur leur environnement de mise en place	57
Structure du camp minier	58
L'anticlinal de Galinée	58
La zone de déformation du lac Garon (ZDLG)	60
Caractéristiques des failles qui délimitent les blocs structuraux	60
La faille Radiore	61
La faille Radiore-Ouest	63

CHAPITRE III (SUIITE)	PAGE
Le bloc structural du Lac Garon	64
Le bloc structural de Radiore-Est	64
Le bloc structural de Norita	67
Le bloc structural de New Hosco	68
Implications structurales de la ZDLG	69
Géologie structurale de la mine Norita	73
Faïlle "Marker Tuff"	77
Caractéristiques des lentilles de sulfures	82
Modèle de mise en place du gîte de Norita	89
Conclusion	95
Références	98

CHAPITRE 4 CARACTÉRISATION DES ZONES D'ALTÉRATIONS

DES ROCHES DU GROUPE DU LAC WATSON:

UN SYSTEME GEOTHERMAL FOSSILE	104
Résumé	105
Introduction	106
Géologie générale	108
Le Groupe du Lac Watson	108
Paléogéographie	113
Méthodologie	115
Zones d'altérations	120

CHAPITRE IV (SUITTE)	page
Variations pétrologiques générales en fonction de l'altération	124
Variations chimiques générales en fonction de l'altération	129
Description des différentes zones d'altérations	137
Les cheminées d'altération	137
Partie supérieure des cheminées d'altération	137
Pétrographie	137
Géochimie	138
Partie inférieure des cheminées d'altération	157
Pétrographie	157
Géochimie	160
La zone d'altération stratiforme profonde	163
Pétrographie	163
Géochimie	166
La zone d'altération périphérique	169
Pétrographie	171
Géochimie	171
Discussion	174
Conclusion	185
Références	188
 CHAPITRE 5 CONCLUSIONS SOMMAIRES	 193
Conclusions	194

LISTE DES FIGURES PAR CHAPITRE

CHAPITRE II	PAGE
FIGURE 1: Carte géologique simplifiée de la région de Matagami_____	14
FIGURE 2: Colonnes stratigraphiques des flancs nord et sud de l'anticlinal de Galinée_____	15
FIGURE 3: Projection horizontale des lentilles de sulfures du gîte Orchan_____	21
FIGURE 4: Modèle de la distribution verticale des faciès de coulée de lave_____	26
FIGURE 5: Projection, dans un plan horizontal, de la partie sommitale du Groupe du Lac Watson_____	27
CHAPITRE III	PAGE
FIGURE 1: Carte géologique du camp minier de Matagami_____	36
FIGURE 2: Photomicrographies des types de laves du Groupe du Lac Watson____	39
FIGURE 3: Photomicrographies des types de laves du Groupe de Wabassee____	41
FIGURE 4: A: Profil stratigraphique longitudinal_____	44
FIGURE 5: Diagramme discriminant de Floyd et Winchester (1977) des laves du camp minier de Matagami_____	49
FIGURE 6: Diagramme multi-éléments des laves felsiques_____	50
FIGURE 7: Diagramme AFM des laves du camp minier de Matagami_____	52
FIGURE 8: Diagramme multi-éléments de Thompson (1982) des basaltes_____	53
FIGURE 9: Diagramme TiO ₂ / Zr des laves du camp minier de Matagami_____	55

FIGURES DU CHAPITRE III (SUTTE)	PAGE
FIGURE 10: Coupe structurale de l'anticlinal de Galinée_____	59
FIGURE 11: Photographie d'un bloc de gabbro folié_____	62
FIGURE 12: Corrélations stratigraphiques_____	65
FIGURE 13: Bloc diagramme schématique du camp minier de Matagami_____	70
FIGURE 14: Stéréonet de Schmidt des éléments structuraux du flanc nord_____	71
FIGURE 15: Photomicrographie d'un basalte schisteux_____	72
FIGURE 16: Graphiques de la teneur en cuivre et en zinc des gisements_____	75
FIGURE 17: Projection longitudinale vers le nord de la mine Norita_____	77
FIGURE 18: Section typique de la mine Norita avec vue vers l'ouest_____	78
FIGURE 19: Plan géologique de la mine Norita et de Norita-Est_____	79
FIGURE 20: Photographie souterraine de la faille "Marker Tuff"_____	81
FIGURE 21: Photographies des sulfures de la lentille "Zone A"_____	83
FIGURE 22: Section montrant la distribution spatiale des contenus en zinc et en cuivre à l'intérieur de la lentille "Zone A"_____	85
FIGURE 23: Section à travers le gisement #2 de la mine Lac-Mattagami_____	88
FIGURE 24: Modèle schématique de l'évolution structurale du gisement de Norita_____	94

FIGURES DU CHAPITRE IV	PAGE
FIGURE 1: Carte du camp minier de Matagami_____	110
FIGURE 2: Carte de la géologie locale et la position des échantillons_____	111
FIGURE 3: A: Photomicrographie de laves typiques_____	112
FIGURE 4: Exemple d'un variogramme type_____	119
FIGURE 5A: Variogrammes modélisés pour SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , CaO, MgO, Na ₂ O et K ₂ O_____	121
FIGURE 5B: Variogrammes modélisés pour Fe ₂ O ₃ , P.A.F. Fe / Fe+Mg et Na / Na+K_____	122
FIGURE 5C: Variogrammes modélisés pour le quartz, le plagioclase, l'orthose, du corindon et de l'hyperstène_____	123
FIGURE 6A: Histogrammes du contenu en SiO ₂ , MgO et Fe ₂ O ₃ _____	126
FIGURE 6B: Histogrammes du contenu en CaO, Na ₂ O et K ₂ O_____	127
FIGURE 7: Rapport entre les minéraux normatifs et les minéraux réels_____	128
FIGURE 8: Rapport fer / magnésium de la chlorite, sa couleur et de la roche_____	130
FIGURE 9: A: TiO ₂ versus Fe ₂ O ₃ et B: Al ₂ O ₃ versus SiO ₂ _____	131
FIGURE 10: Synthèse des calculs de gains et pertes_____	134
FIGURE 31: Répartition spatiale des différents faciès d'altération_____	136
FIGURE 12: Carte d'isocontours du SiO ₂ _____	139
FIGURE 13: Carte d'isocontours de Al ₂ O ₃ _____	140
FIGURE 14: Carte d'isocontours du CaO_____	141
FIGURE 15: Carte d'isocontours du MgO_____	142
FIGURE 16: Carte d'isocontours du Na ₂ O_____	143
FIGURE 17: Carte d'isocontours du K ₂ O_____	144

<u>FIGURES DU CHAPITRE IV (SUITE)</u>	<u>PAGE</u>
FIGURE 18: Carte d'isocontours du Fe_2O_3 _____	145
FIGURE 19: Carte d'isocontours de la perte au feu_____	146
FIGURE 20: Carte d'isocontours du rapport $Na / Na+K$ _____	147
FIGURE 21: Carte d'isocontours du rapport $Fe / Fe+Mg$ _____	148
FIGURE 22: Rapport $Fe / Fe+Mg$ versus le SiO_2 _____	150
FIGURE 23: Carte d'isocontours du corindon normatif_____	151
FIGURE 24: Carte d'isocontours du quartz normatif_____	152
FIGURE 25: Carte d'isocontours du plagioclase normatif_____	153
FIGURE 26: Carte d'isocontours de l'orthose normative_____	154
FIGURE 27: Carte d'isocontours de l'hyperstène normative_____	155
FIGURE 28: Profil géochimique de la coupe 7_____	156
FIGURE 29: Photomicrographie de l'altération sériciteuse de bordure_____	158
FIGURE 30: Photomicrographie de l'altération chloriteuse_____	159
FIGURE 31: Profil géochimique de la coupe 2_____	160
FIGURE 32: Profil géochimique de la coupe 4_____	162
FIGURE 33: Photomicrographie d'altération sériciteuse_____	164
FIGURE 34: Photomicrographie de veinules de quartz_____	165
FIGURE 35: Photomicrographie de la zone d'altération stratiforme profonde____	167
FIGURE 36: Photomicrographie d'amas de séricite recoupants_____	168
FIGURE 37: Profil géochimique de la coupe 3_____	170
FIGURE 38: Photomicrographie de la zone d'altération périphérique_____	172

FIGURES DU CHAPITRE IV (SUITE)	PAGE
FIGURE 39: Profil géochimique de la coupe 5_____	173
FIGURE 40: Courbes de la solubilité de la silice dans l'eau_____	179
FIGURE 41: Bloc diagramme schématique des différentes zones d'altération____	184

LISTE DES TABLEAUX

CHAPITRE III	PAGE
TABLEAU 1: Compositions typiques des laves de Matagami	96
TABLEAU 2: Analyses de la rhyodacite porphyrique à quartz	97
CHAPITRE IV	
TABLEAU 1: Paramètres des variogrammes	187

LISTE DES ANNEXES

	PAGE
ANNEXE 1: Tableau de précision des analyses _____	196
ANNEXE 2: Section des forages avec position des échantillons géochimiques ____	198
ANNEXE: 3: Analyses chimiques des échantillons du trou BAS-87-10, du flanc sud _____	205
ANNEXE 4: Analyses chimiques des trous UN-148, UN-239 et NOR-81-2 de la propriété Norita _____	209
ANNEXE 5: Analyses chimiques des trous PS-152-5 et PS-152-6 de la propriété New-Hosco _____	215
ANNEXE 6: Analyses chimiques du Groupe du Lac Watson du flanc sud _____	219
ANNEXE 7: Cartes géologiques du flanc nord (3 cartes: partie est, partie centrale et partie ouest) _____	EN POCHETTE
ANNEXE 8: Carte géologique du flanc sud _____	EN POCHETTE

CHAPITRE I

INTRODUCTION GÉNÉRALE

GÉNÉRALITÉS

Problématique

Toute prospection minière efficace doit intégrer le maximum de guides de prospection découlant d'un ou de plusieurs modèle(s) géologique(s) afin d'accélérer et de maximiser les chances de succès, en réduisant la superficie à prospecter. Le projet de cette thèse doit permettre de raffiner le modèle de génèse des sulfures massifs volcanogènes.

Le grand nombre d'études de systèmes hydrothermaux sous-marins récents permet d'avoir une compréhension accrue du mécanisme de formation des "monticules de sulfures" et des processus de diffusion à l'intérieur de ceux-ci. Les travaux sur ces systèmes se limitent aux points de décharge des fluides hydrothermaux. On s'est surtout intéressé à la composition et aux propriétés physico-chimiques de ces fluides.

Jusqu'à maintenant, il n'est pas possible d'examiner et de modéliser de façon quantitative la partie "profonde" des systèmes hydrothermaux récents, de leur zone source et de leur zone de migration. Contrairement aux autres camps miniers, celui de Matagami fournit dans son ensemble un site idéal pour l'étude et la modélisation d'un paléo-système hydrothermal. Le plissement des roches a ramené à la surface la partie profonde de ce paléo-système hydrothermal et les zones de décharges correspondent aux gisements de sulfures massifs connus ainsi qu'à leur équivalent distal, la Tuffite Clef.

En vue de proposer un modèle de fonctionnement des systèmes hydrothermaux pour l'ensemble d'un édifice volcanique archéen, il importe d'en reconstituer la stratigraphie et le paléo-environnement. Par la suite, un modèle d'écoulement des fluides minéralisateurs peut être établi à partir de l'étude des différentes altérations qu'on suppose être produites par ce fluide.

Le camp minier de Matagami: Localisation et historique

La géologie et la métallogénie régionale du camp minier de Matagami seront les données de base à la reconstruction paléo-environnementale.

Le camp minier de Matagami est situé dans la partie centrale-nord de la Sous-Province de l'Abitibi, à 200 kilomètres au nord de Rouyn-Noranda, dans le nord-ouest québécois.

La région étudiée est située dans le secteur nord-ouest de la Sous-Province de l'Abitibi. Les roches d'âge Archéennes sont plissées et métamorphisées au faciès des schistes verts.

L'histoire du camp minier a débuté avec la découverte, en 1957, du grand gisement de zinc-cuivre et argent de Lac-Mattagami qui fut suivie rapidement de plusieurs découvertes moins importantes. Des huit gisements exploités dans cette région, seules les mines Norita et Isle-Dieu sont encore en production en 1990.

Les dépôts de sulfures massifs de la zone sud du camp minier surmontent les laves felsiques du Groupe du Lac Watson et sont situés le long de l'unité appelée Tuffite Clef qui est constituée de chert de tuf felsique et de sulfures. Ces gisements sont, du sud-est vers le nord-ouest, les gîtes de Bell-Allard-Sud (235,000 tonnes), de Orchan (4,516,000 tonnes), de Lac-Mattagami (25,613,000 tonnes) et de Isle-Dieu (2,000,000 tonnes).

Tous ces gisements volcanogènes sont reliés à des cheminées d'altération et ces dernières ont fait l'objet d'études. Les cheminées d'altération de ces gisements rejoignent en profondeur une zone d'altération hydrothermale stratiforme d'étendue régionale qui n'a jamais fait l'objet d'études spécifiques.

La déformation des roches de la zone nord du camp minier ne permet pas une reconstruction rigoureuse de la géométrie originale de ces zones d'altérations stratiformes.

Les travaux antérieurs de synthèse géologique et métallogénique couvrant la région de Matagami et ses gisements étaient basés sur les affleurements et sur des forages de faible profondeur. Ils ont permis de définir la séquence stratigraphique hôte de la minéralisation cupro-zincifère et de proposer des modèles de génèse des gisements basés sur des concepts volcanologiques.

Depuis 1983, le programme de forage "stratigraphique" subventionné par le Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec a permis de doubler la superficie explorée des horizons hôtes. Cette nouvelle source d'information géologique non-intégrée permettent de raffiner les modèles géologiques et géologiques antérieurs qui étaient basés sur des informations plus fragmentaires.

OBJECTIFS DE L'ÉTUDE

Les objectifs de ce travail comportent deux volets. Dans un premier temps, ils sont de définir les contrôles de la mise en place des gîtes de sulfures massifs volcanogènes de ce camp minier, en s'appuyant sur l'intégration des connaissances et des données disponibles et, dans un second temps, d'améliorer notre compréhension des systèmes hydrothermaux archéens. Ce dernier volet permettra de raffiner les modèles métallogéniques de ces types de gîtes en général et en conséquence permettra l'élaboration de meilleurs outils de prospection pour l'industrie minière.

Pour atteindre ces buts, le contexte géologique des roches du camp minier sera révisé, à l'aide de nouveaux modèles stratigraphiques et structuraux. Ces modèles seront basés sur une synthèse des travaux antérieurs et sur l'ajout de nouvelles données encore non intégrées, provenant de forages d'exploration récents. Les développements de la compréhension des phénomènes structuraux affectant la Sous-province de l'Abitibi seront mis à contribution, ainsi que les nouveaux outils géochimiques, pour proposer un modèle

original et global de la mise en place et de l'évolution des roches du camp minier de Matagami.

Une fois le cadre géologique établi, les différentes altérations chimiques affectant les roches sous-jacentes des gîtes de sulfures massifs volcanogènes seront caractérisées. La distribution spatiale à grande échelle des différentes zones d'altération sera utilisée pour élaborer un modèle du fonctionnement du paléo-système hydrothermal. Les études des autres systèmes géothermaux ainsi que les études sur les interactions eau / roche seront utilisées pour déterminer les conditions physico-chimiques qui régnaient lors des processus hydrothermaux minéralisateurs.

La distribution spatiale des zones d'altération hydrothermale de la partie du Groupe du Lac Watson sous-jacente aux gisements de sulfures massifs volcanogènes du flanc sud de l'anticlinal de Galinée sera étudiée pour reconstituer la géométrie de cette partie du paléo-système hydrothermal.

MÉTHODOLOGIE

Durant les saisons estivales de 1987, 1988 et 1989, quarante cinq trous de forage provenant de la partie nord du camp minier ont été décrits et échantillonnés. Durant la même période, 210 échantillons ont été prélevés sur les affleurements et les carottes de sondages de la zone sud du camp minier. Une compilation de ces données ainsi que celles des travaux antérieurs a servi à l'élaboration d'une carte à l'échelle de 1:20,000 du camp minier.

Trois colonnes stratigraphiques représentatives des parties nord, sud et ouest du camp minier ont été établies. Les échantillons prélevés dans ces colonnes ont servi à la caractérisation géochimique et pétrologique des unités volcaniques.

Les mesures structurales ont été recueillies sur les quelques affleurements de la région étudiée et surtout dans les mines.

Les échantillons ont été analysés en grande partie au Geochemical Laboratory de l'Université McGill, par la méthode de fluorescence X. Les éléments des terres rares ont été analysés par activation neutronique à l'Université du Québec à Chicoutimi.

Les échantillons provenant de la zone sud du camp minier ont fait l'objet de traitements statistiques et informatiques. Des cartes d'iso-valeur géochimiques ont été établies pour déterminer l'étendue des zones d'altération sous-jacentes aux gîtes de sulfures.

PRÉSENTATION DES RÉSULTATS

Cette thèse est rédigée sous la forme de trois manuscrits consécutifs indépendant les uns des autres. Le format de ces manuscrits est conforme aux exigences du Journal Canadien des Sciences de la Terre.

Des annexes contenant les données brutes sont ajoutées à la suite des trois manuscrits.

La succession de ces trois manuscrits représente la suite logique de l'évolution de la problématique résumée dans les objectifs de l'étude.

Le premier manuscrit a été publié sous la désignation suivante:

PICHE, M., GUHA, J., DAIGNEAULT, R., SULLIVAN, J.R. et BOUCHARD, G. 1990. Structure, stratigraphie et implication métallogénique - les Gisements de Sulfures Volcanogènes du Camp Minier de Matagami. Dans: La Ceinture polymétallique du Nord-Ouest québécois - Synthèse de 60 ans d'exploration minière, édité par Rive, M., Verpaelst, P., Gagnon, Y., Lulin, J.M., Riverin, G., Simard, A. Institut Canadien des Mines, Volume Spécial No 43, pp.327-335.

Cette publication résume la stratigraphie et propose un modèle paléogéographique et structural de la mise en place des gisements de sulfures massifs volcanogènes du camp minier de Matagami.

Le second manuscrit contient dans un premier temps, la caractérisation géochimique et pétrologique des unités stratigraphiques et dans un deuxième temps propose un modèle structural pour expliquer les perturbations de la stratigraphie et la déformation des gîtes de sulfures qui sont observées dans la partie nord du camp minier.

Le troisième manuscrit traite de la géométrie des zones d'altération du mur des gisements de la partie sud du camp minier. Il traite également de la caractérisation géochimique et pétrologique de ces zones. Un modèle de circulation des fluides dans le paléo-système hydrothermal y est proposé en conclusion.

Un chapitre de conclusions sommaires résume les contributions originales de ce travail.

CHAPITRE II

LES GISEMENTS VOLCANOGENES DU CAMP MINIER DE MATAGAMI: STRATIGRAPHIE ET ENVIRONNEMENT PALÉOGÉOGRAPHIQUE

RESUMÉ

La stratigraphie du camp minier de Matagami se résume à la présence de deux groupes volcaniques: le Groupe du Lac Watson et le Groupe de Wabasse qui le surmonte. Les gisements de sulfures massifs volcanogènes sont situés au sommet du Groupe du Lac Watson. Ces roches sont déformées par l'anticlinal de Galinée dont la trace axiale est orientée E-W. Le coeur de cette structure est occupé par le Complexe de la Rivière Bell.

Les roches volcaniques du flanc sud de l'anticlinal sont peu déformées et pendent à 45° vers le sud. Les gîtes qui s'y trouvent présentent la morphologie typique des gisements de sulfures massifs volcanogènes. Ceux-ci se situent le long d'un horizon repère chertueux et sulfuré, appelé "Tuffite Clef", et leurs cheminées d'altération rejoignent, en profondeur, une zone d'altération stratiforme d'étendue régionale.

Les roches du flanc nord ont été transposées tectoniquement en écailles chevauchantes, de dimension kilométrique, à l'intérieur d'un couloir de failles anastomosées d'orientation est-ouest. A l'intérieur de ce couloir, les gîtes de sulfures sont déformés et séparés de leur cheminée d'altération sous-jacente par des failles.

Les gîtes de sulfures situés sur les deux flancs de l'anticlinal de Galinée se seraient mis en place dans un même environnement volcanique. Leur position stratigraphique est identique puisqu'ils se trouvent au sommet de la rhyolite porphyrique du Groupe du Lac Watson. Ils se seraient constitués au cours d'une pose volcanique précédant l'éruption des basaltes du Groupe de Wabasse. Le Complexe de la Rivière Bell est perçu comme la source de chaleur responsable de la circulation des fluides hydrothermaux qui sont à l'origine des gisements de sulfures massifs volcanogènes.

INTRODUCTION

Le camp minier de Matagami est l'hôte de minéralisations cupro-zincifères de type volcanogène. Ce chapitre présente la stratigraphie et la structure de l'empilement volcanique qui contrôlent la mise en place des gîtes de sulfures massifs. Un modèle génétique global est proposé sur la base d'une réinterprétation de la géologie de la région de Matagami. A la lumière de ce modèle, la possibilité de nouvelles découvertes peut être envisagée.

Localisation et historique du camp minier de Matagami

Le camp minier de Matagami est situé dans la partie centre nord de la Sous-province de l'Abitibi, à 200 kilomètres au nord de Rouyn-Noranda. L'histoire du camp minier a débuté en 1957 avec la découverte de l'important gisement de zinc, cuivre et argent de Matagami Lake qui fut suivie rapidement par plusieurs découvertes de moindre envergure. Des huit gisements exploités dans cette région, seules les mines Norita et Isle-Dieu sont encore en production en 1989. Le rapport géologique de Sharpe (1968) fut le premier document de référence pour la géologie du camp minier de Matagami. Beaudry et Gaucher (1986) ont révisé la carte en se basant sur les données récentes des sondages d'exploration.

La principale contrainte à l'étude stratigraphique et structurale des roches de la région de Matagami est la rareté des affleurements par suite de la présence de till et d'argiles varvées dont l'épaisseur peut atteindre par endroits jusqu'à 30 mètres. Pour cette raison, les travaux de Sharpe (1968) et de Beaudry et Gaucher (1986) sont basés en grande partie sur les descriptions de carottes de forage et de levés géophysiques au sol et aéroportés.

Nos travaux sont basés sur l'étude des carottes de forages provenant des

niveaux stratigraphiques qui contiennent les gisements de sulfures massifs de part et d'autre de l'anticlinal de Galinée.

STRATIGRAPHIE GENERALE

La stratigraphie des roches volcaniques de la région de Matagami, élaborée par Sharpe (1968), comprend les Groupes du Lac Watson et de Wabassée. Le Complexe de la Rivière Bell recoupe la base du Groupe du Lac Watson sur les deux flancs de l'anticlinal de Galinée. Le sommet du Groupe de Wabassée sur le flanc nord est en contact par faille avec les sédiments du Groupe de Matagami et, sur le flanc sud, avec ceux du Groupe de Taïbi. Les études précédentes (MacGeehan 1979; MacLean 1984) indiquent que la stratigraphie interne des groupes du Lac Watson et de Wabassée différerait d'un flanc à l'autre. Nos travaux ne sont pas en accord avec cette interprétation (chapitre III et figure 1).

Le Groupe du Lac Watson

Le Groupe du Lac Watson est défini le long du flanc sud de l'anticlinal de Galinée où il est le mieux exposé. D'une épaisseur de 2 000 m, il est subdivisé en diverses unités informelles. Ces unités seront décrites de la base vers le sommet (figure 2).

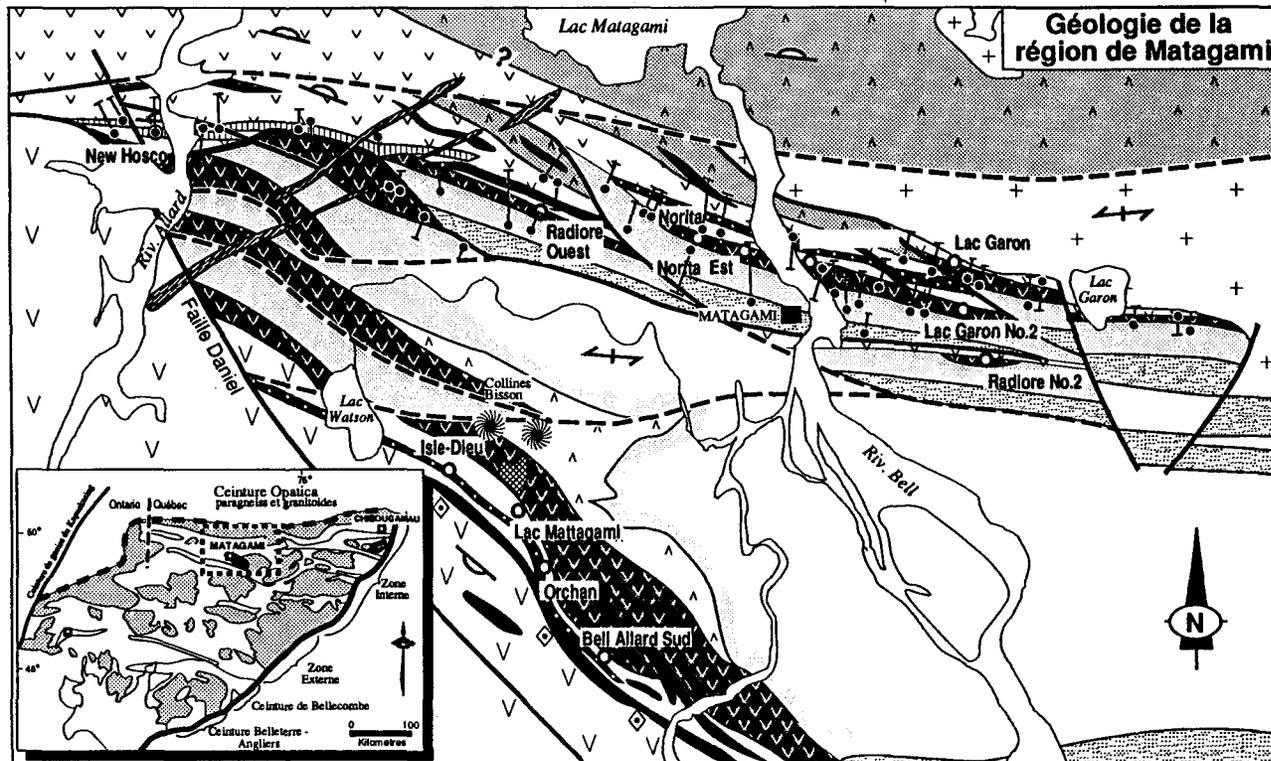
A) Une unité de dacite de 500 m d'épaisseur, constituée de coulées de lave massive de plusieurs mètres d'épaisseur, amygdalaires, à grain fin, parfois à joints polygonaux et séparées entre elles par des brèches hyaloclastiques. Cette unité est affectée, dans son ensemble, par une altération stratiforme régionale caractérisée par un lessivage presque complet du calcium et du sodium et par un enrichissement en silice, fer et magnésium (Sharpe 1968; rapports internes de NOREX 1984). Les roches de cette unité

sont bien exposées sur la colline Bisson-est (voir figure 1).

B) Une unité de rhyodacite porphyrique à quartz et plagioclase de 1 500 mètres d'épaisseur et de teinte noire (figure 2). Le tiers inférieur de cette unité est constitué, en grande partie, de brèche rhyodacitique monomictite, à fragments lithiques anguleux de 1 à 20 cm de diamètre avec quelques rares lobes de lave massive fortement fracturés. Plus haut, dans le tiers central de l'unité, la proportion de lobes de lave augmente graduellement par rapport à la quantité de brèche. Dans cette partie, les brèches sont plutôt de nature hyaloclastique et s'interdigitent latéralement avec les lobes de lave massive dont l'épaisseur varie de 1 à 10 mètres. Grâce à quelques affleurements situés sur la colline Bisson-ouest, on peut voir que l'axe long des lobes de lave isolés fait un angle moyen de 20° avec la direction du sommet de la formation. Le tiers supérieur de l'unité est constitué de coulées massives de 30 à 100 mètres d'épaisseur, séparées entre elles par des bandes d'un matériel hyaloclastique d'une épaisseur inférieure au mètre. Les faciès bréchiques de la partie inférieure de cette unité sont généralement affectés par une altération semblable à celle de l'unité sous-jacente.

C) La "Tuffite Clef" (Sharpe 1968) recouvre la rhyodacite porphyrique et forme la limite supérieure du Groupe du Lac Watson sur le flanc sud. D'une épaisseur moyenne de 2 m, sa continuité latérale est remarquable. Selon Davidson (1977), cet horizon comprend un tuf felsique à cendres, un tuf mafique à cendres, des niveaux riches en silice (précipitée chimiquement) et des sulfures. L'accroissement de l'épaisseur de la tuffite et l'augmentation de son contenu en sulfures étaient considérés comme indicateurs de la proximité d'un gisement; les travaux de Clark (1983) et Tanguay *et al.* (1990), démontrent que ces dépôts recoupent en partie la Tuffite Clef. La composition et l'épaisseur de cette unité ne peuvent donc être entièrement reliés à la proximité des gîtes de sulfures. Les gisements de sulfures massifs du flanc sud de l'anticlinal de Galinée sont tous localisés à ce niveau stratigraphique.

FIGURE 1) Carte géologique simplifiée de la région de Matagami. En médaillon: carte de la Sous-province de l'Abitibi.



Roches Intrusives

-  Dyke de diabase
-  Péridotite
-  Pluton du Lac Olga

-  Basalte de l'unité Veract
-  Basalte de l'unité Bell
-  Basalte de l'unité Allard
-  Rhyolite de Dumagami
-  Andésite variolaire

-  Rhyolite porphyrique
-  Tuf de New Hosco
-  Dacite

Complexe de la Rivière Bell

-  Zone centrale anorthositique
-  Zone litée
-  Granophyre
-  Dyke mafique



-  Faïlle interprétée
-  Faïlle observée
-  Dépôts de sulfures
-  Sondages

Modifiée de Beaudry et Gaucher 1986 et Sharpe 1968.

Tirée de Piché et al. 1990.

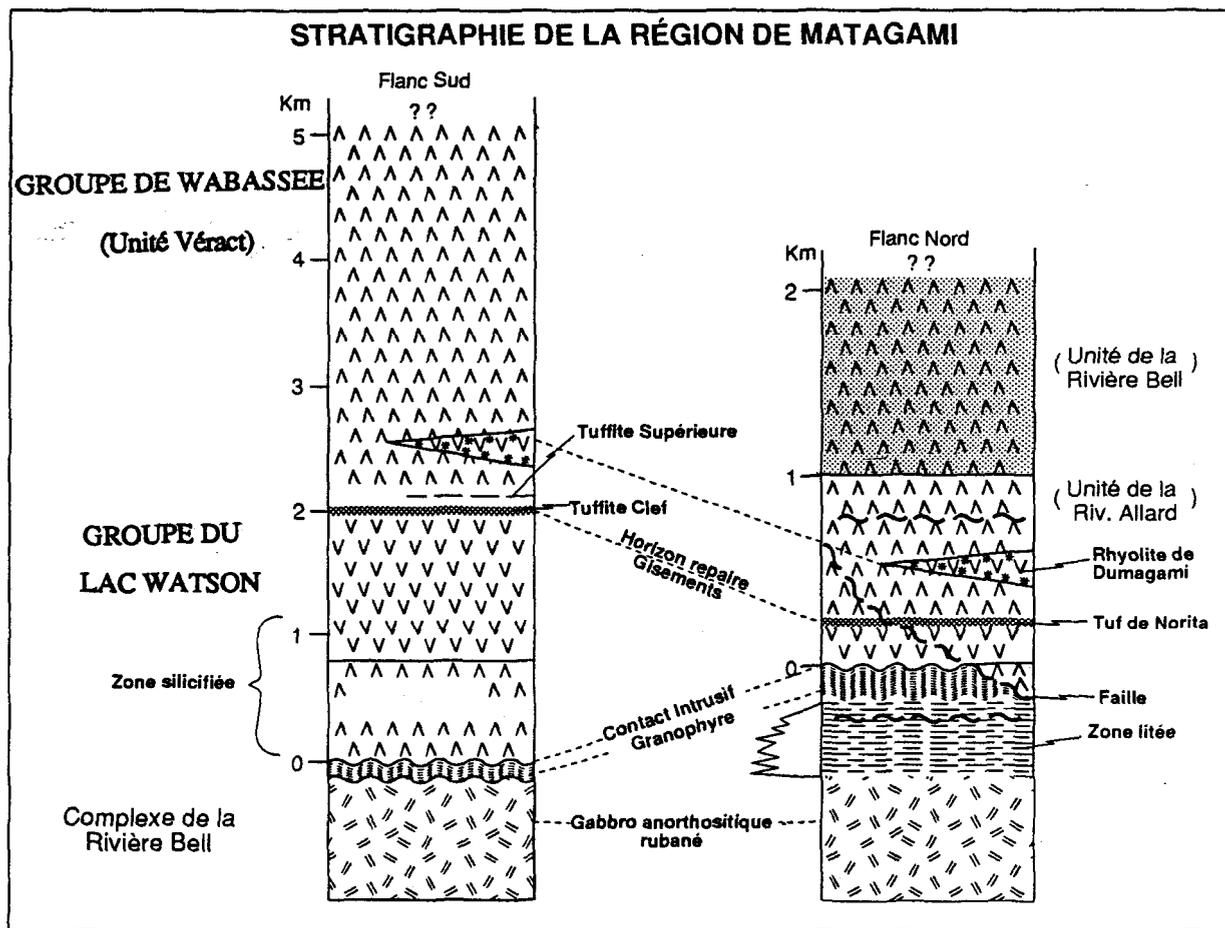


FIGURE 2: Colonnes stratigraphiques des flancs nord et sud de l'anticlinal de Galinée.

Symboles: Gabbro: =, Rhyolite: v, Basalte: ^, Sphéroles: *.

Le Groupe de Wabassee

Le Groupe de Wabassee comprend essentiellement des laves mafiques. Beaudry et Gaucher (1986) à partir de critères géochimiques et structuraux subdivisent cette formation en deux "séries" (figure 2). Pour éviter les connotations chronostratigraphiques, nous utiliserons plutôt le mot unité.

A) L'unité de la Rivière Allard, serait présente sur les flancs nord et sud de l'anticlinal de Galinée. Elle est constituée par un basalte calco-alcalin vert pâle qui recouvre le Groupe du Lac Watson aux endroits échantillonnés par forage. L'étude de la composition de ce type de lave au chapitre III permettra cependant d'établir une distinction entre le basalte de l'unité Allard du flanc nord et des basaltes du flanc sud.

B) L'unité de la Rivière Bell présente uniquement sur le flanc nord et recouvrant, le long de ce même flanc, l'unité précédente devenue plus mince. Elle est constituée par un basalte tholéïitique vert foncé.

Le Groupe de Wabassee contient, sur les deux flancs de l'anticlinal, un horizon repère qui est une rhyodacite sphérolitique appelée "Rhyolite de Dumagami" (MacGeehan 1979). Cet horizon a une épaisseur variant de 100 à 300 mètres.

A l'extrémité ouest du flanc nord de l'anticlinal de Galinée, les laves de l'unité Allard contiennent une unité qui est définie ici par le terme "Tuf de New Hosco" et qui correspond à des coulées pyroclastiques amalgamées composées surtout de ponces grossières dont la texture et la granulométrie sont homogènes de la base au sommet. Ce tuf peut atteindre 100 mètres d'épaisseur; il contient quelques intraclastes convolutés de lits de cendres granoclassées et laminées. Ce dépôt mesure jusqu'à 100 mètres d'épaisseur et est l'hôte du gîte de New-Hosco.

Le Complexe de la Rivière Bell

Le Complexe de La Rivière Bell est une intrusion de gabbro-anorthosite affleurant seulement le long de cette rivière. Il constitue le coeur du camp minier de Matagami et occupe une superficie d'environ 750 kilomètres carrés. La structure de cette intrusion telle que définie par Sharpe (1968), est la suivante (figure 2).

A) Une zone centrale, d'épaisseur inconnue, constituant la majeure partie de l'intrusion. Elle est composée d'un gabbro anorthositique grossier, vaguement lité, parfois à texture pegmatitique.

B) Une zone litée, de 2 000 mètres d'épaisseur, située sous la zone de bordure. Le litage correspond à l'alternance décimétrique de lits de gabbro anorthositique, de pyroxénite amphibolisée et de gabbro pegmatitique riche en magnétite.

C) Une zone de bordure externe appelée "granophyre", de 300 à 1000 mètres d'épaisseur, constituée de diorite ou de tonalite pegmatitique, riche en xénolites.

D) Les apophyses recoupant les roches volcaniques des groupes du Lac Watson et de Wabasse. Il s'agit de dykes subconcordants et de grande extension dont l'épaisseur peut atteindre 200 mètres. Ceux-ci sont interprétés comme les conduits nourriciers des basaltes du Groupe de Wabasse (Sharpe 1968; MacGeehan 1979; Beaudry et Gaucher 1986).

GÉOLOGIE STRUCTURALE

Les structures majeures affectant les formations géologiques du camp minier sont, par ordre d'importance, l'anticlinal de Galinée, la zone de déformation du lac Garon et la faille nord-ouest de Daniel qui recoupe le flanc sud de l'anticlinal. Il existe, enfin, des

failles tardives d'orientation nord-ouest et nord-est, à faible rejet.

L'anticlinal de Galinée

Les roches de la région sont affectées par une large structure anticlinale, appelée anticlinal de Galinée. Les polarité opposées des séquences volcaniques au nord et au sud du Complexe de la Rivière Bell prouve l'existence de cette structure (Sharpe 1968).

La polarité des coussins et l'intersection de l'horizon repaire de la Tuffite Clef en profondeur par les forages d'exploration, indiquent que les roches volcaniques du flanc sud de l'anticlinal sont orientées SE et pendent de 45° environ vers le SW; elles sont très peu déformées. A l'opposé, les affleurements du flanc nord indiquent que le litage est orienté WNW avec un pendage vertical. Ces roches sont de plus fortement déformées. Cette relation géométrique entre les flancs de ce pli suggère que son plan axial serait légèrement déversé vers le nord. Les roches cartographiées par Beaudry et Gaucher (1986) à l'ouest de la région étudiée et qui sont situées dans les environs de la trace du plan axial de l'anticlinal de Galinée, ont des pendages très faibles. Ainsi, l'axe du pli plongerait faiblement dans la direction WNW. Ceci peut également être déduit à partir de l'apparente fermeture de l'anticlinal dans la direction WNW.

Aucune évidence directe de plissement n'a été observée sur le terrain. Les plis de second et de troisième ordre, identifiés par Roberts (1966) et Clark (1983) le long du flanc sud sont remis en question; les nouvelles données obtenues par forages indiquent que ces plis sont en étroite relation spatiale avec des failles verticales et orientées à 110°. Nous croyons que ces plis sont le résultat de l'entraînement des couches par le déplacement le long de ces failles.

La zone de déformation du Lac Garon

Les roches du flanc nord de l'anticlinal de Galinée sont affectées par un réseau de failles anastomosées dont l'enveloppe montre une largeur moyenne de cinq kilomètres et dont l'orientation est de 110° . Ces failles, ou zones de cisaillement, ont découpé les roches du flanc nord en écailles dont la longueur moyenne est de 10 km et la largeur de 2 km environ. Ces écailles, orientées NW-SE, ont une forme sigmoïde aplatie avec asymétrie en Z (Hocq 1986, communication personnelle).

Les failles principales qui bordent ces écailles ainsi que leurs multiples subsidiaires ont une orientation nord-ouest et un pendage abrupt vers le nord. Elles sont de type ductile-fragile et les roches de bordure sont fortement déformées. Le long du flanc nord, les plans de schistosité ont une orientation moyenne de 110° avec un pendage sub-vertical. Les linéations d'étirement plongent abruptement vers l'est. Les structures C-S (Berthé *et al.*, 1979) microscopiques et mégascopiques présentes à l'intérieur des zones de cisaillement (voir chapitre III) favorisent, pour la plupart, un mouvement de chevauchement du nord-ouest vers le sud-est, relié à un épisode de raccourcissement nord-sud.

Le déplacement des horizons repères d'une écaille tectonique à l'autre suggère un mouvement oblique avec une composante verticale chevauchante et une composante latérale senestre. Ainsi l'agencement en échelons superposés des unités felsiques du flanc nord, interprété autrefois comme le résultat d'une variation des faciès volcaniques (MacGeehan 1979), peut s'expliquer par des répétitions tectoniques de la séquence stratigraphique (chapitre III).

La faille de Daniel

Cette faille régionale montre une orientation NW. Il s'agit d'une faille inverse

fortement inclinée vers le NE: elle tronque le nez de l'anticlinal de Galinée et biseaute les formations présentes sur son flanc sud (chapitre III).

CARACTÉRISTIQUES GÉNÉRALES DES GITES DE SULFURES

Les gîtes de sulfures massifs du camp minier de Matagami sont divisés en deux familles selon leur morphologie et leur position par rapport à la trace axiale de l'anticlinal de Galinée: on parle ainsi des gîtes du flanc sud et de ceux du flanc nord.

Les gîtes de sulfures massifs du flanc sud

Les gisements qui se succèdent le long du flanc sud, sont les suivants, du SE vers le NW: Bell-Allard Sud (235,000 tonnes), Orchan (4,516,000 tonnes), Lac Mattagami (25,613,000 tonnes) et Isle-Dieu (2,000,000 tonnes). Ils sont situés au même niveau stratigraphique que la "Tuffite Clef" qui, rappelons-le, se trouve au sommet du Groupe du Lac Watson.

Une réinterprétation des données de terrain incline à penser que la mise en place de ces gisements est contrôlée par la structure, ce que semble d'ailleurs suggérer leur espacement régulier tous les 1600 mètres environ. En fait, ces dépôts se situent à l'intersection de linéaments structuraux dont les directions sont de 020° et de 290° avec des pendages verticaux (Bonenfant 1988, communication personnelle et Gagnon 1988 communication personnelle). Ces structures ont provoqué des déplacements horizontaux mineurs dans la rhyolite et la "Tuffite Clef" du Groupe du Lac Watson (figure 3 et Lavallières 1990, communication personnelle); par contre, il est difficile d'observer leur effet sur les basaltes du Groupe de Wabasse qui ne possèdent pas d'horizon repère. D'autre part

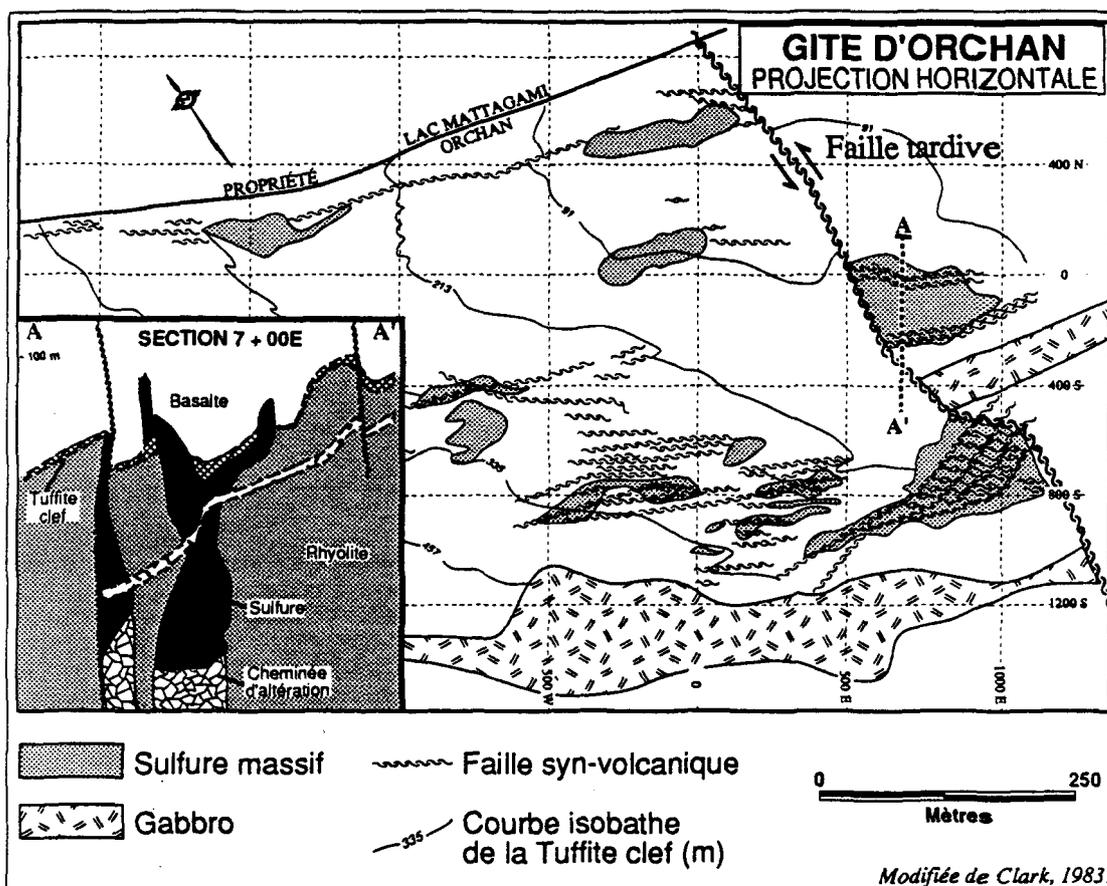


FIGURE 3: Projection horizontale des lentilles de sulfures du gîte Orchan. L'encadré montre une section typique d'une de ces lentilles.

l'extension latérale de ces linéaments de part et d'autre des zones minéralisées est peu connue en raison de la diminution du nombre des forages d'exploration (figure 3).

Les cheminées d'altération de ces gisements sont situées le long de ces structures orientées qui ont pu servir de canalisations aux fluides minéralisateurs. La direction de ces structures varie légèrement d'un gisement à l'autre. L'exemple le plus frappant de ce phénomène est le gîte d'Orchan qui comprend cinq lentilles longues et minces, alignées le long de failles WSW (figure 3). En coupe, ces lentilles de sulfures apparaissent encastrées dans des dépressions profondes et étroites entaillées dans la rhyodacite du Lac Watson. Les zones d'altération associées aux lentilles sont confinées à ces structures (Clark, 1983). Les gisements d'Isle-Dieu, de Mattagami Lake et de Bell-Allard-Sud possèdent ces mêmes caractéristiques mais à des degrés différents (Lavallière 1990, communication personnelle).

Les cheminées d'altération dans la rhyodacite porphyrique du Lac Watson sont caractérisées par une chloritisation intense. Sur le plan géochimique, on observe un lessivage de la silice, du sodium, du calcium et, dans une moindre mesure, du potassium. Par contre, cette rhyodacite s'enrichit en magnésium et fer (Roberts 1966; Tanguay *et al.* 1990).

En profondeur, les cheminées d'altération s'interdigent avec la zone d'altération stratiforme d'extension régionale dont le sommet se trouve à 1200 m environ sous l'horizon des gisements de sulfures et de la "Tuffite Clef" (voir chapitre IV). Cette zone d'altération affecte la base de la rhyodacite et la totalité de l'unité inférieure de lave dacitique du Groupe du Lac Watson qui montrent tous deux, un degré de silicification éminemment variable et une chloritisation locale. La zone d'altération représente, selon nous, la zone de lessivage par les fluides hydrothermaux qui ont donné naissance, par la suite, aux gisements de sulfures.

Les lentilles de sulfures situées à l'aplomb des cheminées d'altération montrent un zonage de la base vers le sommet. À la base, interdigés avec la rhyodacite altérée, se trouvent typiquement les filonets de pyrite-pyrrhotite-chalcopryrite avec, par endroits, des

zones à magnétite. La partie interne des lentilles de sulfures massifs est généralement composée d'un mélange de chalcopyrite et de pyrrhotite avec des quantités mineures de pyrite, de sphalérite et de magnétite. La partie externe, la plus volumineuse, est formée de sphalérite, de pyrite et de pyrrhotite avec, localement de zones à magnétite. Des horizons chertoux bréchiqes s'interdigitent à différents niveaux au sein des lentilles et sont interprétés comme des équivalents de la "Tuffite Clef".

La répartition zonale des différents sulfures à l'intérieur des lentilles minéralisées du flanc sud est typique des gisements volcanogènes. On croit que cette zonalité reflète la distribution des courbes isothermes du fluide hydrothermal à l'intérieur de la lentille de sulfure en formation (Lydon 1988).

Les gîtes de sulfures massifs du flanc nord

Les gisements qui se succèdent, d'est en ouest, sur le flanc nord sont les suivants: Radiore No2 (140 000 t), Lac Garon (467 000 t), Bell-Channel No 1 (82 000 t), Norita Est (1 000 000 t), Norita (3 721 000 t) et New Hosco (1 827 000 t). Ce dernier est situé près du nez de l'anticlinal de Galinée.

Le long du flanc nord, la présence du couloir de failles, a modifié la géométrie des gisements. Ils sont plus déformés que ceux du flanc sud et, dans bien des cas, ils sont séparés de leur cheminée d'altération sous-jacente par des failles ou par des dykes subconcordants.

Afin d'expliquer ces phénomènes, MacGeehan *et al.* (1981) proposent que le gisement de la mine Norita soit de nature distale par rapport à sa cheminée d'altération en s'appuyant sur l'hypothèse selon laquelle les textures rubanées et bréchiqes des sulfures représentent des structures sédimentaires. Ainsi, le gisement se serait formé en même temps

que l'épanchement des basaltes et il aurait été transporté par la suite dans un milieu de sédimentation à haute énergie. Ce modèle permet aussi d'expliquer la présence de sulfures massifs au-dessus de coulées de rhyolite ou de basalte non altérés ainsi que l'interdigitation des lentilles de sulfures avec des horizons de tuf à lapilli felsique chloritisé. La présence d'une "coulée" felsique au dessus des lentilles de sulfures conforte l'hypothèse d'un volcanisme felsique actif pendant le dépôt des sulfures.

Les forages récents de prospection, sur lesquels nous avons basé notre étude, permettent de couvrir une superficie largement supérieure (plus du double) à celle des études précédentes. Ainsi, on a pu mettre en évidence la nature intrusive de la "coulée" felsique appelée "Rhyolite de Bell-Channel". Compte tenu de la présence de failles longitudinales dans les environs du gîte Norita, on peut penser que les lentilles de sulfures ont été séparées de leurs zones d'altération puis accolées à la rhyodacite fraîche par déplacement tectonique. Les textures fortement recristallisées, bréchiques et rubanées des sulfures ainsi que les lambeaux boudinés de roche encaissante qu'ils contiennent, sont typiques de la mine Norita et favorisent nettement l'hypothèse d'un transport tectonique (voir chapitre III). La mine Norita est la seule mine en opération le long du flanc nord et, faute d'affleurements en surface, l'hypothèse tectonique émise lors de cette étude est étendue à toutes les autres mines du flanc nord, excepté celle de New Hosco qui est encaissée dans une unité différente.

Situé à l'extrémité ouest du flanc nord, le gisement de New Hosco se trouve au sommet d'une formation de 100 m d'épaisseur environ, constituée par des lits amalgamés de tuf à ponces. Cette unité serait l'équivalent stratigraphique de la rhyodacite porphyrique qui se trouve au sommet du Groupe du Lac Watson. Comme celle-ci, elle repose sur des basaltes coussinés qui caractérisent la base de ce groupe et se situe à 500 mètres au-dessous de la "Rhyolite de Dumagami" qui sert d'horizon repère à l'intérieur du Groupe de Wabasse sus-jacent.

MODELE PALÉOGÉOGRAPHIQUE

Nous avons tenté d'élaborer un modèle paléogéographique conceptuel qui demeure, cependant, très schématique. En effet, les données de forage sur lesquelles nous sommes basés concernent seulement quelques niveaux stratigraphiques bien particuliers et nous n'avons que très peu d'informations sur les autres. La présence des faciès coussinés dans les laves mafiques et celle de brèches hyaloclastiques dans les unités felsiques indiquent que les roches du camp minier de Matagami se sont mises en place en milieu sous-marin.

L'édifice felsique constituant l'unité supérieure du Groupe du Lac Watson comprend des coulées de rhyodacite dont les faciès à prédominance bréchique à la base passent graduellement à des faciès massifs prépondérants vers le sommet. Ainsi, à partir du cratère situé probablement au sommet de l'édifice volcanique, la lave a fait éruption tout d'abord en coulées massives qui, par la suite, se sont bréchifiées le long de la pente du volcan pour former des talus de brèche à la base. La superposition de plusieurs coulées a produit un assemblage diachronique qui, vu en section, est dominé par des faciès bréchiques à la base et massifs au sommet (figure 4).

La mise en place du Complexe de la Rivière Bell a provoqué l'échauffement du paléo-aquifer et a généré l'altération hydrothermale des roches de la base du Groupe du Lac Watson. La faible perméabilité des coulées massives de rhyodacite situées au sommet de la formation aurait contraint les fluides hydrothermaux à s'échapper le long des fractures syn-volcaniques. C'est au cours de cette phase que se constitueraient les dépôts de sulfures massifs. Cette relation existant entre les linéaments subvolcaniques observés dans la partie sommitale du Groupe du Lac Watson et la répartition des gisements de sulfures massifs est montrée par la figure 5. Subséquemment, l'épanchement rapide des basaltes du Groupe de Wabassee a scellé l'échappement des fluides hydrothermaux.

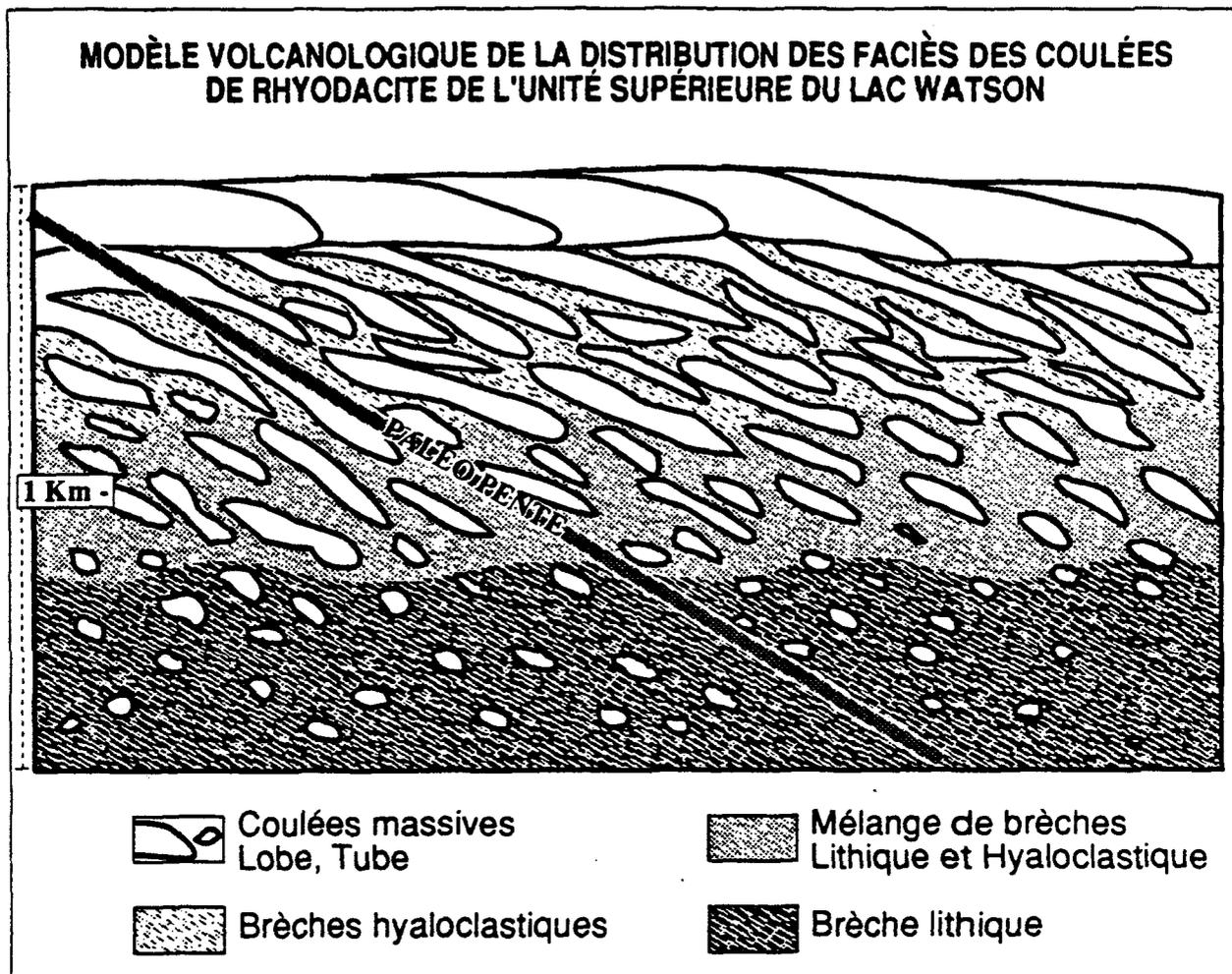


FIGURE 4: Modèle conceptuel de la distribution verticale des faciès de coulées de lave felsique du Groupe du Lac Watson.

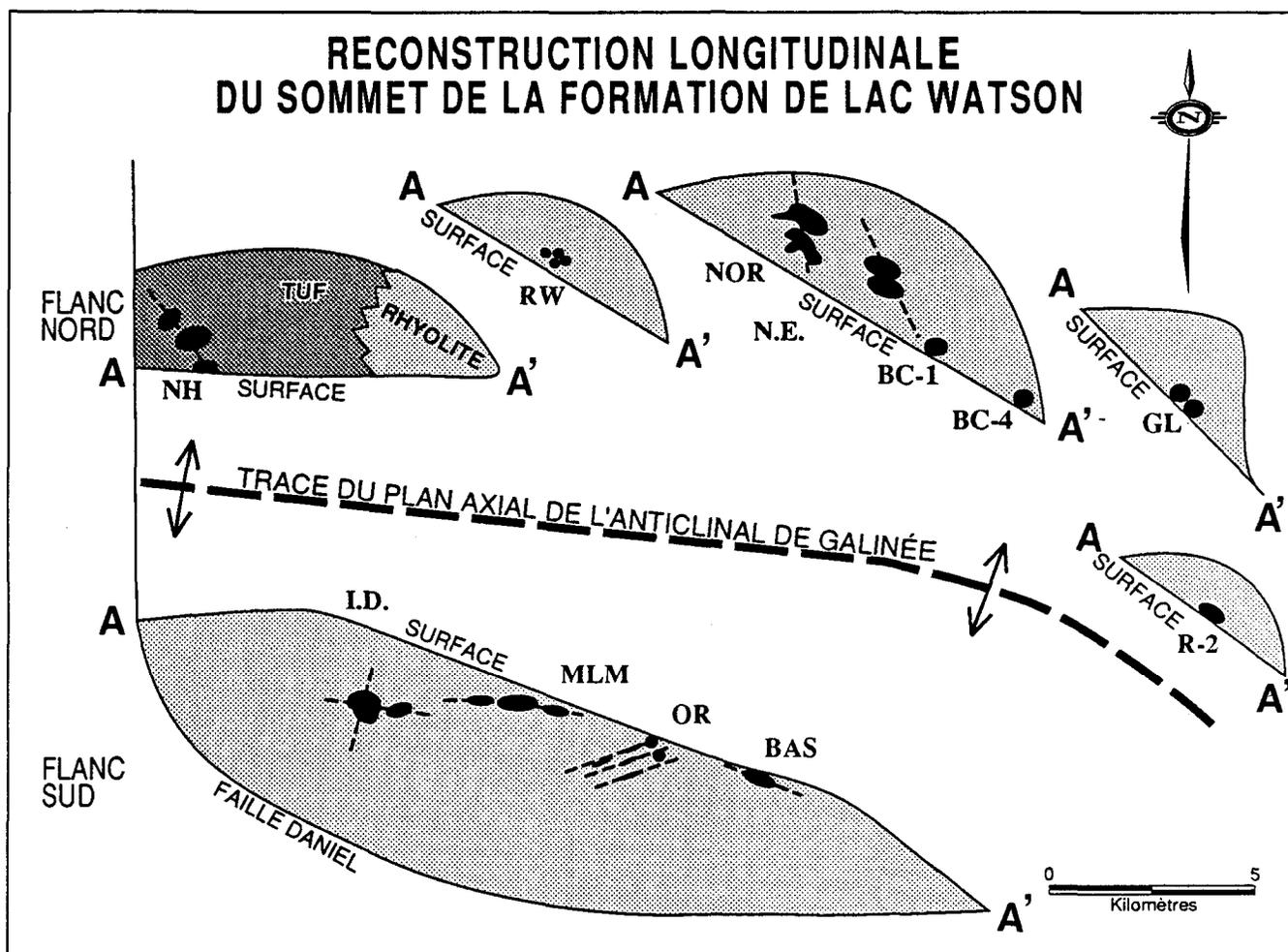


FIGURE 5) Projection, dans un plan horizontal, de la partie sommitale du Groupe du Lac Watson après rotation de celle-ci autour d'axes AA'. Symboles: Mine Isle-Dieu: ID, Lac Mattagami: MLM, Orchan: OR, Bell-Allard-Sud: BAS, New-Hosco: NH, Prospect Radiore-Ouest: RW, Norita: NOR, Norita-Est: NE, Bell-Channel No1: BC1, Bell-Channel No4: BC4, Garon-Lake: GL, Radiore No2: R2., Orchan: OR, Bell-Allard-Sud: BAS, New-Hosco: NH, Prospect Radiore-Ouest: RW, Norita: NOR, Norita-Est: NE, Bell-Channel No1: BC1, Bell-Channel No4: BC4, Garon-Lake: GL, Radiore No2:

Le modèle paléogéographique s'inspire des dépôts de sulfures par activité fumerolienne sous-marine que l'on peut observer actuellement sur les rides médio-océaniques. Il tente d'expliquer la présence des dépôts de sulfures massifs à Matagami.

CONCLUSION

Un modèle simple permet, à l'aide d'horizons repères, de comparer les caractères structuraux des roches contenant la minéralisation. Ainsi, sur le flanc sud, les roches sont peu déformées et ont un pendage régulier de 45° vers le SW. A l'opposé, les roches du flanc nord sont affectées par un couloir de failles qui a déformé et répété la séquence stratigraphique au sein de diverses écaillés se chevauchant les unes les autres. Sur le flanc sud, les gîtes de sulfures massifs ont une morphologie typique des dépôts volcanogènes et sont situés au sommet du Groupe du Lac Watson, au niveau de la "Tuffite Clef". Leurs cheminées d'altération sont situées le long de structures synvolcaniques orientées WNW. Ces cheminées sont reliées à une zone d'altération stratiforme affectant la base du Groupe du Lac Watson.

Vu leur similitude stratigraphique et malgré leurs caractéristiques structurales différentes, le flanc nord et le flanc sud de l'anticlinal de Galinée devraient avoir un potentiel économique similaire. L'état de conservation exceptionnel des structures syn-volcaniques le long du flanc sud permet de concentrer l'exploration sur leur prolongement en profondeur. La simplification de la stratigraphie des roches du flanc nord permet de réduire l'étendue des zones prospectées précédemment à celle du sommet du Groupe du Lac Watson

REFERENCES

Beaudry, C. et Gaucher, E., 1986. Cartographie géologique dans la région de Matagami. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Manuscrits Bruts 86-32.

Berthe, D., Choukroune, P., Jegouzo, P., 1979. Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites; the example of the South Armorican shear zone. *Journal of Structural Geology*: pp 31-42.

Clark, J.R., 1983. The geology and trace element distribution of the sulfide bodies at Orchan mine, Matagami, Quebec. Thèse de Doctorat, Colorado School of Mines, Golden, Colorado. T-2586, 450 pages.

Davidson, A.J., 1977. Petrology and chemistry of the Key Tuffite at Bell-Allard, Matagami, Québec. Mémoire de Maîtrise, McGill University, Montréal. 131 pages.

Lydon, W.I., 1988. Ore deposits models No 14. Volcanogenic massive sulphide deposits, Part 2; Genetic Models. *Geoscience Canada*, 15, No. 1: 43-65.

MacGeehan, P.J., 1978. The geochemistry of altered volcanic rocks at Matagami, Québec; A geothermal model for massive sulphide genesis. *Journal canadien des Sciences de la Terre*, Volume 15, p. 551-570.

MacGeehan, P.J., 1979. The petrology and geochemistry of volcanic rocks at Matagami, Québec, and their relationship to massive sulphide mineralization. Ph.D. thesis. Mc Gill University, Montréal.

MacGeehan, P.J. et Maclean, W.H., 1980b. An archean sub-floor geothermal system, "calc-alkali" trends and massive sulphide genesis. *Nature*, Volume 286, pp. 767-771.

MacGeehan, P.J., Maclean, W.H. et Bonenfant, A.J., 1981. Exploration significance of the emplacement and genesis of massive sulphide in the Main Zone at the Norita Mine, Matagami, Quebec. *CIM Bulletin*, Volume 74, No. 828, pp. 59-75.

Maclean, W.H., 1984. Geology and ore deposits of the Matagami district. Dans Guya J. et Chown, E.H., *Chibougamau - Stratigraphy and Mineralisation.*, Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 34, pp. 483-495.

Roberts, R.G., 1966. The geology of the Mattagami Lake Mine, Galinée Township, Quebec. Thèse de Doctorat, McGill University, 224p.

Roberts, R.G., 1975. The geological setting of the Mattagami Lake mine, Québec; a volcanogenic massive sulphide deposit. *Economic Geology*, Volume 70 pp. 115-129.

Roberts, R.G. et Reardon, E.J., 1978. Alteration and ore-forming processes at Mattagami Lake mine, Québec. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*, Volume 15, pp. 1-21.

Sharpe, J.I., 1968. *Geologie et gisements de sulfures de la région de Matagami, Comté d'Abitibi-Est, Québec*. Ministère des Richesses Naturelles du Québec. Rapport géologique 137. 8 cartes, 122 pages.

Tanguay, R., Carignan, J., Piché, M., Bonenfant, A.J., Beaudry, C., 1990. Caractéristiques géologiques et géochimiques du gisement Isle-Dieu, Matagami, Québec. Dans *La Ceinture polymétallique du Nord-Ouest québécois*. Editeurs: @ive, M., Verpaelst, P., Gagnon, Y., Lulin, J.M., Riverin, G., Simard, A. Institut Canadien des Mines, Volume spécial No 43, pp. 349-361.

CHAPITRE III

LA MISE EN PLACE DU GITE DE SULFURES MASSIFS VOLCANOGENE DE NORITA: IMPLICATIONS SUR LA STRATIGRAPHIE ET LA STRUCTURE DU CAMP MINIER DE MATAGAMI

RÉSUMÉ

La stratigraphie du camp minier de Matagami est divisée en deux groupes volcaniques. À la base, le Groupe du Lac Watson est constitué d'un membre inférieur dacitique, surmonté d'un membre ryodacitique. La Tuffite Clef constitue le sommet de ce groupe. Au dessus, les laves mafiques du Groupe de Wabassée sont divisées en trois unités: ce sont, l'unité Véracl qui se trouve le long du flanc sud de l'anticlinal de Galinée; l'unité Allard qui se trouve dans la partie ouest du flanc nord et l'unité Bell qui se trouve à l'est du flanc nord. Les roches de ces deux groupes sont d'affinité tholéiitique et il est proposé que les basaltes des trois unités du Groupe de Wabassée sont des équivalents effusifs des roches intrusives du Complexe de la Rivière Bell.

Les roches du flanc nord de l'anticlinal de Galinée sont affectées par la zone de déformation du lac Garon, d'orientation ouest-nord-ouest. Ces roches sont débitées en blocs structuraux qui se superposent, répétant ainsi la séquence stratigraphique.

Le gîte de Norita, situé dans la portion centrale du flanc nord est perçu comme représentatif des autres gisements de ce flanc. Ce gîte est déformé et séparé de sa cheminée d'altération par un transport tectonique le long de failles inverses à pendage abrupt vers le nord. Les sulfures y sont recristallisés et les structures primaires qu'ils contenaient sont en partie oblitérées. En raison de la similitude entre les séquences stratigraphiques des flancs nord et sud, Il est proposé que les gîtes du flanc nord se seraient formés dans les mêmes conditions que leurs contreparties non déformées du flanc sud.

INTRODUCTION

Le camp minier de Matagami est un important producteur de métaux de base de l'est du Bouclier Canadien. Il fut l'objet de nombreuses études volcanologiques, géochimiques et métallogéniques dont, entre autres, les travaux de Sharpe (1968), MacGeehan (1979), MacGeehan et MacLean (1980a et 1980b), Clark (1983) et Beaudry (1984).

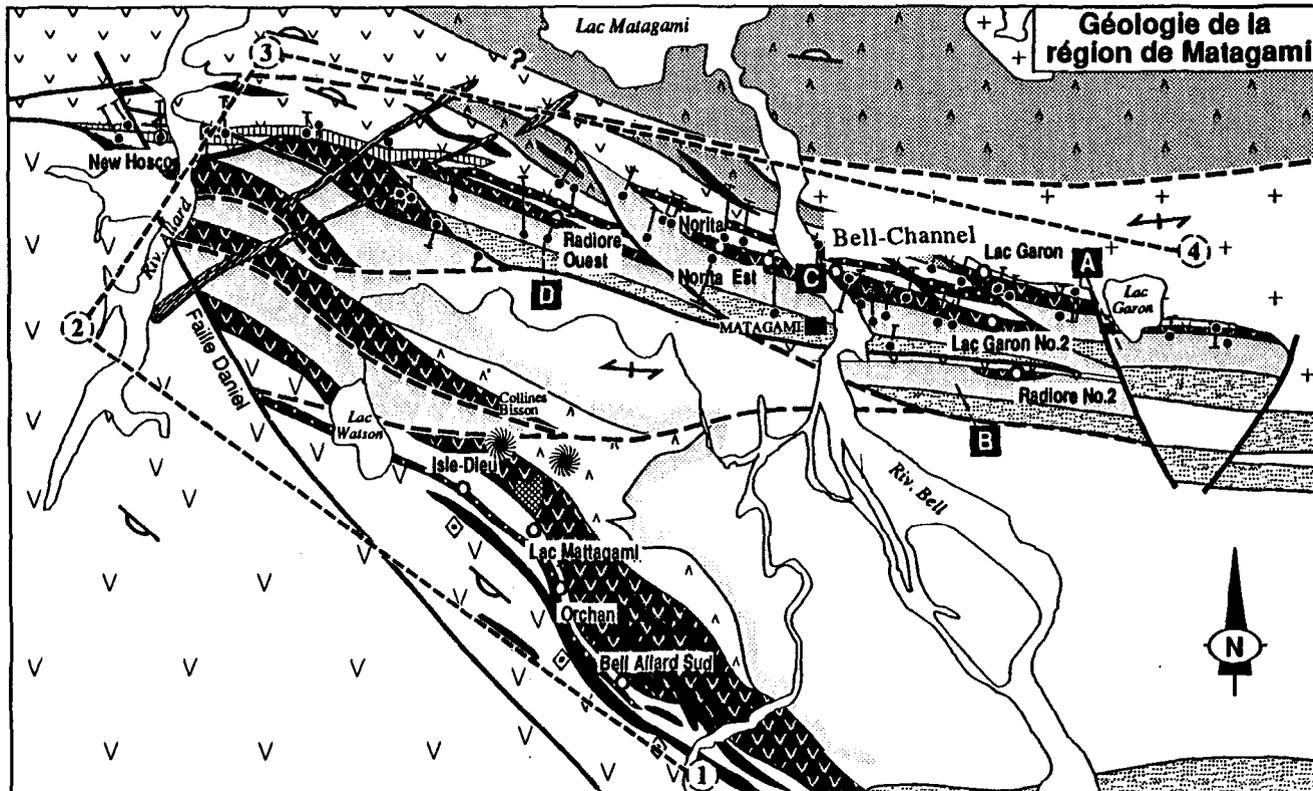
La plupart de ces études ne portaient que sur des parties du camp minier, à l'exception de Sharpe (1968) qui cartographia la région entière et proposa les divisions volcano-stratigraphiques qui sont encore utilisées aujourd'hui. La faible densité d'affleurements et la dispersion des forages, à cette époque, empêchaient ces auteurs d'établir un modèle structural qui aurait permis de corréler les unités définies dans leurs études, à la grandeur du camp minier.

Depuis ce temps, la surface couverte par les forages de reconnaissance stratigraphique a plus que doublé. Cette nouvelle source d'information non intégrée est utilisée dans la présente étude pour établir un modèle stratigraphique et structural global du camp minier de Matagami. Ces nouvelles données ne sont pas en accord avec certains aspects du modèle métallogénique de la mine Norita avancé par MacGeehan *et al.* (1981). De plus, cette étude réévalue les modèles stratigraphiques et métallogéniques du camp minier, en mettant l'accent sur le flanc nord de l'anticlinal de Galinée.

GÉOLOGIE GÉNÉRALE

Le camp minier de Matagami (figure 1) est situé à 250 kilomètres au nord de la ville de Rouyn-Noranda, dans la partie nord-ouest de la Sous-province archéenne de l'Abitibi, à l'intérieur de la bande volcanique nord de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi.

FIGURE 1: Carte géologique du camp minier de Matagami. Les axes entre les points 1 à 4 indiquent la position des profils stratigraphiques de la figure 4



Roches Intrusives

-  Dyke de diabase
-  Péridotite
-  Pluton du Lac Olga

-  Basalte de l'unité Veract
-  Basalte de l'unité Bell
-  Basalte de l'unité Allard
-  Rhyolite de Dumagami
-  Andésite variolaire

Groupe du Lac Watson

-  Rhyolite porphyrique
-  Tuf de New Hosco
-  Dacite

Complexe de la Rivière Bell

-  Zone centrale anorthositique
-  Zone litée
-  Granophyre
-  Dyke mafique



-  Faïlle interprétée
-  Faïlle observée
-  Dépôts de sulfures
-  Sondages

Modifiée de Beaudry et Gaucher 1986 et Sharpe 1968.
Tirée de Piché et al. 1990.

La géologie de la région est basée sur les quelques affleurements présents mais surtout sur les forages et la cartographie souterraine.

Les roches du camp minier de Matagami sont métamorphisées au faciès des schistes verts. Elles sont plissées et constituent l'anticlinal de Galinée, qui est une structure régionale d'orientation ouest-nord-ouest, à plongement faible vers l'ouest, et légèrement déversée vers le nord. Le coeur de cette structure est occupé par l'intrusion litée de gabbro anorthositique, appelée le Complexe de la Rivière Bell (Sharpe 1968).

La stratigraphie des roches volcaniques a été divisée en deux groupes par Sharpe (1968): à la base, le Groupe du Lac Watson, composé essentiellement de laves felsiques, et au sommet, le Groupe de Wabassee, composé en grande partie de laves mafiques. La base du Groupe du Lac Watson est recoupée par le Complexe de la Rivière Bell. Le long des deux flancs de l'anticlinal de Galinée, la partie supérieure du Groupe de Wabassee est en contact de faille avec des unités sédimentaires du Groupe de Taïbi, au sud et au nord, du Groupe de Matagami. Les roches volcaniques se sont mises en place en milieu sous-marin.

LITHOLOGIES ET STRATIGRAPHIE

Flanc sud

Le long du flanc sud, les unités sont corrélées entre elles sur plus de vingt kilomètres. Elles ont une direction de 130° et un pendage de 45° vers le sud-ouest. Ces unités seront décrites ci-après.

Le Groupe du Lac Watson

De la base vers le sommet, ce groupe est divisé en trois:

A) Une unité dacitique qui a une épaisseur minimum de 500 mètres. La base de cette unité est recoupée par le Complexe de la Rivière Bell. Ces laves sont composées de coulées massives à fractures de refroidissement polygonales bien développées, et à sommet de brèche hyaloclastique. La lave est à grains fins de couleur vert foncé, et contient quelques amygdales de dimension centimétrique remplies de quartz et de chlorite. Elle contient également de 5 à 10% de microphénocristaux millimétriques de plagioclase, maintenant pseudomorphisés par du quartz microcristallin (figure 2A). À quelques endroits, la mésostase de la lave est constituée de sphérolites de cristallisation remplacées par du quartz et de la chlorite.

B) Une unité de 1,5 kilomètre d'épaisseur qui est composée de rhyodacite porphyrique à quartz, constituée de coulées qui peuvent être massives, à lobes ou bréchiques. Les structures de coulée de cette lave sont bien exposées sur la rive ouest de la rivière Allard et le sommet de l'unité est intersecté par plus de 900 forages d'exploration. La lave est de couleur gris foncé et est constituée d'une mésostase à grains fins, à texture équi-granulaire ou sphérolitique de quartz, de plagioclase et de chlorite avec des traces de muscovite et d'épidote. La lave contient de 1 à 10% de phénocristaux bipyrarnidaux de quartz, parfois squelettiques et de 1 à 5% de phénocristaux de plagioclase de 0,5 à 2 millimètres de diamètre (figure 2B).

Dans la partie est du flanc sud de l'anticlinal de Galinée, une autre unité tufacée et exhalative, de nature similaire à la Tuffite Clef (décrite ci-dessous) est interlitée à la rhyodacite, à environ 200 mètres sous le sommet de l'unité.

C) La Tuffite Clef est l'unité hôte des gisements de sulfures massifs volcanogènes. Il s'agit d'un dépôt volcano-sédimentaire laminé, composé de chert, de

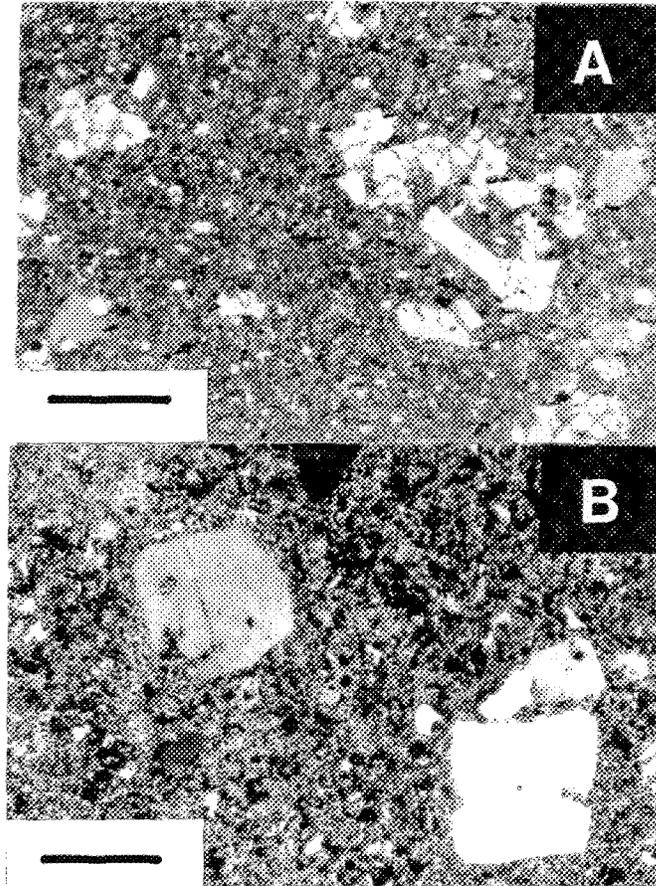


FIGURE 2: Photomicrographies des types de laves du Groupe du Lac Watson. A: Lave dacitique microporphyrrique à plagioclase, silicifiée du flanc sud, (LN); B: Rhyodacite porphyrique à quartz, (NC). La barre noire du coin inférieur gauche des photographies mesure 1 mm.

sulfures et de tuf felsique à grains très fins (Davidson, 1977). Son épaisseur varie de quelques centimètres à plus de dix mètres, mais excède rarement deux mètres en moyenne. Tanguay *et al.* (1990), ont démontré qu'il n'existe pas de corrélation directe entre son épaisseur, son contenu en sulfures et la proximité des gîtes de sulfures.

Les dépôts de sulfures massifs du flanc sud sont du sud-est vers le nord-ouest: le gîte de Bell-Allard-Sud (235,000 tonnes), le gisement à lentilles multiples de Orchan (4,516,000 tonnes), le plus gros gisement du camp minier, soit le dépôt de Lac-Mattagami (25,613,000 tonnes) et le gisement récemment découvert de Isle-Dieu (2,000,000 tonnes).

Le Groupe de Wabasse

L'épaisseur totale de ce groupe est inconnue, étant donné que sa partie supérieure est tronquée par une faille. Par contre, les 2,5 kilomètres de la base sont bien définis par des forages d'exploration. Le long du flanc sud, ce groupe est principalement composé de basalte de couleur vert grisâtre à grains très fins, formant des coulées massives et coussinées. Ce basalte (figure 3A) constitue l'unité Véreact. Les 500 mètres inférieurs du groupe contiennent plusieurs unités cherteuses et sulfurées, similaires à la Tuffite Clef, mais de courte extension latérale et généralement dépourvues de sulfures de cuivre et de zinc.

Une unité de rhyodacite sphérolitique, de 200 mètres d'épaisseur, est interlitée à l'intérieur du basalte, à environ 500 mètres de la base du groupe. Cette unité, qui est appelée Rhyolite de Dumagami, est présente dans la partie centrale et nord-ouest du flanc sud. Elle est caractérisée par la présence de plus de 50% de sphéroles de plagioclase, de 5 millimètres de diamètre en moyenne, dans une matrice de couleur noire, à grains variant de fins à moyens. La matrice est composée de quartz, de plagioclase et de chlorite (figure 3D). Par endroits, les sphéroles ont des coeurs de quartz bipyramidal squelettique.

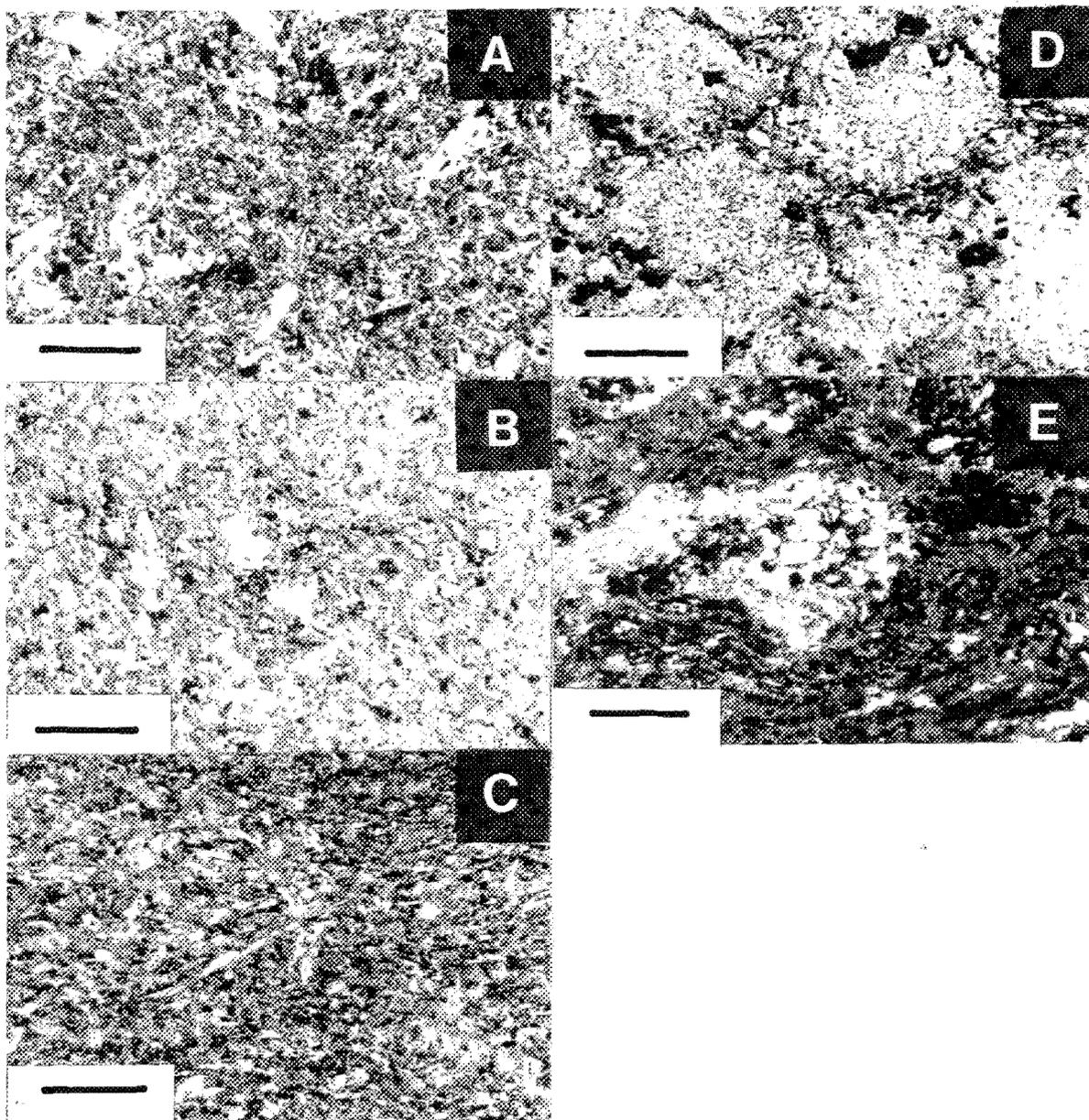


FIGURE 3: Photomicrographies des types de laves du Groupe de Wabassee.
 A: Basalte de la série Vérect, (LN). B: Basalte de l'unité Allard, (LN). C:
 Basalte de l'unité Bell, (LN). D: Rhyolite de Dumagami, (LN). E: Tuf à
 ponces de New Hosco, (LN). La barre noire du coin inférieur gauche des
 photographies mesure 1 mm.

Des brèches hyaloclastiques, intersectées à l'intérieur de cette unité par des forages, indiquent la nature effusive de cette roche.

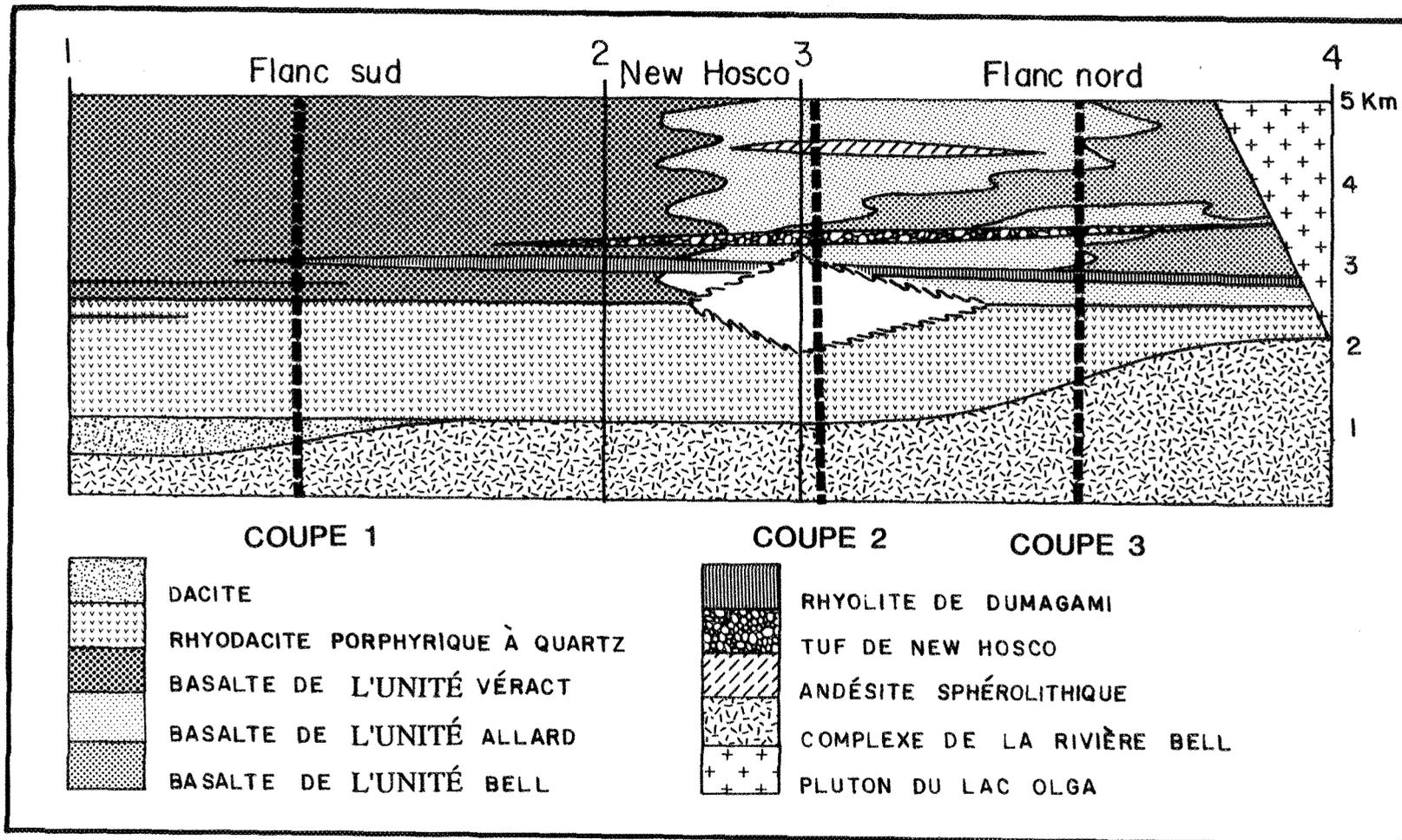
A l'extrémité nord-ouest du flanc sud, environ 200 mètres au-dessus de la Rhyolite de Dumagami, il y a une unité de 100 mètres d'épaisseur de tuf à ponces, appelée Tuf de New Hosco. Cette unité est bien délimitée en forages le long de la partie ouest du flanc nord, où elle est l'hôte du gisement de New-Hosco. Cette unité est constituée de plusieurs coulées pyroclastiques sous-marines amalgamées, formant des lits homogènes de plusieurs mètres d'épaisseur. Le tuf est composé de ponces de forme trapue et anguleuse, de 0,5 à 3 centimètres de diamètre, avec environ 10% de fragments lithiques anguleux de basalte microlithique. Les ponces sont composées de matériel juvénile (soit du verre aphyrique, fortement amygdalaire) maintenant remplacé par de la chlorite (figure 3E). Le segment 1-2 de la figure 4 résume la distribution latérale des unités le long du flanc sud (voir la figure 1 pour la position des points 1 et 2).

Flanc nord

Le long du flanc nord de l'anticlinal de Galinée, les roches sont affectées par une foliation intense et sont déformées aux environs des nombreuses failles longitudinales et transversales. Une corrélation stratigraphique entre les deux flancs peut être établie en utilisant les unités repères telles que les unités de la Rhyodacite porphyrique à quartz du Groupe du Lac Watson, la Rhyolite de Dumagami et le Tuf de New Hosco du Groupe de Wabasse (figure 4).

La séquence stratigraphique de trois kilomètres d'épaisseur, étudiée le long du flanc nord est très similaire à celle du flanc sud qui vient d'être décrite. Par contre, le flanc nord est divisé en quatre domaines, formant des blocs structuraux distincts, en forme

FIGURE 4: Profil stratigraphique longitudinal, le long du flanc sud (1-2), à travers le nez de l'anticlinal de Galinée (2-3) et le long du flanc nord (3-4). Se référer à la figure 1 pour la position des points 1 à 4. Les coupes 1, 2 et 3 représentent les sections qui ont été échantillonnées.



sigmoïde montrant une asymétrie en Z. Ces blocs se superposent partiellement les uns sur les autres et leur grand axe est d'orientation nord-ouest. Ces domaines ont une dimension moyenne de 15 kilomètres de longueur par 2 kilomètres de largeur dans leur partie centrale (figure 1).

Pris séparément, chacun de ces domaines partage presque la même séquence stratigraphique que celle qui a été décrite le long du flanc sud. La reconnaissance de ces blocs structuraux a une implication importante sur les modèles volcano-stratigraphiques et métallogéniques du flanc nord. Par exemple, les travaux de MacGeehan (1978), suggèrent que la stratigraphie du flanc nord est constituée d'une superposition de plusieurs cycles volcaniques bimodaux de laves felsique à mafique. Nous proposons plutôt une répétition structurale d'un même cycle volcanique. Les évidences supportant cette hypothèse seront discutées dans la section de la géologie structurale de cette étude.

Une différence entre les séquences stratigraphiques des deux flancs de l'anticlinal est observée dans le Groupe de Wabasse. Le long du flanc nord, les laves de ce groupe ont été divisées en deux "séries" par Beaudry et Gaucher (1986). Ce sont la série Bell, composée de basalte de couleur vert foncé et la série Allard, constituée de basalte de couleur vert pâle. Ces deux séries ont des caractéristiques pétrologiques et géochimiques distinctes entre elles, et distinctes de l'unité Véraact du flanc sud. Pour éviter les connotations chronostratigraphiques, le terme série sera remplacé par le mot unité dans le reste de cet ouvrage.

L'unité Bell est présente le long de tout le flanc nord, au-dessus de l'unité du Tuf de New Hosco et au-dessus de l'unité de la Rhyolite de Dumagami, à l'extrémité orientale. L'épaisseur de cette série augmente vers l'est, où elle compose l'essentiel du Groupe de Wabasse. Cette unité est composée de coulées de basalte vert foncé et aphyrique. La lave est

constituée d'un assemblage homogène de chlorite vert foncé, de microlites de plagioclase et de grains de magnétite et d'ilménite disséminés (figure 3C).

L'unité Allard occupe les 300 premiers mètres du Groupe de Wabasse, sur presque tout le flanc nord. Vers l'ouest, son épaisseur augmente pour constituer l'essentiel du Groupe de Wabasse. Cette unité est constituée de coulées massives et coussinées de basalte vert pâle, à grains fins, rarement porphyrique à plagioclase, et par endroits à texture variolitique. La lave est composée d'un assemblage de microlites de plagioclase épidotisé (plus abondants que dans la lave de l'unité Bell), et de chlorite vert pâle interstitielle (figure 3B).

Une unité d'andésite sphérolitique coussinée de quelques dizaines de mètres d'épaisseur affleure à un kilomètre au-dessus de l'unité du Tuf de New Hosco, à l'intérieur de l'unité Allard. Les segments 2-3 et 3-4 de la figure 4 résument la distribution latérale des unités avant les perturbations structurales qui les ont affectées.

GÉOCHIMIE DES UNITÉS

Les données géochimiques permettront, dans un premier temps, de caractériser l'affinité magmatique de chacune des unités définies plus haut à l'aide de diagrammes discriminants et, dans un second temps, d'établir si des liens magmatiques pourraient exister entre elles.

La problématique structurale soulevée par Hocq (1989), suggérant que la Sous-province de l'Abitibi soit en fait un assemblage de blocs tectoniques bordés par des failles chevauchantes pose le problème du lien entre les complexes anorthositiques et les laves qui les entourent. Selon cet auteur, ces complexes ignés, tels qu'ils apparaissent actuellement, peuvent être des fragments transposés de chambres magmatiques encore plus importantes.

La relation comagmatique entre ces chambres magmatiques et les laves environnantes ne peut être établie sans évidences directes telles que la présence de filons nourriciers passant du complexe aux laves sus-jacentes.

Cette problématique est d'une grande importance pour la prospection des gîtes volcanogènes en général. Walford et Franklin, 1982 lient les intrusions syn-volcaniques avec la circulation hydrothermale responsable des minéralisations volcanogènes dans les laves sus-jacentes. Si par des phénomènes tectoniques subséquents, ces intrusions ne sont plus solidaires de leurs laves encaissantes, le lien sur le terrain entre ces intrusions et les minéralisations volcanogènes sera voilé.

Cette problématique dépasse le cadre de la présente étude, mais la reconnaissance de similitudes d'affinité géochimique entre les unités de laves étudiées à travers le camp minier, permettrait de proposer un modèle liant génétiquement ces unités entre elles.

Méthodologie

Dans le but de vérifier le modèle stratigraphique proposé ci-haut, trois coupes chémico-stratigraphiques ont été effectuées (figure 4). A cet effet, des échantillons de carottes de forage ont été pris dans trois parties du camp minier. Il y a une coupe dans la partie centrale du flanc nord, aux environs de la mine Norita, une autre à l'ouest, dans le secteur de la mine New-Hosco et une dernière, le long du flanc sud, entre les mines Orchan et Bell-Allard-Sud (figure 1).

Les échantillons recueillis ont été analysés pour les éléments majeurs et traces par fluorescence X, au Geochemical Laboratory de l'Université McGill. Les éléments des terres rares (ETR) ont été analysés par activation neutronique à l'Université du Québec à Chicoutimi, selon la méthode décrite par Bédard *et al.* (1990).

Les éléments traces dits "immobiles", tels que le TiO_2 , le Zr, le Y, le Nb et les ETR, sont affectés par l'altération hydrothermale (Finlow-Bates et Stumpfl, 1981, entre autres). Par contre, les nuages de points des roches les plus altérées de la base du Groupe du Lac Watson ne sont pas plus dispersés dans les diagrammes discriminants utilisant ces éléments que ne le sont les roches les moins altérées du Groupe de Wabasse. En plus, Tanguay (1990) a démontré que les légères variations observées dans le contenu de ces éléments et de ceux des ETR entre les roches de la cheminée d'altération du gîte de Isle-Dieu et roches fraîches encaissantes, peuvent être expliquées par les changements volumiques de la roche lors de l'altération hydrothermale. Les échantillons recueillis dans le cadre de la présente étude sont moins intensément chloritisés que ceux de Tanguay (1990) et peuvent donc être utilisées dans les diagrammes discriminants.

Résultats

Les unités des trois coupes chémico-stratigraphiques sont caractérisées géochimiquement de la base vers le sommet.

À la base de la coupe du flanc sud (coupe 1 sur la figure 4), l'unité de lave dacitique à la base du Groupe du Lac Watson, qui n'est présente qu'à cet endroit, a été altérée en un assemblage minéralogique de quartz-chlorite. La lave est fortement lessivée en éléments alcalins et en CaO mais est enrichie en Fe_2O_3 et MgO (voir chapitre IV).

Ces laves se regroupent dans le champ des "dacites-rhyodacites" sub-alcalines du diagramme discriminant de Winchester et Floyd (1977) de la figure 5. Elles ont un patron de ETR très légèrement enrichi en ETR légères, à 100 fois le niveau chondritique, avec une anomalie négative en Eu (figure 6).

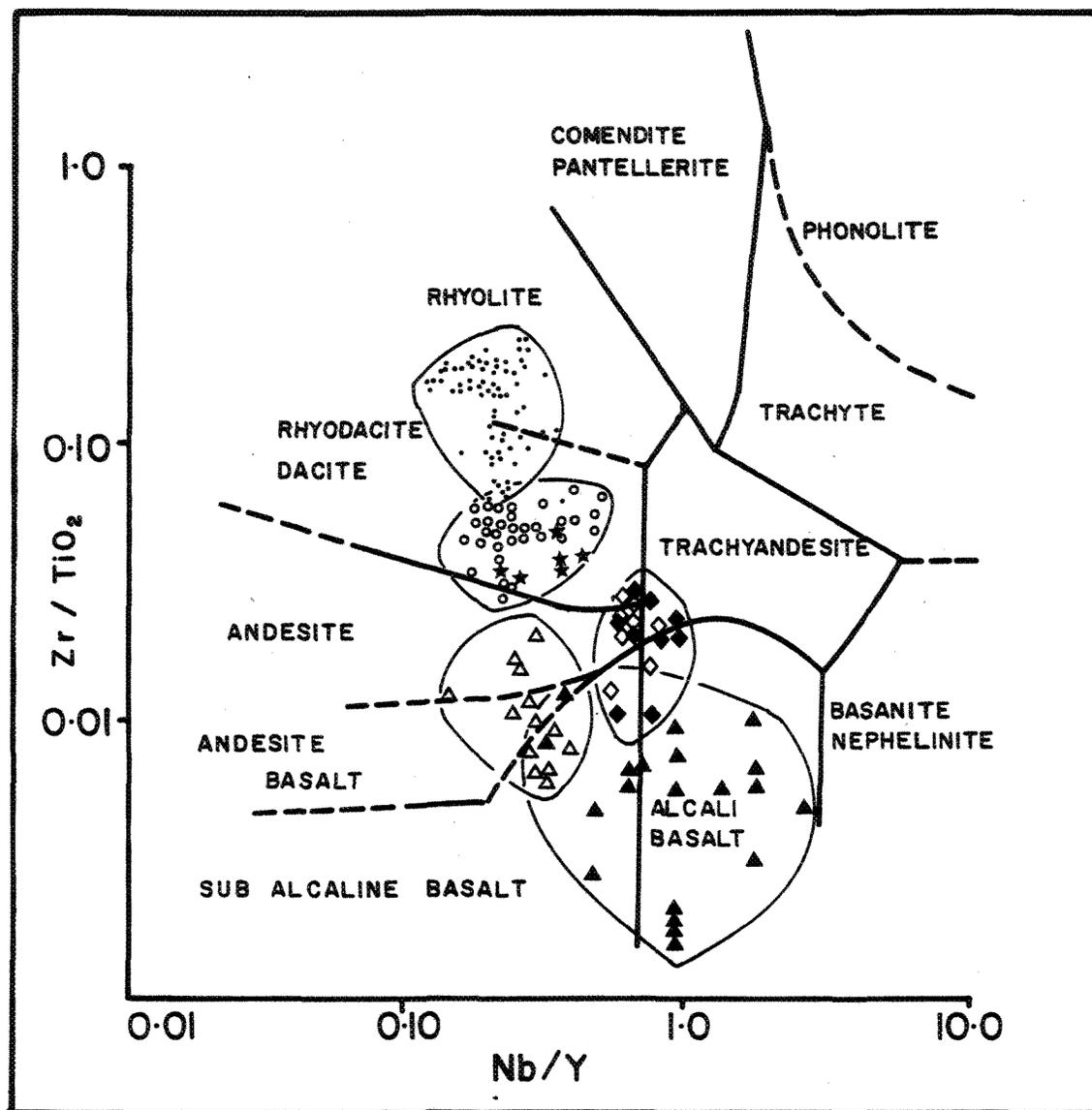


FIGURE 5: Diagramme discriminant de Floyd et Winchester (1977) des laves du camp minier de Matagami. Légende: cercles: lave dacitique de la base du Groupe du Lac Watson; points: rhyodacite porphyrique à quartz; triangles pleins: basalte de l'unité Véreact; triangles vides: basalte de l'unité Bell; losanges pleins: basalte de l'unité Allard; losanges vides: tuf de New Hosco; étoiles: rhyolite de Dumagami.

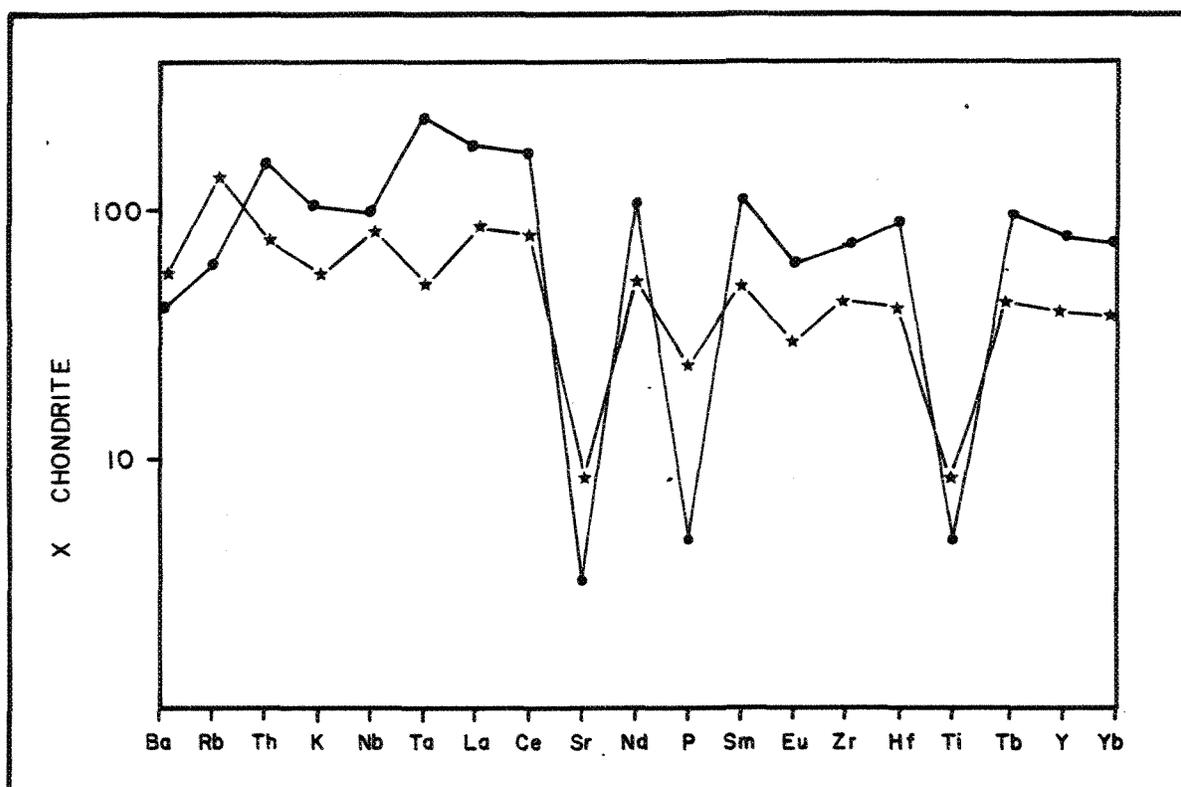


FIGURE 6: Diagramme multi-éléments de Thompson (1982) de la rhyodacite porphyrique à quartz du Groupe du Lac Watson (points) et de la Rhyolite de Dumagami du Groupe de Wabassee (étoiles).

Sur les trois coupes de la figure 4, l'unité de rhyodacite porphyrique à quartz, présente sur les deux flancs de l'anticlinal, est bien décrite dans de nombreuses études, telles que celles de MacGeehan (1978), Roberts et Reardon (1978), MacGeehan et MacLean (1980a et 1980b) et par des études comparatives telles que celles de Leshner *et al.* (1986). En résumant ces études, on peut constater que cette rhyodacite est de nature tholéiitique (MacGeehan et MacLean, 1980a) et a un patron de ETR très légèrement enrichi en ETR légères, au niveau de 100 fois la chondrite, avec une anomalie négative en Eu (Leshner *et al.*, 1986).

Sur le diagramme de Winchester et Floyd (1977), les échantillons analysés se regroupent à cheval entre les champs des "rhyolites" et "rhyodacites-dacites" (figure 5). Le diagramme multi-éléments de Thompson (1982), de cette lave est plat avec des anomalies négatives en Sr, P, et Ti (figure 6).

Le Groupe de Wabassee sus-jacent est divisé en trois unités suivant leurs compositions géochimiques.

L'unité Véraact constitue l'ensemble du Groupe de Wabassee le long du flanc sud (figure 1). Elle est la plus riche des trois en MgO. La composition des éléments majeurs de cette lave suggère une affinité ambiguë entre les champs tholéiitique et calco-alcalin comme l'indique le diagramme AFM de la figure 7. Sur le diagramme de Winchester et Floyd (1977), les roches de l'unité Véraact sont également à cheval entre les champs de "basalte alcalin" et de "basalte sub-alcalin" (figure 5). Ceci serait causé par le fait que le contenu en Nb et Y de ces roches est trop près du seuil de détection analytique pour en déterminer l'affinité géochimique. Par contre, sur le diagramme multi-éléments de Thompson (1982), ces laves ont un patron plat à 10 fois la chondrite, sans anomalies négatives en Nb et Ta qui sont typiques des suites orogéniques (Thompson, 1982). Ceci suggère que cette lave est très peu fractionnée et serait plutôt d'affinité tholéiitique qu'alcaline (figure 8).

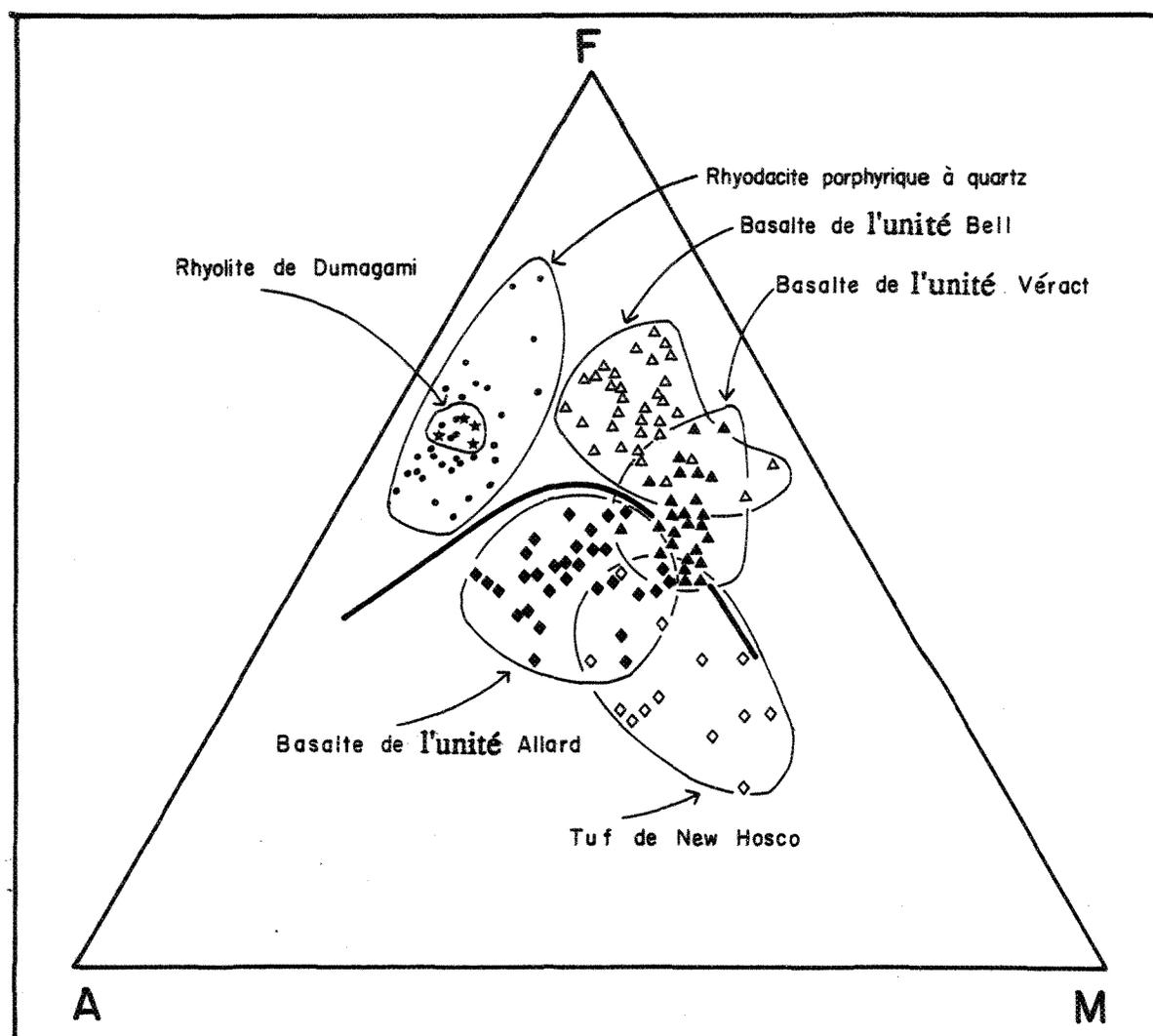


FIGURE 7: Diagramme AFM des laves du camp minier de Matagami.

Légende: Triangles pleins: basalte de l'unité Véract; triangles vides: basalte de l'unité Bell; losanges pleins: basalte de l'unité Allard; losanges vides: Tuf de New Hosco; étoiles: Rhyolite de Dumagami; points: rhyodacite porphyrique à quartz. Les laves felsiques ne sont indiquées que pour référence.

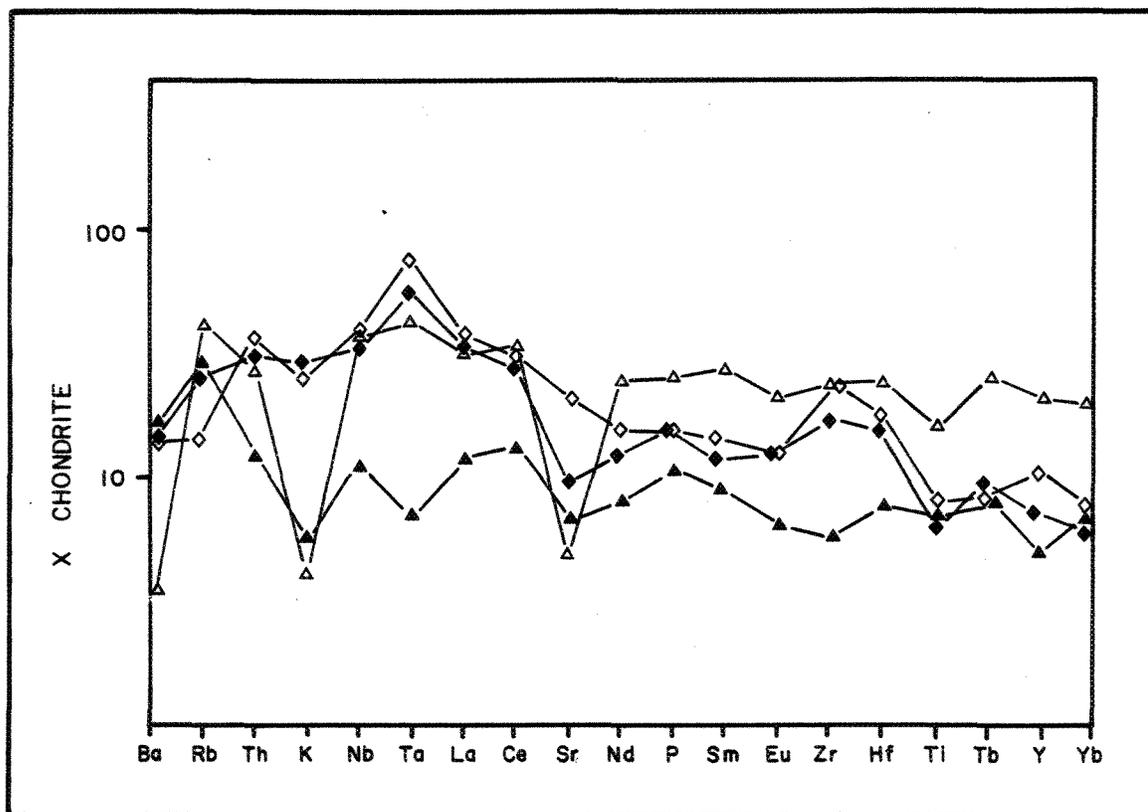


FIGURE 8: Diagramme multi-éléments de Thompson (1982) des basaltes du Groupe de Wabasee. Légende: Triangles pleins: unité Vêract; triangles vides: unité Bell; losanges pleins: unité Allard; losanges vides: Tuf de New Hosco.

L'unité Bell qui se retrouve sur la coupe 3 du flanc nord et dans une moindre mesure sur la coupe 2 de New-Hosco qui est située dans le nez de l'anticlinal (voir figure 4 pour la localisation de ces coupes) a été décrite par Beaudry et Gaucher (1986) comme un basalte tholéiitique riche en fer. Cette série correspond également aux subdivisions B3 et B4 du Groupe de Wabasse de MacGeehan et MacLean (1980b).

Les échantillons analysés de cette lave définissent un patron d'enrichissement en FeO typique des suites tholéiitiques comme le montre le diagramme AFM de la figure 7. Sur le diagramme TiO_2 / Zr (figure 9) ces roches forment un patron en continuité avec le basalte de l'unité Véreact, montrant un enrichissement en TiO_2 plus marqué. Le champ occupé par les roches de l'unité Bell sur le diagramme de Winchester et Floyd (1977), est nettement sub-alcalin et chevauche les divisions de "basalte sub-alcalin", "basalte-andésite" et "andésite" (figure 5). Le patron multi-éléments (Thompson, 1982), de ce basalte est plat, au niveau de 30 fois la chondrite, avec de fortes anomalies négatives en Ba, Rb, Sr et Ti et en moindre mesure en Eu (figure 8).

L'unité Allard qui constitue la presque totalité du Groupe de Wabasse le long de la coupe 2 (nez de l'anticlinal) est décrite par Beaudry et Gaucher (1986) comme étant composée de basalte calco-alcalin. Sur le diagramme AFM de la figure 7, le ratio FeO/MgO de ce basalte est plus bas que celui des laves de l'unité Bell mais est similaire à celui des laves de l'unité Véreact. Les laves de l'unité Allard sont plus riches en Na_2O et K_2O que celles des autres unités.

Les basaltes de l'unité Allard sont enrichis en Zr, par rapport à un contenu égal en TiO_2 , si on le compare aux basaltes de l'unité Véreact (figure 9). Le patron multi-éléments de l'unité Allard est penché vers la droite (figure 8) il atteint 30 fois la chondrite avec les éléments incompatibles et 10 fois la chondrite avec les éléments compatibles.

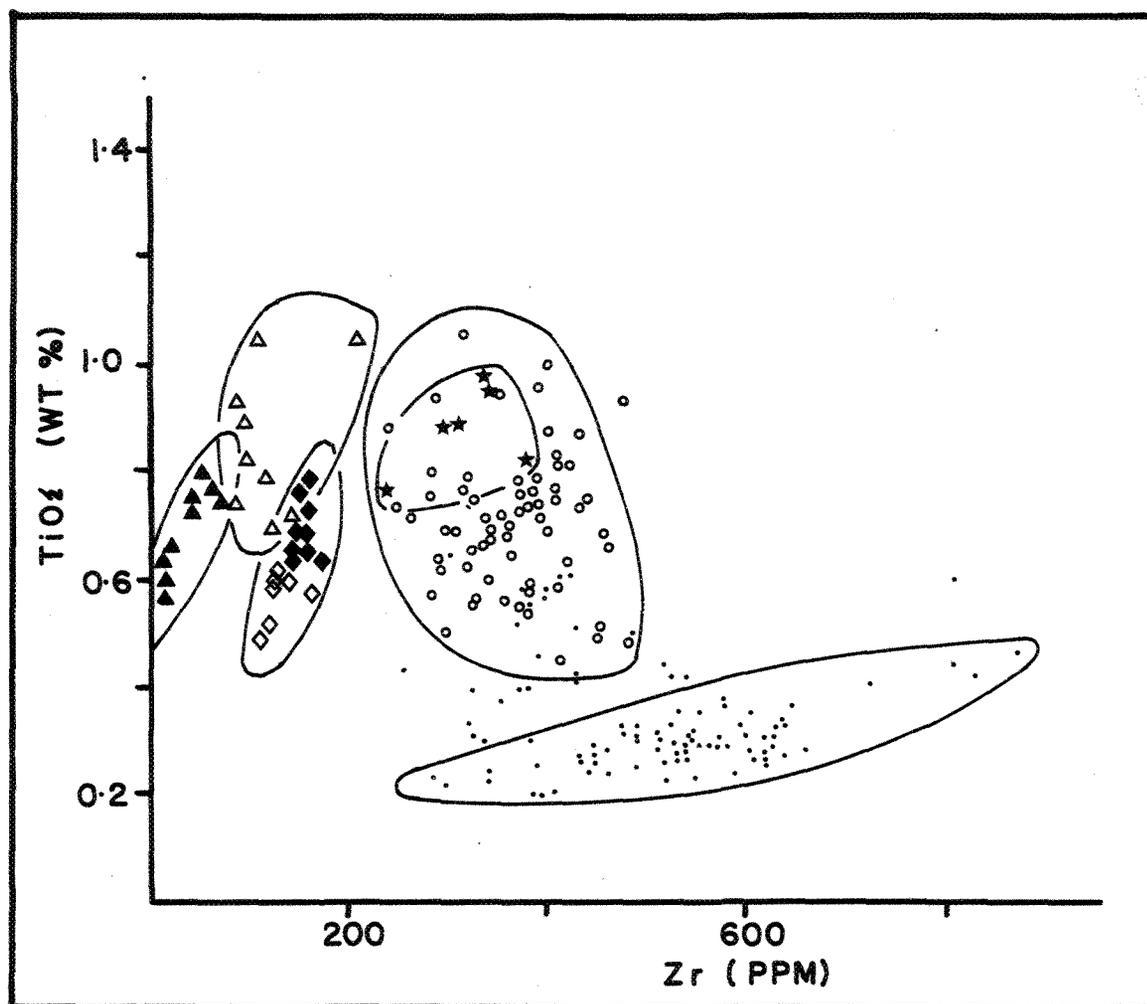


FIGURE 9: Diagramme TiO_2 / Zr des laves du camp minier de Matagami.

Légende: Triangles pleins: basalte de l'unité Véreact; triangles vides: basalte de l'unité Bell; losanges pleins: basalte de l'unité Allard; losanges vides: Tuf de New Hosco; étoiles: Rhyolite de Dumagami; points: rhyodacite porphyrique à quartz; cercles ouverts: dacite du Groupe du Lac Watson.

Il ne possède pas d'anomalies négatives de Nb et de Ta qui sont typiques des suites orogéniques (Thompson, 1982). Le basalte de l'unité Allard serait donc d'affinité tholéiitique (figure 8).

Sur la même coupe du nez de l'anticlinal, l'unité du Tuf de New Hosco partage les mêmes caractéristiques géochimiques des éléments majeurs et traces que le basalte de l'unité Allard (figures 5, 8 et 9).

L'unité de la Rhyolite de Dumagami, présente sur les coupes des flanc nord et sud, a une composition similaire à l'unité de rhyodacite porphyrique à quartz et à l'unité dacitique de la base du Groupe du Lac Watson. Par contre, son contenu en éléments traces suggère une nature un peu moins différenciée. Par exemple, elle est moins riche en Zr et est enrichie en TiO_2 par rapport à la rhyodacite (figure 9).

La Rhyolite de Dumagami a un patron multi-éléments parallèle à celui de la rhyodacite mais ce patron a un rapport chondritique légèrement moins élevé (figure 6).

L'étude géochimique des roches du camp minier de Matagami permet de dire que les deux unités felsiques du Groupe du Lac Watson ainsi que l'unité de la Rhyolite de Dumagami du Groupe de Wabassée sont d'affinité tholéiitique. Elles représenteraient le liquide final d'une suite de différenciation dont les membres précédents ne sont pas exposés ou ont été recoupés par l'intrusion du Complexe de la Rivière Bell.

Sur la base de leurs patrons multi-éléments, les trois séries basaltiques du Groupe de Wabassée sont également d'affinité tholéiitique.

Le tableau 1 présente un exemple d'analyse chimique pour chaque type de lave du camp minier de Matagami.

Implications de la composition des laves sur leur environnement de mise en place

Il a été proposé par MacGeehan et MacLean (1980a) et Beaudry et Gaucher (1986), que le Groupe de Wabassee représente l'équivalent effusif du Complexe de la Rivière Bell. Supportant cette hypothèse, les âges U/Pb du complexe et ceux de la Rhyolite de Dumagami du Groupe de Wabassee sont contemporains (Mortensen, 1989, comm. pers.).

Nous proposons l'hypothèse suivante pour lier génétiquement les trois unités basaltiques du Groupe de Wabassee. Le basalte de l'unité Véreact représenterait le magma le plus primitif de la région de Matagami et serait le liquide qui aurait rempli la chambre magmatique du Complexe de la Rivière Bell et dont l'équivalent effusif aurait formé un édifice volcanique situé le long du flanc sud actuel.

Le basalte tholéiitique ferrifère de l'unité Bell et le basalte tholéiitique enrichi en alcalis de l'unité Allard seraient les produits de la cristallisation fractionnée à l'intérieur de niveaux hypothétiques différents de la chambre magmatique qu'était le Complexe de la Rivière Bell.

Le magma primitif se serait fractionné vers un liquide tholéiitique riche en fer (unité Bell) avec un patron multi-éléments plat et des anomalies négatives en Sr, Ti et Eu par le fractionnement de plagioclase et de magnétite. D'autre part, ce même liquide aurait évolué vers un magma enrichi en éléments traces incompatibles et en éléments alcalins (unité Allard) par la fractionnement de clinopyroxène. Ces deux liquides fractionnés auraient suivi des cheminées satellites distinctes situées le long du flanc nord actuel: l'unité Allard à l'ouest avec le Tuf de New Hosco et l'unité Bell à l'est.

La persistance de l'unité repère de la Rhyolite de Dumagami à travers ces trois séries basaltiques suggère un lien spatial étroit entre leurs centres éruptifs.

Le faible nombre d'affleurements à l'intérieur du Complexe de la Rivière Bell ne permet cependant pas de relier ces laves basaltiques à des niveaux particuliers à l'intérieur de celui-ci.

STRUCTURE DU CAMP MINIER

Les principaux traits structuraux affectant le camp minier de Matagami sont: l'anticlinal de Galinée, la schistosité régionale d'orientation est-ouest et à pendage vertical et les failles inverses, à pendage abrupt vers le nord, d'orientation ouest-nord-ouest.

L'abondance de ces failles est particulièrement grande le long du flanc nord de l'anticlinal de Galinée, ce qui a eu pour effet de créer un "couloir" de roches intensément déformées auquel nous référerons sous le nom de zone de déformation du lac Garon (ZDLG) (figure 10). Finalement, l'intrusion du massif granodioritique du lac Olga et d'une série de petites intrusions alcalines sont suivies par la mise en place des dykes de diabase d'âge protérozoïque, d'orientation nord-est.

L'anticlinal de Galinée

L'anticlinal de Galinée a une très grande amplitude. Tel que mentionné dans le chapitre II, l'axe de ce pli plonge faiblement vers l'ouest. Les structures de "plis parasites de l'anticlinal de Galinée" décrites par Sharpe (1968) et Roberts (1975), qui affectent les gisements de Orchan et de Lac-Mattagami sur le flanc sud sont situées en bordure de failles orientées WNW.

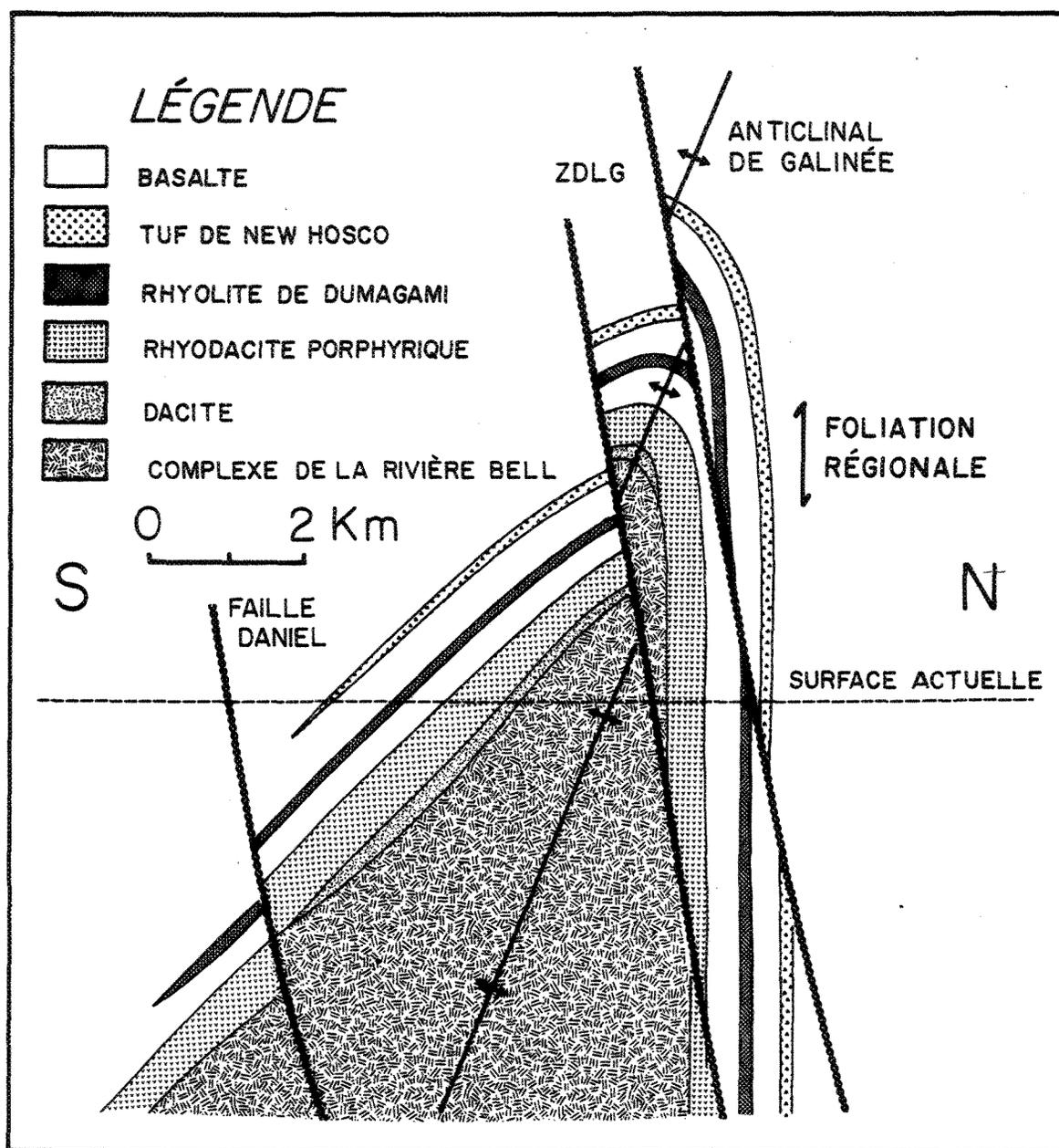


FIGURE 10: Coupe structurale de l'anticlinal de Galinée montrant la relation entre le plan axial de cette structure, la ZDLG et la foliation régionale.

La Zone de Déformation du Lac Garon (ZDLG)

Cette structure est de direction ouest-nord-ouest et est tracée sur plus de 40 kilomètres (Hocq, 1989, Lacroix *et al.*, 1990). Dans le camp de Matagami, sa largeur est de 5 kilomètres. Sur le terrain, la ZDLG se caractérise par une foliation intense. Cette foliation est concordante avec la schistosité qui est située à l'extérieur de la zone de déformation et qui sera désignée dans ce texte comme la foliation régionale. Cette zone de déformation hétérogène est également délimitée au nord et au sud par des failles de directions ouest-nord-ouest. nord-ouest.

L'intérieur de la zone de déformation du lac Garon est traversé par une série de failles d'orientation nord-ouest qui découpent la séquence stratigraphie en blocs structuraux.

Caractéristiques des failles qui délimitent les blocs structuraux

Comme on peut voir sur la figure 1, les failles diagonales de direction nord-ouest déplacent de façon apparente senestre les unités repères d'un bloc structural à l'autre à l'intérieur de la ZDLG. A l'échelle de la carte, ces failles ont une trace de forme sigmoïde; au centre de la ZDLG, elles ont une direction nord-ouest et recourent l'empilement stratigraphique à angle, tandis qu'aux limites nord et sud de la ZDLG, elles deviennent sub-concordantes et se rejoignent entre elles en des failles longitudinales de bordure nord et sud d'orientation ouest-nord-ouest.

Les failles diagonales nord-ouest sont, d'est en ouest, la faille Radiore et la faille Radiore-Ouest. Les horizons repères définis dans la section lithologies et stratigraphie de ce chapitre y sont stratigraphiquement répétés par le chevauchement des blocs structuraux les un sur les autres, le long de celles-ci.

La faille longitudinale constituant la limite nord de la ZDLG affleure à l'extrémité est du flanc nord, près du contact sud du pluton du Lac Olga à 1 kilomètre à l'est de la mine Lac-Garon. Ces affleurements sont constitués de roches volcaniques fortement foliées et recristallisées montrant dans certains cas des petits couloirs de cisaillement anastomosé. Les linéations minérales d'étirement à l'intérieur de cette zone de cisaillement sont verticales (figure 11).

A l'extrémité ouest du flanc nord, deux baies de direction est-ouest se font face sur les deux rives de la rivière Allard (figure 1). Il est suggéré que ce phénomène géomorphologique est le reflet d'une dépression topographique longitudinale du socle rocheux, qui pourrait être causée par la présence de cette faille.

La limite sud de la ZDLG est encore moins bien définie que sa limite nord. Elle serait située à l'intérieur du tiers nord du Complexe de la Rivière Bell où peu de données sont disponibles vu l'absence d'affleurements et de forages. Par contre, quelques zones de cisaillement d'orientation ouest-nord-ouest ont été observées dans les affleurements de gabbro dans les limites de la ville de Matagami par Beaudry et Gaucher (1986). La zone de cisaillement qui borde la limite nord du bloc structural de Radiore-Est sera considérée comme la limite sud de la ZDLG dans le cadre de cette étude.

La faille Radiore

Cette faille diagonale d'orientation nord-ouest qui délimite la frontière entre les blocs structuraux de Lac Garon au nord-est et de Norita au sud-ouest a été définie par MacGeehan (1979).

L'horizon repère du contact supérieur du Groupe du Lac Watson à l'intérieur du bloc structural du Lac Garon montre un déplacement horizontal apparent de 3,1 kilomètres vers le nord-ouest par rapport à sa position sur le côté sud-ouest de la faille, dans le bloc

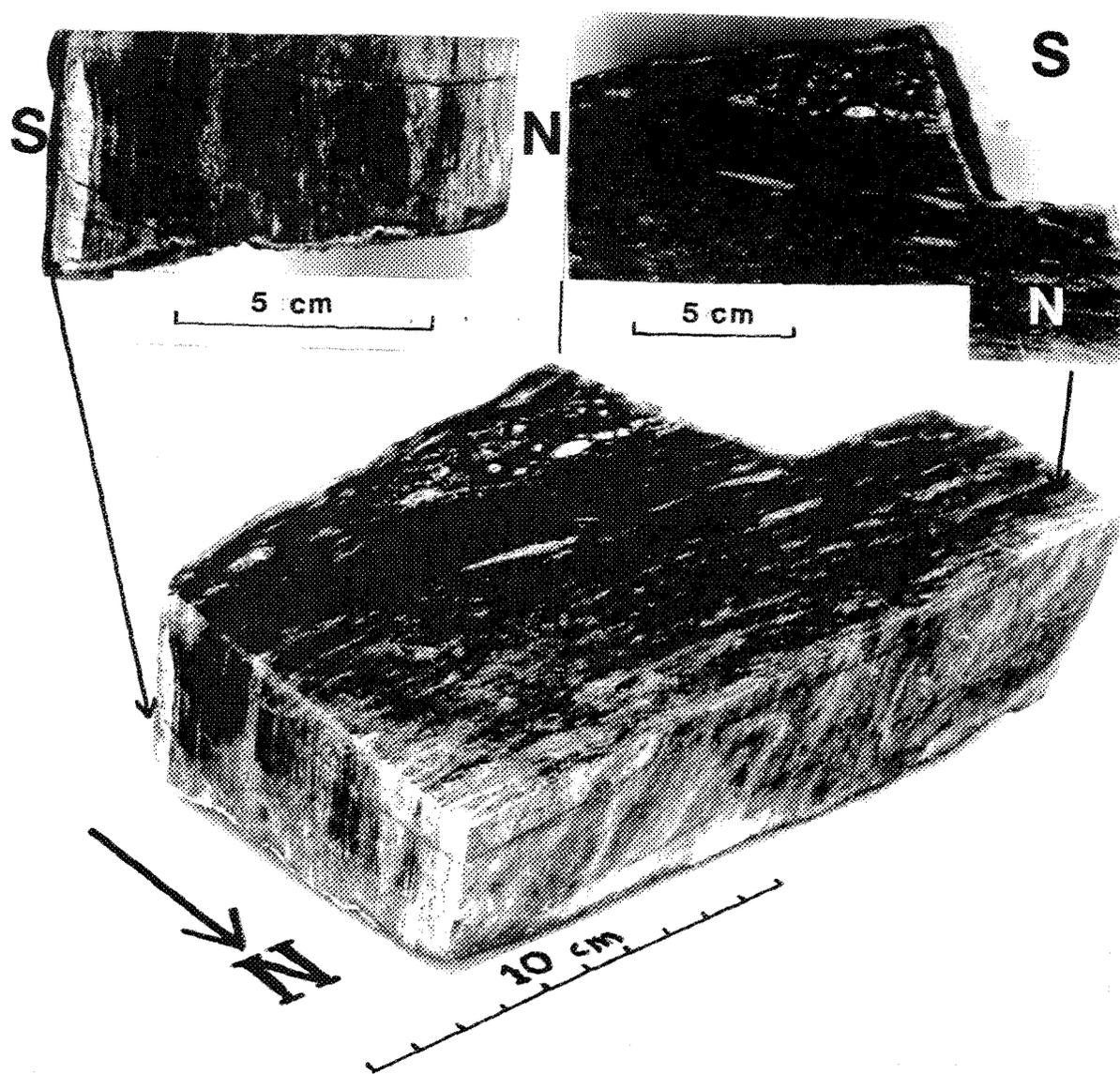


FIGURE 11: Photographie d'un bloc de gabbro gloméroporphyrique à plagioclase folié, des environs de la mine du Lac-Garon, montrant l'éirement préférentiel des éléments de la roche dans l'axe vertical.

structural de Norita. Cette faille affleure au sud de la mine Lac-Garon. Son orientation à cet endroit est ouest-nord-ouest et son pendage est très abrupt vers le nord. Les linéations minérales d'étirement à l'intérieur de ces zones cisillées plongent abruptement vers l'est (70-85°). Dans l'hypothèse d'un mouvement inverse faisant remonter le bloc nord sur le bloc sud, le déplacement des horizons repères de part et d'autre de la faille dans l'axe de l'étirement minéral serait donc de plus de 8 kilomètres pour produire le déplacement apparent horizontal observé de 3.1 kilomètres. Ceci en présumant que la faille a un pendage régulier en profondeur.

La faille Radiore Ouest

La faille Radiore-Ouest divise les blocs structuraux de Norita au nord-est et de New-Hosco au sud-ouest. Cette faille n'affleure pas mais est observée en forage et est déduite par géophysique. La zone de faille intersectée par les forages, montre des roches très foliées et par endroits mylonitisées. Il est bien connu que les roches cisillées peuvent être suffisamment poreuses pour permettre à l'eau souterraine de conduire l'électricité et de ce fait, provoquer une anomalie lors de levés électromagnétiques de type "Max-Min". Ainsi le tracé de cette faille est interprété sur plus de six kilomètres de cette façon.

La faille a une trace de forme sigmoïde avec une asymétrie en Z; ses extrémités nord et sud sont d'orientation ouest-nord-ouest, où elles joignent les failles de bordure de la ZDLG, tandis que la portion centrale de la faille est d'orientation nord-ouest.

Le déplacement horizontal apparent senestre des horizons repères, tels que les unités de la Rhyolite de Dumagami et le sommet du Groupe du Lac Watson, est d'environ 2 kilomètres. Si l'orientation de l'axe de déplacement des blocs le long de cette faille est similaire à celui de la faille Radiore, les roches du bloc structural de Norita auraient été déplacées sur plus de 5,5 kilomètres le long de cet axe par rapport à celles du bloc structural

de New-Hosco pour causer un tel déplacement horizontal apparent. Toujours en présumant que le pendage de la faille est constant en profondeur.

Le bloc structural du Lac Garon

Les roches hôtes de la mine Lac-Garon constituent un bloc structural de 1 kilomètre d'épaisseur (A sur la figure 1) qui s'étend sur 9 kilomètres de long. Son extrémité est et sa limite nord sont recoupées par le pluton du Lac Olga et son extrémité ouest est située à 2 kilomètres à l'est de la rivière Bell. Le contact sud du domaine est défini par la faille Radiore décrite par MacGeehan (1979).

La stratigraphie interne du domaine du Lac Garon est résumée par la cinquième colonne de la figure 12. Elle consiste, de la base vers le sommet, en l'unité de rhyodacite porphyrique à quartz du Groupe du Lac Watson, surmontée par le basalte de l'unité Bell du Groupe de Wabasse. Le gisement de Lac-Garon (476,000 tonnes) est situé au contact entre ces deux unités. Toutes ces roches sont fortement foliées et affectées par le halo de cornéennes métamorphiques associé au pluton du Lac Olga. Des grenats non déformés recoupent les assemblages de minéraux foliés des roches de cette zone. La mise en place du pluton du Lac Olga serait, sur cette base, interprétée comme étant post-cinématique.

Le bloc structural de Radiore-Est

Le bloc structural de Radiore-Est est constitué d'une "enclave" de 2 kilomètres de longueur par un minimum de 300 mètres d'épaisseur à l'intérieur du Complexe de la Rivière Bell (B sur la figure 1).

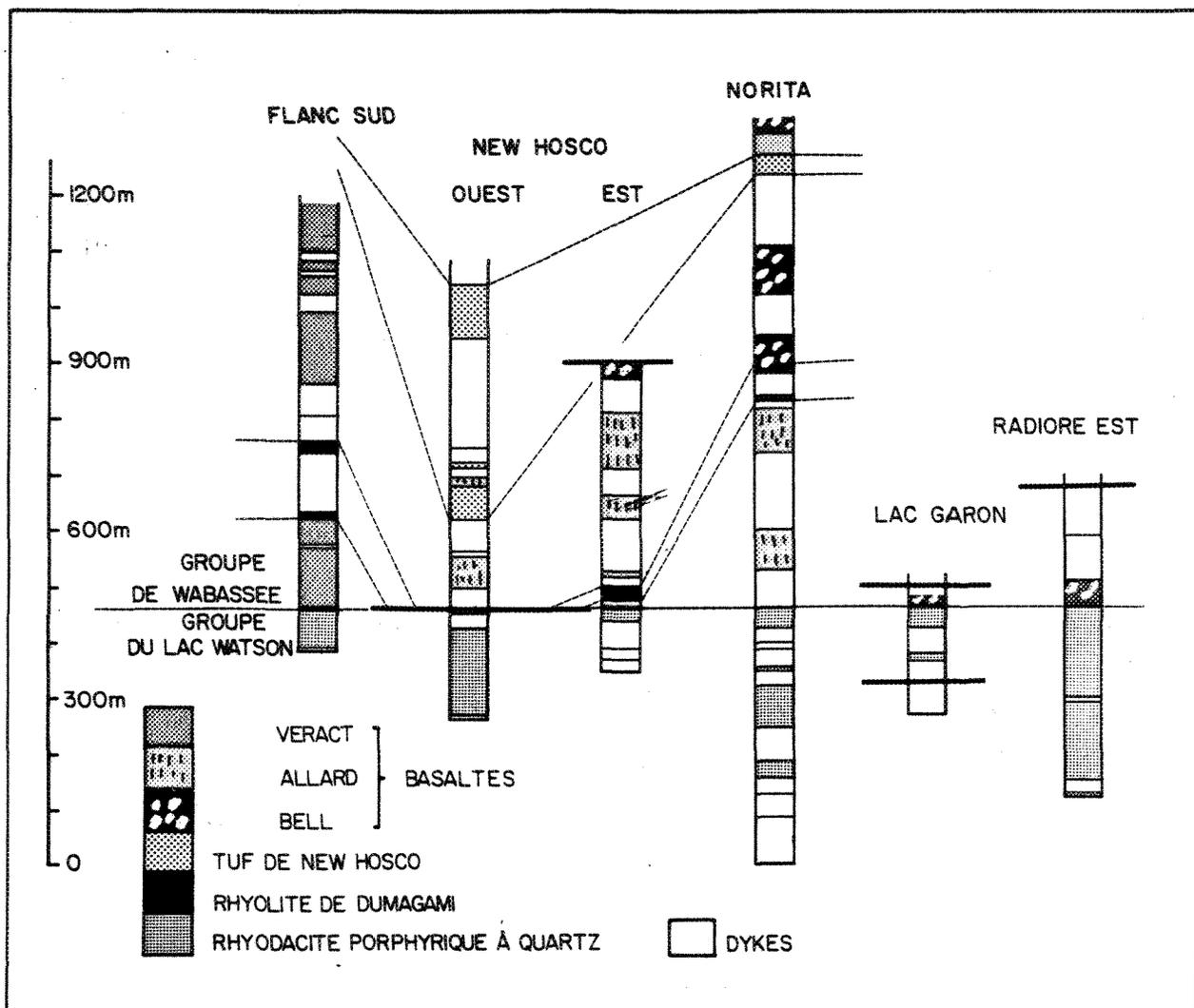


FIGURE 12: Corrélations stratigraphiques entre les différents blocs structuraux du camp minier de Matagami. La première colonne provient des environs de la mine Bell-Allard-Sud, la seconde, de la mine New-Hosco, la troisième, des environs de la zone minéralisée de Radiore-Ouest, la quatrième, de la région de la mine Norita, la cinquième, de la mine Lac-Garon et la dernière, de la mine Radiore No2.

La partie inférieure du domaine est constituée par le gabbro du complexe et repose sur le même type de roche, de sorte que, vu l'absence d'horizons repères, la position de la limite inférieure du domaine est inconnue. La rhyodacite porphyrique à quartz du Groupe du Lac Watson surmonte ce gabbro et constitue le mur de la mine Radiore No2 (140,000 tonnes). Le toit de ce dépôt est constitué de basalte de l'unité Bell du Groupe de Wabassee. Ces roches volcaniques sont recoupées au nord par une série de filon-couches gabbroïques et dioritiques. La stratigraphie interne de ce bloc structural est présentée sur la colonne 6 de la figure 12.

MacGeehan (1979), a proposé que les roches volcaniques hôtes de la mine Radiore No2 auraient été séparées vers le sud de la séquence volcanique de Norita (au nord) par l'intrusion de ces filon-couches.

Ici, nous proposons, sur la base de la similitude entre la composition géochimique des unités du bloc structural de Radiore Est et celles des domaines de Lac Garon et de Norita (voir le tableau 2), que cette "enclave" volcanique était au même niveau stratigraphique que les autres et qu'il s'agit en fait d'une enclave "structurale". Les filon-couches dioritiques et gabbroïques recoupant le nord du bloc structural de Radiore Est ont des contacts diffus entre eux et latéralement, à l'ouest; ils ont été cartographiés par Beaudry et Gaucher (1986) comme des constituants de la zone litée et "granophyrique" du Complexe de la Rivière Bell. Le contact nord des roches volcaniques de ce bloc structural avec les roches intrusives du complexe est affecté par une zone de cisaillement d'orientation est-ouest de plus de 50 mètres d'épaisseur. Ceci suggère une mise en place structurale d'une portion du complexe de la Rivière Bell au nord du bloc structural de Radiore Est, le séparant ainsi vers le sud des autres roches volcaniques.

Le bloc structural de Norita

Le bloc structural de Norita est situé dans la partie centrale du flanc nord (C sur la figure 1). Il constitue un ensemble de 3 kilomètres d'épaisseur par 14 kilomètres de longueur. Sa stratigraphie interne est bien documentée par les travaux de MacGeehan (1979), et Gartner (1987) et est résumée par la quatrième colonne de la figure 12.

La séquence volcanique de ce domaine est constituée de la base vers le sommet, par le membre granophyrique supérieur du Complexe de la Rivière Bell qui recoupe la base de l'unité de rhyodacite porphyrique à quartz du Groupe du Lac Watson. Cette dernière est appelée Rhyolite de Norita par MacGeehan *et al.* (1981). L'unité du mur de la mine Norita a été nommée le Tuf de Norita par ces mêmes auteurs. Ce tuf est un équivalent latéral de la Rhyolite de Norita et est composé de brèche à lapilli lithiques constitués de rhyodacite porphyrique à quartz.

Le basalte de l'unité Allard du Groupe de Wabasse, appelé "andésite silicifiée" dans la terminologie de la mine Norita surmonte la rhyodacite et constitue le toit des lentilles de sulfures de cette mine. L'unité repère de la Rhyolite de Dumagami se trouve à quelques 300 mètres au-dessus de la base du Groupe de Wabasse. Celle-ci est recouverte par le basalte de l'unité Bell, suivie de l'unité du Tuf de New Hosco et d'une mince épaisseur de basalte de l'unité Allard et finalement la séquence se termine par le basalte de l'unité Bell.

Le bloc structural de Norita contient d'est en ouest les dépôts de sulfures suivants: les zones minéralisées de Bell-Channel No4 (non délimitée), de Lac-Garon No2 (non délimitée) et de Bell-Channel (82,000 non exploitée), les mines Norita-Est (en développement) et Norita (3,721,000 tonnes).

Il a été proposé par Gartner (1987) que le bloc structural de Norita est tronqué dans sa partie sud-ouest par l'intrusion d'une "apophyse" du Complexe de la Rivière Bell. Cette "apophyse" est composée essentiellement de tonalite faisant partie du membre supérieur

granophyrique de l'intrusion. Le contact sud-ouest de cette "apophyse" recoupe les roches volcaniques du bloc structural de New-Hosco à un angle de 45° alors que le contact nord-est est sub-concordant avec les roches du domaine de Norita.

Une telle géométrie peut s'expliquer comme suit. Cette "apophyse" serait en fait une partie du toit du Complexe de la Rivière Bell qui est solidaire du bloc structural de Norita. L'ensemble aurait été transposé structurellement au-dessus des roches volcaniques du bloc structural de New-Hosco situé au sud-ouest.

Le bloc structural de New-Hosco

Le bloc structural de New-Hosco (D sur la figure 1) a 18 kilomètres de longueur par 4 kilomètres de largeur. Il constitue la partie ouest du flanc nord. Sa stratigraphie interne est résumée dans les deuxième et troisième colonnes de la figure 12.

La portion orientale du domaine partage la même stratigraphie que la portion ouest du bloc structural de Norita (Gartner, 1987), tandis que dans la portion ouest, le sommet du Groupe du lac Watson et les 400 mètres inférieurs du Groupe de Wabasseé sont tronqués par des failles longitudinales.

Le bloc structural de New-Hosco contient la zone minéralisée de Radiore-Ouest (non délimitée), située au sommet de l'unité de rhyodacite porphyrique à quartz du Groupe du Lac Watson, et le gisement de New-Hosco (1,827,000 tonnes) qui est situé à l'intérieur de l'unité du Tuf de New Hosco.

Implications structurales de la ZDLG

Nous suggérons que le déplacement tectonique des blocs le long des failles diagonales de l'intérieur de la ZDLG est responsable de la superposition des blocs structuraux du flanc nord en écaillés chevauchantes à l'intérieur d'une enveloppe de failles inverses abruptes longitudinales, telle que schématisé à la figure 13.

La foliation régionale pénétrante affectant les roches du flanc nord est de direction est-ouest et a un pendage vertical (figure 14). Les axes de linéations minérales d'étirement inscrites dans le plan de la foliation plongent abruptement vers l'est.

Le déplacement horizontal apparent senestre des horizons repères de part et d'autre des failles diagonales suggère que le sens de déplacement le long de l'axe d'étirement correspond à une remontée du bloc nord-est par rapport au bloc sud-ouest, ceci dans l'hypothèse d'une faille en compression. Ce qui semble être corroboré par les structures C/S microscopiques (Berthé *et al.* 1979) observées dans le plan perpendiculaire à la foliation qui inscrit l'axe d'étirement minéral (figure 15).

Le déplacement kilométrique des blocs structuraux le long de cet axe à plongement abrupt ne se reflète pas par des différences de grade métamorphique d'un domaine à l'autre comme d'ailleurs entre le nord et le sud de la ZDLG. Il est possible qu'il s'agisse de failles listriques, dont le pendage diminue, jusqu'à devenir horizontal en profondeur (Hocq, 1989). De telles failles peuvent induire des déplacements importants sans provoquer de "discordances" d'isogrades métamorphiques. Nous croyons que cette hypothèse peut être appliquée à la ZDLG.

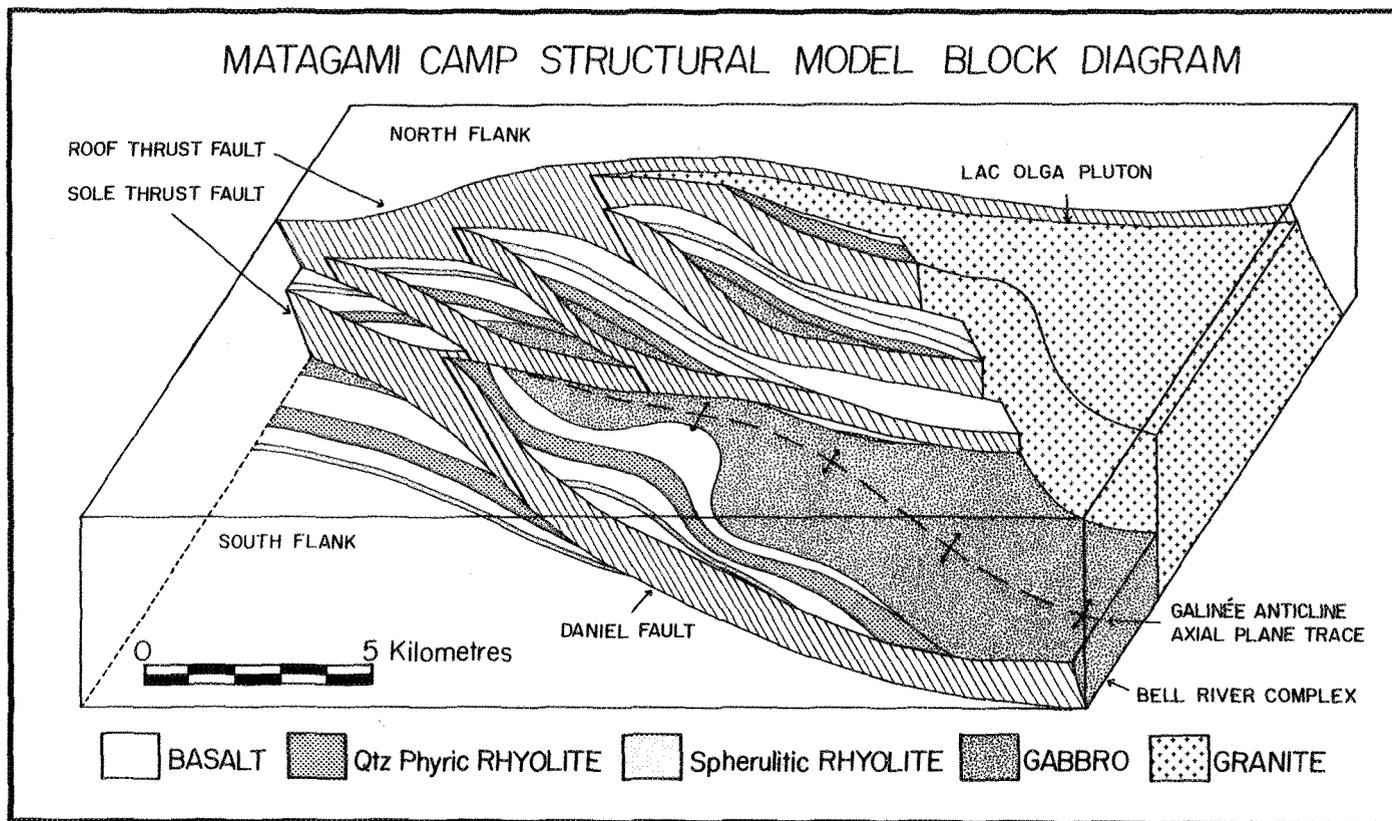


FIGURE 13: Bloc diagramme schématique du camp minier de Matagami montrant le déplacement des blocs structuraux le long des failles de la Zone de Déformation du Lac Garon et le long de la faille Daniel.

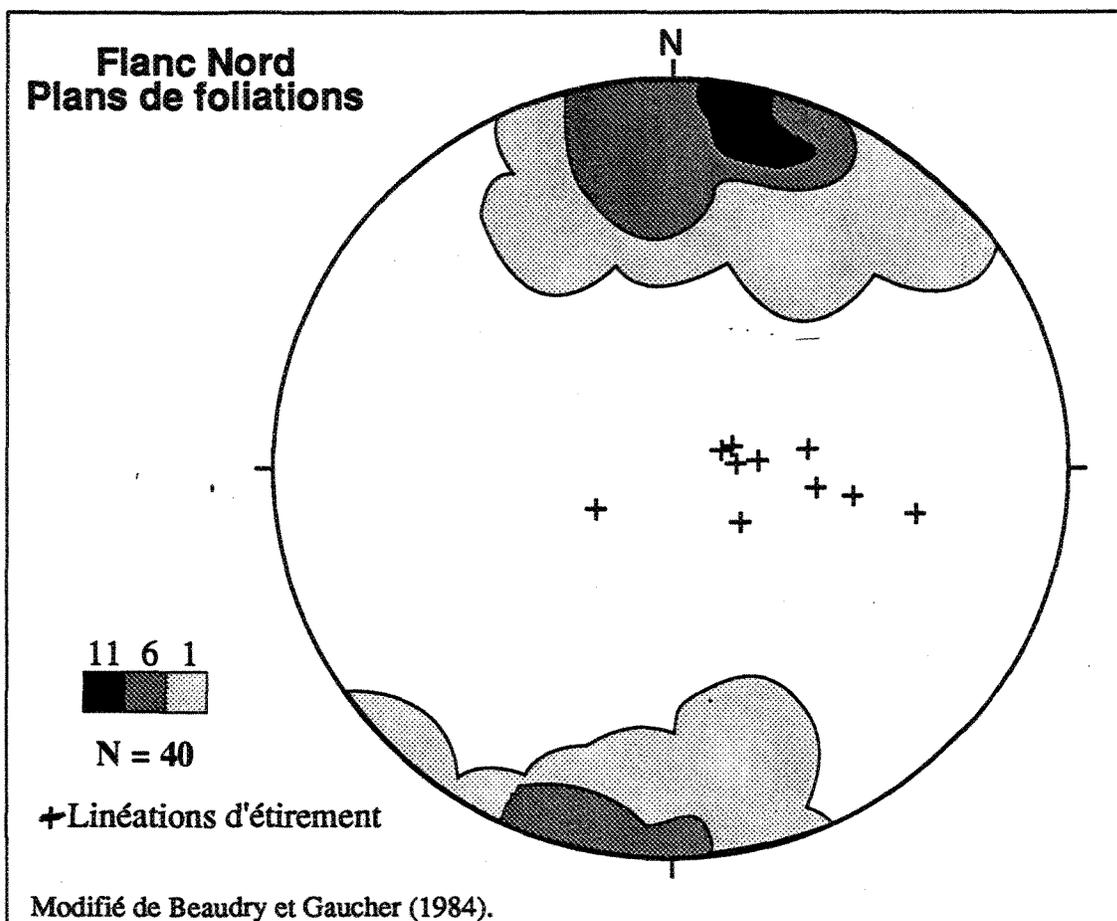


FIGURE 14: Stéréonet de Schmidt montrant les pôles des plans de foliation des roches du flanc nord (aires ombragées) et les axes de linéation d'étirement minéral (croix). 11-6-1 représentent le pourcentage de points par unité de surface.

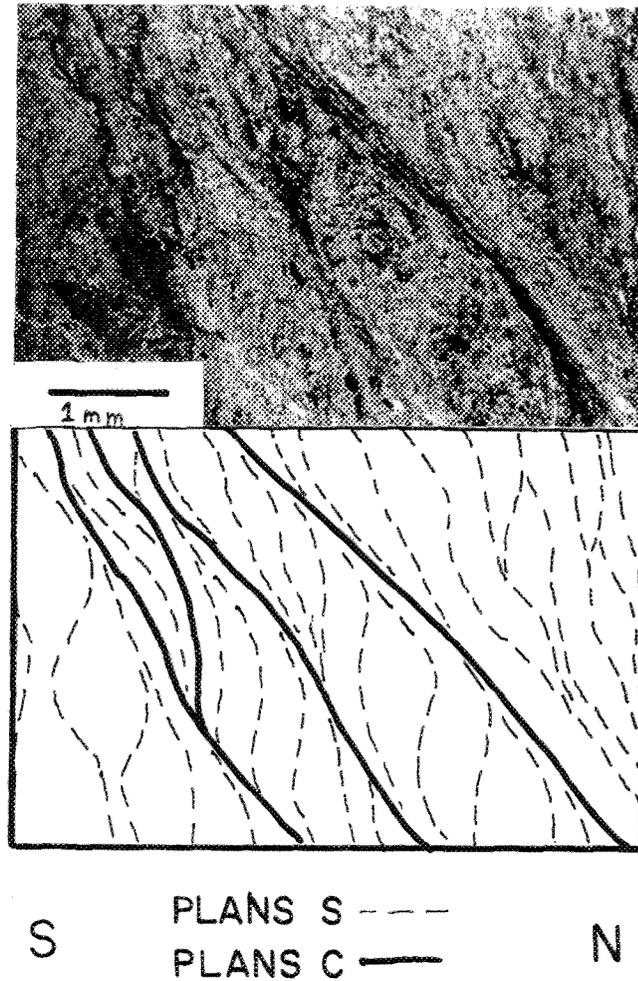


FIGURE 15: photomicrographie d'un basalte cisailé des environs de la Faille Radiore orientée perpendiculairement au plan de foliation et parallèlement à la linéation d'étirement, en regardant vers l'ouest. Les plans de cisaillement à pendage de 50° vers le nord entraînent la foliation en bordure de ceux-ci.

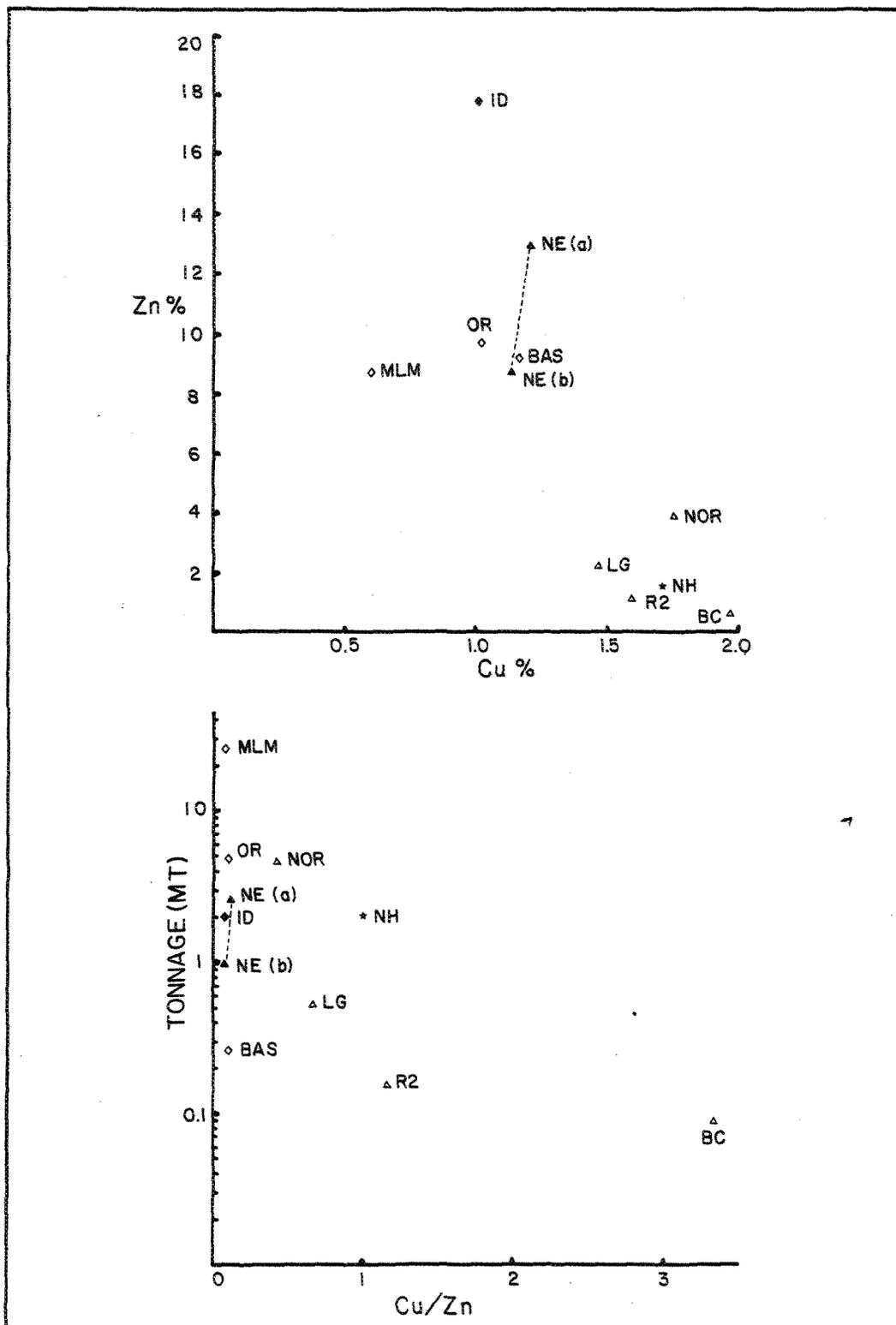
GÉOLOGIE STRUCTURALE DE LA MINE NORITA

La mine Norita est le plus gros et le mieux documenté des dépôts du flanc nord et sa morphologie est typique de ceux-ci. C'est également, à l'heure actuelle, le seul gisement du flanc nord encore accessible. Il est proposé que l'influence de la ZDLG sur les gîtes du flanc nord serait la cause des différences morphologiques observées entre ceux-ci et les dépôts du flanc sud.

Sharpe (1968) note plusieurs différences entre les gisements du flanc sud et ceux du flanc nord. Il observe sur les gisements du flanc sud, l'asymétrie typique de ce type de dépôt qui consiste en un contact supérieur stratiforme avec les roches du toit tandis que le contact inférieur est discordant et joint en profondeur une zone de minéralisation disséminée. Toujours selon Sharpe (1968), les gisements du flanc nord sont constitués de lentilles stratiformes avec une relation asymétrique moins prononcée avec leur zone de minéralisation disséminée. Il note également que, pour l'ensemble des dépôts du camp minier, la base des lentilles de sulfures massifs est riche en cuivre tandis que leur partie supérieure est riche en zinc. Cependant, les sulfures comptabilisés dans les réserves des gisements du flanc nord ont un rapport Cu/Zn plus élevé que ceux des gisements du flanc sud (figure 16).

Le gisement de Norita est constitué de cinq lentilles à pendage vertical et à polarité vers le nord. Ces lentilles sont de la surface vers le bas: la "Upper Zone", la "Lower Zone", la "Main Zone", la "Marker Zone" et la Zone A (figure 17). Aujourd'hui, seule la Zone A, qui est la plus grosse, est encore accessible. Toutes ces lentilles, sauf la "Marker Zone" reposent sur l'unité de la rhyodacite porphyrique à quartz du Groupe du Lac Watson. Dans les environs de la mine, cette unité est appelée Tuf de Norita. L'unité de la Tuffite Clef est absente dans la région de la mine, mais est observée ailleurs, au-dessus de l'unité de rhyodacite porphyrique à quartz du Groupe du Lac Watson.

FIGURE 16: A: Graphique de la teneur en cuivre en fonction de la teneur en zinc des gisements du camp minier de Matagami. B: Graphique du rapport Cu / Zn en fonction du tonnage des gisements du camp minier. Symboles: Lozanges: gîtes du flanc sud; triangles: gîtes du flanc nord; étoile: gîte de New-Hosco; lozanges ou triangles pleins: dépôts non-érodés; triangles ou lozanges ouverts: dépôts partiellement érodés.



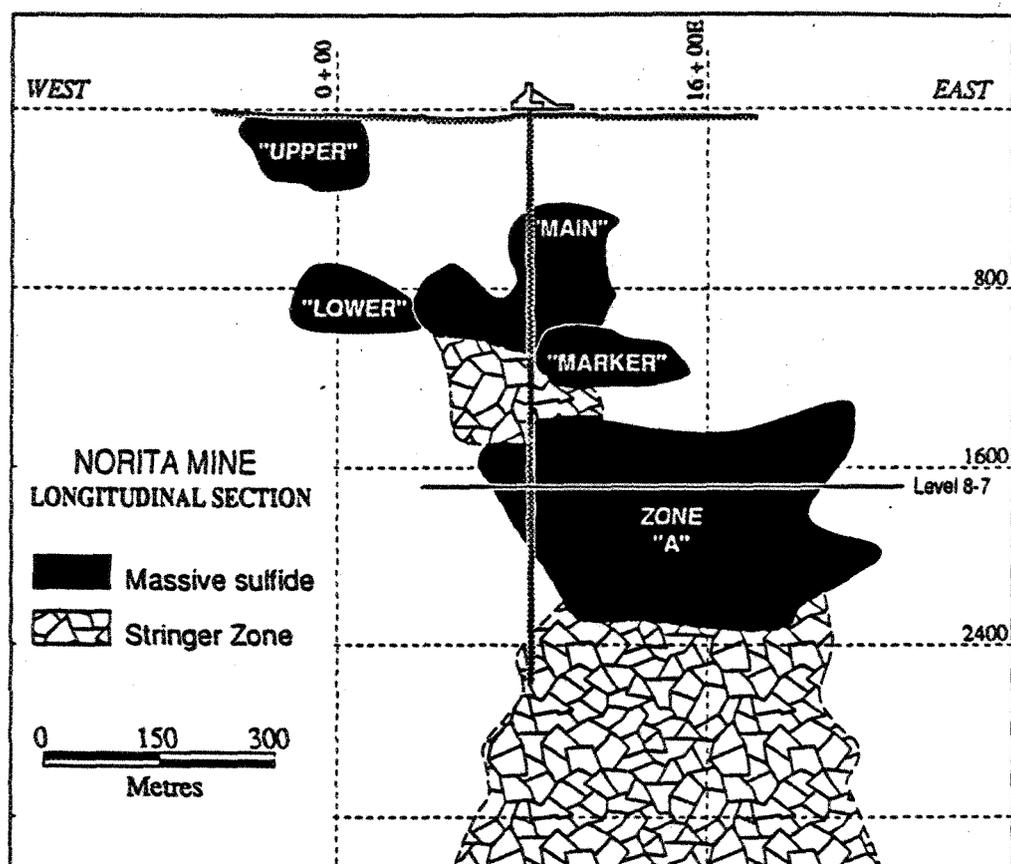


FIGURE 17: Projection longitudinale vers le nord de la mine Norita.

La "Marker Zone" est située 30 mètres au-dessus de ce contact, à l'intérieur du basalte de l'unité Allard du Groupe de Wabassee (figure 18).

La minéralisation disséminée et l'altération chloriteuse de la cheminée d'altération sont présentes dans les parties inférieures du mur des lentilles "Main Zone" et Zone A seulement. Les textures primaires de ces zones d'altération ont été oblitérées par le développement d'une schistosité verticale et les veinules de sulfures y sont recristallisées et transposées parallèlement à cette schistosité. La géométrie de l'enveloppe de la zone à filonets de sulfures sous la Zone A a un pendage de 75° vers le sud (figure 18).

Le basalte de l'unité de Allard du Groupe de Wabassee surmonte le Tuf de Norita et les lentilles de sulfures massifs. L'unité de la Rhyolite de Bell Channel, décrite par MacGeehan (1979), est située à environ 35 mètres de la base du Groupe de Wabassee. Cette unité consiste en une roche felsique à grains fins, à texture sphérolitique et par endroits granophyrique.

Dans la région de la mine, la Rhyolite de Bell Channel montre des contacts qui sont cisailés, mais plus à l'est, où cette "unité" a été corrélée par forages jusqu'au dépôt de Norita-Est, elle sépare en deux la lentille de sulfures de ce gisement (figure 19) avec des contacts de trempe nets. Ceci suggère que cette roche est de nature intrusive sub-concordante et de ce fait ne doit donc pas être considérée comme une unité stratigraphique.

De nombreux dykes de gabbro sub-concordants envahissent les unités dans la région de la mine.

Faille "Marker Tuff"

Une faille inverse, d'orientation ouest-nord-ouest, à pendage abrupt vers le nord et qui déplace les unités de la région de la mine sur une distance d'environ 100 mètres, est observée dans ce que MacGeehan *et al.* (1981) nomment le "Marker Tuff Horizon".

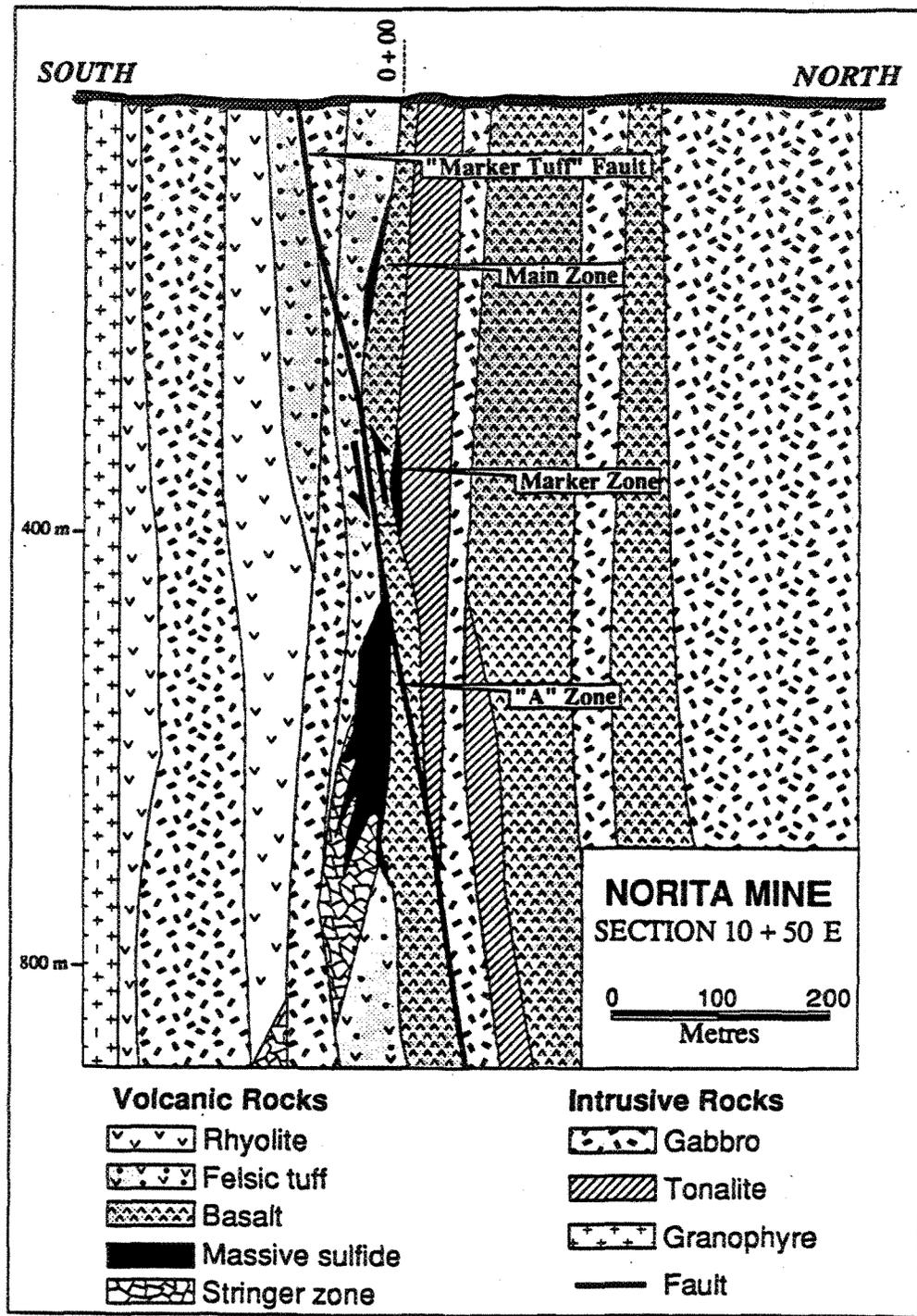


FIGURE 18: Section typique de la mine Norita avec vue vers l'ouest.

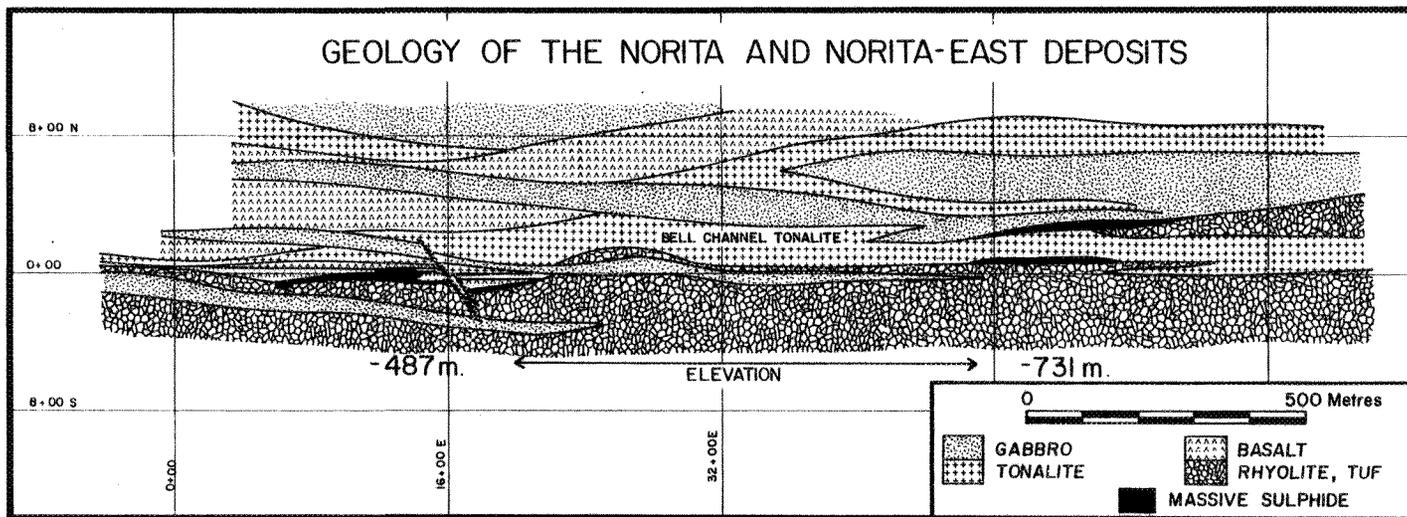


FIGURE 19: Plan géologique montrant à l'est, la lentille "Zone A" de la mine Norita et à l'ouest, la lentille du gisement de Norita-Est recoupée par l'intrusif felsique autrefois appelé "Rhyolite de Bell Channel".

Cette faille est visible sur tous les niveaux de la mine et l'épaisseur des roches cisailées est d'environ dix mètres. La figure 20 illustre des structures semblables aux structures C/S de Berthé *et al.* (1979), provenant de la zone cisailée de cette faille. Il est possible d'observer la foliation verticale qui se courbe près des plans de cisaillements à pendage nord. Cette relation suggère un mouvement inverse le long de cette faille, ce qui est compatible avec le déplacement apparent des unités en section verticale.

Une autre faille, d'attitude et de pendage similaire à la faille "Marker Tuff", et qui affecte la partie ouest de la Main Zone, est interprétée à partir des travaux de MacGeehan *et al.* (1981). Cette structure n'est plus accessible dans la mine mais sa géométrie et son sens de déplacement peuvent être déduits à partir des figures 14 et 16 de MacGeehan *et al.* (1981).

Cette structure est décrite par ces auteurs comme étant une discordance sédimentaire à l'intérieur des dépôts chenalisés de sulfures de la Main Zone. Une mince couche de roche mafique appelée "Main Zone Pillow Marker" recouvre cette "discordance". Cette couche, d'orientation ouest-nord-ouest et à pendage abrupt vers le nord est située à l'intérieur de la lentille de sulfures.

Elle est composée de roches mafiques fortement cisailées et elle contient des boudins mégascopiques qui ressembleraient à des coussins (Bonenfant, 1989: communication personnelle)

On peut croire que cette discordance sédimentaire est une faille inverse à pendage abrupt vers le nord. Elle déplacerait vers le haut les sulfures de son côté nord au-dessus du basalte stratigraphiquement sus-jacent de son côté sud. Ce basalte formerait alors un coin à l'intérieur des sulfures et constituerait le "Main Zone Pillow Marker". Le déplacement vertical apparent du bloc nord par rapport au bloc sud, évalué à partir de la figure 16 de MacGeehan *et al.* (1981), serait d'environ 100 mètres.

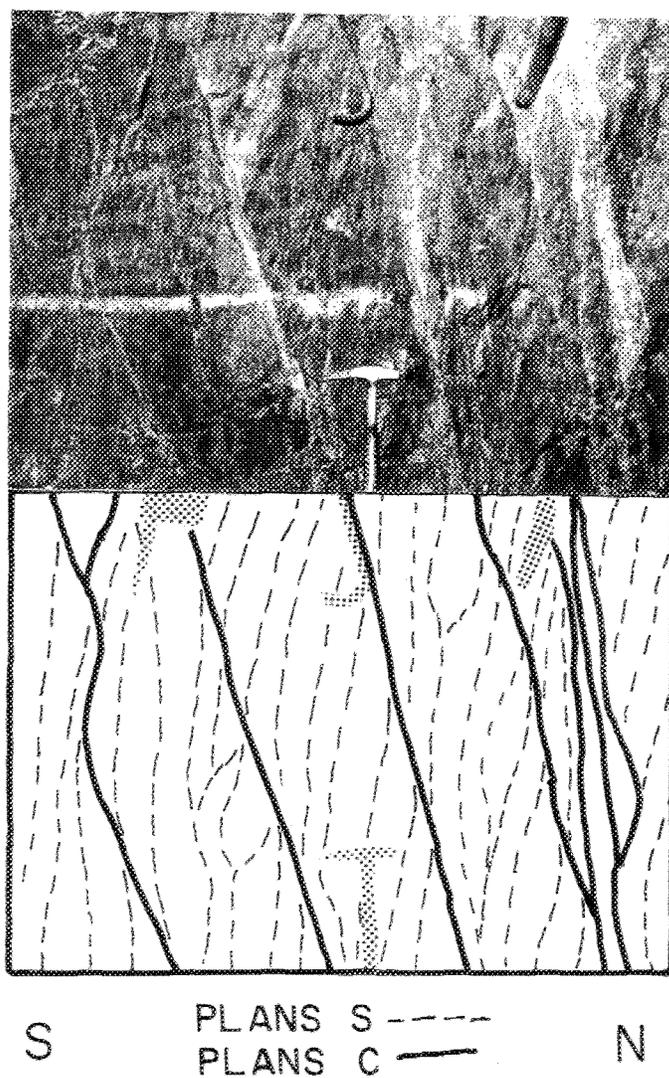


FIGURE 20: Photographie souterraine, orientée vers l'ouest, de la zone cisailée de la faille "Marker Tuff" au nord de la lentille "Zone A". On aperçoit la foliation verticale entraînée en bordure des plans de cisaillements parallèles à pendage abrupt vers le nord.

La similitude d'orientation et de sens de déplacement interprétée le long de cette "discordance" avec la faille affectant la Zone A décrite plus haut, suggérerait qu'il s'agit d'une faille inverse à pendage abrupt vers le nord.

Des veinules composées de quartz, de pyrite et de calchopyrite sont observées en carottes de forages à proximité de cette faille dans les roches du mur de la partie supérieure de la lentille Main Zone. La roche à cet endroit est foliée mais non chloritisée. Quant aux veinules, elles sont très peu déformées et recoupent la foliation de la ZDLG. Elles se seraient plutôt formées le long de fractures de tension tardives associées à la faille.

Les textures des sulfures des zones riches en zinc de la Zone A sont principalement du rubanement d'épaisseur millimétrique à métrique, constitué d'alternance de bandes de pyrite et de sphalérite (figure 21A) alors que dans les zones riches en cuivre, la texture dominante est une brèche de chalcopyrite et de pyrrotite recristallisée (figure 21B).

Des boudins de veines de quartz et de fragments de roches encaissantes sont également observés à travers toute la lentille.

Caractéristiques des lentilles de sulfures

Les zones riches en cuivre de la Zone A sont situées dans les niveaux inférieurs de la lentille, et au sud de celle-ci, dans les sulfures disséminés des roches du mur. En section, ces zones riches en cuivre se prolongent à l'intérieur de la lentille, en une bande sub-concordante à plongement abrupt vers l'est qui s'amincit et disparaît dans les niveaux supérieurs-ouest de la lentille (figure 22).

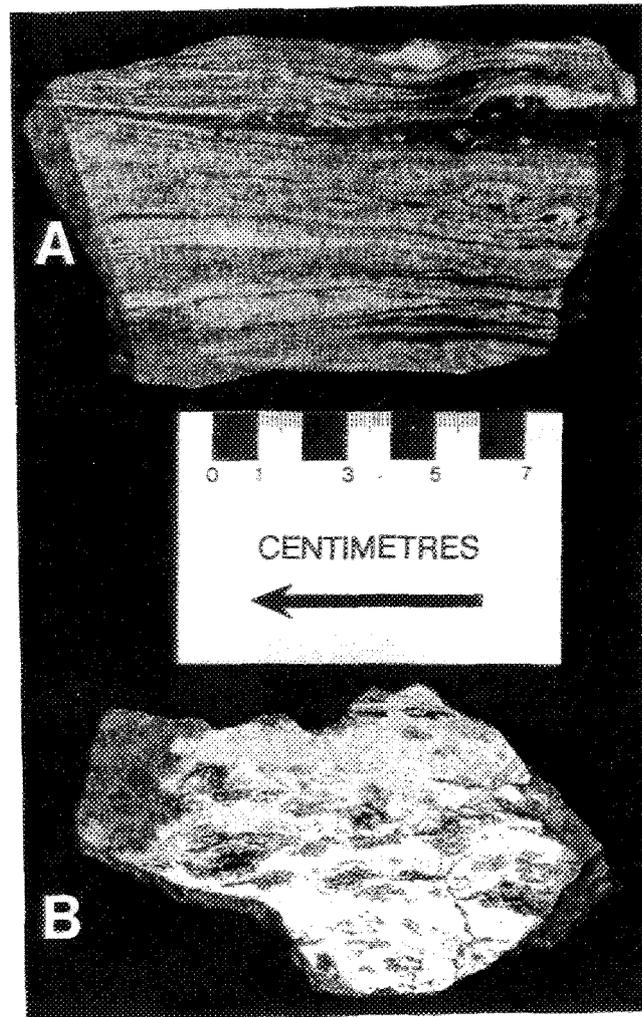
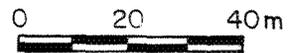
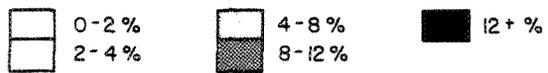
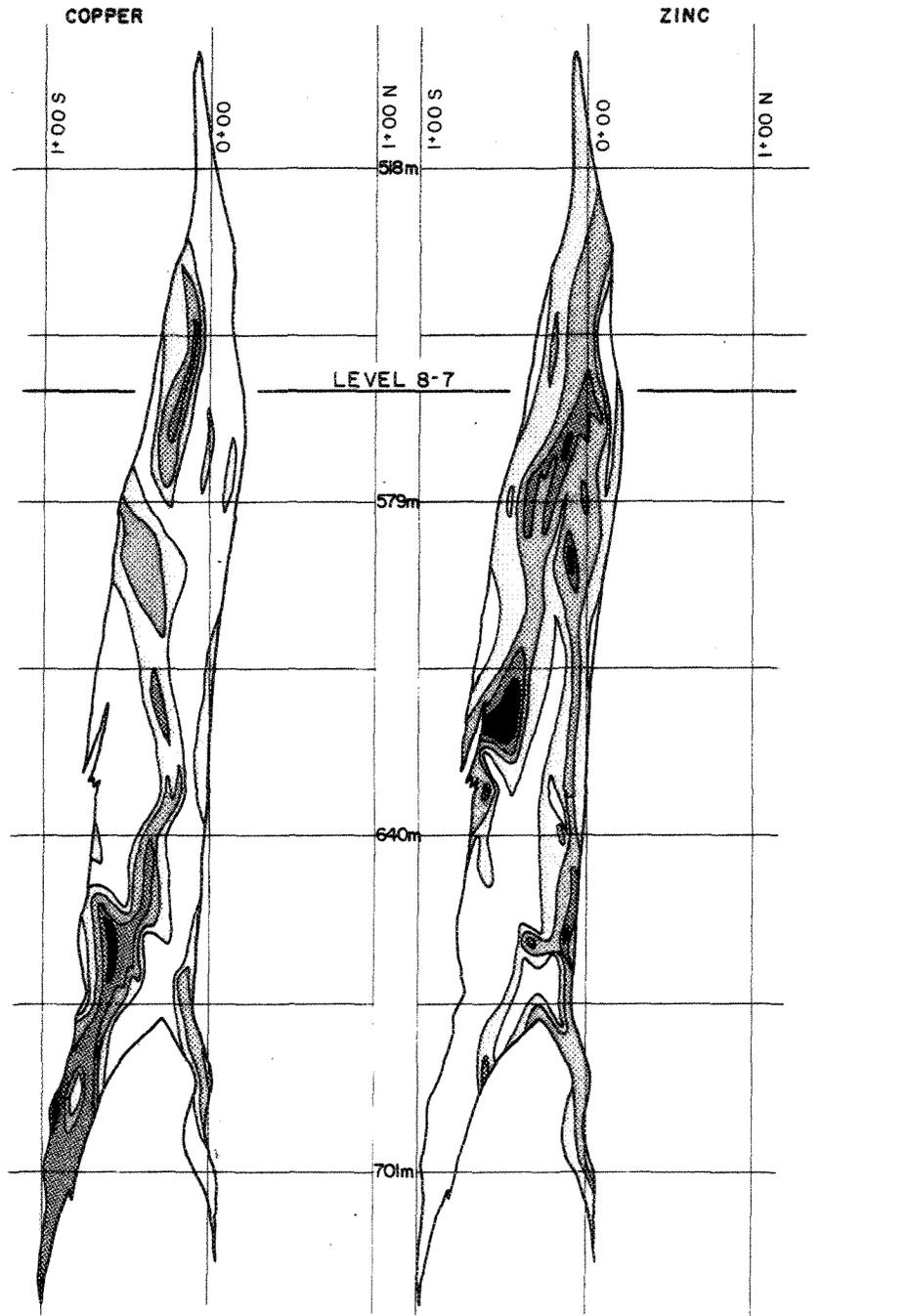


FIGURE 21: Photographies des sulfures de la lentille "Zone A". A: sulfures rubanés composés de pyrite (bandes claires) et de sphalérite (bandes foncées) de la partie supérieure nord de la lentille; B: calchopyrite massive avec boudins de chlorite (plages sombres) provenant de la partie inférieure sud de la lentille.

FIGURE 22: Section montrant la distribution spatiale des contenus en zinc et en cuivre à l'intérieur de la lentille "Zone A".

"A" ZONE METAL ZONATIONS SECTION II+00 E



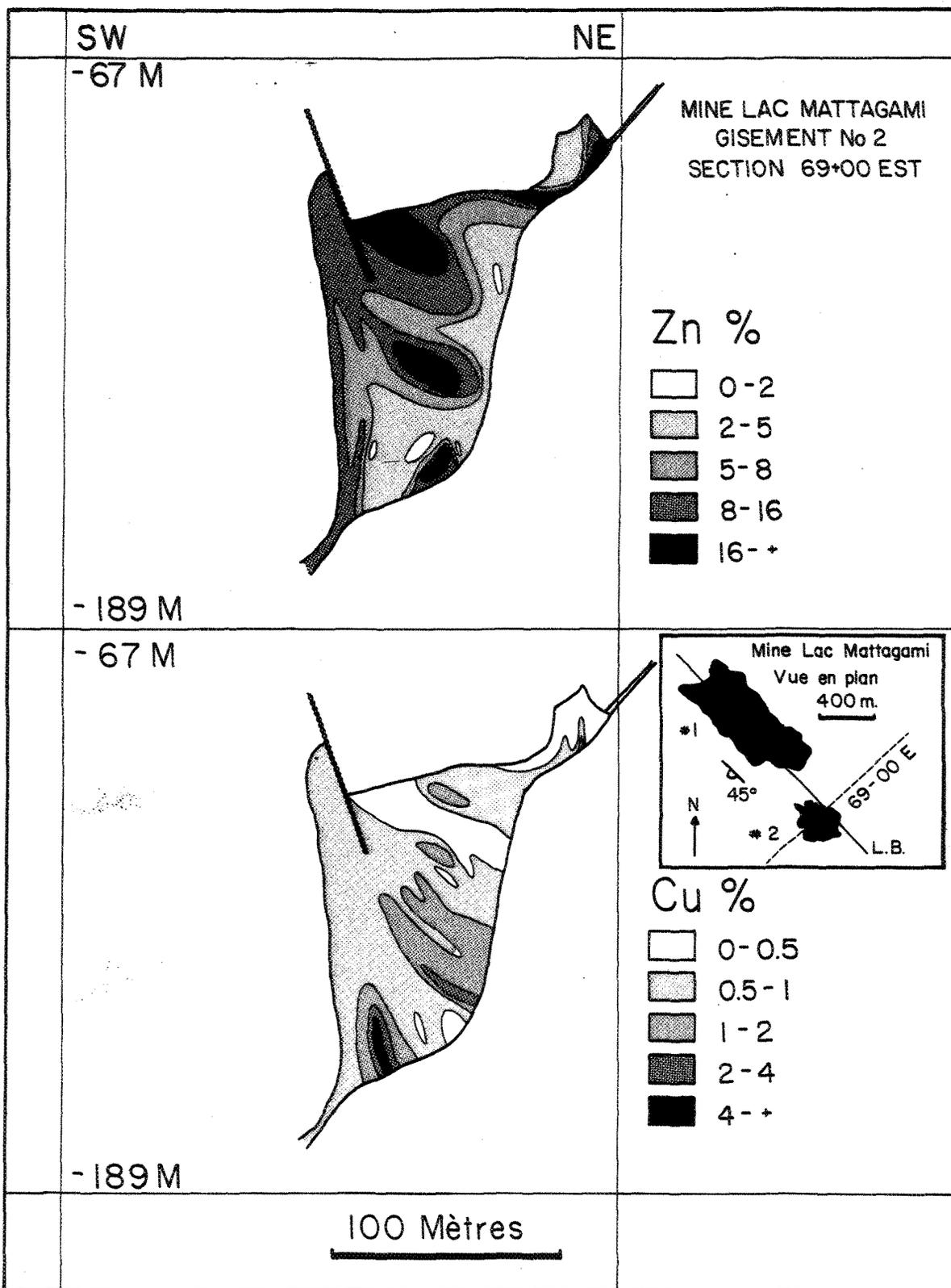
Par ailleurs, les zones riches en zinc occupent la quasi-totalité de la portion nord de la lentille ainsi que la portion supérieure-sud de celle-ci. En section, ces deux bandes riches en zinc se rejoignent dans la portion supérieure-ouest de la lentille. En trois dimensions, les zones riches en zinc forment un cône évidé et aplati, dont l'apex est situé dans la portion supérieure-ouest de la lentille et dont les parois entourent la bande riche en cuivre du centre (figure 22).

Le plan d'aplatissement de la lentille de sulfures est parallèle à celui de la foliation régionale. Le sens de rotation des zonations métalliques à l'intérieur de celle-ci correspond à une remontée du nord par rapport au sud, et parallèlement au plongement des linéations minérales observées ailleurs sur le flanc nord. Ceci est concordant avec le sens de déplacement des unités repères affectées par les cisaillements de la ZDLG.

En comparaison, les lentilles peu déformées des gisements de Lac-Mattagami No2 (figure 23) et de Orchan No3 (Large, 1977) du flanc sud, sont caractérisées par une zone centrale inférieure riche en cuivre, d'attitude discordante. Cette zone centrale est recouverte par une zone riche en zinc en forme de cône évidé, pointé vers le haut, constituant la portion supérieure et concordante du gisement.

Des rapports métallurgiques non publiés (Bonenfant 1989, communication personnelle et Trudel 1987, communication personnelle) indiquent que la granulométrie des cristaux de sulfures de la mine Norita est plus fine que celle des grains de sulfures des gisements non déformés du flanc sud.

FIGURE 23: Section à travers le gisement #2 de la mine Lac-Mattagami du flanc sud, montrant sa distribution interne en zinc et en cuivre .



Modèle de mise en place du gîte de Norita

Comme il vient d'être démontré, plusieurs failles subsidiaires associées à la ZDLG déplacent les unités à l'intérieur des blocs structuraux. Ces failles ont affecté la géométrie du gîte de Norita. Une réinterprétation des données disponibles sur ce dépôt, à la lumière des phénomènes structuraux associés à la ZDLG, devient donc essentielle pour réévaluer les modèles métallogéniques de ces dépôts.

De nombreuses études, comme, entre autres, celle de Morton et Franklin (1987), démontrent que la géométrie des amas sulfurés est un paramètre important de modélisation métallogénique, en particulier, la relation entre la cheminée d'altération et la partie massive des dépôts.

Les travaux de Roberts (1966) et de Roberts et Reardon (1978) ont établi que les dépôts de sulfures massifs du flanc sud sont d'origine hydrothermale, tandis que Large (1977) et Costa *et al.* (1983) ont établi les contraintes physico-chimiques qui liaient le fluide minéralisateur avec les zonations métalliques à l'intérieur des lentilles de sulfures et l'assemblage minéralogique de leur cheminée d'altération. Depuis, ces gisements sont considérés comme des dépôts de sulfures massifs volcanogènes proximaux typiques, de type Noranda.

La morphologie plus "stratiforme" des dépôts du flanc nord Sharpe (1968) et leur apparente superposition stratigraphique au sommet d'unités felsiques ont mené MacGeehan *et al.* (1981) à considérer que ces gisements sont des dépôts chenalisés distaux de remplissage de paléo-dépression.

Une telle hypothèse était supportée par les différences stratigraphiques apparentes entre les deux flancs de l'anticlinal. Étant donné que nous suggérons que ces différences

stratigraphiques sont causées par des perturbations structurales, une réévaluation des modèles métallogéniques des dépôts est indiquée.

MacGeehan *et al.* (1981), proposent que les lentilles de sulfures massifs de la mine Norita sont de nature distale et s'interdigent entre des coulées basaltiques. Ces conclusions sont basées sur A) l'absence d'une zone d'altération hydrothermale bien définie, située directement sous les lentilles de sulfures massifs, et B) un modèle métallogénique théorique qui propose l'accumulation des sulfures de façon sédimentaire en périphérie des sources hydrothermales. Ce type de modèle est basé sur la précipitation et la sédimentation des particules de sulfures du fluide hydrothermal des cheminées exhalatives, au contact de l'eau de mer, dans des dépressions périphériques. La paléotopographie et les paléocourants sont donc d'importants facteurs de contrôle de mise en place des masses de sulfures, selon ce modèle.

Les structures mégascopiques de rubanement compositionnel des sulfures massifs auraient représenté des structures sédimentaires. Étant donné qu'une fabrique métamorphique intense est superposée aux textures primaires de ces sulfures, il est actuellement très difficile de déterminer la nature exacte des structures primaires à petite échelle.

A plus grande échelle, l'environnement paléotopographique des environs du gisement pouvait être reconstruit à partir de la géométrie du contact supérieur de la Rhyolite de Norita et de "l'unité repère" de la "Rhyolite de Bell Channel" sus-jacente. Lorsque ces deux dernières unités sont en contact, ceci suggère une paléotopographie élevée par rapport à la surface de la Rhyolite de Norita. Par contre, la présence de basalte et de sulfures entre ces deux unités suggère des paléodépressions. Les sommets paléotopographiques étaient interprétés comme des dômes de rhyolite aux pourtours desquels des sulfures se

sédimentaient dans les paléodépressions avoisinantes sous la forme de dépôts de remplissage de chenaux. Des coulées de basaltes s'interdigitaient avec ces dépôts de sulfures distaux.

La clef de voûte de ce modèle repose sur la nature effusive de la "Rhyolite de Bell Channel". Il a été proposé plus haut, sur la base du caractère légèrement recoupant de cette unité, que cette roche est de nature plutôt intrusive. Cette constatation n'est pas en accord avec le modèle paléogéographique de MacGeehan *et al.* (1981).

Les veinules de sulfures perpendiculaires à l'empilement stratigraphique, situé dans le mur de la partie supérieure de la "Main Zone", sont considérées par MacGeehan *et al.* (1981) comme faisant partie de la cheminée d'altération de la base de cette lentille. Mais comme il a été mentionné plus haut, celles-ci seraient tardives par rapport à la mise en place des sulfures.

Il est donc suggéré que les zones chloritisées, à veinules de sulfures recristallisées riches en cuivre et situées dans le mur des parties inférieures des lentilles Zone A et Main Zone, représentent les cheminées d'altération déformées de ces lentilles de sulfures.

Actuellement, le modèle le plus couramment accepté pour la formation des dépôts de sulfures massifs volcanogènes de dimensions "économiques" est le suivant: la diffusion des fluides hydrothermaux et la précipitation des sulfures provenant d'une source exhalative sous-marine auraient lieu à l'intérieur d'un médium poreux qui permet un mélange lent entre les fluides hydrothermaux de haute température et l'eau de mer, permettant ainsi la cristallisation in-situ des phases sulfurées. Ce médium poreux peut être constitué par plusieurs types de roches, dont des sédiments (Franklin *et al.*, 1990), de la brèche de faille syn-volcanique, des brèches d'explosions phréatiques (Leshner *et al.*, 1986) et des fragments de cheminées hydrothermales effondrées (Lydon, 1988).

Une fois le processus de précipitation des sulfures commencé, les sulfures existants forment eux-mêmes le médium poreux à l'intérieur duquel d'autres sulfures se précipitent de l'intérieur vers l'extérieur, de manière progressive.

La dissolution et la précipitation des différentes phases sulfurées le long des gradients thermiques et chimiques à l'intérieur de la masse sulfurée est responsable de la zonation métallique observée dans les dépôts de sulfures massifs volcanogènes (Large, 1977; Tivey, 1990).

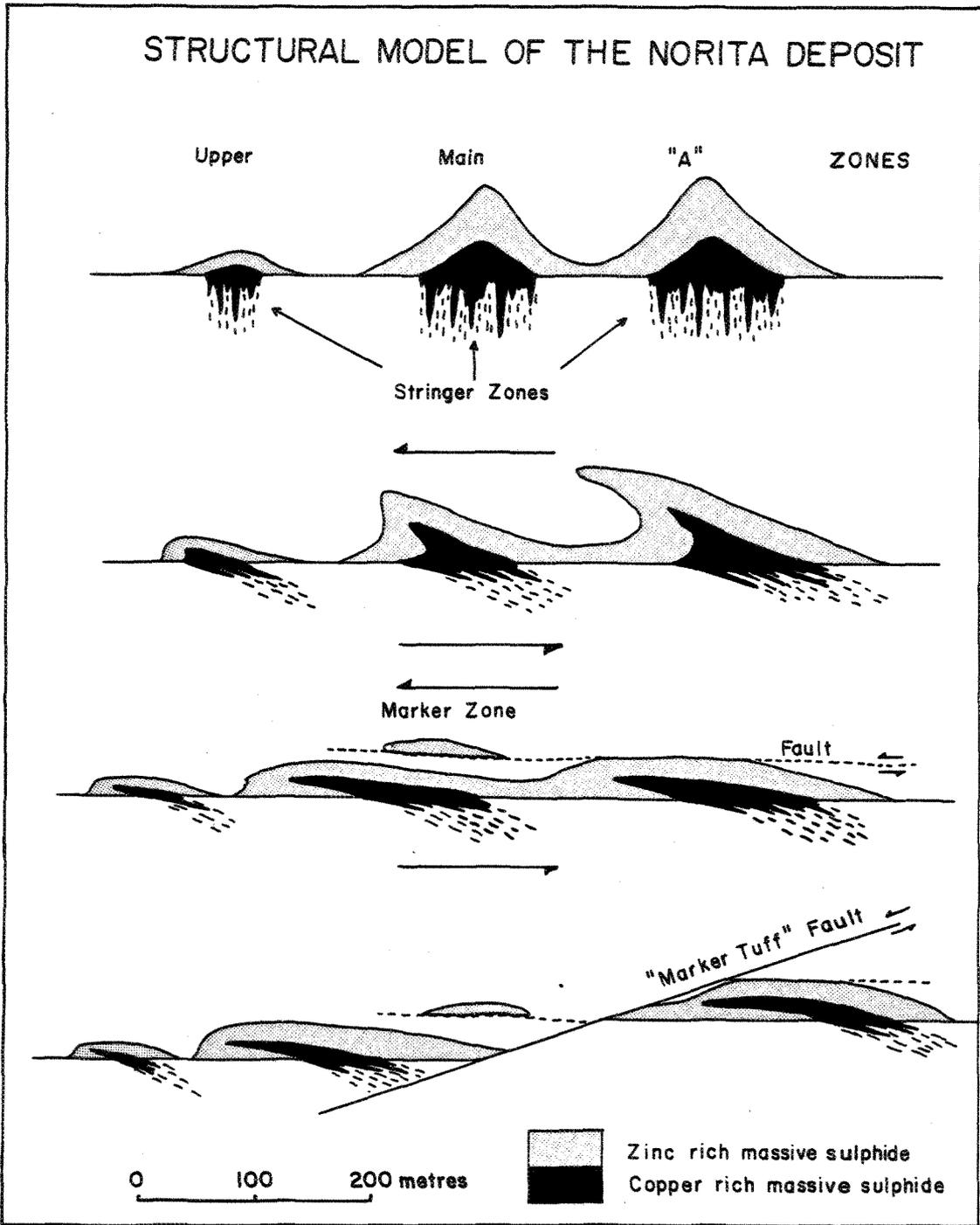
Nous croyons que les zonations métalliques de l'intérieur de la Zone A malgré leur aplatissement et rotation ultérieures, seraient le fruit d'un processus similaire.

Les divergences morphologiques observées entre les gîtes du flanc nord et ceux du flanc sud peuvent être expliquées par le schéma de la figure 24. Subséquemment à l'emplacement des amas sulfurés du flanc nord, la déformation est proposée comme le mécanisme qui a séparé les lentilles de leurs cheminées d'altération et a causé leur réorientation sub-concordante avec les roches hôtes. Ces phénomènes structuraux sont responsables de l'aplatissement et de la rotation des zonations métalliques internes des lentilles de sulfures et de la réorientation de leur cheminée d'altération en une attitude sub-concordante contrairement à leur attitude discordante habituelle qui est observée dans les gisements du flanc sud.

La déformation dynamique a provoqué une amalgamation et reconcentration des sulfures de la cheminée d'altération. Cette remobilisation des sulfures riches en cuivre en veines plus épaisses les rendent exploitables économiquement et de ce fait sont ajoutées aux réserves du gisement. Ceci expliquerait le rapport Cu/Zn plus élevé de ce gisement et, par extrapolation, des autres gîtes du flanc nord par rapport aux gisements non déformés du flanc sud.

FIGURE 24: modèle schématique de l'évolution structurale du gisement de Norita à partir d'une morphologie similaire à celle des dépôts du flanc sud.

STRUCTURAL MODEL OF THE NORITA DEPOSIT



Il est suggéré que, à l'origine, la granulométrie des cristaux de sulfures de la mine Norita et des gisements du flanc sud était similaire. Mais à la lumière des textures métamorphiques des sulfures observées dans la Zone A de la mine Norita, il est proposé que la déformation aurait réduit la taille des cristaux par un processus de recuit dynamique.

Le déplacement inverse tardif le long de la faille "Marker Tuff" est responsable de la géométrie finale du dépôt tel qu'il est actuellement et est compatible avec le transport suggéré.

CONCLUSION

Les conclusions les plus significatives de ce chapitre sont les suivantes:

1) Le flanc nord de l'anticlinal de Galinée est affecté par des modifications structurales importantes qui l'ont séparé en blocs structuraux à l'intérieur de la zone de déformation du lac Garon. Malgré ce fait, la stratigraphie peut être reconstruite et malgré les différences de composition des laves du Groupe de Wabassee entre les flancs nord et sud, cette stratigraphie est similaire à celle du flanc sud.

2) Le gisement de Norita que l'on a utilisé comme exemple des gîtes du flanc nord, a subi des modifications structurales qui ont affecté sa géométrie par l'aplatissement apparent de ses zonations métalliques internes et de sa cheminée d'altération avec les roches hôtes.

3) Ce travail suggère que ces gisements sont de nature proximale, comme leurs équivalents du flanc sud, mais que leur géométrie est différente à cause de phénomènes structuraux tardifs reliés à la zone de déformation du lac Garon

TABLEAU 1

Élément	DACITE	RHYODACITE	U. VÉRACT	U. ALLARD	U.BELL	RYH. DUM.	AND. VAR.
SiO ₂	67,9	78,44	52,6	58,65	51,73	65,6	58,18
Al ₂ O ₃	11,0	11,0	14,8	15,51	11,85	11,8	15,73
CaO	0,23	0,08	6,42	5,96	6,53	2,79	8,08
MgO	5,08	3,06	5,06	5,09	4,36	1,51	3,6
Na ₂ O	0,06	,3	4,42	3,8	0,62	4,06	1,41
K ₂ O	0,87	1,5	0,08	0,43	0,059	0,47	0,36
Fe ₂ O ₃	9,87	2,77	9,01	6,95	15,42	9,36	9,02
MnO	0,03	0,03	0,20	0,11	0,21	0,16	0,17
TiO ₂	0,66	0,49	0,72	0,61	1,66	0,94	0,79
P ₂ O ₅	0,16	0,05	0,09	0,13	0,21	0,22	0,16
PAF	3,62	2,69	6,85	2,72	7,31	2,92	3,02
Traces, (PPM)							
Cr ₂ O ₃	0	15	100	116	122	100	72
Rb	10	21	10	9	15	30	5
Sr	10	39	80	114	57	100	247
Zr	340	488	40	128	164	350	164
Y		157	10	14	42	90	21
Nb		34	10	13	13	40	13
Ba		270	100	100	24	230	98
Ni		10		40	38		50
V		19		100	250		113
La	17,7	59,4		11,3	10,8		12,3
Ce	45,4	145,3		24,1	29,7		26,9
Nd	40,0	70,1		8,2	15,5		9,6
Sm	8,7	23,1		2,4	5,5		2,7
Eu	1,2	4,7		0,9	1,6		1,0
Tb	2,2	5,0		0,51	1,3		0,5
Yb	9,0	16,3		1,3	4,4		1,5
Lu	1,6	2,8		0,1	0,7		0,2
Hf	8,5	17,8		3,2	4,9		3,4
Ta	0,9	4,8		1,2	0,8		1,5

Compositions typiques des différentes unités volcaniques du camp minier de Matagami.

TABLEAU 2

Élément	RADIORE W. NORITA	RADIORE W. FLANC SUD	LAC GARON	RADIORE EST		
SiO ₂	72,0	78,99	75,69	70,04	72,38	73,61
Al ₂ O ₃	11,3	8,68	10,57	11,89	12,03	8,26
CaO	2,21	0,43	0,16	1,95	2,89	0,53
MgO	0,59	3,14	3,67	1,85	0,73	2,69
Na ₂ O	5,70	0,15	0,14	1,23	3,8	1,45
K ₂ O	0,26	0,6	1,25	2,43	0,87	0,72
Fe ₂ O ₃	5,68	5,33	5,39	6,66	6,63	8,31
MnO	0,10	0,03	0,05	0,14	0,14	0,00
TiO ₂	0,36	0,37	0,68	0,46	0,47	0,25
P ₂ O ₅	0,04	0,03	0,14	0,04	0,05	0,04
Cr ₂ O ₃	0,01	0,0	0,0	0,01		
PAF	2,08	2,99	2,87	3,51		3,99
Traces (PPM)						
Rb	40	8	9	44		21
Sr	30	44	9	50		23
Zr	650	358	388	394	500	214
Y	150	101	97	124		31
Nb	30	27	22	26		9
Ba	100	93	365	451		
Ni		10	0	48		8
V		10	14	35	10	

Compositions de l'unité de la rhyodacite porphyrique à quartz du Groupe du Lac Watson, provenant des différents blocs structuraux du camp minier de Matagami.

REFERENCES

BEAUDRY, C., 1984. The geology and geochemistry of Archean volcanic rocks in Daniel Township, Matagami, Québec. Mémoire de Maitrise. Université McGill, Montréal.

BEAUDRY, C. et GAUCHER, E., 1986. Cartographie géologique dans la région de Matagami. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Manuscrits Bruts, 86-32.

BÉDARD, L.P., BARNES, S.J., 1990. Instrumental neutron activation analysis by collecting only one spectrum: Results for international geochemical reference samples. Geostandards Newsletter, Volume 14, No 3, pp. 479-484.

BERTHE, D., CHOUKROUNE, P., JEGOUZO, P., 1979. Orthogneiss, mylonite and non-coaxial déformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. Journal of Structural Geology, Volume 1, pp. 31-42.

CLARK, J.R., 1983. The geology and trace element distribution of the sulfide bodies at Orchan mine, Matagami, Quebec. Thèse de Doctorat, Colorado School of Mines, Golden, Colorado. T-2586, 450 p.

COSTA, U.R., BARNETT, R.L et KERRICH, R. 1983. The Mattagami Lake Mine Archean Zn-Cu sulfide deposit, Quebec: hydrothermal coprecipitation of talc and sulfides in a sea-floor brine pool - evidence from geochemistry, 18O / 16O, and mineral chemistry. Economic Geology, Volume 78, pp. 1144-1203.

DAVIDSON, A.J., 1977. Petrology and chemistry of the Key Tuffite at Bell-Allard, Matagami, Québec. MSc Thesis, McGill University, Montréal. 131 p.

FINLOW-BATES, T. et STUMPFL, E.F., 1981. The behavior of so-called immobile elements in hydrothermally altered rocks associated with volcanogenic submarine-exhalative ore deposits. *Mineralium Deposita*, Volume 16, pp. 319-328.

FRANKLIN, J.M., LYDON, J.W., SANGSTER, D.F., 1981. Volcanic associated massive sulfide deposits: *Economic Geology*, 75' Anniversary. Volume., pp.485-627.

FRANKLIN, J.M., GOODFELLOW, W.D., LYDON, J.W., JONASSON, I.R., 1990. Middle valley-sulphide deposits in a sedimented rift. 8e Symposium de l'AGOD, Ottawa, Canada. Programme et Résumés, page A60.

GARTNER, J.F., 1987. Geology and geochemistry of the intrusive and volcanic rocks on the Norita and Radiore West properties, Matagami, Québec. MSc Thesis, McGill University, Montréal. 124 p.

HOCQ M., 1989. Carte lithotectonique des sous-provinces de l'Abitibi et du Pontiac. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DV-89-04, Carte #2092-A.

LACROIX, S., SIMARD, A., PILOTE, P., DUBÉ, L.M. 1990. Regional Geologic Elements and Mineral Occurrences of the Harricana-Turgeon Belt, Abitibi of NW Quebec. Dans La Ceinture polymétallique du Nord-Ouest québécois - Synthèse de 60 ans d'exploration minière, édité par Rive, M., Verpaelst, P., Gagnon, Y., Lulin, J.M., Riverin, G., Simard, A. Institut Canadien des Mines, Volume Spécial No 43.

LARGE, R.R., 1977. Chemical evolution and zonation of massive sulfide deposits in volcanic terrains. *Economic Geology*, Volume 72, pp. 549-572.

LESHER, C.M., GOODWIN, A.M., CAMBELL, I.H. et GORDON, M.P. 1986. Trace-element geochemistry of ore-associated and barren, felsic metavolcanic rocks in the Superior Province, Canada. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*, Volume 23, pp. 222-237.

MACGEEHAN, P.J., 1978. The geochemistry of altered rocks at Matagami, Québec; A geothermal model for massive sulphide genesis. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*, Volume 15, pp. 551-570.

MACGEEHAN, P.J., 1979. The petrology and geochemistry of volcanic rocks at Matagami, Québec, and their relationship to massive sulphide mineralization. PhD Thesis, McGill University, Montréal. 414 p.

MACGEEHAN, P.J., MACLEAN, W.H., 1980a. Tholeiitic Basalt-Rhyolite Magmatism and Massive Sulphide Deposits at Matagami, Quebec. *Nature*; Volume 283, n. 5743, pp.767-771.

MACGEEHAN, P.J. et MACLEAN, W.H., 1980b. An archean sub-floor geothermal system, "calc-alkali" trends and massive sulphide genesis. *Nature*, Volume 286, pp. 767-771.

MACGEEHAN, P.J., MACLEAN, W.H., BONENFANT, A.J., 1981. Exploration significance of the emplacement and genesis of massive sulphides in the Main Zone at the Norita Mine, Matagami, Quebec. *Canadian Institute of Mines and metallurgy Bulletin*, Volume 74, N 828, pp. 59-75.

MORTON, R.L. et FRANKLIN, J.M., 1987. Two-fold classification of Archean volcanic-associated massive sulfide deposits. *Economic geology*, Volume 82, pp. 1057-1063.

PICHE, M., GUHA, J., DAIGNEAULT, R., SULLIVAN, J.R., ET BOUCHARD, G., 1990. Structure, Stratigraphie et implication métallogénique - les Gisements de Sulfures Volcanogènes du Camp Minier de Matagami. Dans *La Ceinture polymétallique du Nord-Ouest québécois - Synthèse de 60 ans d'exploration minière*, édité par Rive, M., Verpaelst, P., Gagnon, Y., Lulin, J.M., Riverin, G., Simard, A. Institut Canadien des Mines, Volume Spécial No 43, PP. 327-335.

ROBERTS, R.G., 1966. The geology of the Mattagami Lake Mine, Galinée Township, Quebec. Thèse de Doctorat, McGill University, 224p.

ROBERTS, R.G., 1975. The geological setting of the Mattagami Lake mine, Québec; a volcanogenic massive sulphide deposit. *Economic Geology*, Volume 70, pp. 115-129.

ROBERTS, R.G. et REARDON, E.J., 1978. Alteration and ore-forming processes at Mattagami Lake mine, Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, Volume 15, pp. 1-21.

SHARPE, J.I., 1968. *Geologie et gisements de sulfures de la région de Matagami, Comté d'Abitibi-Est, Québec*. Ministère des Richesses Naturelles du Québec. Rapport géologique 137. 8 cartes, 122 p.

TANGUAY, R., CARIGNAN, J., PICHÉ, M., BEAUDRY, C., BONENFANT, A. 1990. *Caractéristiques Pétrologiques et Géochimiques de la Cheminée d'Altération du Gisement Isle-Dieu, Matagami, Québec*. Dans *La Ceinture polymétallique du Nord-Ouest québécois - Synthèse de 60 ans d'exploration minière*, édité par Rive, M., Verpaelst, P., Gagnon, Y., Lulin, J.M., Riverin, G., Simard, A. Institut Canadien des Mines, Volume Spécial No 43, PP. 349-361

THOMPSON, R.N., 1982. *Magmatism of the British Tertiary Volcanic Provinces*. *Scottish Journal of Petrology*, Volume 18, p. 49-107.

TIVEY, Margaret K., 1990. *Quantitative simulation of chimney growth on the Juan de Fuca Ridge*. 8e Symposium de l'AGOD, Ottawa, Canada. Programme et Résumés, page A62.

TIVEY, M.K., DELANEY, J.R., 1986. *Growth of large sulfide structures on the Endeavour Segment of the Juan de Fuca Ridge*. *Earth and Planetary Science Letters*, Volume 77, p. 303-317.

WALFORD, P.C., FRANKLIN, J.M. 1982. The Anderson lake mine, Snow Lake, Manitoba. Association Géologique du Canada, Special Paper No. 25, p. 481-523.

WINCHESTER, J.A., FLOYD, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, Volume 20, p. 325-343.

CHAPITRE IV

CARACTÉRISATION DES ZONES D'ALTÉRATION DES ROCHES DU GROUPE DU LAC WATSON: UN SYSTEME GÉOTHERMAL FOSSILE

RÉSUMÉ

Les deux unités felsiques du Groupe du Lac Watson du flanc sud de l'anticlinal de Galinée sont recoupées par des altérations qui sont le résultat du passage des fluides dans le paléo-système géothermal à l'origine des gîtes de sulfures.

Ces gisements sont situés au niveau de la Tuffite Clef et sont concentrés dans une structure de graben qui se prolonge en profondeur le long d'un axe orienté à 290°. Les cheminées d'altérations sous-jacentes à ces dépôts sont situées à l'intérieur de fractures syn-volcaniques orientées parallèlement à l'axe du graben. En profondeur, les cheminées d'altération rejoignent une zone d'altération stratiforme dont l'étendue correspond approximativement à la largeur de ce graben. Une zone d'altération périphérique est située de part et d'autre de la zone d'altération stratiforme est interprétée comme étant la zone de recharge.

Les cheminées d'altération sont caractérisées par un coeur où la roche est lessivée en silice et en alcalis, et est enrichie en fer et en magnésium. Cette zone centrale est entourée d'un halo de roches séricitisées, où le sodium et le calcium sont lessivés.

La zone d'altération stratiforme profonde est caractérisée par une partie inférieure de roche composée de quartz et de chlorite. Cette zone est lessivée en éléments alcalins et enrichie en fer et en magnésium. La portion inférieure est surmontée d'une zone supérieure de roches séricitisées, similaires à celles des halos séricitieux des cheminées d'altération.

La zone d'altération de recharge est quant à elle caractérisée par un enrichissement marqué en magnésium et dans une moindre mesure en silice et en potassium. Elle est également caractérisée par un lessivage du fer, du sodium et du calcium.

Les fluides circulant dans la roche en atteignant la température critique de la solubilité du quartz y aurait précipité du quartz en veinules qui aurait scellé le toit de la zone d'altération profonde. Le fluide, sous cette couche imperméable, aurait eu une capacité limitée à dissoudre le quartz. L'échappement des fluides vers la surface par le biais de fractures syn-volcaniques, causerait un entraînement d'eau de mer de la surface à travers les cheminées d'altération. Ceci aurait pour effet de refroidir le fluide et, de ce fait, d'augmenter sa capacité de dissoudre la silice. L'eau de mer y précipiterait son magnésium dissous au profit de la roche.

La zone de recharge de l'aquifère confiné que représenterait la zone d'altération stratiforme profonde serait une région où l'eau de mer descendante met en solution la silice dans un premier temps pour la reprécipiter plus bas lorsqu'elle atteindrait la température critique de la solubilité de la silice. Tout au long de ce processus, elle y perdrait son magnésium dissous au profit de la roche. La perte du Na_2O et du CaO dans toutes ces zones d'altération est symptomatique d'un régime à rapport eau / roche élevé.

INTRODUCTION

Dans ce chapitre, l'altération hydrothermale sous-jacente aux gîtes de sulfures du camp minier de Matagami sera étudiée. Cette région contient douze dépôts de sulfures massifs volcanogènes. De ce nombre, neuf ont été mis en production ou en développement depuis la découverte du gisement de Lac-Mattagami en 1957.

Un modèle paléogéographique de la mise en place des gîtes du flanc sud de l'anticlinal de Galinée a été proposé dans le chapitre II. Les paramètres environnementaux de ce modèle serviront de cadre à la présente étude. Ces paramètres sont les suivants: 1) les laves du Groupe du Lac Watson se sont mises en place en milieu sous-marin profond, le long d'une paléo-pente et où les faciès massifs proximaux sont au sommet et les faciès bréchiques à la base, 2) le Complexe de la Rivière Bell est perçu comme la source de chaleur responsable de la circulation hydrothermale qui a donné naissance aux gîtes de sulfures, 3) les cheminées d'altérations sont situées à l'intérieur de fractures syn-volcaniques, 4) la majeure partie des sulfures se sont précipités durant une période où il n'y avait peu ou pas de volcanisme dans le paléo-bassin et ces dépôts de sulfures se retrouvent presque tous le long d'un horizon repère volcano-sédimentaire appelé la Tuffite Clef.

Par ailleurs, il a été démontré dans le chapitre III que malgré une évolution structurale différente, les dépôts des deux flancs de l'anticlinal de Galinée se sont mis en place dans un environnement stratigraphique similaire, contrairement à ce qui était proposé dans les travaux antérieurs tels que ceux de MacGeehan *et al.* (1981) par exemple.

Les dépôts de sulfures massifs de la zone sud du camp minier sont, du sud-est vers le nord-ouest, les gîtes de Bell-Allard-Sud (235,000 tonnes), Orchan (4,516,000 tonnes), Lac-Mattagami (25,613,000 tonnes) et Isle-Dieu (2,000,000 tonnes).

Tous ces gisements volcanogènes sont reliés à des cheminées d'altération et ces dernières ont fait l'objet des études de Roberts et Reardon (1978) et Costa *et al.* (1983), pour

le gisement de Lac-Mattagami, Large (1977), Clark (1983), pour le gîte de Orchan et récemment, Tanguay *et al.* (1990) pour le dépôt de Isle-Dieu.

Les cheminées d'altération de ces gisements rejoignent en profondeur une zone d'altération hydrothermale stratiforme d'étendue régionale (Roberts, 1966) qui n'a jamais fait l'objet d'études spécifiques. Ce type d'altération stratiforme a été décrit dans plusieurs camps miniers de sulfures massifs volcanogènes où la structure permettait l'exposition des roches de la partie profonde du mur des gisements; MacGeehan (1978) et MacGeehan et MacLean (1980b) pour la partie orientale du flanc nord de l'anticlinal de Galinée, du camp minier de Matagami, Franklin *et al.* (1975) pour le district minier de Sturgeon Lake au Manitoba et Gibson *et al.* (1983) pour le camp minier de Rouyn-Noranda.

La déformation des roches le long du flanc nord de l'anticlinal de Galinée (chapitre III) ne permet pas une reconstruction rigoureuse de la géométrie originale de la zone d'altération stratiforme profonde. Par contre, le flanc sud est une région idéale pour examiner l'évolution et le patron du système hydrothermal. Les travaux décrits dans les chapitres II et III permettent d'en étudier le paléo-système hydrothermal de façon plus concrète en connaissant le paléoenvironnement et la stratigraphie de façon plus précise. Ces derniers sont des paramètres de contrôle importants de la circulation hydrothermale.

Pour atteindre ces objectifs, cette étude porte sur la distribution spatiale de ces zones d'altération hydrothermales à l'intérieur des roches du Groupe du Lac Watson du flanc sud de l'anticlinal de Galinée. L'étude porte de plus, sur la caractérisation pétrologique et géochimique des zones altérées. Ces renseignements, à la lumière des paramètres contrôlant les interactions fluide-roche et la comparaison avec des systèmes hydrothermaux sous-marins récents, sont intégrés en vue d'établir le patron de la circulation du fluide associé à la mise en place de ces gîtes de sulfures massifs volcanogènes.

GÉOLOGIE GÉNÉRALE

La région étudiée est située dans le camp minier de Matagami (figure 1) qui se trouve dans la partie ouest de la ceinture volcanique nord de la Sous-province de l'Abitibi. Les roches volcaniques sont d'âge archéen (2718 à 2725 Ma. (Mortenson, en prép.) et sont métamorphosées au faciès des schistes verts.

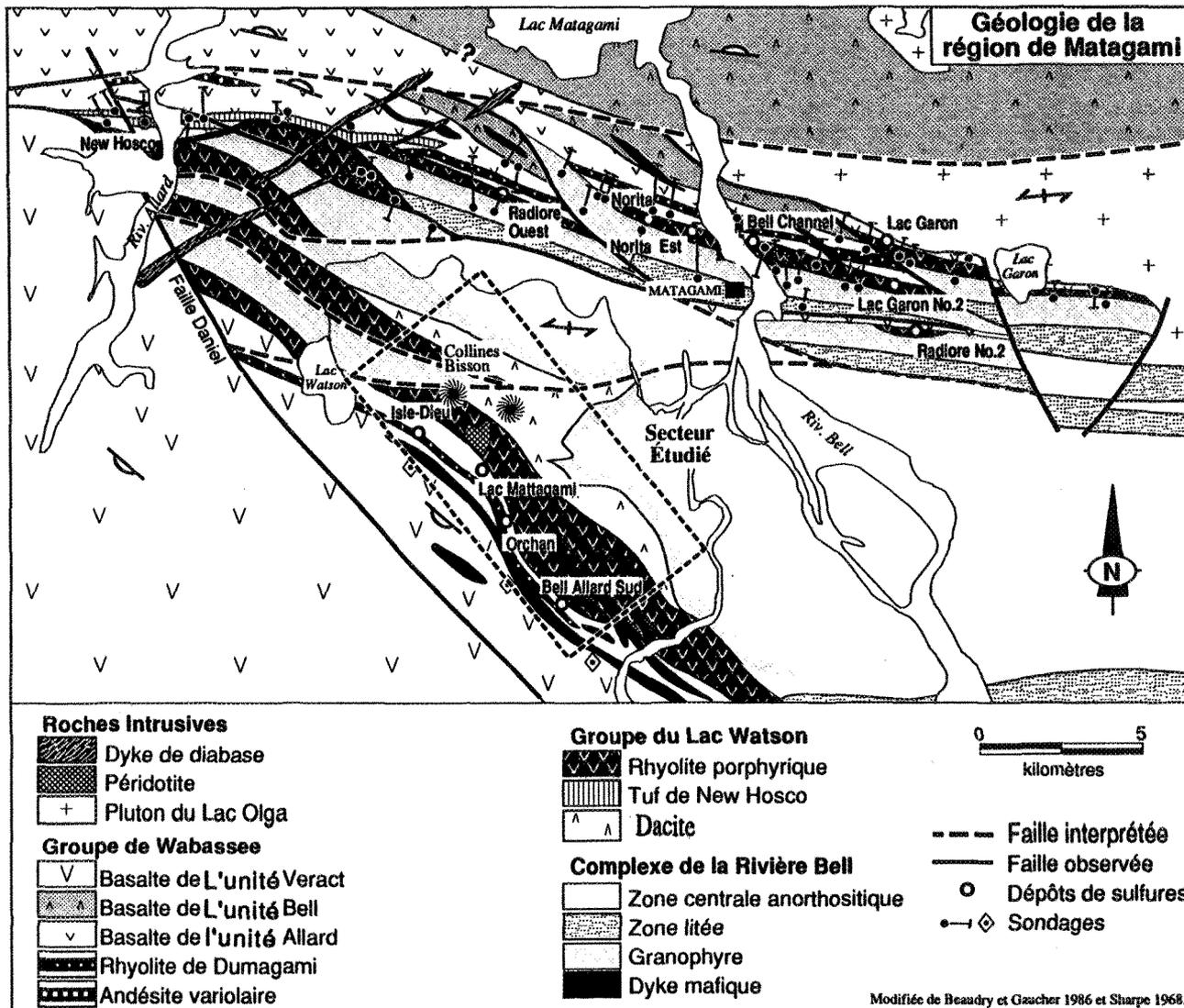
Les gisements sont situés le long du contact entre les laves felsiques du Groupe du Lac Watson à la base, et les laves mafiques du Groupe du Wabassée au sommet (Sharpe, 1968). Ce contact se retrouve le long des flancs nord et sud de l'anticlinal de Galinée (chapitre III).

Le présent ouvrage porte sur le Groupe du Lac Watson du flanc sud de l'anticlinal de Galinée qui est constitué d'une séquence de 2000 mètres d'épaisseur de lave dacitique à la base, et de lave rhyodacitique au sommet (figure 2). Les roches y sont peu déformées et constituent une séquence homoclinale continue de direction sud-est, à pendage de 45° vers le sud-ouest, qui s'étend sur plus de vingt kilomètres. La base de la séquence est recoupée par le Complexe de la Rivière Bell.

Le Groupe du Lac Watson

La région étudiée est constituée d'un membre inférieur, d'une épaisseur minimum de 500 mètres, constituée d'une unité de lave dacitique microporphyrrique à plagioclase, de couleur beige verdâtre, dont la mésostase contient des quantités variables de microlites de plagioclase dans une matrice aphanitique de chlorite, de quartz et de séricite (figure 3A). La lave est, par endroits, à texture sphérolitique.

FIGURE 1: Carte du camp minier de Matagami montrant la région étudiée.



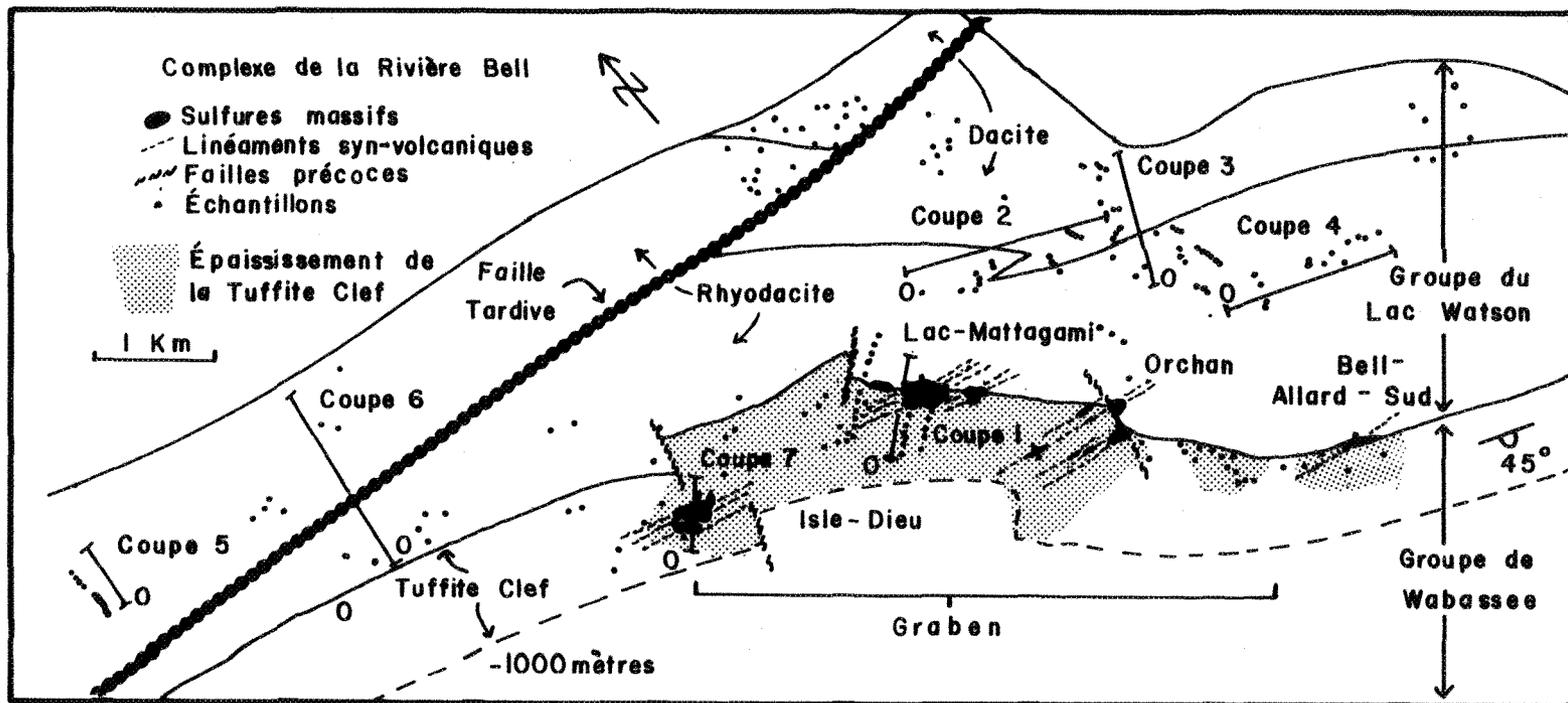


FIGURE 2: Carte du flanc sud de l'anticlinal de Galinée, montrant la géologie locale et la position des échantillons.

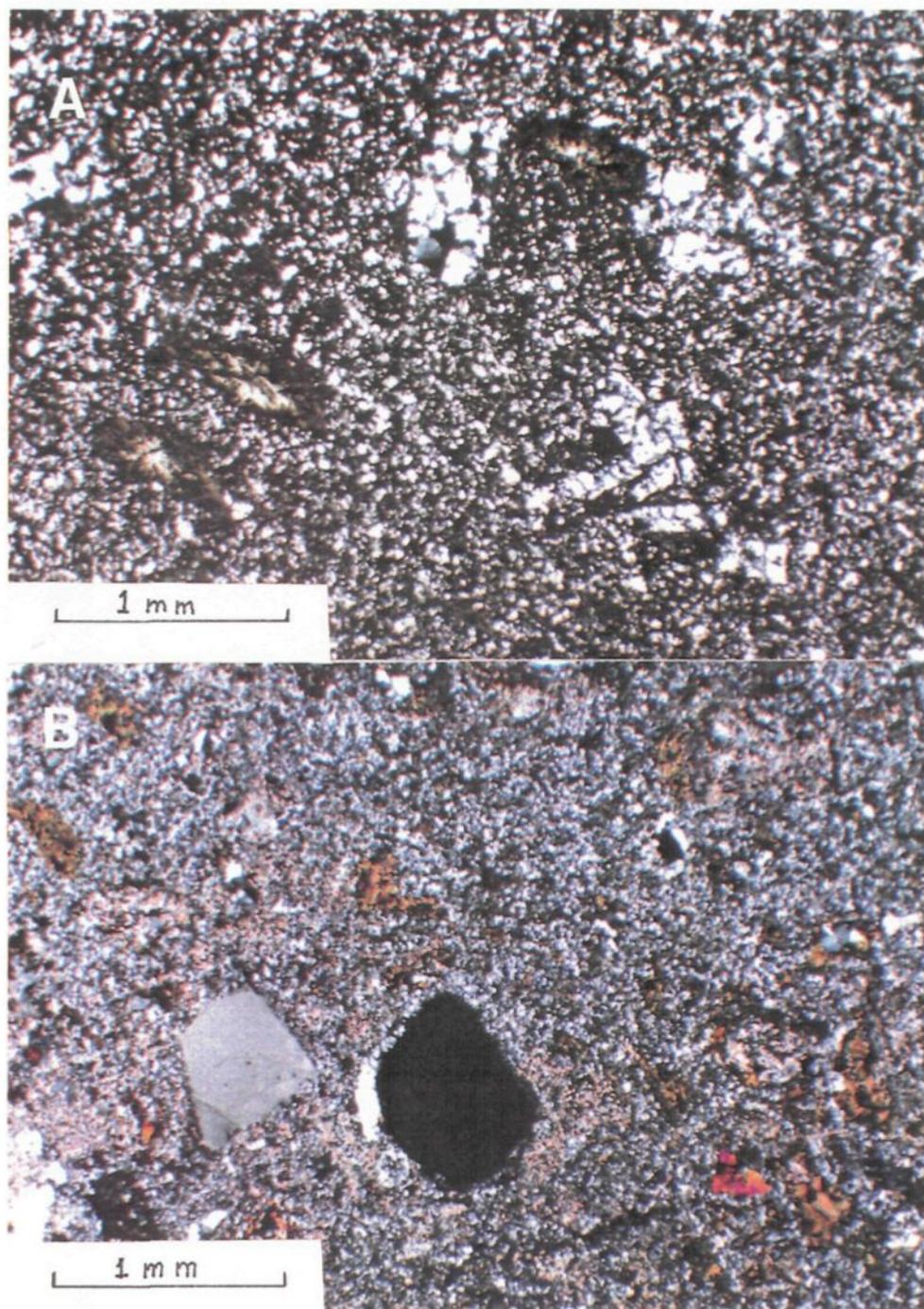


FIGURE 3: A: Photomicrographie de lave dacitique du membre inférieur du Groupe du Lac Watson. B: Photomicrographie de la lave rhyodacitique porphyrique à quartz du membre supérieur du Groupe du Lac Watson.

Elle contient également de 1 à 10% d'amygdales de dimension centimétrique, remplies de quartz et de chlorite. Des fractures de refroidissement polygonales et quelques brèches hyaloclastiques de sommet de coulée sont les principales structures volcaniques observées sur les affleurements de cette unité. Les affleurements de la colline Bisson-est (figure 1) en représentent un bon exemple.

Le membre supérieur du Groupe du Lac Watson est constituée d'une unité de lave rhyodacitique porphyrique à quartz, de 1500 mètres d'épaisseur. La lave de cette unité est de couleur beige en affleurement et gris foncé en cassure fraîche. La roche est composée de 1 à 15% de phénocristaux bipyramidaux de quartz, parfois squelettiques, de 0.5 à 2 millimètres de diamètre. On y reconnaît de plus environ 5% de phénocristaux d'albite de même dimension, par endroits séricitisés et dans une mésostase équi-granulaire, ou sphérolitique, composée de quartz, d'albite, de chlorite et de séricite. Certains échantillons contiennent de l'épidote disséminée dans la matrice (figure 3B).

PALÉOGÉOGRAPHIE

Les structures volcaniques qui sont observées dans le Groupe du Lac Watson sont des coulées de lave à lobes avec des brèches hyaloclastiques, des coulées massives et des brèches de talus (chapitre II). Les coulées massives se retrouvent au sommet de l'unité tandis que les coulées à lobes sont concentrées au centre de l'unité et les brèches de talus sont à la base. Il est proposé dans le chapitre II, que cette distribution verticale des faciès de coulées serait le produit de la progradation le long d'une paléopente. Les faciès proximaux tels les coulées massives prédominent au sommet; les faciès intermédiaires tels les coulées à lobes font de même au milieu de la pente et les faciès distaux tels les brèches de talus se retrouvent au pied de l'édifice.

Le sommet de cette unité de lave est recouvert par la Tuffite Clef (Sharpe, 1968) qui est une unité sédimentaire laminée d'étendue régionale, de 2 mètres d'épaisseur en moyenne et qui est constituée de chert, de tuf felsique et de sulfures (Davidson, 1977). C'est le long de ce niveau stratigraphique repère que les gisements de sulfures massifs volcanogènes sont situés.

Plus de 800 trous de forages d'exploration intersectent ce niveau stratigraphique le long du flanc sud, de la surface jusqu'à une profondeur de 1000 mètres. Dans le plan de cet horizon, la maille d'intersection des sondages est d'environ 200 mètres. Les profondeurs d'intersection de la Tuffite Clef permettent d'établir que presque tout le long du flanc sud, la Tuffite Clef a une direction et un pendage très réguliers et ses contacts sont droits et uniformes. Ceci indique qu'au moment de la sédimentation de la Tuffite Clef, la paléotopographie était très faible. Par contre, dans le secteur central de la région étudiée, où se situent les gîtes de Bell-Allard-Sud, de Orchan, de Lac-Mattagami et de Isle-Dieu, la direction de ce contact s'incurve pour former une paléo-dépression dont la largeur est de quatre kilomètres et dont la profondeur maximum est de 800 mètres. Cette structure, forme un paléo-graben qui se prolonge en profondeur, le long d'un axe de direction 290° et plongeant à environ 20° . La figure 2 présente la projection en surface des données de la Tuffite Clef à 1000 mètres de profondeur .

Les gisements de Orchan, de Lac-Mattagami et de Isle-Dieu sont situés à l'intérieur de cette dépression. Le gîte de Bell-Allard-Sud est situé à 1 kilomètre au sud-est. L'espacement moyen entre ces dépôts est d'environ 1,6 kilomètre. Les données de forages d'exploration indiquent également que l'épaisseur moyenne de la Tuffite Clef est plus grande dans ce graben que sur ses flancs. Les zones ombragées qui sont superposées aux courbes d'isoprofondeur de la Tuffite Clef représentent les régions où l'unité a plus de 2 mètres d'épaisseur.

Le contact inférieur du Groupe du Lac Watson avec le Complexe de la Rivière Bell est d'orientation irrégulière et ondulante (figure 1). Une quille de trois kilomètres de profondeur par trois kilomètres de largeur à son sommet est enfoncée dans le Complexe de la Rivière Bell sous le graben décrit plus haut.

La surface actuelle d'érosion représente une coupe inclinée à 45° par rapport à la paléo-horizontale. L'épaisseur apparente des unités et des zones d'altération s'en trouve donc amplifiée par un facteur de 1,4. Les linéaments syn-volcaniques, contenant les cheminées d'altération des gisements, ont une direction de 290° et un pendage vertical. Il a été démontré par Tanguay *et al.* (1990) et dans le chapitre II que ces linéaments contrôlaient la sortie des fluides minéralisateurs du gîte de Isle-Dieu. Les autres dépôts du flanc sud partagent, à des degrés divers, un alignement préférentiel de leurs cheminées d'altération et de l'allongement de leurs lentilles de sulfures dans cette direction. En surface, la direction des unités varie de 120° à 140° . Il y a donc un angle de 20° à 30° entre la coupe étudiée et la direction des linéaments syn-volcaniques (figure 2). Ceci a pour effet d'augmenter la largeur apparente des cheminées d'altération des gisements par un facteur d'environ 2.

Par ailleurs, à l'époque de la formation des dépôts de sulfures, les laves felsiques du Groupe du Lac Watson reposaient au fond d'un bassin d'eau de mer. En profondeur, ces laves formaient le toit de l'intrusion litée du Complexe de la Rivière Bell, alors en fusion.

MÉTHODOLOGIE

Sur le terrain, la région étudiée est constituée de moins de 10% d'affleurements et les trous de sondage au diamant y sont relativement espacés. A cause de cette faible densité d'information, les travaux sont concentrés sur une bande de cinq kilomètres de large

par douze kilomètres de long, sous-jacente aux quatre gisements connus du flanc sud, et où les données sont plus abondantes. Le rectangle sur la figure 1 représente la région étudiée.

Des échantillons de quelque 57 trous de forage ainsi que 97 affleurements ont été utilisés dans le cadre de cette étude. 85 échantillons ont été recueillis par le premier auteur et ont été analysés par fluorescence X au Geochemical Laboratory de l'université McGill à Montréal. 78 échantillons ont été recueillis dans le cadre d'une étude lithogéochimique menée par la compagnie Exploration Noranda en 1984 (Boisvert, 1984) et ont été analysés par la même méthode au Laboratoire X Ray Lab de Toronto. 39 autres échantillons provenant de trous de forage sous la mine Lac-Mattagami ont été prélevés par la compagnie Minéraux Noranda (Simard, 1982) et analysés par absorption atomique et par des méthodes gravimétriques au laboratoire d'analyses de la compagnie Minéraux Noranda inc. à la mine Lac-Mattagami.

Les écarts analytiques inter-laboratoires ne sont pas considérées comme pouvant influencer les résultats de cette étude car l'amplitude des variations chimiques qui caractérisent les phénomènes d'altération étudiés dépassent largement ces écarts.

Une description pétrographique a été effectuée sur les échantillons recueillis par l'auteur et sur ceux de Boisvert (1984) dans le but de déterminer: a) le type de lave et leur faciès volcaniques et b) d'évaluer qualitativement la quantité des différentes phases minérales.

Les caractéristiques chimiques des deux types de laves du Groupe du Lac Watson sont résumées ci-après. Ces laves sont d'affinité tholéiitique, l'unité du membre inférieur est de composition dacitique, à texture microlitique et sphérolitique tandis que l'unité du membre supérieur est de composition rhyodacitique, porphyrique à quartz et à plagioclase.

Pour évaluer l'importance des variations chimiques en fonction des faciès volcanologiques des laves, celles-ci ont été regroupées en cinq catégories texturales basées sur la granulométrie primaire de la mésostase de la lave. Des histogrammes de composition chimique en fonction de ces catégories sont présentés plus loin.

Un calcul de norme CIPW a été effectué sur tous les échantillons analysés. Les phases minérales estimées qualitativement sont comparées aux minéraux normatifs de chaque échantillon observé, dans le but de déterminer lesquels des minéraux virtuels représentent le mieux les minéraux réels.

La densité de ces échantillons a été mesurée par la méthode de différence de poids à sec et immergé dans le but de calculer les gains et pertes à contenu d'aluminium et de titane constant selon les équations de Gresen (1967).

Les résultats des analyses et des compositions en minéraux normatifs (CIPW) sont reportés sur des cartes de contours d'isovaleurs de pourcentage poids. Les cartes de contours d'isovaleurs ont été obtenues à l'aide du logiciel GDM, développé par le Bureau des Recherches Géologiques et Minières de France, fonctionnant sur un ordinateur VAX de l'Université du Québec à Chicoutimi.

L'algorithme de contour est basé sur la moyenne pondérée de huit points d'analyse les plus près du centre de cellules carrées, de 250 mètres d'arête, à partir desquelles les contours sont générés. La pondération de la valeur d'un point d'analyse en fonction de sa distance du centre d'une cellule est déterminée par la modélisation de son variogramme (David, 1977).

Le calcul d'un variogramme s'effectue sur des variables régionalisées. Supposons des points X qui représentent les positions des échantillons recueillis dans cette étude. La valeur du contenu en éléments chimiques, minéraux normatifs ainsi que les rapports géochimiques de ces échantillons sont des fonctions de X , ou $Z(X)$. La distance

entre les points X est exprimée par la valeur h . Le variogramme est calculé à partir de la variance entre la valeur de la fonction $Z(X)$ des points X espacés par h . La courbe d'un variogramme est obtenue par la fonction suivante.

$$\text{VARIogramme} = \gamma(H) = 1/2 \text{ VAR} [Z(X + H) - Z(X)] \quad (\text{eq. 1})$$

David (1977).

Une valeur de $\gamma(h)$ est calculée pour différentes valeurs de h pour obtenir une distribution des points comme le montre la figure 4. Une courbe de modélisation de ces points est calculée. De cette courbe, les paramètres de l'évolution de $\gamma(h)$ en fonction de la distance h peuvent être déduits.

La courbe de modélisation du variogramme est une approximation sphérique (David, 1977) qui se rapproche le plus de la dispersion des points de la valeur de la variance en fonction de la distance. La valeur de $\gamma(h)$ à l'origine de cette courbe est représentée par la valeur C_0 qui définit l'effet pépité. Cette valeur représente la portion de la variance qui est indépendante de la plus petite distance h calculée où encore qui est reliée à d'autres facteurs tels par exemple, la méthode d'échantillonnage ou d'analyse. Le plateau est la valeur de la variance ou $\gamma(h)$ où la courbe de modélisation devient horizontale. La portée, représentée par a définit quant à elle, la distance h où la valeur de $\gamma(h)$ croit en fonction de la distance h jusqu'à atteindre le plateau. La variance entre les échantillons dont l'espacement entre eux est inférieure à a peut donc être estimée par la courbe de modélisation. Lorsque la dispersion des valeurs de $\gamma(h)$ ne présente pas de portée, la variance de la population est dite entièrement pépitique. Si au contraire la distribution des points définit une portée et un plateau significativement plus élevé que la valeur de l'effet pépité, les données ont une bonne

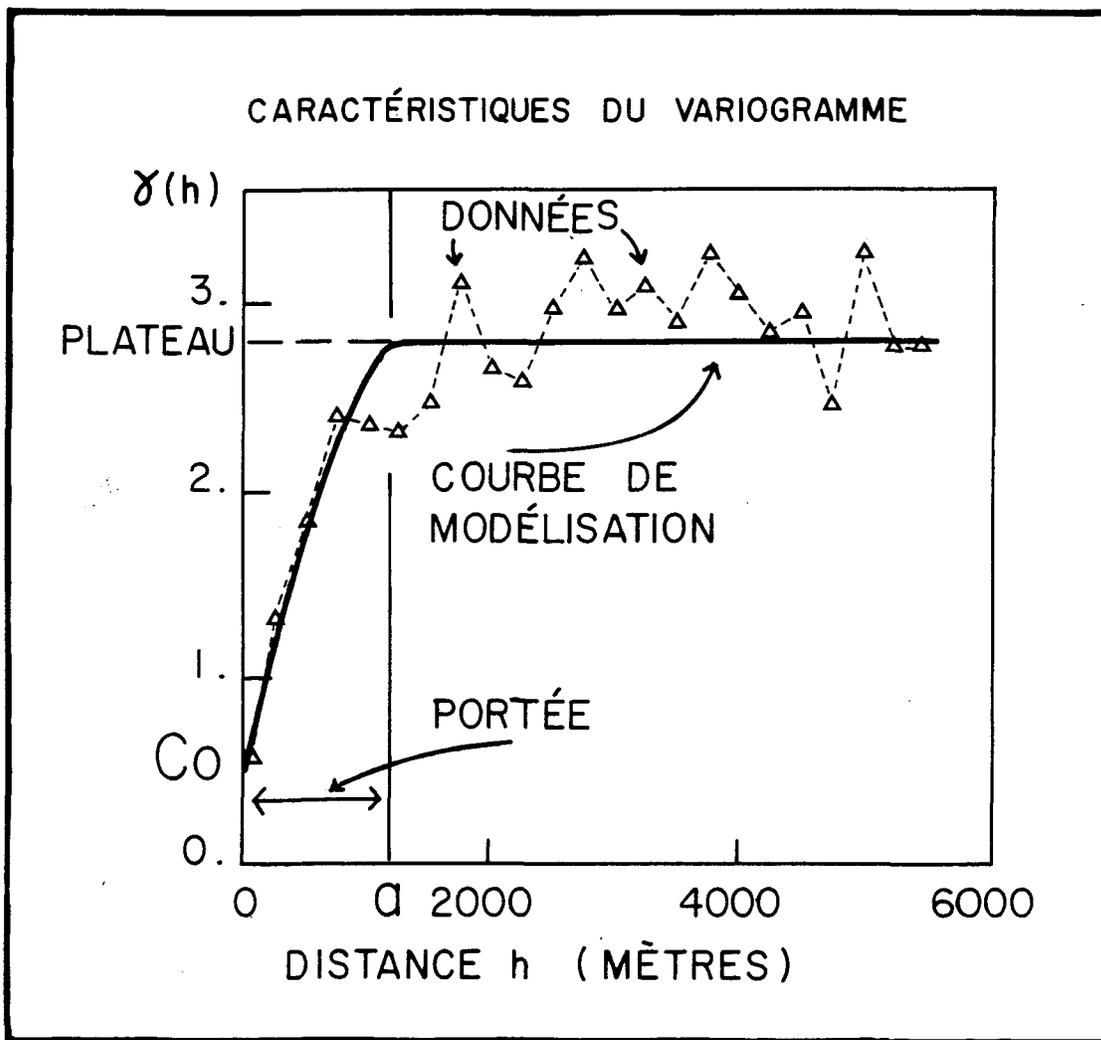


FIGURE 4: Exemple d'un variogramme type avec ses principaux paramètres.

continuité (David, 1977). La valeur de $\gamma(h)$ de la plus petite distance calculée est parfois peu significative si peu d'échantillons sont espacés de cette distance.

Un cas particulier de variogramme existe si les données proviennent d'un échantillonnage effectué à travers une alternance de zones riches et de zones pauvres. Dans ce cas, la distribution des points de la valeur de $\gamma(h)$ oscille de façon plus ou moins sinusoïdale le long du palier selon la distance entre les zones riches et pauvres. Cette caractéristique de ce variogramme est appelée "effet de trou" (David, 1977).

La somme de la valeur de l'effet pépite et celle du plateau d'un variogramme est une approximation de la variance de la population étudiée.

Les figures 5a, 5b et 5c ainsi que le tableau 1 résument les caractéristiques des variogrammes des éléments chimiques, des minéraux normatifs et des rapports chimiques étudiés.

Des profils de variation chimique en fonction de la distance le long de traverses ont également été effectués à des endroits choisis à partir des cartes d'isocontours et là où la densité d'échantillonnage le permettait.

Et enfin, des diagrammes binaires et des rapports géochimiques permettent de caractériser l'altération des roches.

ZONES D'ALTÉRATION

Les roches de la région étudiée ont toutes été affectées par plusieurs processus qui ont pu en modifier la composition. L'altération hydrothermale, qui fait l'objet de la présente étude est superposée par l'altération métamorphique. Les roches qui sont considérées comme "fraîches" dans cette étude sont, de ce fait, les moins altérées.

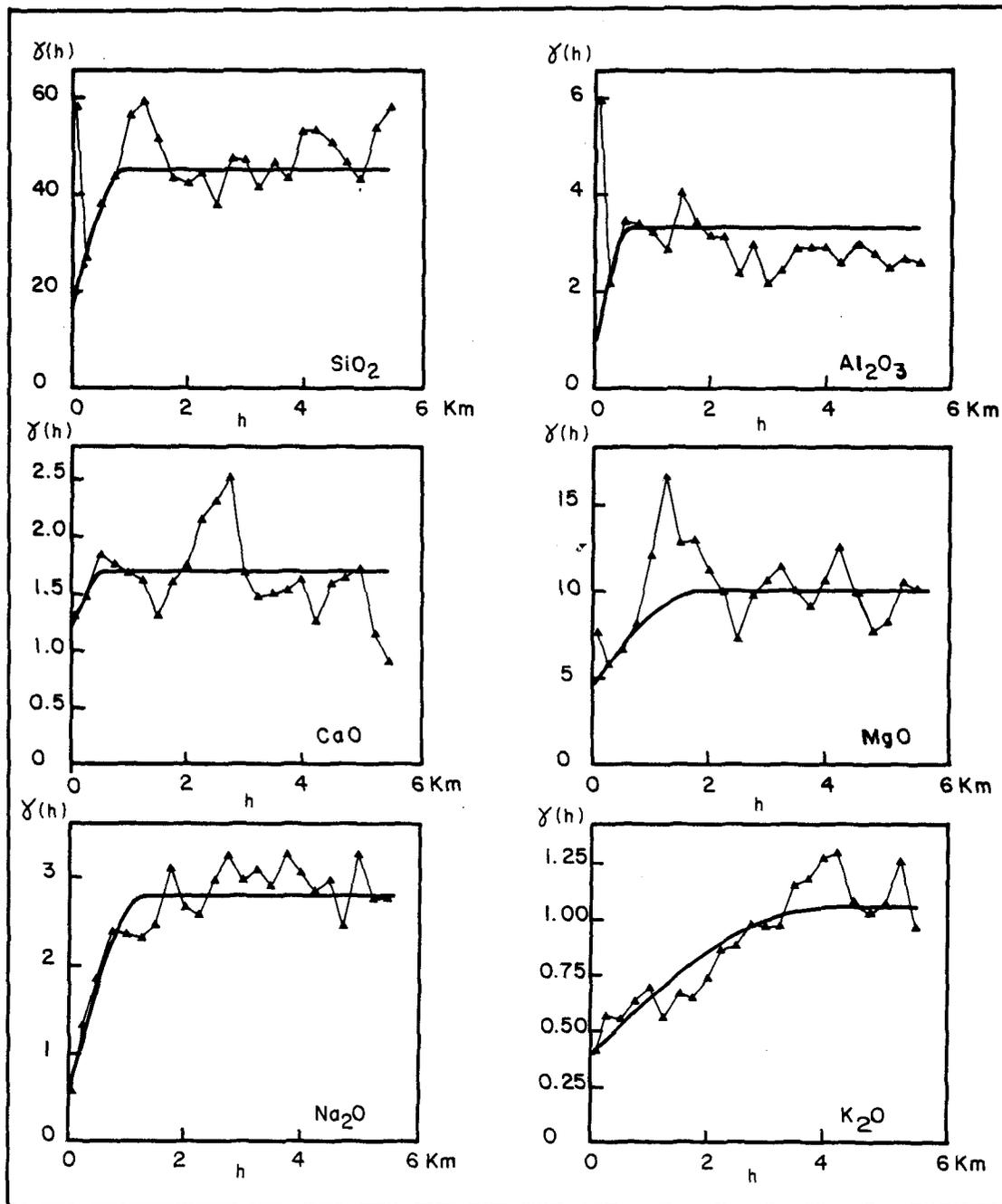


FIGURE 5A: Variogrammes modélisés du SiO₂, de Al₂O₃, du CaO, du MgO, du Na₂O et du K₂O.

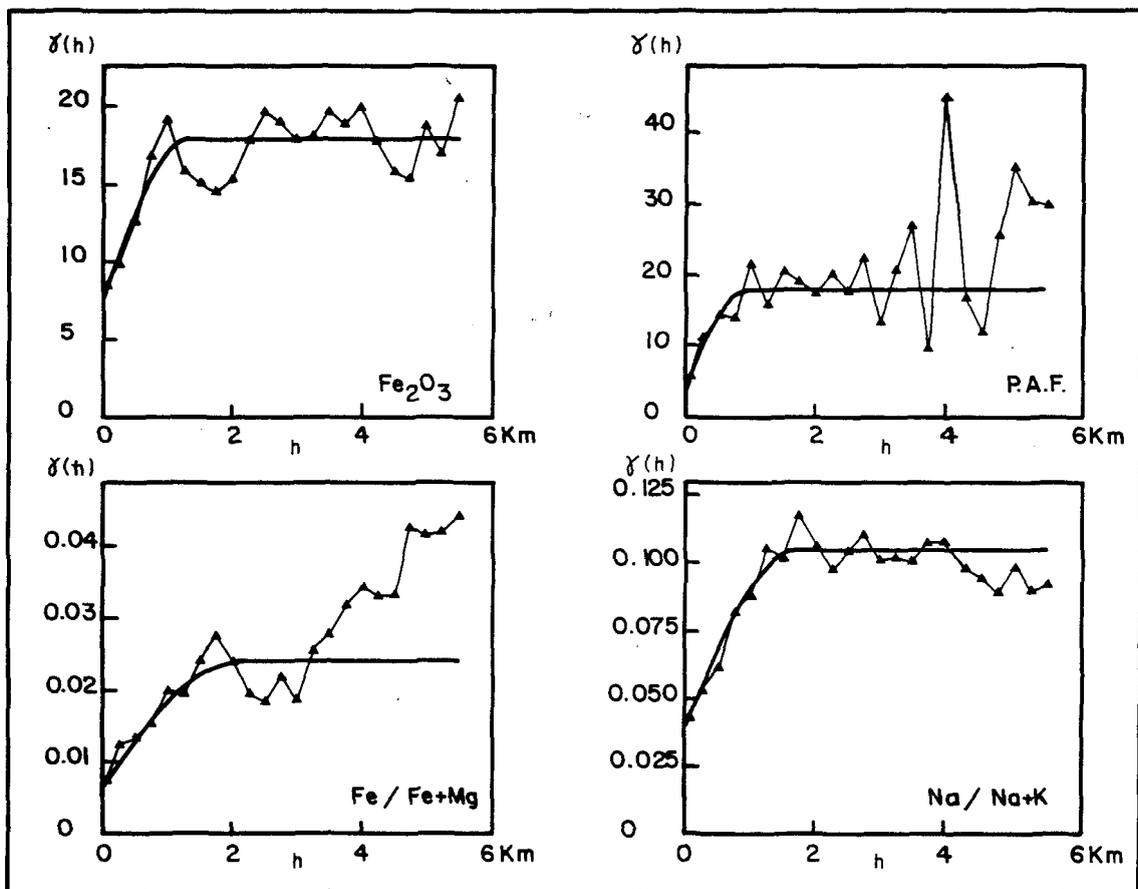


FIGURE 5B: Variogrammes modélisés du Fe_2O_3 , de la perte au feu, du rapport $Fe / Fe+Mg$ et du rapport $Na / Na+K$.

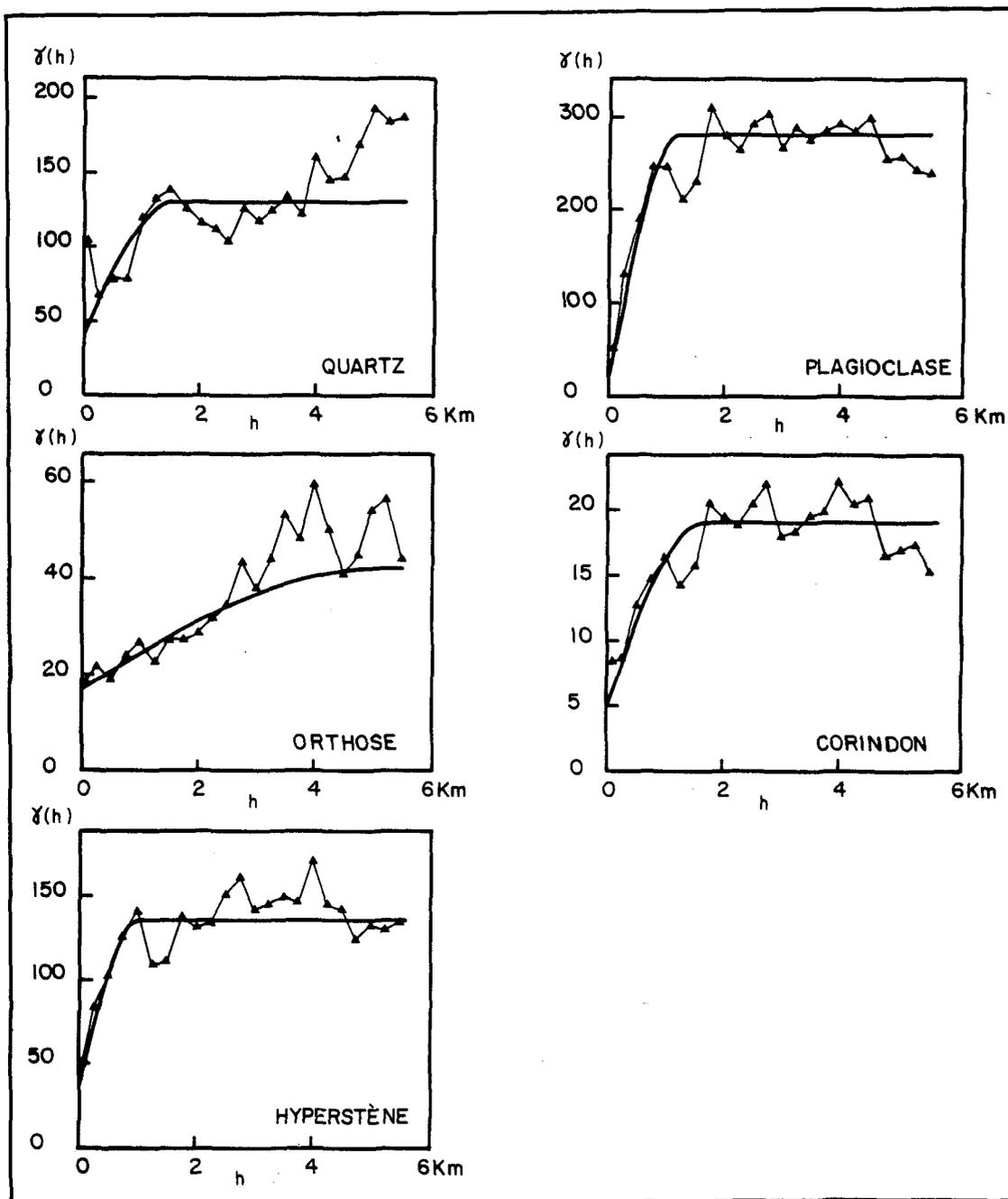


FIGURE 5C: Variogrammes modélisés du quartz*, du plagioclase*, de l'orthose*, du corindon* et de l'hyperstène* (* : minéraux normatifs).

Variations pétrologiques générales en fonction de l'altération

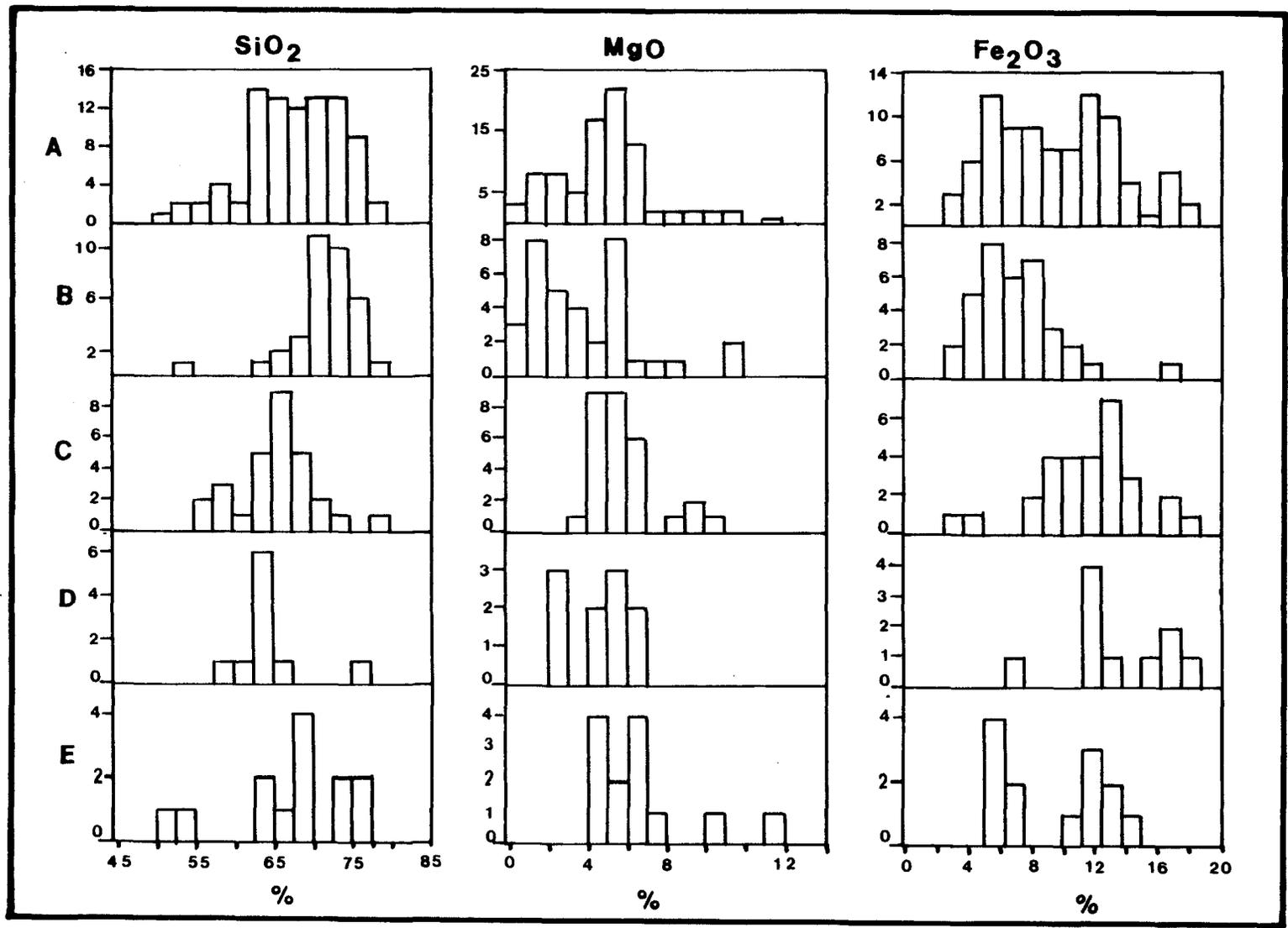
Les changements minéralogiques, provoqués par la circulation des fluides dans les deux membres du Groupe du Lac Watson, peuvent se résumer, dans un premier stade, au remplacement du plagioclase par du quartz et de la séricite. Dans un second stade, il y a une augmentation progressive du contenu en chlorite dans la mésostase de la lave. Cet ajout de chlorite se fait aux dépens de la séricite et, dans une moindre mesure, du quartz. La texture originale de la roche influence également la quantité de chlorite ajoutée durant ce stade d'altération. Les figures 6a et 6b montrent la relation entre les textures des laves et leur composition chimique. Les hyaloclastites sont presque entièrement remplacées par la chlorite tandis que plus la mésostase de la lave est grossière, moins la roche est altérée. Ainsi les roches à mésostase grenue sont plus riches en SiO_2 , CaO , Na_2O et K_2O et contiennent moins de Fe_2O_3 et de MgO que les roches à texture microlitique, sphérolithique et hyaloclastique.

Dans les roches fraîches, la séricite est disséminée à travers la mésostase de la lave. Par contre dans les roches altérées, la séricite est remobilisée le long de fractures ou dans les plans de foliations ou encore en amas sphériques recoupant les textures primaires de la roche. En général, le contenu en séricite de la roche décroît lorsque l'altération augmente.

Les phénocristaux de quartz sont, dans les roches altérées, parfois recouverts de une ou plusieurs couronnes de quartz concentriques, en continuité optique avec le cristal.

Le contenu évalué pétrographiquement en quartz, en chlorite et en séricite des roches est directement proportionnelle à la quantité normative CIPW de quartz, d'hyperstène et d'orthose respectivement (figure 7). Cependant, lorsque la roche contient des feldspaths frais, son contenu d'orthose normative est moins bien corrélé à son contenu de séricite observé pétrographiquement.

FIGURE 6A: Histogrammes du contenu en SiO_2 , MgO et Fe_2O_3 en fonction des textures des laves. Légende: A: ensemble des échantillons; B: rhyodacite à matrice grenue; C: dacite microlitique; D: laves à texture sphérolitique; E: laves à texture hyaloclastique.



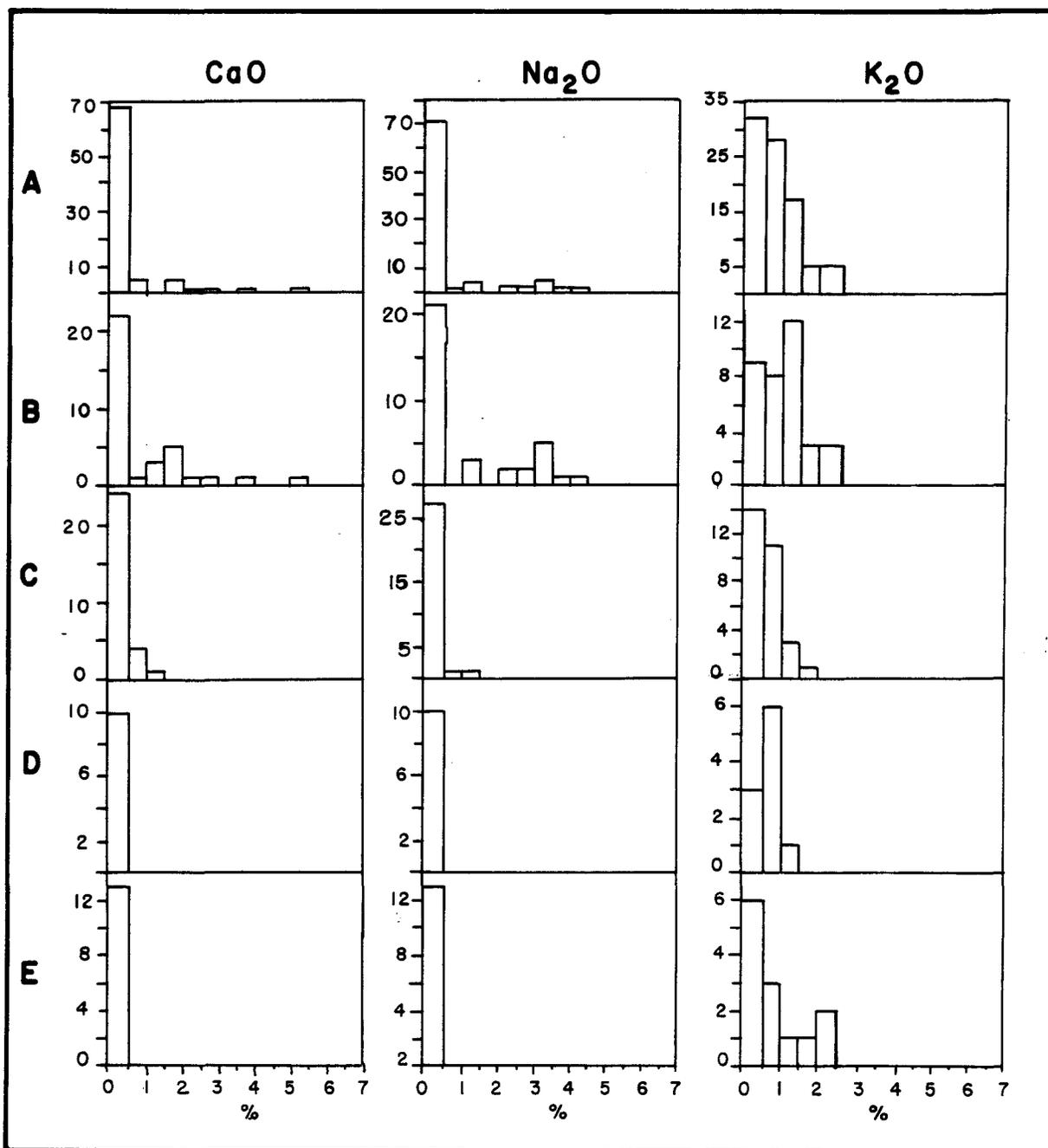


FIGURE 6B: Histogramme du contenu en CaO, Na₂O et K₂O en fonction des textures des laves. Légende: A: ensemble des échantillons; B: rhyodacite à matrice grenue; C: lave dacitique microlitique; D: laves à texture sphérolitique; E: laves à texture hyaloclastique.

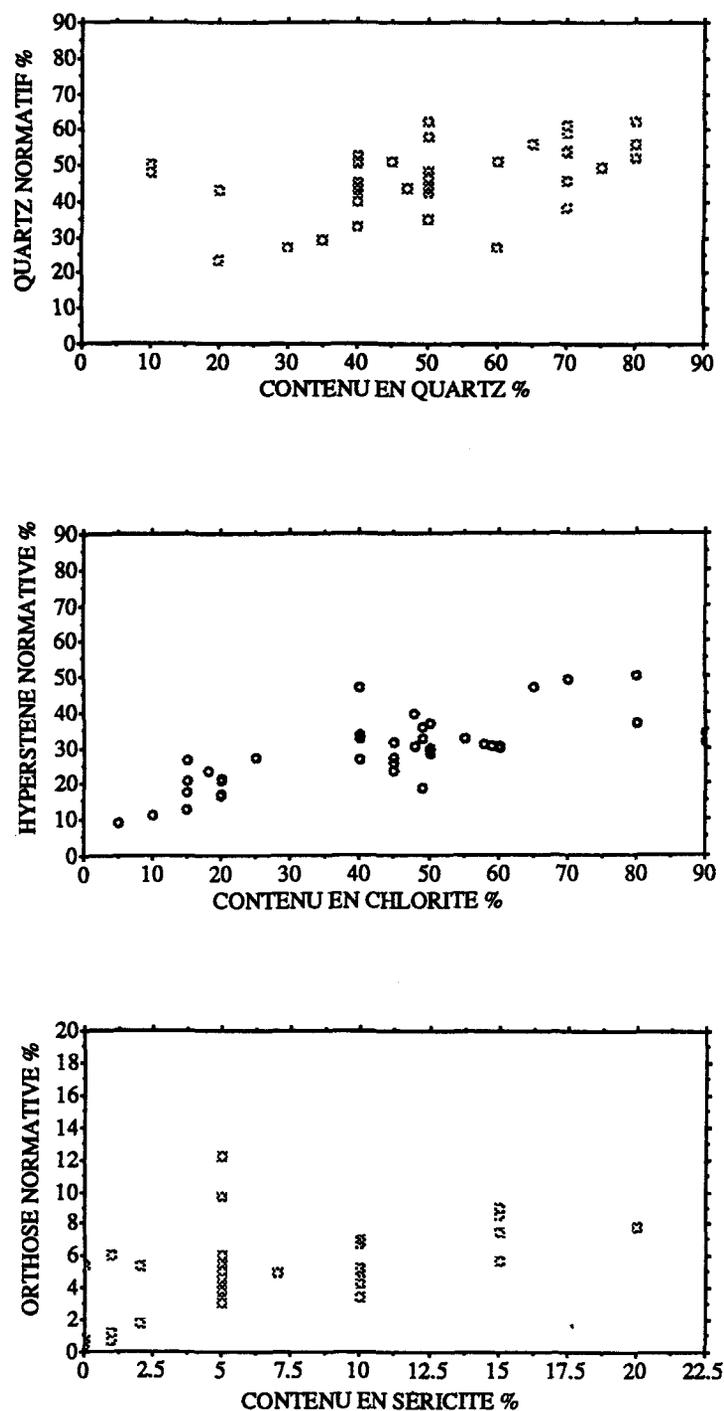


FIGURE 7: Rapport entre les pourcentages de minéraux normatifs et les pourcentages évalués qualitativement des minéraux réels. A: Quartz normatif et quartz, B: Hyperstène normative et chlorite, C: Orthose normative et séricite.

Ces minéraux normatifs peuvent donc, dans une certaine mesure, être utilisés pour fournir une image des quantités minérales de la roche à partir des analyses chimiques.

Le rapport géochimique de Fe/Fe+Mg (%poids) de la chlorite est également directement proportionnel à celui de la roche. La chlorite étant la seule phase silicatée qui contient le fer et le magnésium, son rapport fer / magnésium peut donc être estimé à partir de celui de la roche comme le démontre la figure 8. La couleur de biréfringence de la chlorite est également fortement influencée par le rapport fer / magnésium de celle-ci et donc, de la roche. Ainsi, en général, lorsque la chlorite est de couleur bleu pâle à bleu marin, le rapport Fe/Fe+Mg est élevé. Les teintes de violet et de brun indiquent un rapport intermédiaire et des teintes de vert foncé à vert grisâtre pâle indiquent un rapport faible (figure 8).

Variations chimiques générales en fonction de l'altération

L'augmentation de l'intensité de l'altération affecte les éléments de façon différente. Par exemple, le SiO₂, le MgO et le Fe₂O₃, sont caractérisés par des distributions de pourcentage progressives, ce qui rend la distinction entre les roches altérées et fraîches ambiguë (figure 6a). Par contre, le Na₂O et le CaO ont des variations de pourcentage abruptes entre les roches fraîches et altérées (figure 6b). Le K₂O a un comportement particulier car il démontre une variation de pourcentage en fonction de l'altération plus erratique que dans le cas du Na₂O et du CaO.

Les oxydes dits "immobiles" tel TiO₂ et Al₂O₃ ont une variation de pourcentage fortement corrélée avec la variation du Fe₂O₃, dans le premier cas et inversement corrélée avec le SiO₂ dans le dernier cas (figure 9).

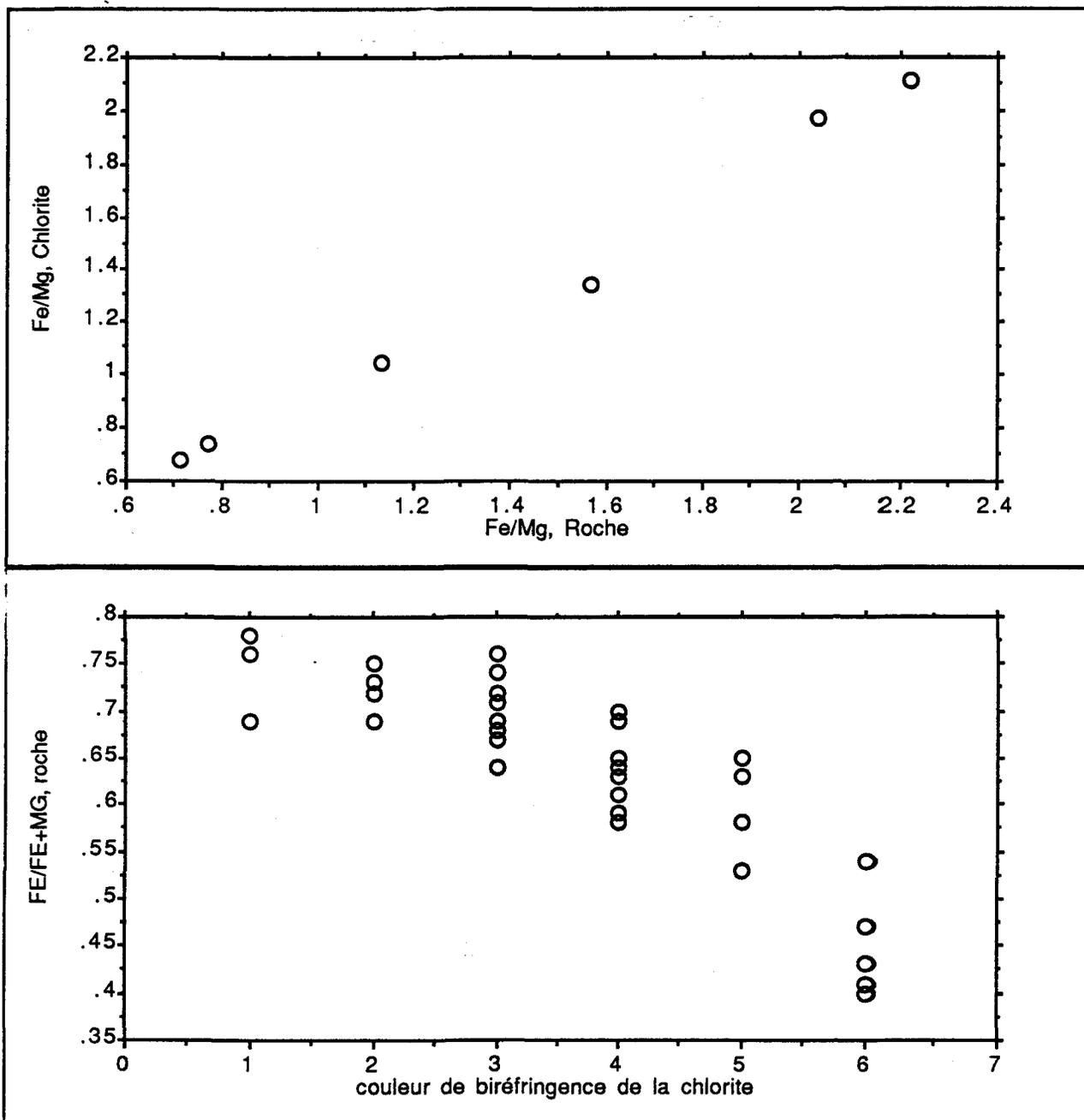


FIGURE 8: A: Relation entre le rapport fer / magnésium des chlorites et de la roche. B: Relation entre la couleur de biréfringence des chlorites et le rapport Fe / Fe+Mg de la roche. Légende: 1- bleu pâle, 2- bleu foncé, 3- violet, 4- brun, 5- vert foncé, 6- vert pâle.

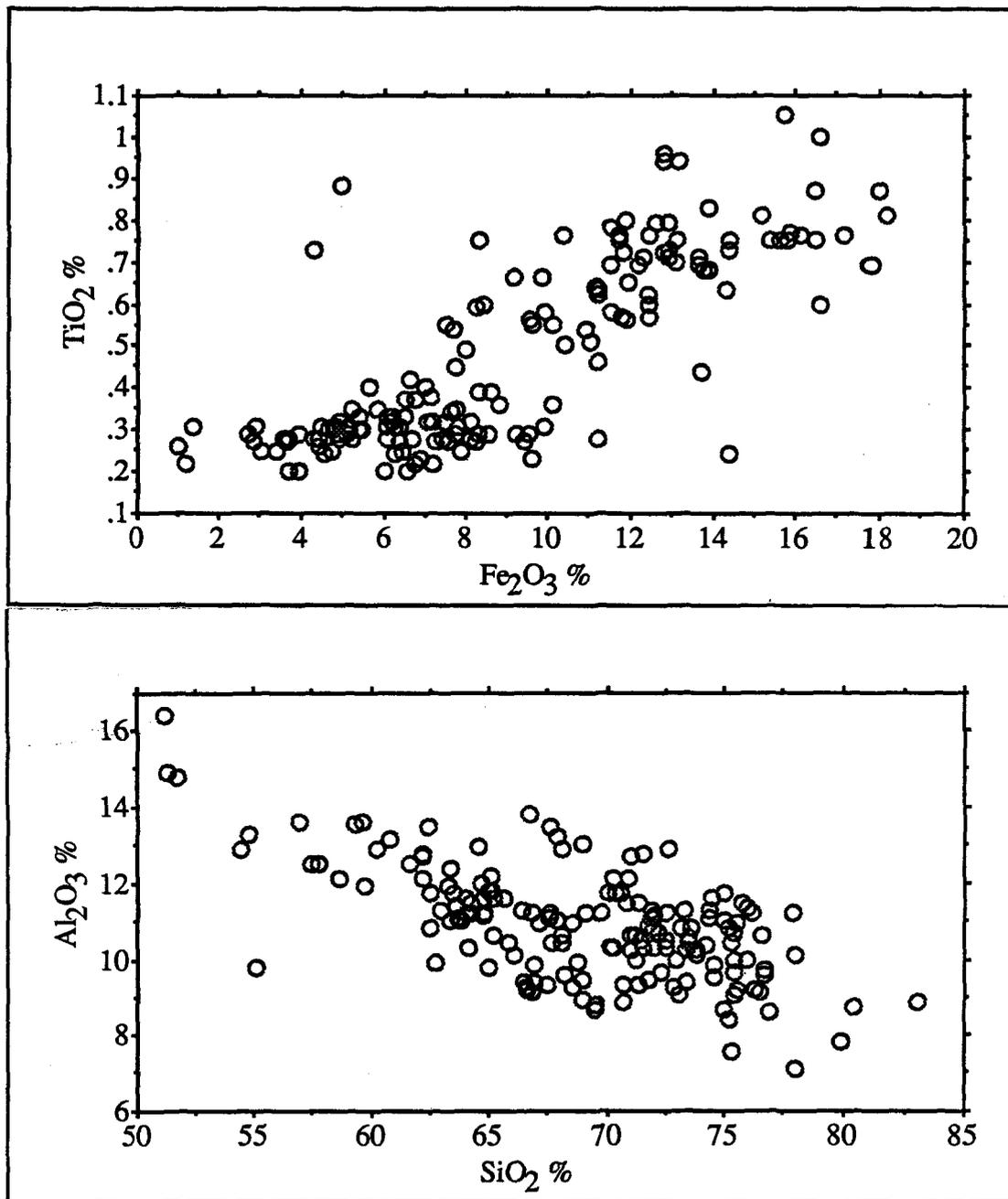


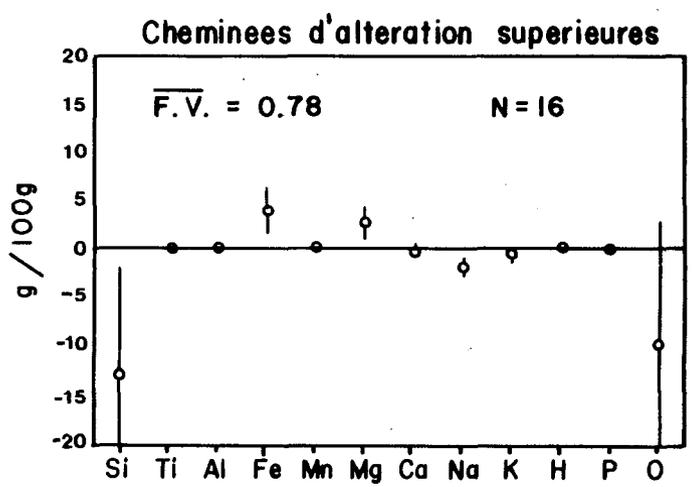
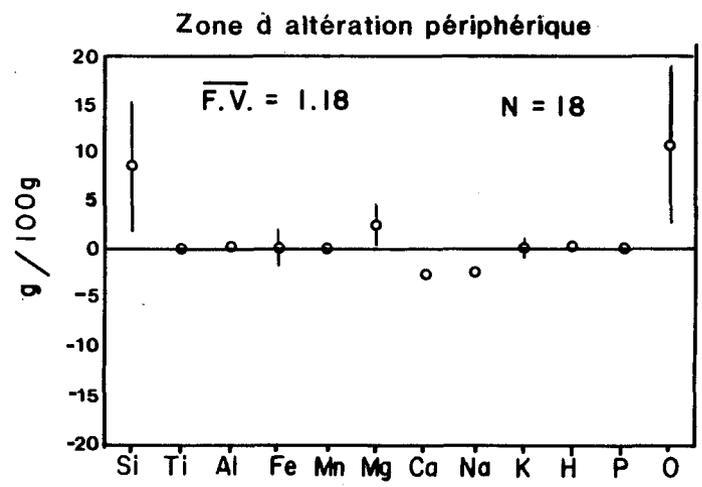
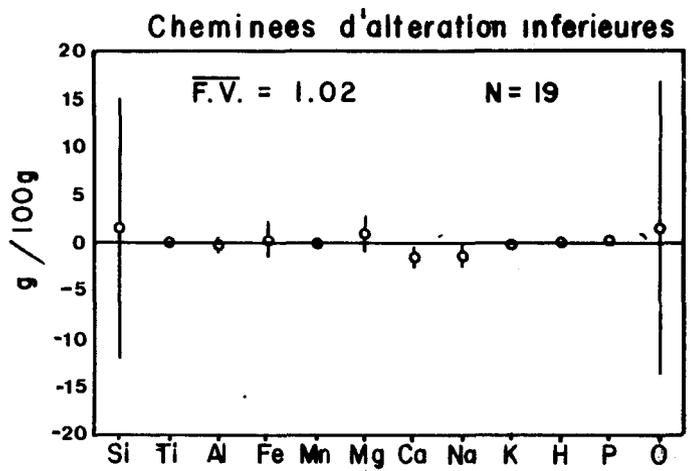
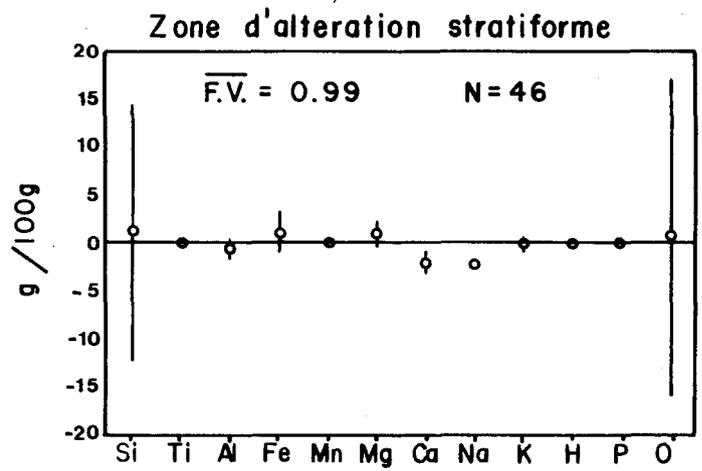
FIGURE 9: A: Rapport entre le TiO_2 et le Fe_2O_3 montrant une relation proportionnelle. B: Rapport entre le Al_2O_3 et le SiO_2 montrant une relation inversement proportionnelle.

Les caractéristiques des variogrammes contiennent des informations sur l'organisation spatiale des variations du contenu de ces éléments. Ainsi, l' Al_2O_3 et le CaO sont caractérisés par une distribution de type pépitique. Les variogrammes du SiO_2 , du MgO et de la perte au feu ont des portées intermédiaires et des effets pépites élevés.

Les variogrammes du Na_2O , du Fe_2O_3 et du K_2O ont des portées bien définies et des effets pépites faibles. Il en est de même pour les variogrammes des variables combinées telles les rapports $\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg}$, $\text{Na}/\text{Na}+\text{K}$ et les minéraux normatifs CIPW comme le plagioclase, l'orthose, le corindon et l'hyperstène. Ceci indique que ces variables ont une bonne continuité spatiale. La combinaison de deux variables chimiques en un rapport ou minéral normatif réduirait considérablement l'effet pépité et augmenterait la portée des variogrammes. Ceci suppose que la variation des ratios inter-éléments est mieux structurée spatialement que leur contenu relatif. Des effets de trous caractérisent les variogrammes du SiO_2 , du CaO , du MgO , du Fe_2O_3 ainsi que celui du quartz normatif. Ceci pourrait être relié au fait démontré dans les figures 6a et 6b que l'altération est plus intense dans les roches à faible granulométrie que celles à mésostase grossière. Les zones les plus altérées, constituées des bordures de lobes de lave et des brèches de coulées alternent avec les zones moins altérées des parties massives et grenues des coulées de lave. Ce phénomène d'alternance de zones altérées et fraîches pourrait être responsable de ces effets de trou sur les variogrammes de ces éléments. Un effet de trou est également bien défini sur le variogramme du rapport $\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg}$. La cause de ce phénomène sera discutée plus loin.

Les valeurs des gains et des pertes d'éléments dans les roches étudiées, calculés à partir d'un contenu en titane et en aluminium constant, permettront de déterminer quels éléments étaient les principaux agents mobiles durant l'altération. Ainsi, selon la figure 10, l'ordre d'amplitude de la mobilité des éléments est: le SiO_2 , le Fe_2O_3 , le MgO et dans une

FIGURE 10: Synthèse des calculs de gains et pertes selon Gresen (1967) sur les échantillons des différentes zones d'altération. La barre verticale de part et d'autre des points représente un écart type. N représente le nombre d'échantillons et F.V. représente le facteur volumique moyen de chaque zone d'altération.



moindre mesure le CaO, le Na₂O et le K₂O. Nous nous concentrerons donc sur ces éléments pour caractériser l'altération.

Ces valeurs de gains et pertes permettent également de faire la distinction entre différents types d'altérations qui affectent les roches du Groupe du Lac Watson. Ainsi en regroupant les échantillons qui démontrent des gains et pertes similaires, il est possible de discriminer trois types d'altération (figure 10). Ces regroupements d'échantillons sur une base géochimique définissent également des horizons ou des zones qui sont bien délimitées sur le terrain.

Ainsi ces types d'altération peuvent être définis soit par leur position spatiale soit par leurs patrons de variations pétrologiques et chimiques. Ces types d'altération seront mis en évidence par les cartes d'isocontours de pourcentage des oxydes majeurs et par des ratios inter-éléments. Le premier type correspond aux roches des cheminées d'altération sous-jacentes aux gîtes de sulfures qui sont enrichies en fer et magnésium et sont lessivées en sodium, en potassium, en calcium et en silice. Le second type est constitué des roches de la zone d'altération stratiforme de la base du Groupe du Lac Watson qui sont enrichies en fer et en magnésium et lessivées en sodium et en calcium. Le troisième type comprend les roches du côté ouest du graben qui sont enrichies en silice, en magnésium et en potassium. Elles sont également lessivées en fer, en calcium et en sodium. La figure 11 indique la position des différentes zones d'altération sur le terrain.

Les cheminées d'altération et la zone d'altération stratiforme sont des phénomènes qui ont déjà fait l'objet d'études à Matagami et ailleurs. Tanguay (1990) a étudié la cheminée d'altération du gîte de Isle-Dieu et Walford et Franklin (1982) ont documenté une zone d'altération stratiforme sous-jacente aux gîtes de sulfures de Snow Lake au Manitoba. Le troisième type est un genre différent qui sera appelé zone d'altération périphérique, étant donné sa position à l'ouest du graben.

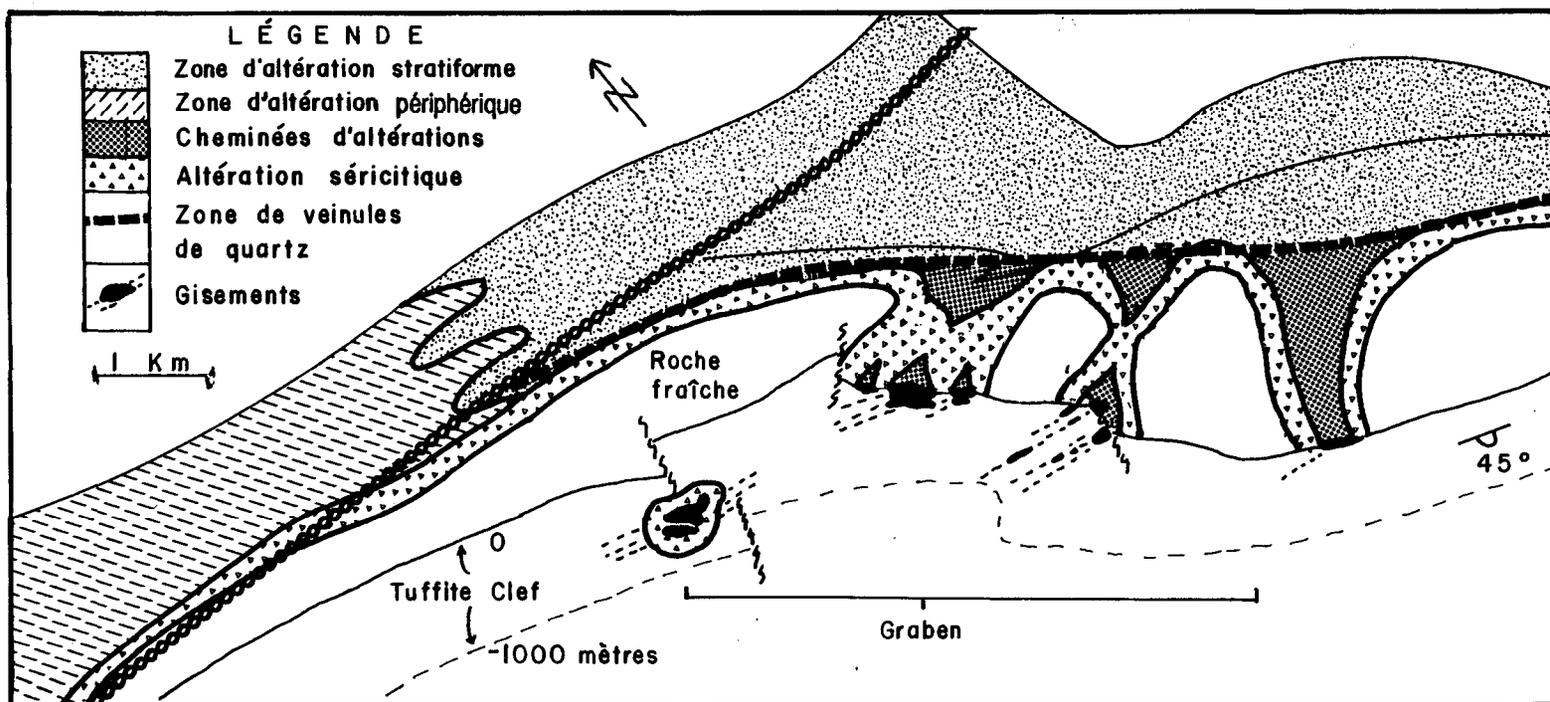


FIGURE 11: Répartition spatiale des différents faciès d'altération dans la région étudiée.

DESCRIPTION DES DIFFÉRENTES ZONES D'ALTÉRATIONS

Les cheminées d'altération

Près du sommet du Groupe du Lac Watson, les cheminées d'altération ont un pendage vertical et un allongement préférentiel orienté à 290°. A cette élévation, la section des cheminées est égale ou inférieure à la surface qu'occupent les lentilles de sulfures.

En profondeur, les cheminées d'altération s'élargissent jusqu'à devenir sub-concordantes et joignent la zone d'altération stratiforme profonde. Étant donné que la surface d'érosion n'est pas perpendiculaire avec la direction et le pendage des cheminées d'altération, on ne peut voir l'ensemble de la cheminée d'altération que pour les gisements situés près de la surface (figure 11). L'altération le long des cheminées d'altérations, de leurs base jusqu'à leur partie supérieure est d'un même type mais elle semble moins intense (figure 10) et moins localisée spatialement dans leurs parties inférieures. Il apparaît donc nécessaire de faire la distinction entre les cheminées d'altérations supérieures et les cheminées d'altérations inférieures dans les descriptions de leurs caractéristiques pétrologiques et géochimiques qui suivent.

Partie supérieure des cheminées d'altération

Pétrographie

La cheminée d'altération du gîte de Isle-Dieu est considérée comme représentative des gisements du flanc sud. Tanguay *et al.* (1990) définissent en trois principales zones la progression des modifications pétrographiques, de l'extérieur vers le coeur de la cheminée d'altération.

La zone de bordure selon (Tanguay, 1990) est caractérisée par la séricitisation du plagioclase de la mésostase de la lave, avec une légère chloritisation de celle-ci. Les phénocristaux de quartz y sont recouverts d'une couronne de quartz en continuité optique.

La zone intermédiaire, est caractérisée par une séricitisation plus intense de la mésostase et la pseudomorphose de cette dernière par de la chlorite. Les phénocristaux de quartz sont recouverts par plusieurs couronnes de quartz en continuité optique. Le quartz de la mésostase ainsi que celui de remplissage d'amygdales est recristallisé en une fabrique fine à jonctions triples.

La zone interne est fortement déformée par endroits. La mésostase de la lave est remplacée, presque totalement, par de la chlorite avec des quantités mineures de séricite et de talc. Des reliques de phénocristaux de quartz y sont encore présentes par endroits.

La couleur de biréfringence de la chlorite à l'intérieur des cheminées d'altération est très variable; elle varie de vert pâle à brun foncé et même violet et bleu lorsqu'elle est en contact avec les sulfures.

Géochimie

Sur les cartes d'isocontours de pourcentage d'éléments chimiques des figures 12 à 21, les cheminées d'altération des gisements de Lac-Mattagami, de Orchan et de Bell-Allard-Sud (voir la figure 2 pour la localisation de ces gisements) sont caractérisées par les anomalies géochimiques décrites ci-après.

Près de la surface, les cheminées d'altération sont zonées concentriquement. Il existe une zone externe, pouvant atteindre 200 mètres, où le Na_2O et le CaO sont lessivés. Dans cette zone, le K_2O a un comportement erratique; certains échantillons montrent un lessivage de cet oxyde tandis que d'autres montrent un enrichissement par rapport à la roche fraîche.

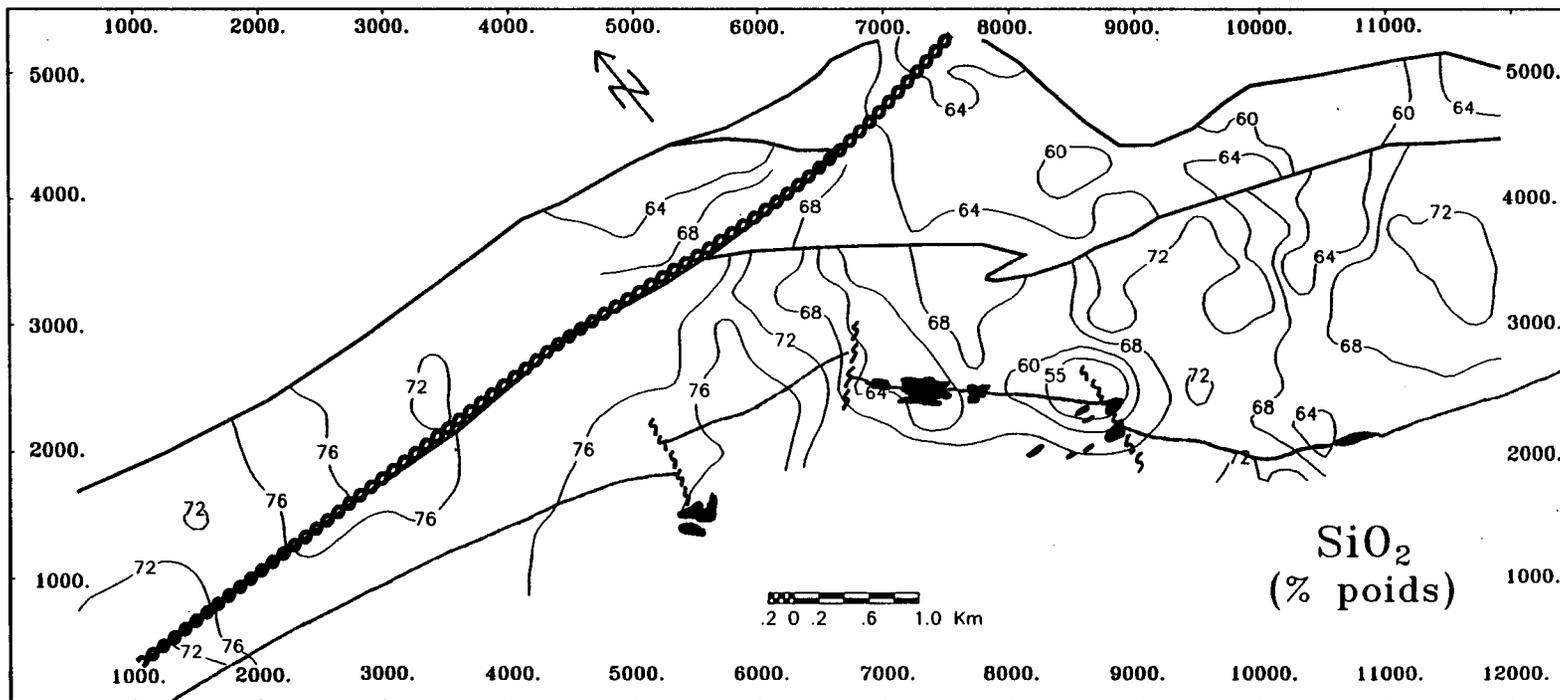


FIGURE 12: Carte d'isocontours du SiO₂

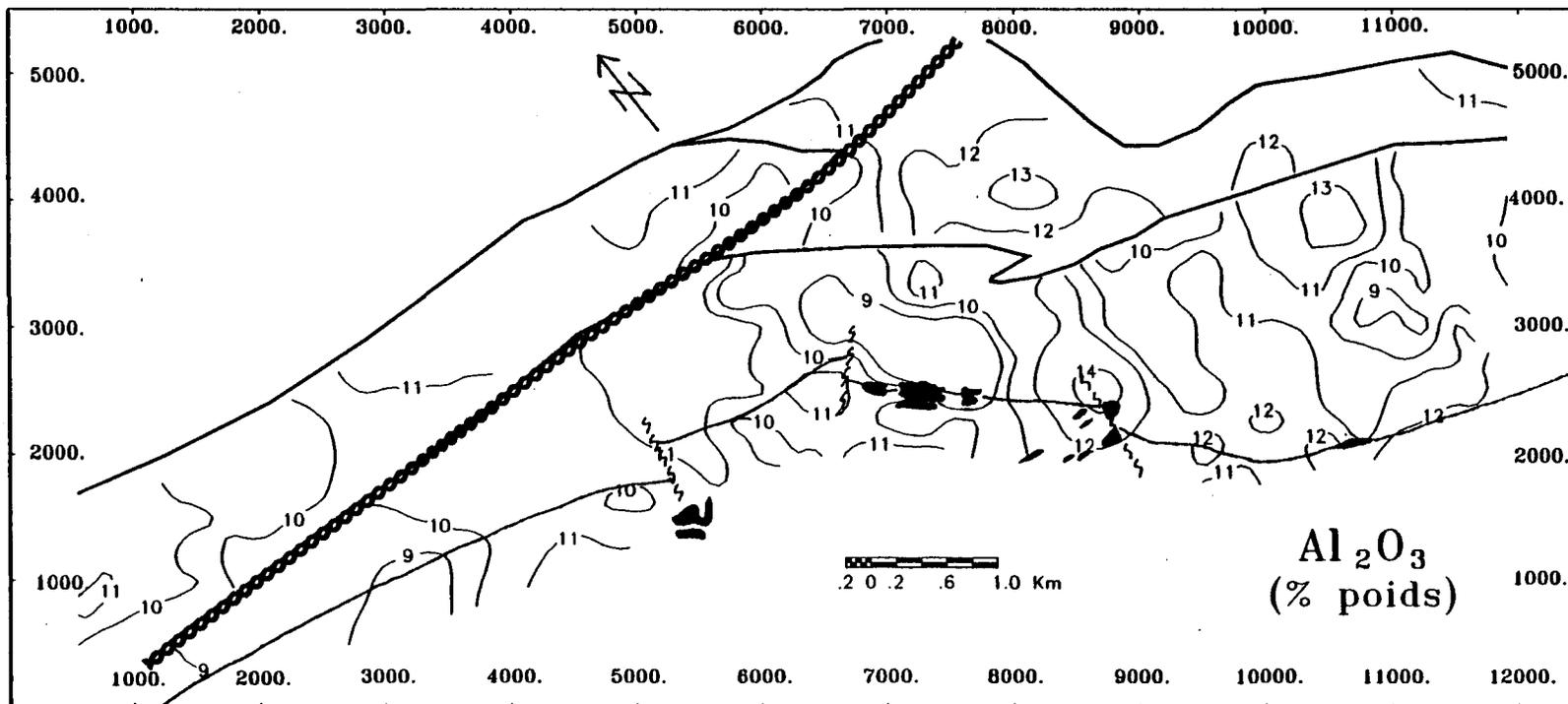


FIGURE 13: Carte d'isocontours de Al_2O_3

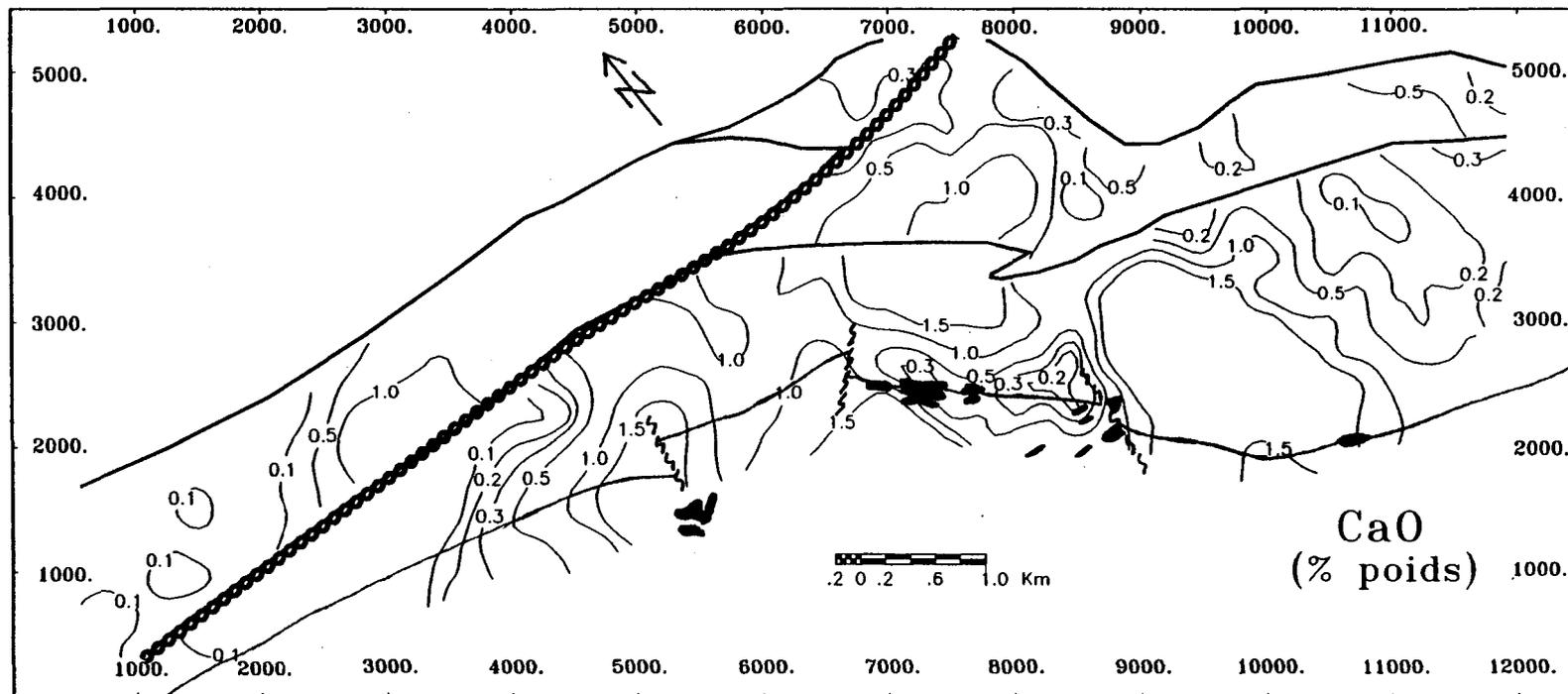


FIGURE 14: Carte d'isocontours du CaO

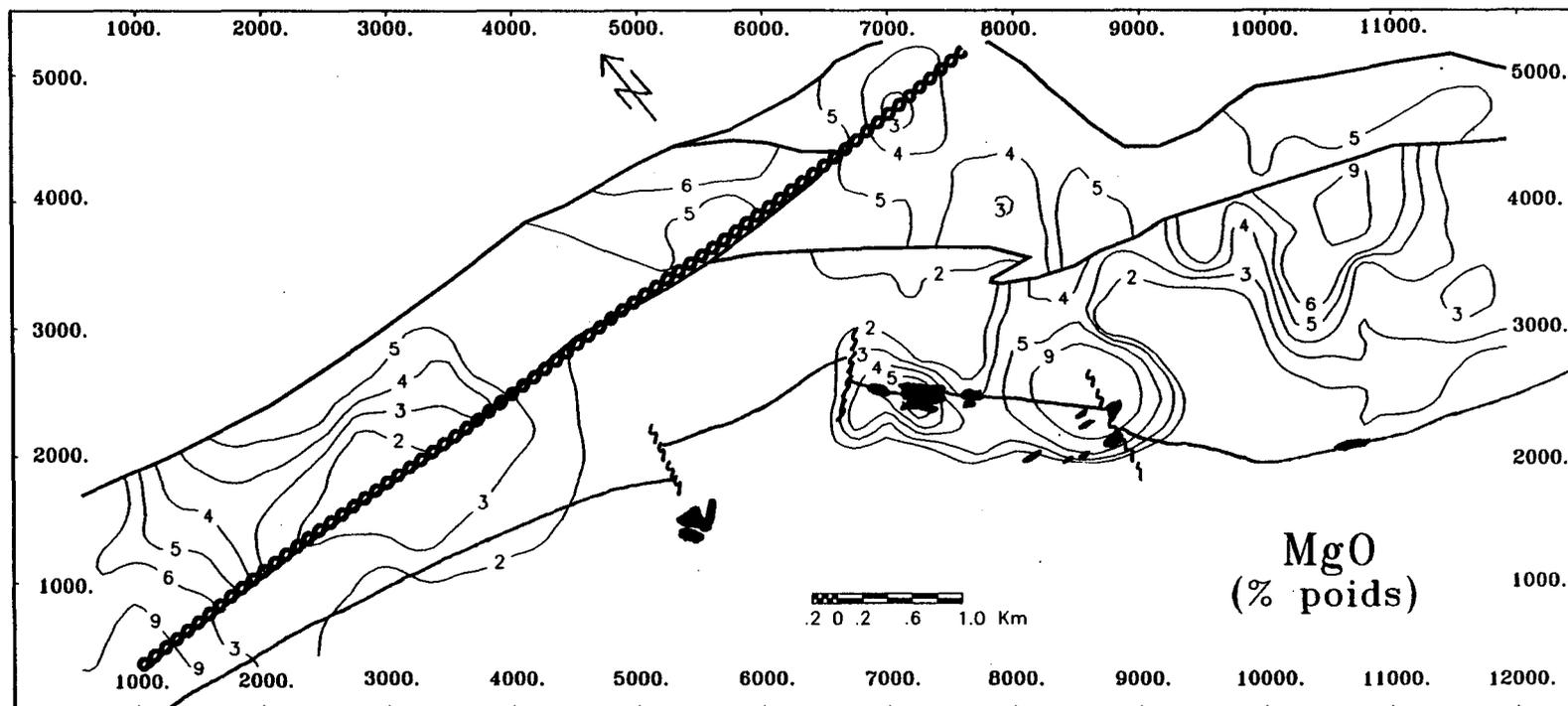


FIGURE 15: Carte d'isocontours du MgO

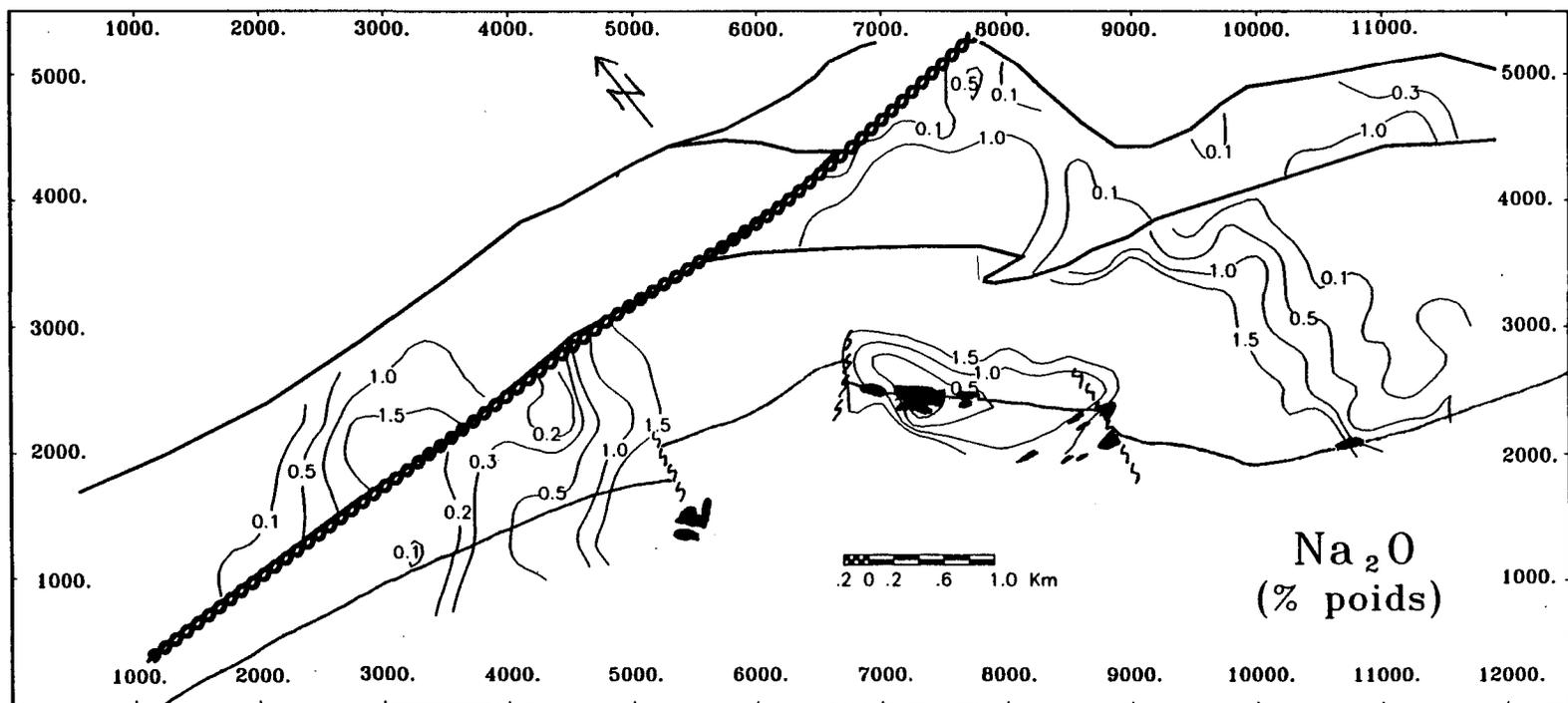


FIGURE 16: Carte d'isocontours du Na_2O

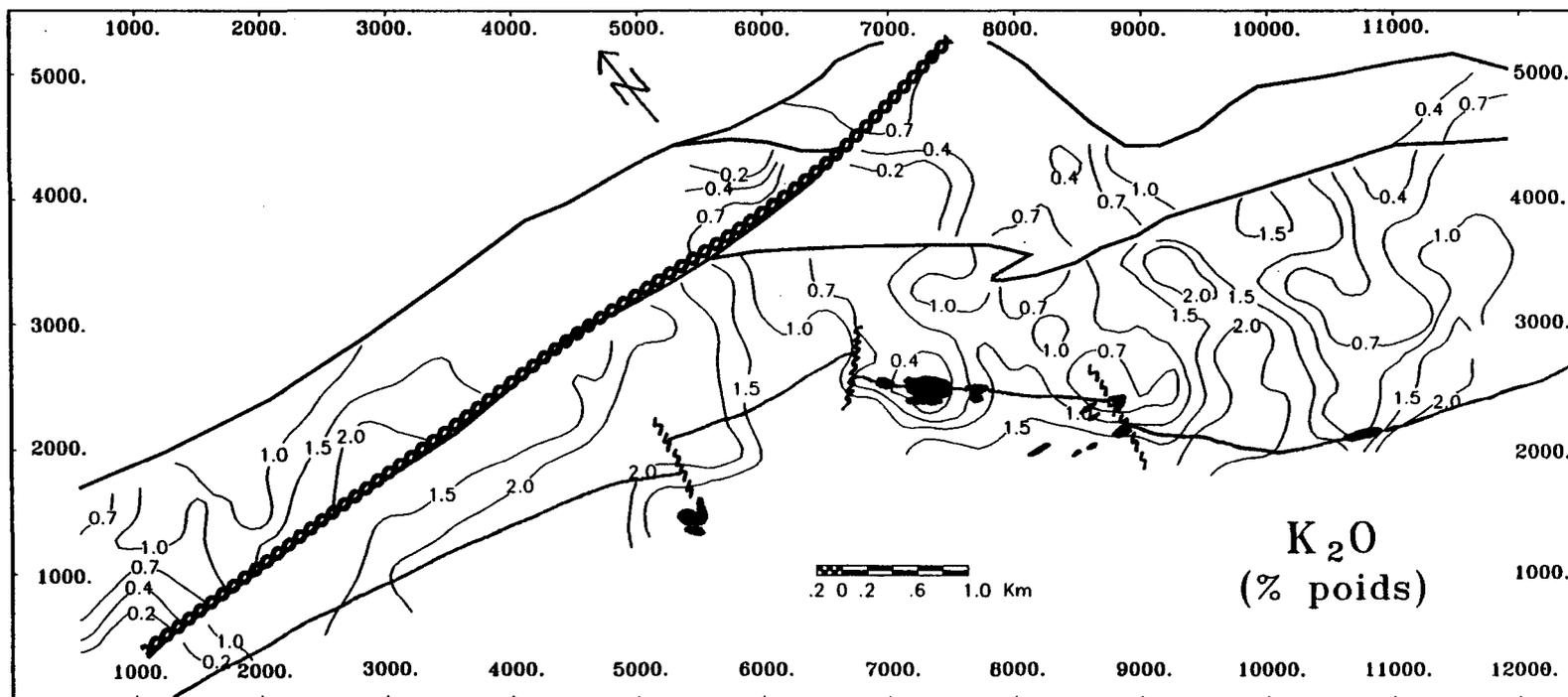


FIGURE 17: Carte d'isocontours du K_2O

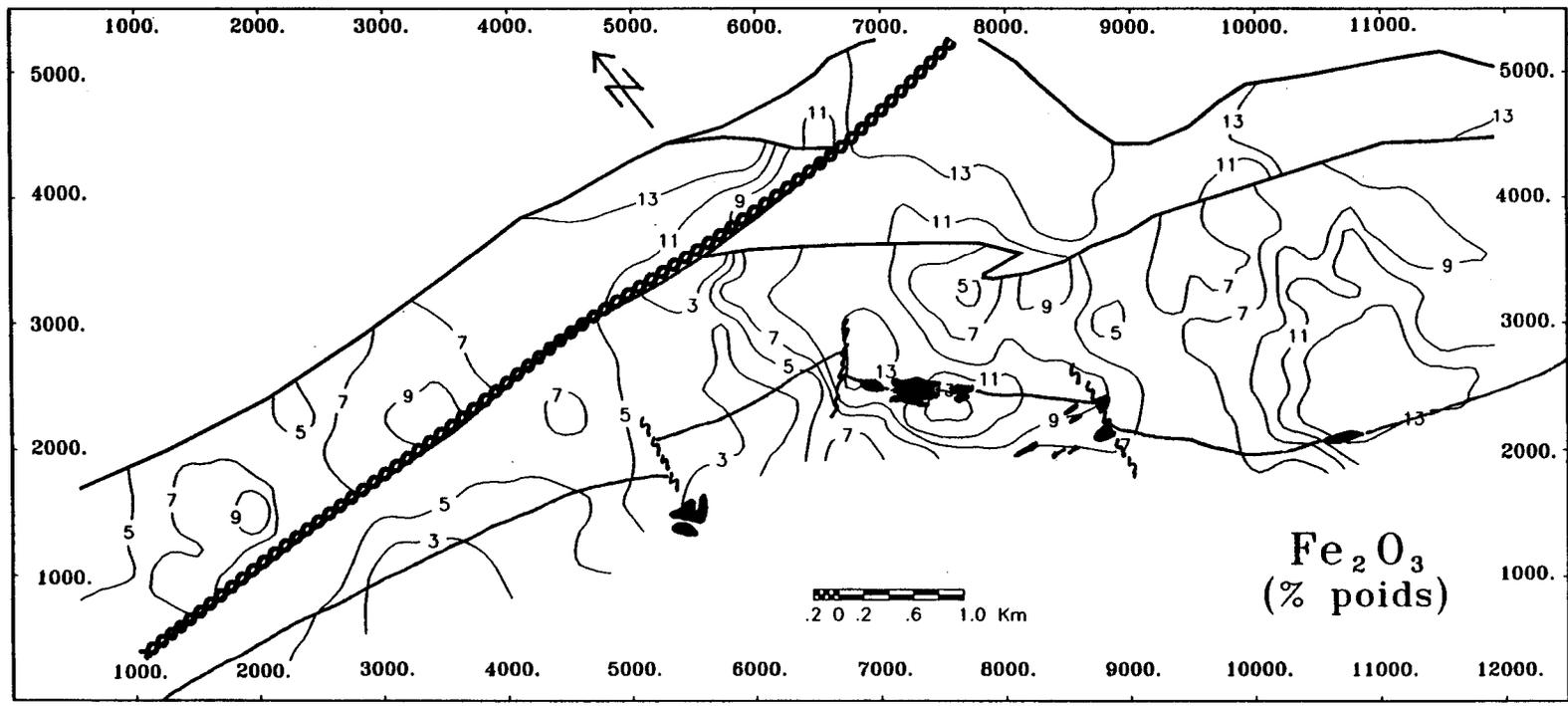


FIGURE 18: Carte d'isocontours du Fe_2O_3

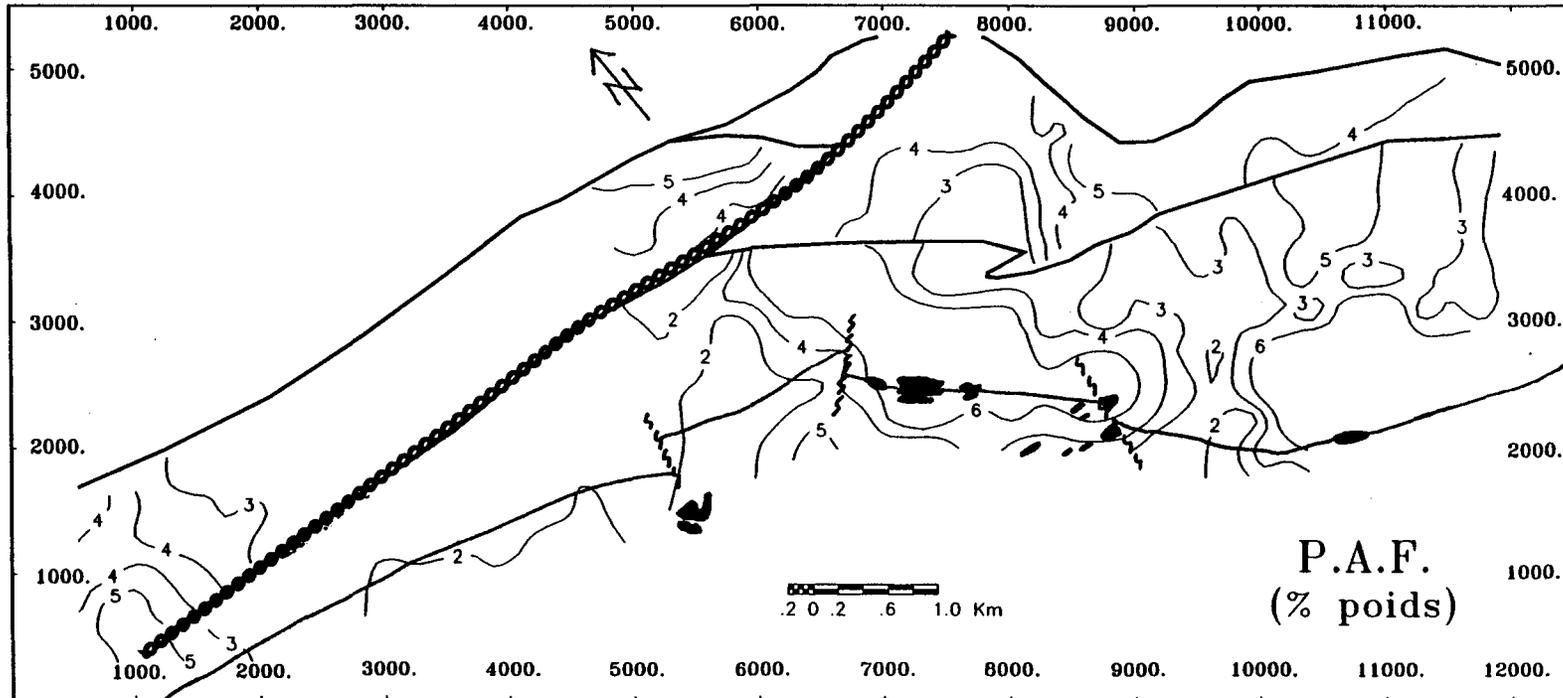


FIGURE 19: Carte d'isocontours de la perte au feu

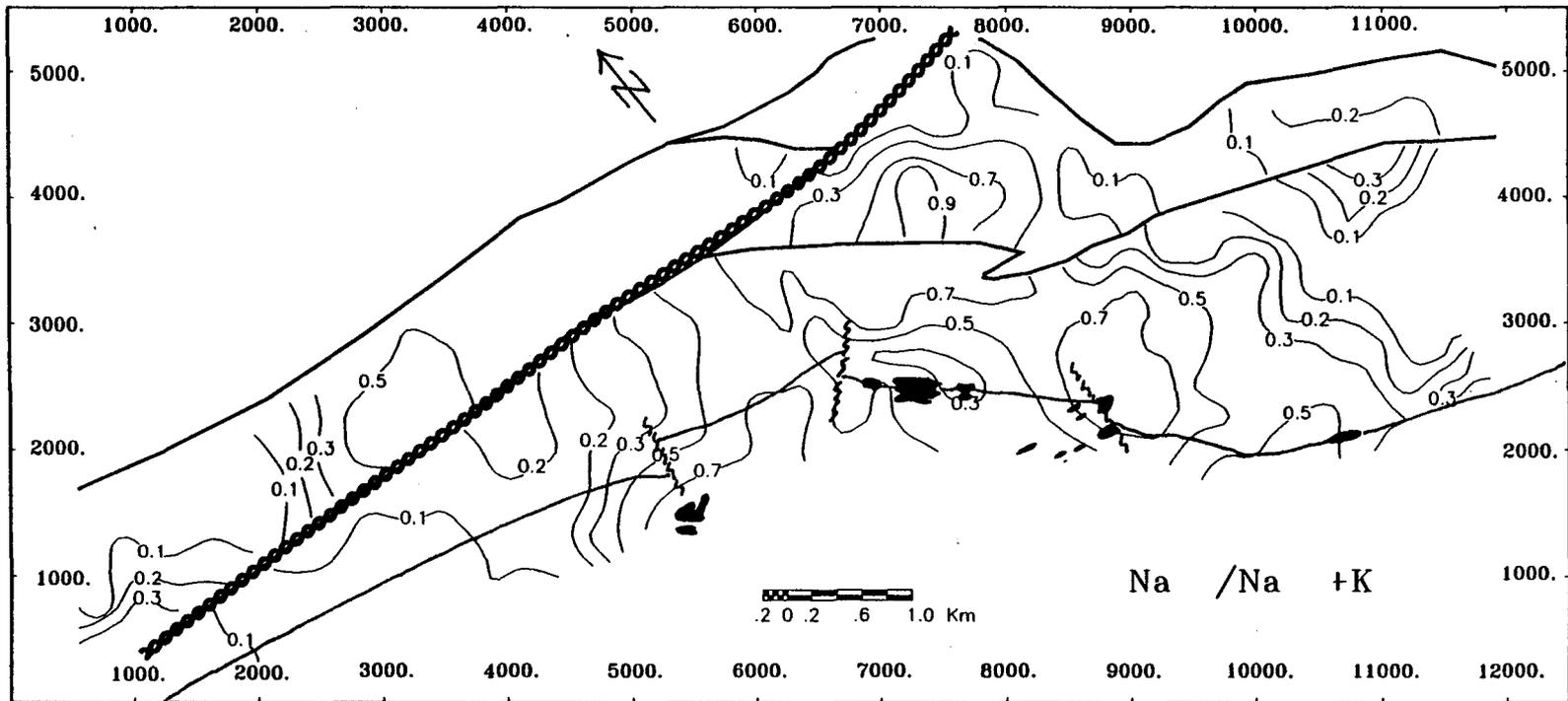


FIGURE 20: Carte d'isocontours du rapport Na/ Na+K

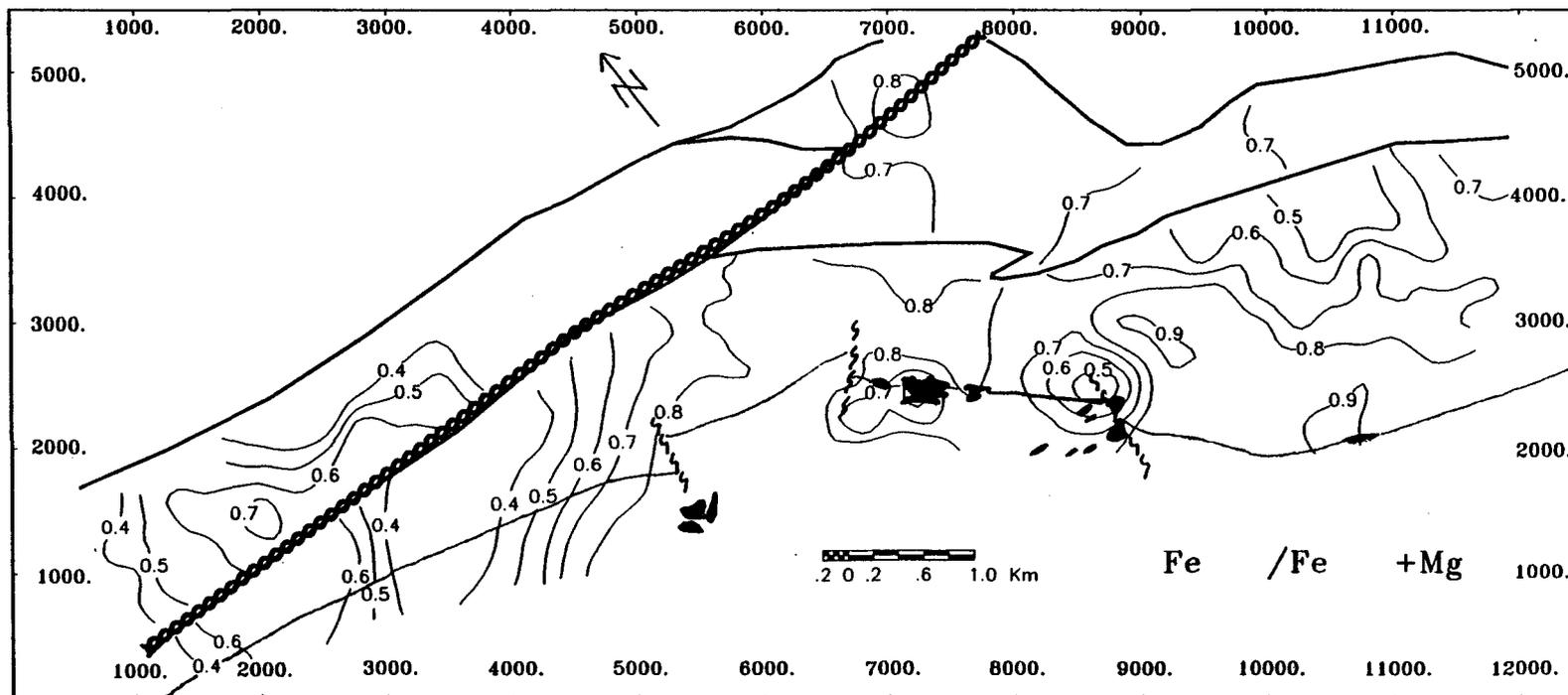


FIGURE 21: Carte d'isocontours du rapport Fe / Fe+Mg

La partie interne de cheminée d'altération supérieure est caractérisée par un lessivage important en SiO_2 , en Na_2O , K_2O et CaO . Il y a un enrichissement important en fer (exprimé en Fe_2O_3 dans cette étude) et en MgO . Il y a un enrichissement relatif en Al_2O_3 dans les zones les plus lessivées en SiO_2 et les plus enrichies en FeO et MgO .

Les gains et pertes en éléments chimiques des roches de cette zone sont résumés à la figure 10. La roche a perdue de la silice de façon significative et dans une moindre mesure du sodium et du calcium. Par contre elle s'est enrichie en fer et en magnésium. Le facteur volumique moyen indique une perte de volume de ces roches.

Le rapport $\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg}$ qui est de 0.8 dans la roche fraîche, décroît jusqu'à 0.3 dans le coeur des cheminées d'altération (figure 22).

Sur cette figure, la décroissance de ce rapport s'accompagne d'une forte diminution du contenu en SiO_2 de la roche. Le rapport $\text{Na}/\text{Na}+\text{K}$ quant à lui, est de 0,7 dans la roche fraîche; il décroît abruptement dans la zone externe de la cheminée et devient non significatif dans le coeur de celle-ci car les quantités de ces éléments sont proches du seuil de détection analytique.

La décroissance rapide du contenu en Na_2O et CaO avec un contenu d' Al_2O_3 constant de la roche, dans la zone externe des cheminées d'altération, provoque une anomalie positive en corindon normatif. Cette anomalie est perçue à proximité du gîte de Isle-Dieu, avec des échantillons éloignés de plus de 100 mètres du gisement (figure 23).

Les coeurs des cheminées d'altération sont également caractérisés par une anomalie négative en quartz, plagioclase, orthose et par des anomalies positives en corindon et en hyperstène. (figures 24, 25, 26 et 27)

La coupe géochimique #7 traverse la cheminée d'altération du gisement de Isle-Dieu, perpendiculairement à la direction du linéament syn-volcanique qui la contient (figure 28). Cette traverse passe sous deux épaissements majeurs de la masse de sulfures.

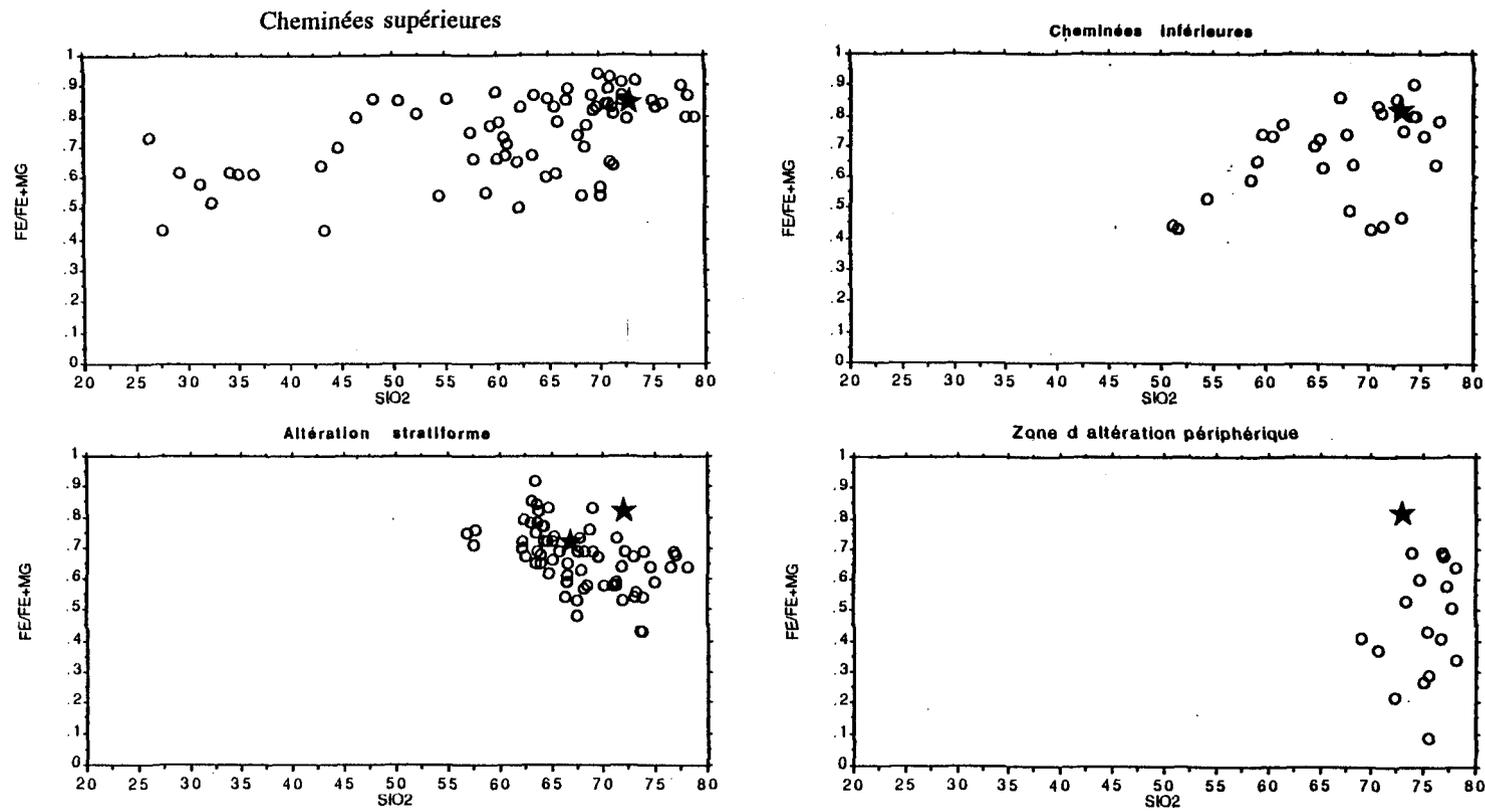


FIGURE 22: Rapport Fe / Fe+Mg en fonction du contenu en SiO₂ de la roche. A: Cheminées d'altération supérieures, B: Cheminées d'altération profondes, C: Zone d'altération stratiforme profonde, D: Zone d'altération périphérique. Étoile= roche fraîche.

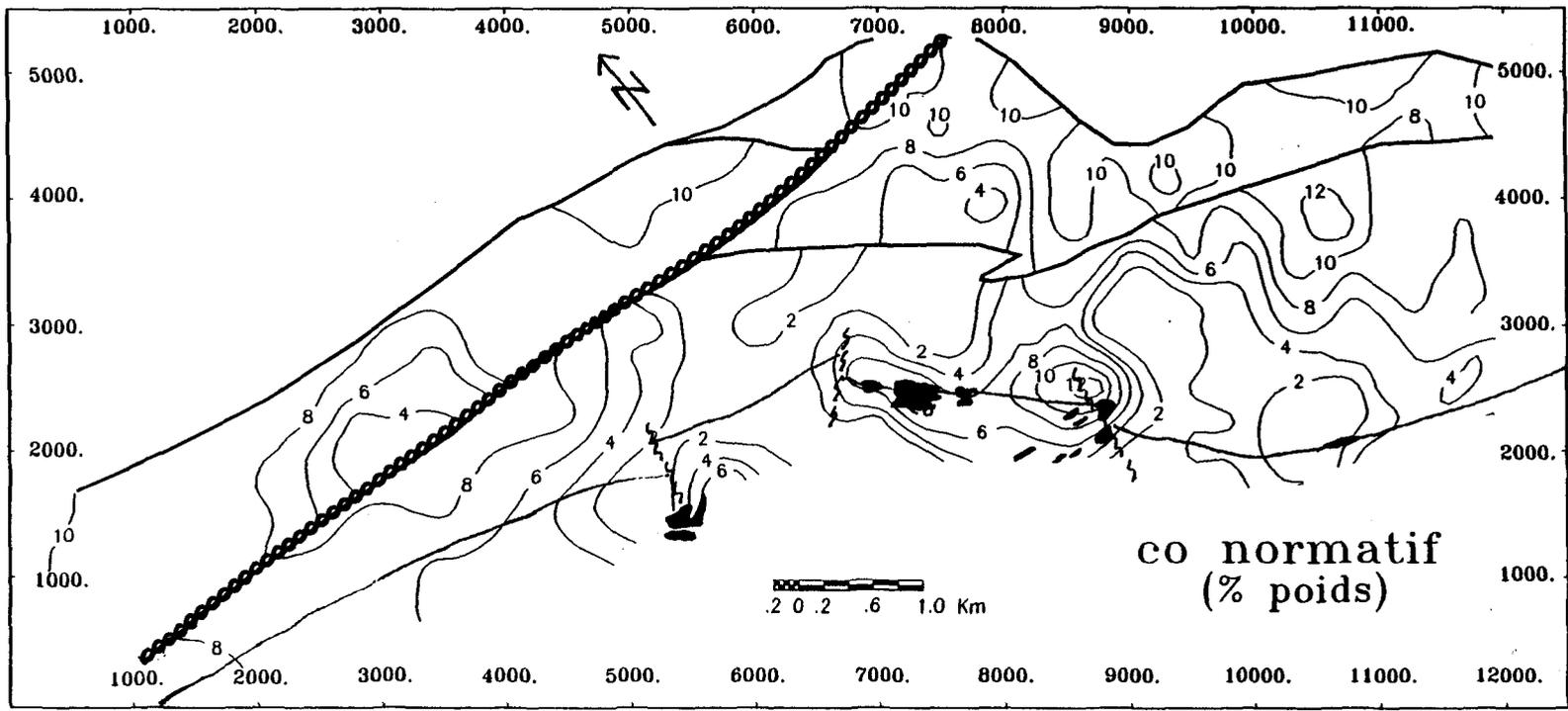


FIGURE 23: Carte d'isocontours du corindon normatif

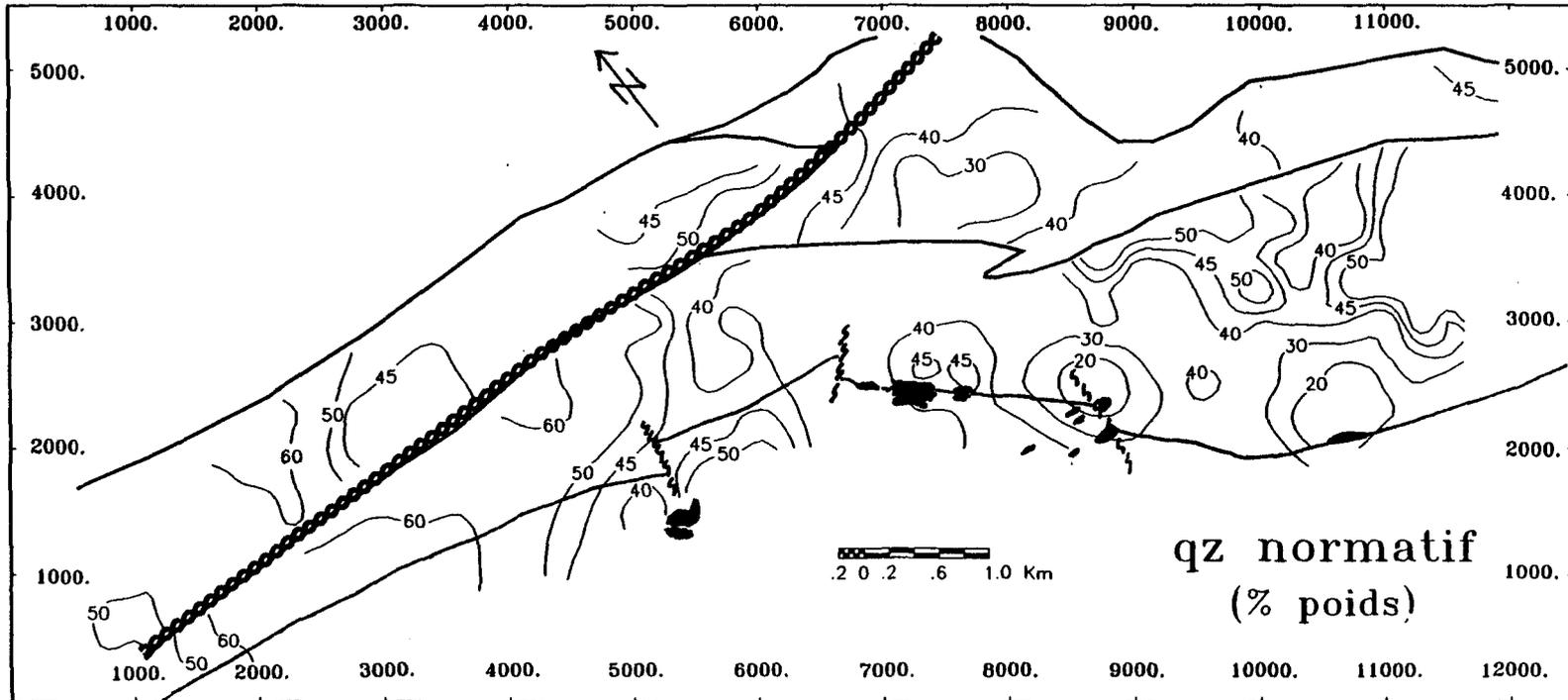


FIGURE 24: Carte d'isocontours du quartz normatif

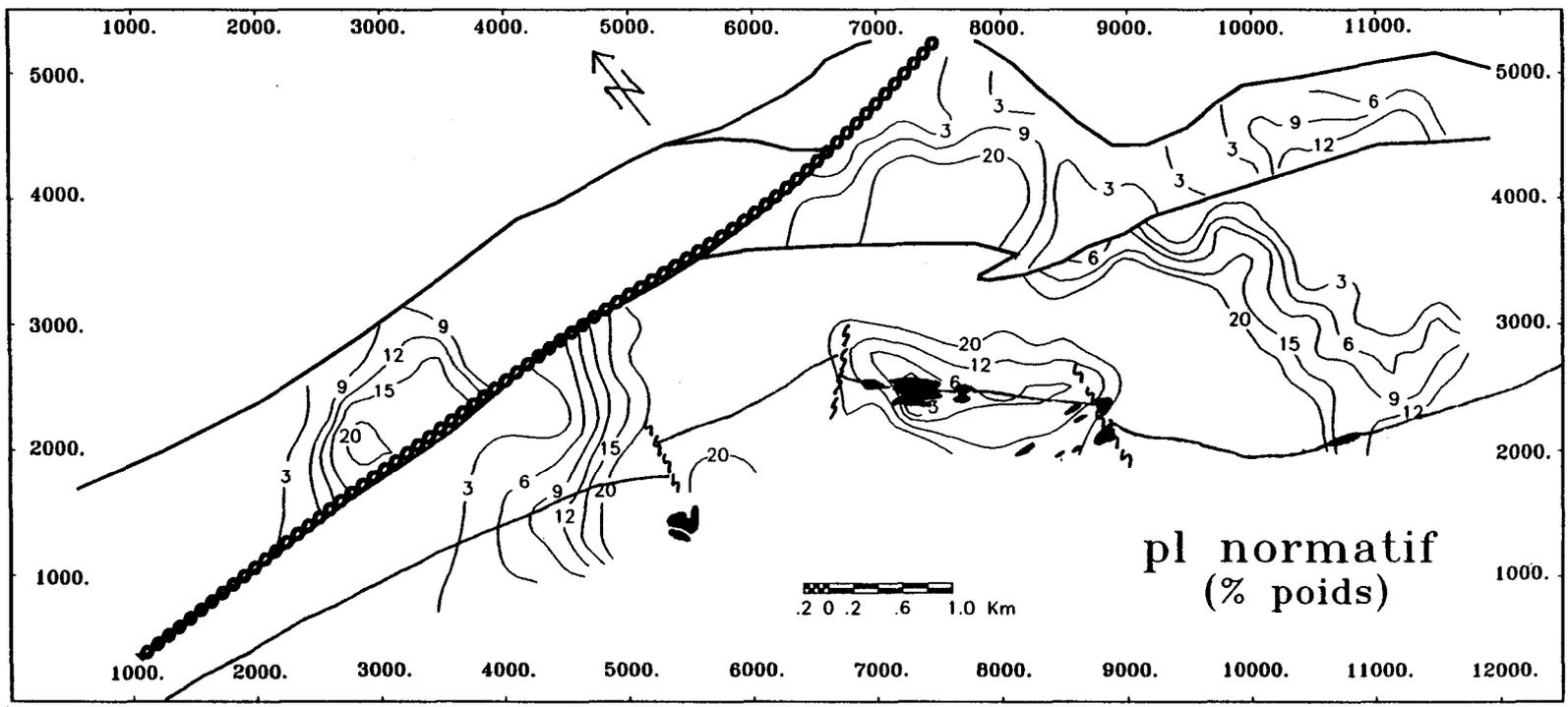


FIGURE 25: Carte d'isocontours du plagioclase normatif

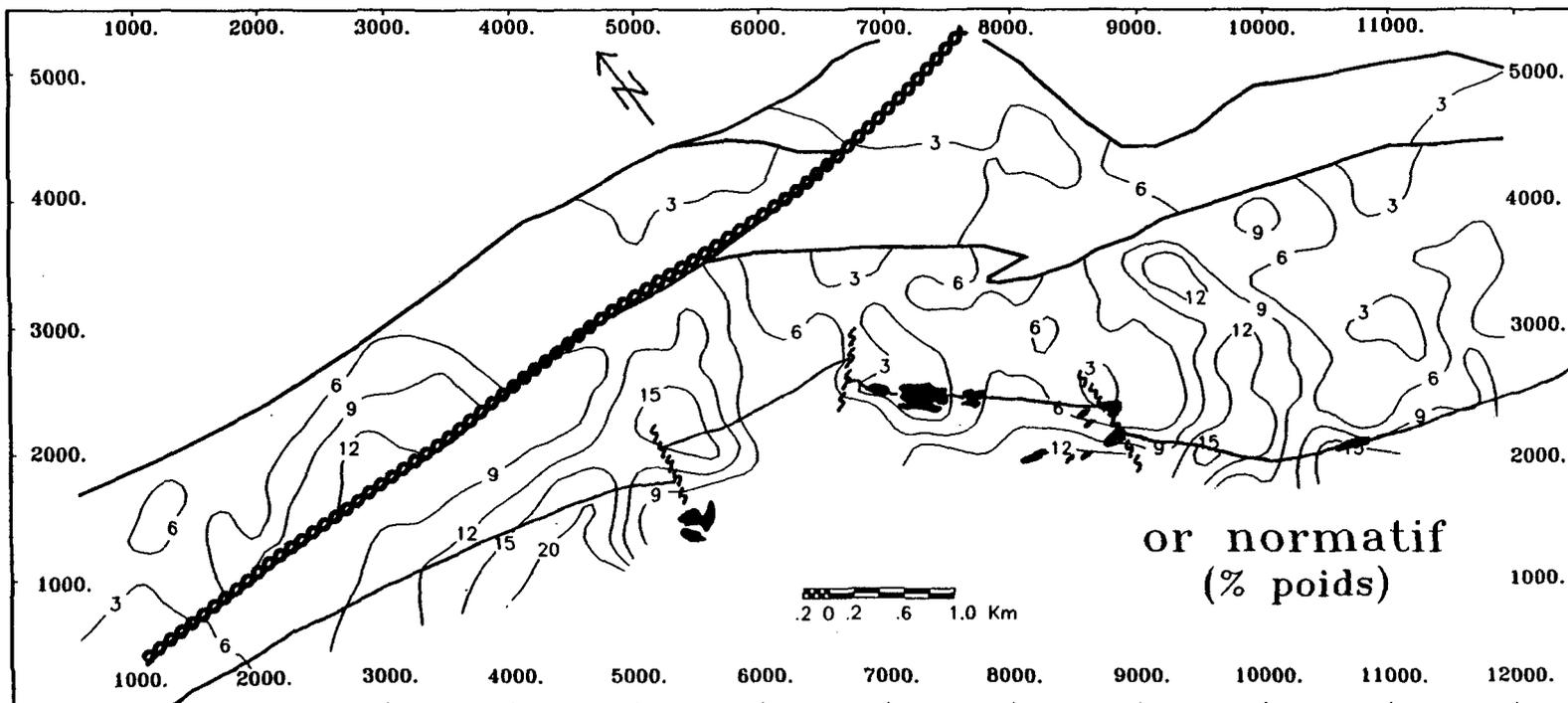


FIGURE 26: Carte d'isocontours de l'orthose normative

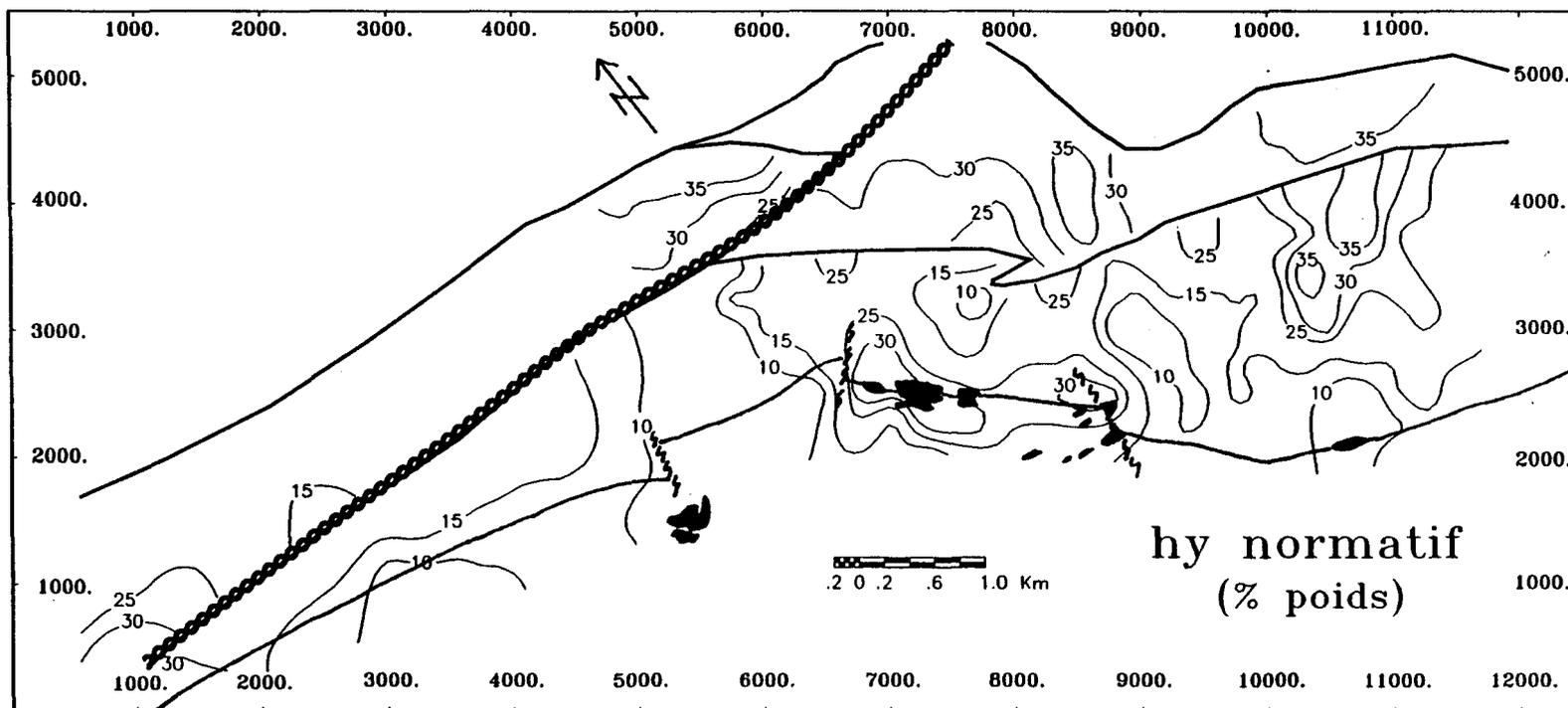


FIGURE 27: Carte d'isocontours de l'hypersthène normative

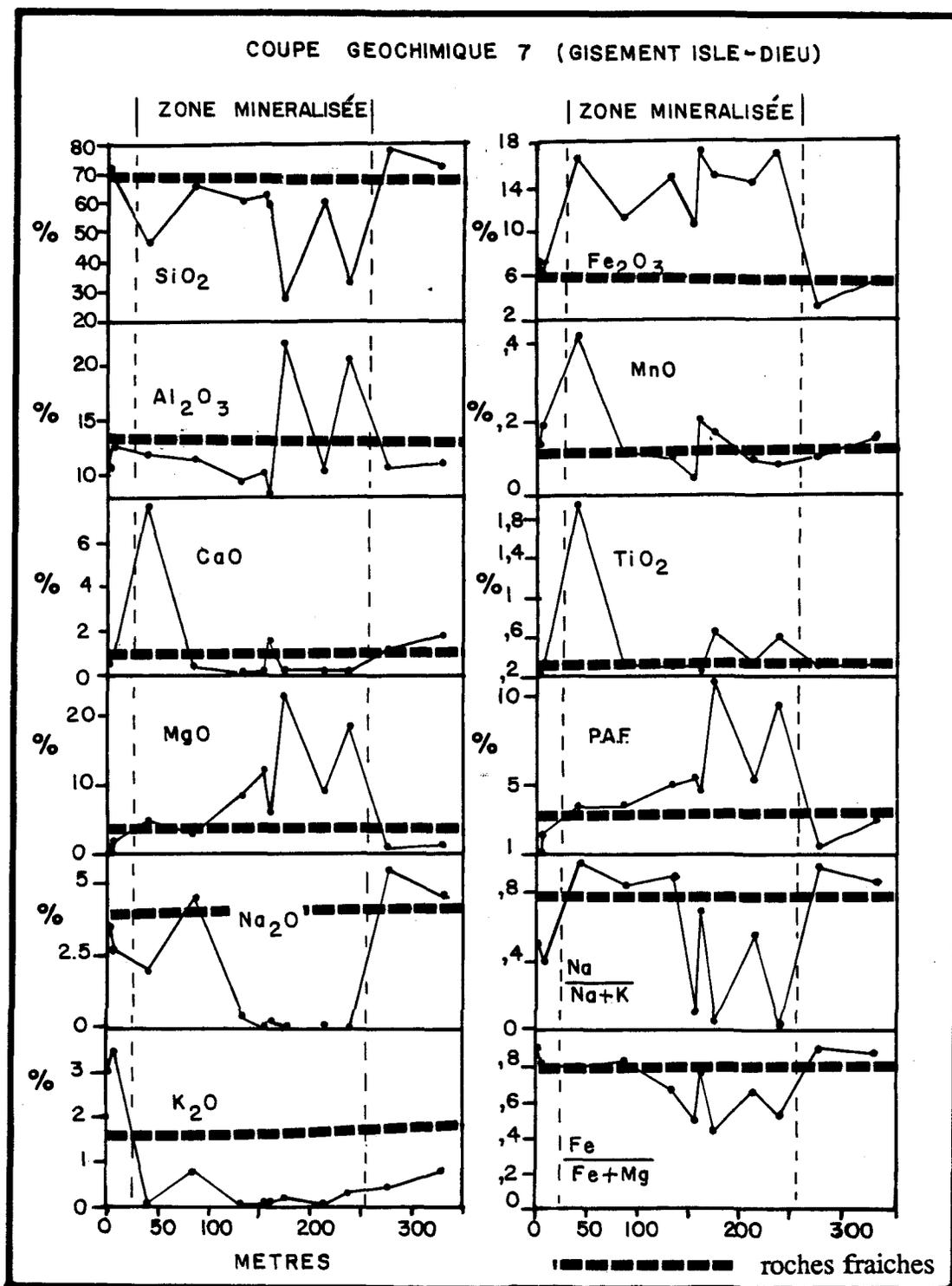


FIGURE 28: Profil géochimique de la coupe 7.

Les données de cette coupe proviennent de Tanguay (1990) et Tanguay *et al.* (1990). Les échantillons ont été prélevés dans des trous de sondage à environ 50 mètres sous la Tuffite Clef et les sulfures.

Les deux premiers et les deux derniers échantillons de cette coupe représentent les roches du halo externe de la cheminée d'altération, respectivement au sud et au nord du contact de la masse des sulfures. Les roches de cette zone sont peu altérées, sauf pour celles du sud, où elles sont enrichies en K_2O par rapport à la roche fraîche.

Les maximums d'enrichissement en Fe_2O_3 , MgO et d'appauvrissement en SiO_2 correspondent grossièrement aux endroits où les sulfures sus-jacents sont les plus épais. Dans ces zones, le Na_2O , le CaO et dans une moindre mesure le K_2O sont appauvris de façon indépendante de l'épaisseur des sulfures massifs sus-jacents.

Partie inférieure des cheminées d'altération

Pétrographie

Les zones d'altération de bordure et internes sont également observées dans la partie inférieure des cheminées d'altération. Par contre, l'altération y apparaît moins intense et moins localisée que dans la partie supérieure.

La mésostase des roches situées en bordure de la partie inférieure des cheminées d'altération est séricitisée (figure 29), tandis que dans les zones internes, la mésostase de la roche est constituée d'un assemblage de chlorite vert foncé et de quartz (figure 30).

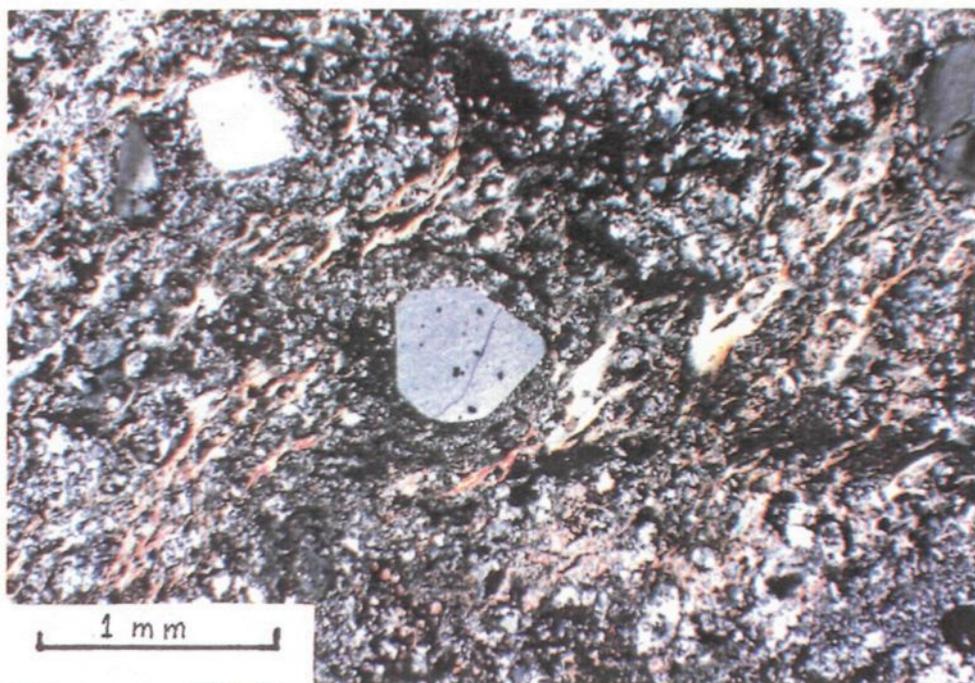


FIGURE 29: Photomicrographie en lumière polarisée de lave rhyodacitique porphyrique à quartz provenant de la zone d'altération sériciteuse de bordure de la partie profonde d'une cheminée d'altération.

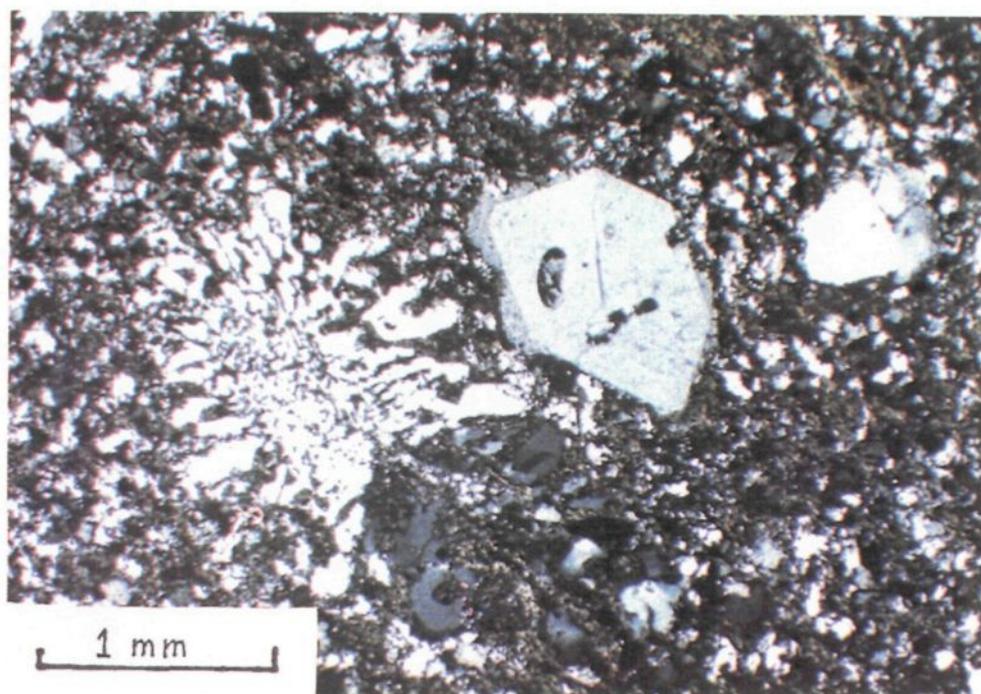


FIGURE 30: Photomicrographie en lumière polarisée de lave rhyodacitique porphyrique à quartz provenant de la zone d'altération chloriteuse interne, de la partie profonde d'une cheminée d'altération.

Géochimie

Les cheminées d'altération des gisements de Bell-Allard-Sud, de Lac-Mattagami et de Orchan affleurent près de leur base. Les profils géochimiques #2 et #4 traversent respectivement la base de la cheminée d'altération du gisement Lac-Mattagami, à 1 kilomètre de celui-ci (environ 700 mètres, en vraie épaisseur) et celle du gîte de Bell-Allard-Sud, à 1,5 kilomètre de celui-ci (environ 1000 mètres, en vraie épaisseur) (figures 31 et 32).

Les cinq premiers et le dernier échantillon de la coupe #2, sont des roches peu altérées. Les autres, qui couvrent une distance de 400 mètres sont appauvris en SiO_2 , CaO , Na_2O et dans une moindre mesure en K_2O . Ils sont enrichis en MgO , Fe_2O_3 , TiO_2 et en MnO .

La coupe #4, située sous le dépôt de Bell-Allard-Sud est, quant à elle, entièrement à l'intérieur de la cheminée d'altération. Les variations chimiques y sont erratiques, allant de la roche fraîche à des roches appauvries en SiO_2 , Na_2O , CaO et enrichies en Fe_2O_3 , MgO et TiO_2 . Cette grande variation semble contrôlée par les faciès volcanologiques de la lave. Les laves massives à matrice grenue sont moins altérées que les laves à matrice fine ou à texture hyaloclastique.

Les moyennes des gains et pertes des éléments chimiques des roches des parties inférieures des cheminées d'altération sont présentée sur la figure 10. La moyenne des gains en silice est légèrement positive, mais l'écart type est très grand, ce qui rend la valeur de la moyenne peu significative. On y observe des gains en fer, en magnésium et des pertes en calcium et en sodium.

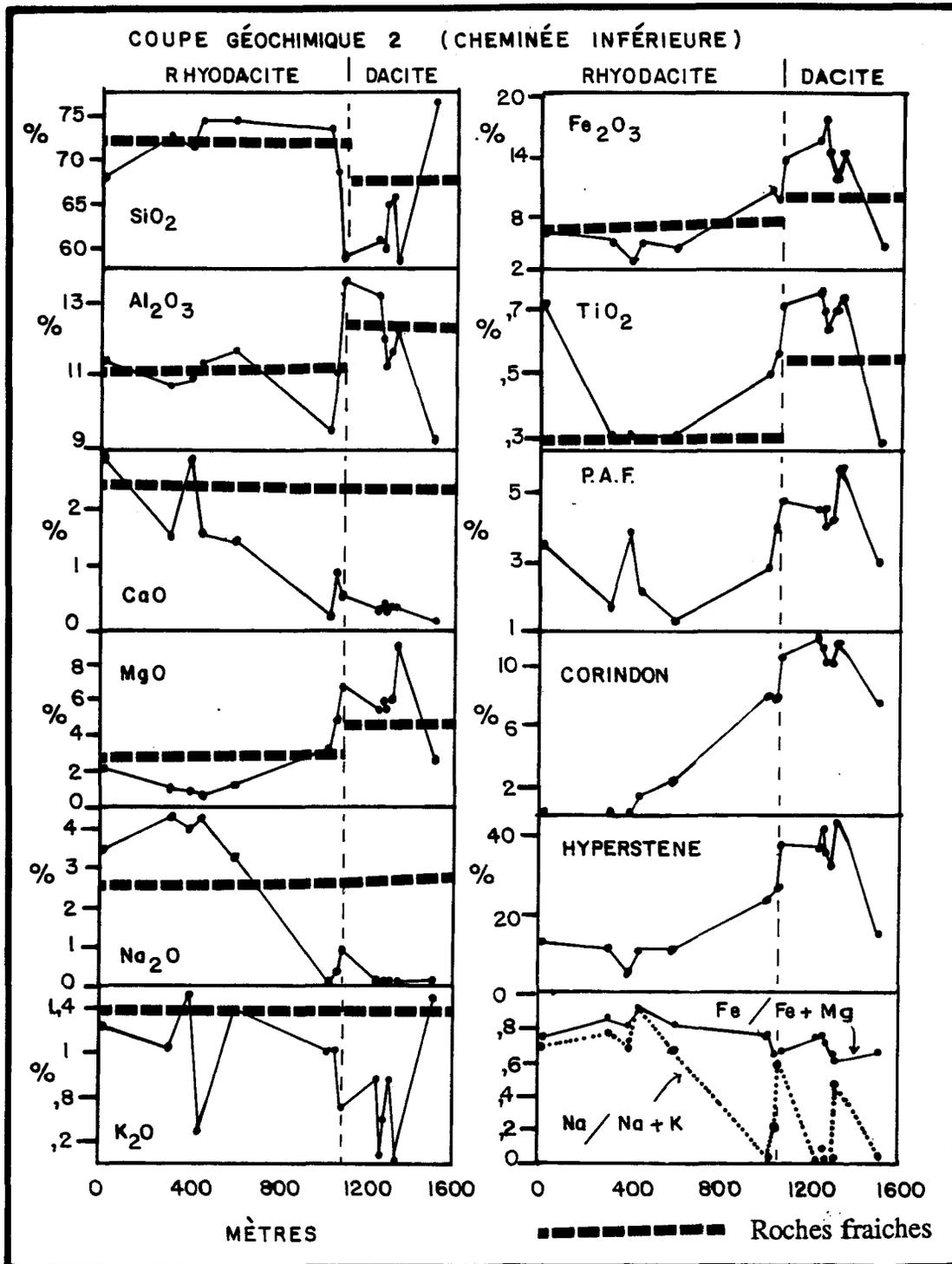


FIGURE 31: Profil géochimique de la coupe 2.

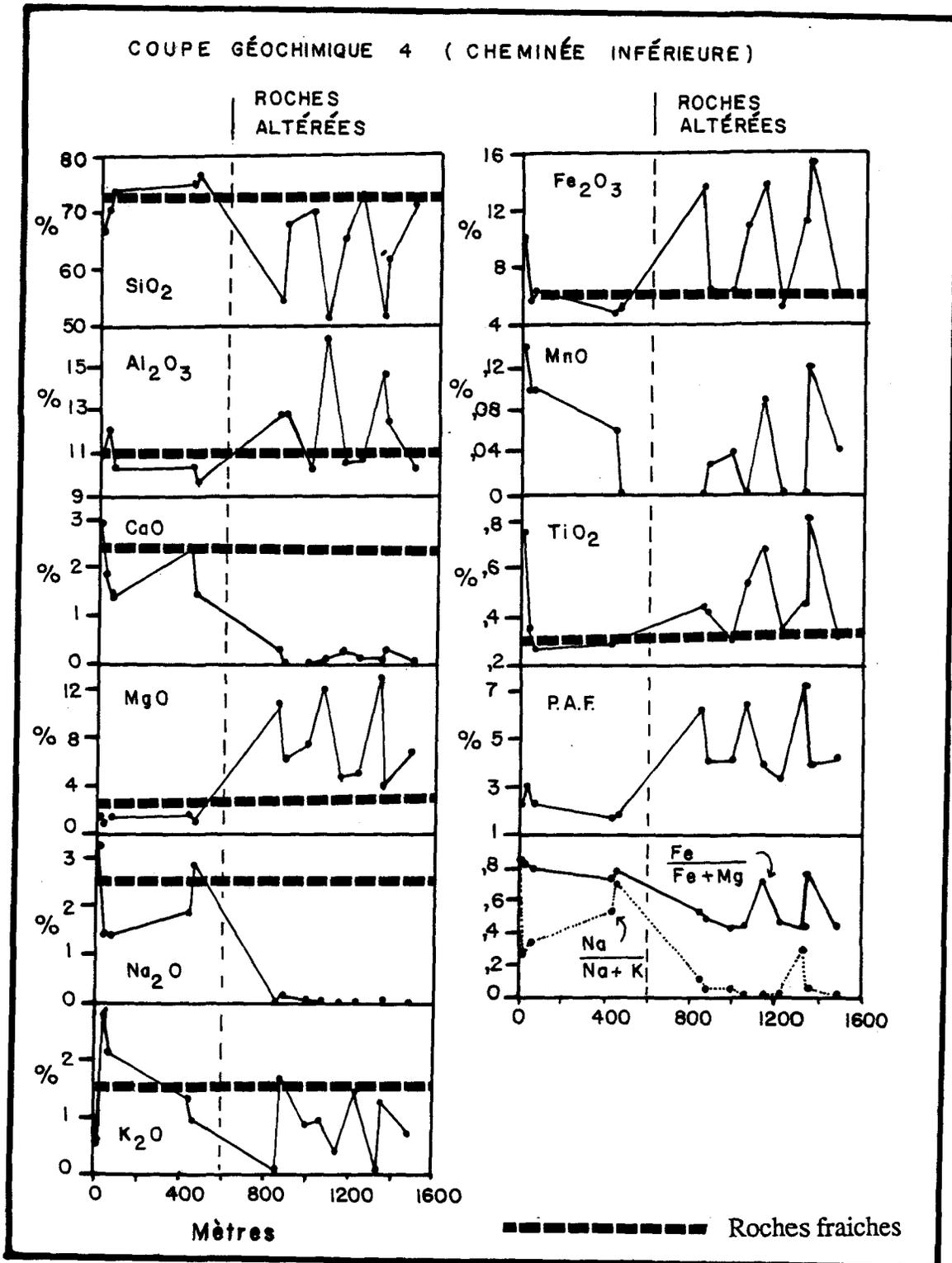


FIGURE 32: Profil géochimique de la coupe 4.

Le rapport $Fe/Fe+Mg$ des roches de la base des cheminées d'altération est légèrement moins diminué, par rapport à la roche fraîche, que dans leurs parties supérieures. Cette diminution est également accompagnée d'une baisse moins importante du contenu en SiO_2 des roches. Le rapport $Na/Na+K$ est, quant à lui, erratique, bien qu'en général il diminue par rapport à la roche fraîche dans cette zone.

La zone d'altération stratiforme profonde

Cette zone d'altération s'étend sur 10 kilomètres dans la région étudiée définie à la figure 2. Son épaisseur sur le terrain est d'environ 1 kilomètre. Elle est parallèle au contact supérieur du Complexe de la Rivière Bell. Son contact supérieur avec les roches fraîches est situé à environ 2 kilomètres de la Tuffite Clef et est graduel sur une distance d'environ 500 mètres (figure 11).

Pétrographie

La pétrographie des roches de cette zone s'apparente à celle des roches des zones de bordure et intermédiaire des cheminées d'altération. Dans la partie supérieure de la zone d'altération stratiforme profonde, où il y a transition entre la roche fraîche et altérée, le plagioclase est graduellement remplacé par un assemblage de quartz et de séricite (figure 33) et il y a une augmentation du contenu en chlorite dans la mésostase de la lave. Les cristaux d'épidote contenus dans la roche fraîche disparaissent abruptement au sommet de cette zone. Les phénocristaux de quartz sont entourés d'une couronne de quartz en continuité optique. La roche est recoupée par de nombreuses veinules millimétriques de quartz, d'allure sinueuse, similaires à celles décrites par Gibson *et al.* (1983) (figure 34).

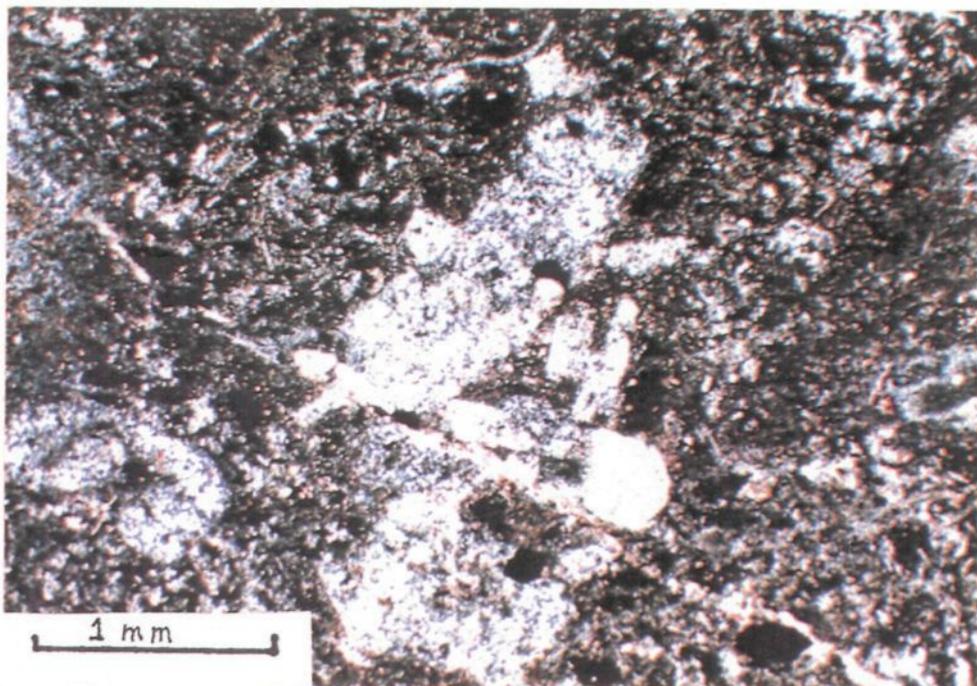


FIGURE 33: Photomicrographie en lumière polarisée de lave dacitique provenant de la zone d'altération sériciteuse, en bordure supérieure de la zone d'altération stratiforme profonde.

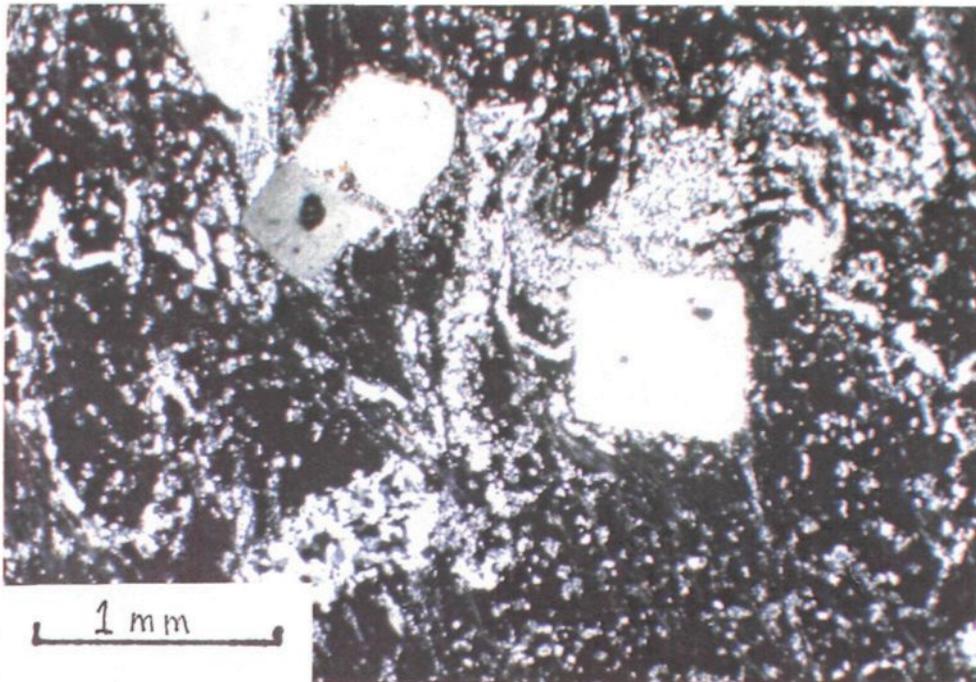


FIGURE 34: Photomicrographie en lumière polarisée de lave rhyodacitique porphyrique à quartz,provenant de la zone de veinules de quartz, au sommet de la zone d'altération stratiforme profonde.

Sous cette zone d'altération sériciteuse, la zone d'altération stratiforme profonde recoupe l'unité de lave dacitique microporphyrrique à plagioclase de la base du Groupe du Lac Watson. La mésostase de cette lave est composée d'un assemblage de chlorite, de quartz, de traces d'ilménite, avec quelque fois de la séricite en amas sphériques. Les phénocristaux de plagioclase sont remplacés par du quartz microcristallin équigranulaire (figure 35).

Les amas de séricite qui ne se retrouvent que dans quelques échantillons provenant uniquement de cette zone d'altération, recoupent les textures primaires de la roche et ne sont associés à aucun faciès de coulée en particulier. Ceux-ci ont un diamètre de 1 à 10 millimètres et sont constitués d'une concentration de fines paillettes de séricite, composant jusqu'à 70% de la roche.(figure 36)

La couleur de biréfringence de la chlorite provenant des échantillons de cette zone, varie de vert kaki, à brun et à bleu pâle.

Géochimie

Cette zone est caractérisée par un lessivage en Na_2O , CaO et dans une moindre mesure en SiO_2 et K_2O . Il y a un fort enrichissement en FeO (compilé en Fe_2O_3) et un peu moins en MgO (figures 12 à 19).

Les gains et pertes en éléments chimiques de cette zone sont résumés dans la figure 10. On y observe une très légère augmentation en silice mais peu significative, vu le grand écart type. Il y a de légers gains en fer et en magnésium et des pertes en calcium et en sodium. Le facteur volumique moyen de la roche indique que la roche n'a pas subi de changement de volume important.

Le rapport $\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg}$ reste relativement constant avec l'intensité de l'altération (figure 21 et 22). Le rapport $\text{Na}/\text{Na}+\text{K}$ y est cependant fortement réduit (figure 20).

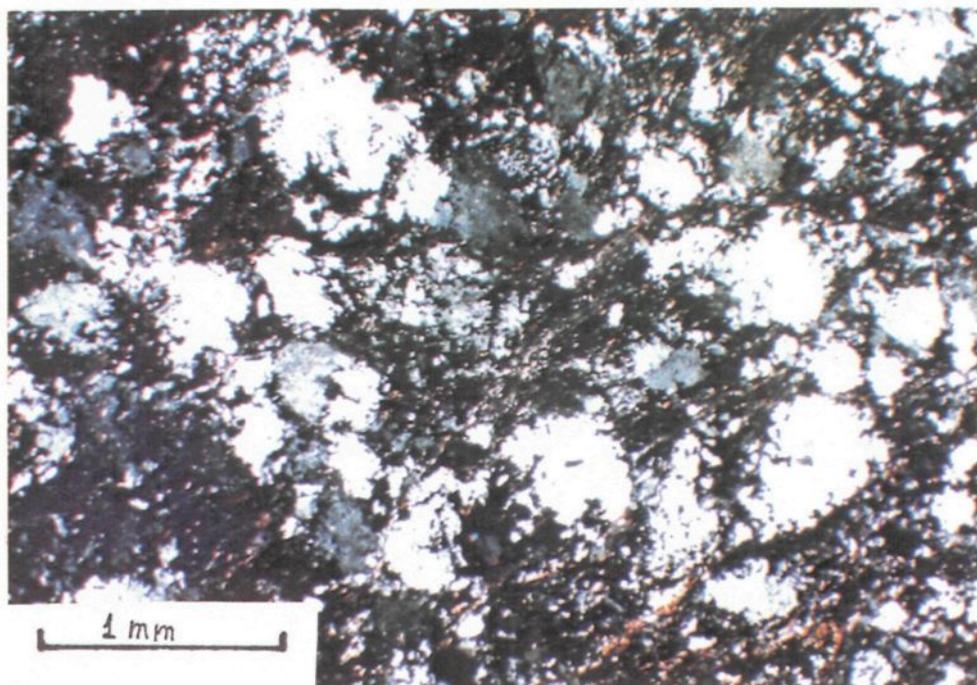


FIGURE 35: Photomicrographie en lumière polarisée de lave dacitique provenant de la partie inférieure de la zone d'altération stratiforme profonde.

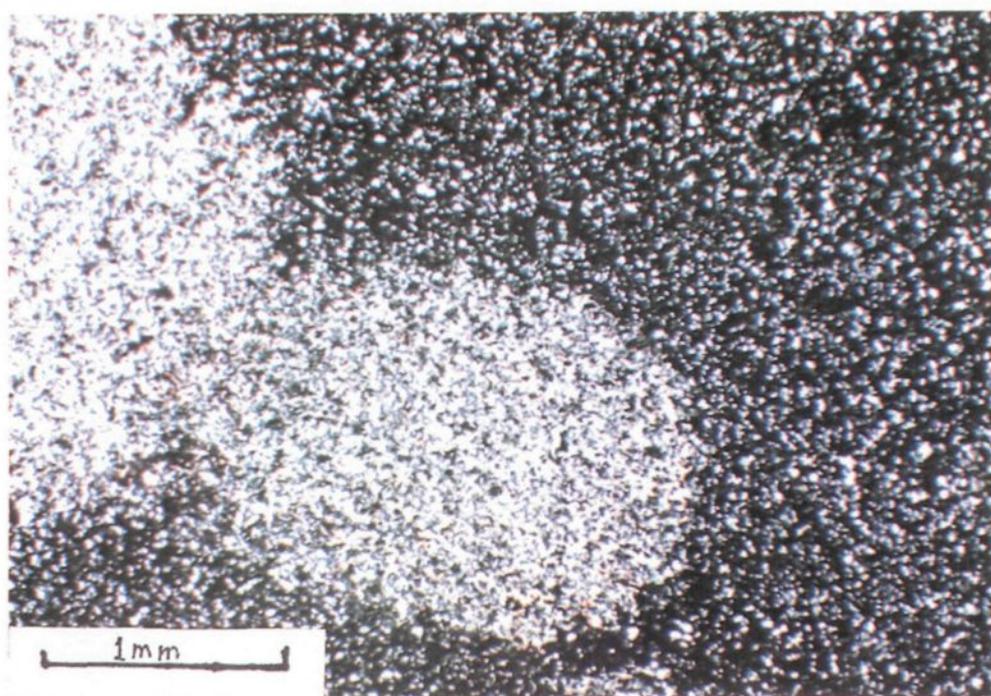


FIGURE 36: Photomicrographie en lumière polarisée de lave dacitique provenant de la partie inférieure de la zone d'altération stratiforme profonde, montrant les amas de séricite.

Ces modifications chimiques entraînent des anomalies négatives du quartz, du plagioclase et de l'orthose normatifs alors qu'il y a enrichissement en hyperstène et en corindon (figures 23 à 27).

Le profil géochimique #3 résume les variations géochimiques de la roche fraîche supérieure jusqu'aux trois quarts inférieurs de cette zone (figure 37). Les trois premiers échantillons de cette coupe sont composés de la rhyolite porphyrique à quartz alors que les autres sont constitués de la dacite microporphyrique à plagioclase.

Étant donné qu'il n'existe pas d'équivalent frais de cette lave dans le secteur de la coupe, il est difficile de déterminer si les variations observées sont produites par la différence de composition entre ces deux types de laves. Le profil du TiO_2 montre bien cette différence abrupte. Les échantillons de la rhyolite porphyrique à quartz ont un niveau de 0,3% de TiO_2 tandis que celui de la dacite est de 0,7% environ. Les profils du SiO_2 , Fe_2O_3 , K_2O et du MgO ont également une cassure abrupte au contact entre ces deux types de lave.

Par contre, le profil du Na_2O , du CaO ainsi que des rapports $Na/Na+K$ et $Fe/Fe+Mg$ sont, quant à eux, continus à travers le contact lithologique. La disparition complète du Na_2O et du K_2O au dessus de ce contact lithologique suggère toutefois la présence d'une telle zone d'altération hydrothermale stratiforme.

La zone d'altération périphérique

Cette zone s'étend sur quatre kilomètres dans l'extrémité nord-ouest de la région étudiée (figure 2). Sa position stratigraphique est similaire à la zone d'altération stratiforme profonde, avec laquelle elle s'interdigite vers le sud-est, mais son épaisseur semble légèrement plus grande, soit environ 1,5 kilomètres.

Le contact supérieur de cette zone semble également plus près de la surface que la zone d'altération stratiforme profonde, soit à moins de 1 kilomètre (figure 11).

Pétrographie

Les roches échantillonnées de cette zone d'altération sont constituées par rhyodacite porphyrique à quartz du sommet du Groupe du Lac Watson avec des structures de lave massive alternant avec des brèches lithiques de même composition.

La lave massive est caractérisée par quelques zones silicifiées, de formes irrégulières et à contours diffus, recoupant çà et là, la roche fraîche. La mésostase de la lave est composée de quartz, de chlorite et de séricite (figure 38). Il y a également des traces d'ilménite. Dans les zones silicifiées, la chlorite est remplacée par du quartz microcristallin. Le contenu en séricite semble homogène dans ces zones.

Dans les zones de brèche lithique, les fragments de lave sont cimentés par du quartz, et ces derniers apparaissent également très silicifiés par rapport à la roche fraîche.

Ceux-ci sont de couleur vert pâle, comparativement à gris foncé pour la roche fraîche. La mésostase de la lave à l'intérieur de ces fragments est composée de quartz, de chlorite et de séricite. La couleur de biréfringence de cette chlorite est vert grisâtre pâle, ce qui suggère une composition très magnésienne.

Géochimie

Cette zone, traversée par le profil géochimique #5, est caractérisée par une altération à contenu en SiO₂ élevé mais stable (figure 39). Par contre, elle y est fortement enrichie en MgO et lessivée en le FeO (comptabilisé en Fe₂O₃), le Na₂O et le CaO (figures 12 à 19). Le K₂O y est légèrement enrichi.

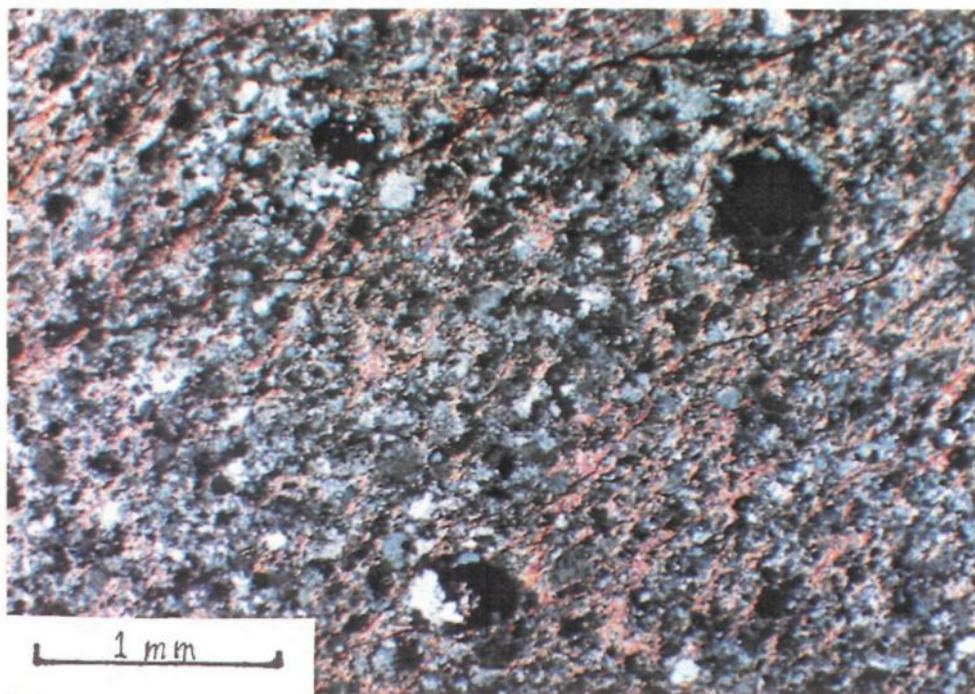


FIGURE 38: Photomicrographie en lumière polarisée de lave rhyodacitique porphyrique à quartz, séricitisée et silicifiée, provenant de la zone d'altération périphérique.

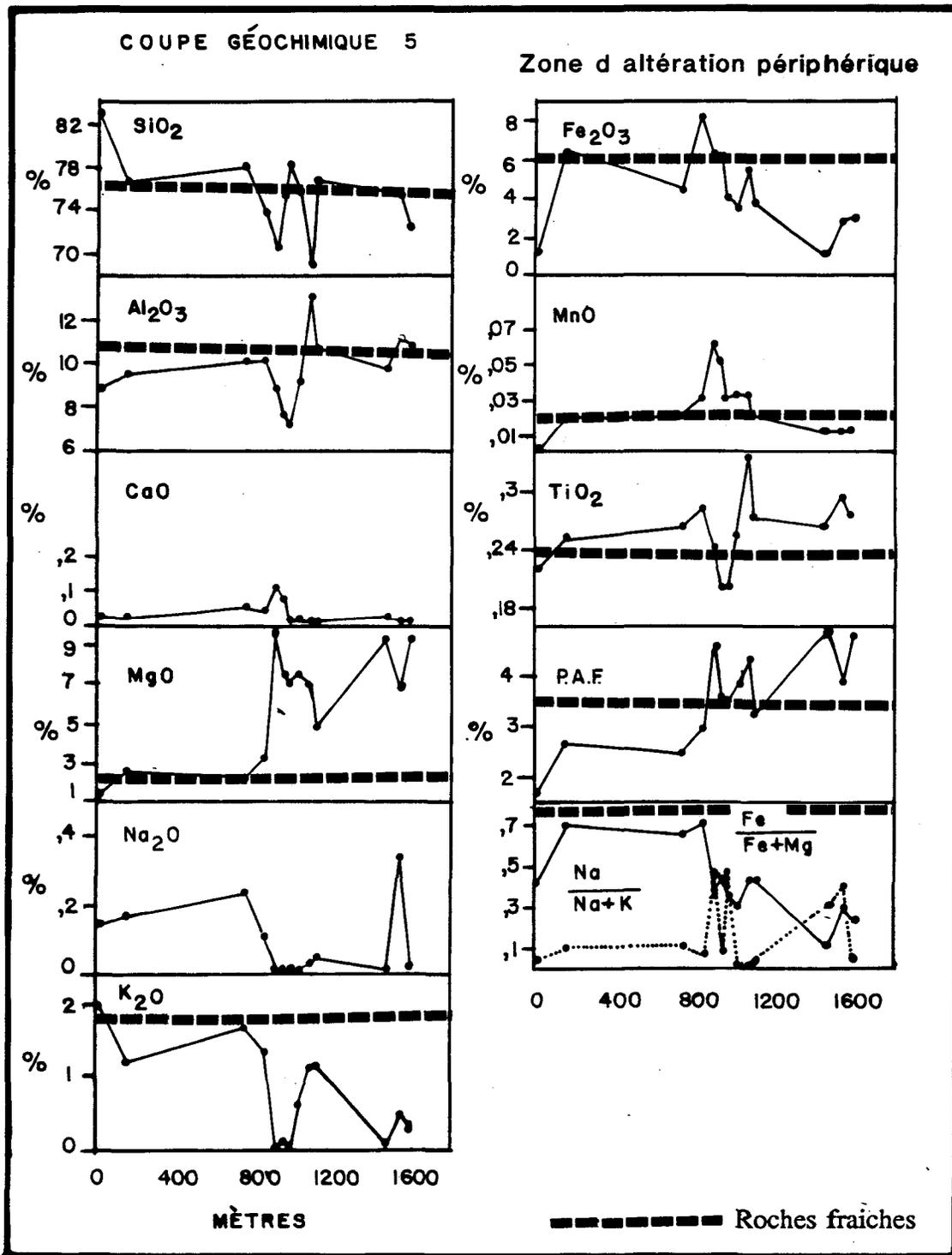


FIGURE 39: Profil géochimique de la coupe 5.

Les gains et pertes en éléments chimiques de ces roches sont résumés sur la figure 10. La silice y est fortement enrichie, de même que dans une moindre mesure, le magnésium et le potassium. Le sodium et le calcium y sont appauvris. Le facteur volumique indique que la roche a subi une augmentation significative de volume .

Le rapport de $Fe/Fe+Mg$ ainsi que le rapport de $Na/Na+K$ décroissent abruptement avec l'altération jusqu'à des valeurs de 0,2 pour le premier et 0,1 pour le second (figures 20 et 21). La baisse du rapport $Fe / Fe+Mg$ de ces roches se fait à contenu en SiO_2 relativement constant (figure 22).

Les variations des minéraux normatifs des roches de cette zone par rapport aux roches fraîches consistent en une perte de plagioclase et un gain d'hyperstène et de corindon (figures 23 à 27).

DISCUSSION

La figure 11 représente la distribution spatiale des différentes zones d'altérations. À partir de cette synthèse des données, nous tenterons maintenant d'établir un modèle du système hydrothermal pouvant expliquer la géométrie des zones d'altération.

La partie du paléo-système hydrothermal la mieux connue de la région étudiée est constituée des cheminées d'altération des gisements de sulfures. Après remise à l'horizontale des strates, le pendage original reconstitué des linéaments syn-volcaniques et donc des cheminées d'altérations est incliné vers le sud-ouest. Il est important de noter l'absence de zones de minéralisation importantes à l'intérieur de la partie supérieure des laves de la séquence étudiée, ailleurs que le long des linéaments syn-volcaniques connus. Ceci implique que le fluide minéralisateur était piégé sous un horizon imperméable qui

l'empêchait d'atteindre la surface, de façon diffuse à travers la roche, ailleurs que le long de ces structures.

Deux phénomènes ont pu empêcher les fluides de se diffuser vers la surface, ailleurs que dans les cheminées d'altération. Le premier, de nature lithologique, est que la partie supérieure de la séquence de lave est constituée de coulées massives, donc peu poreuses. Le second, d'ordre physico-chimique est que la partie supérieure de la zone d'altération stratiforme profonde contient des veinules de quartz. Ce phénomène se produit, selon MacGeehan (1978) et Gibson *et al.* (1983), lorsque le fluide hydrothermal atteint la température critique au-delà de laquelle la solubilité de la silice décroît. Dans ce cas, le système hydrothermal se serait scellé de lui-même lorsque les fluides auraient atteint cette température. Le mouvement épisodique le long des failles syn-volcaniques aurait fracturé cette couche imperméable et permis la remontée focalisée des fluides.

Les faciès fragmentaires des coulées de lave de la région étudiée sont de nature autoclastique plutôt que pyroclastique (chapitre II). Ceci suggère que la profondeur du paléofond marin était suffisamment grande pour inhiber l'exsolution des gaz de la lave et par conséquent, empêcher la création d'explosions phréato-magmatiques (Fisher et Schminke, 1984).

La faible granulométrie et les structures de laminations parallèles de bas régime qui caractérisent la Tuffite Clef, dans l'ensemble du flanc sud, indiquent que celle-ci se serait déposée dans un environnement à faible énergie. L'augmentation de l'épaisseur de cette unité à l'intérieur du graben, suggère soit, un apport de constituants sédimentaires plus élevé, soit que le taux de sédimentation y était plus élevé à cause d'un environnement de déposition à plus faible énergie au centre qu'en bordure. Davidson (1977) a démontré que des constituants tuffacés pélagiques composent une partie significative de la Tuffite Clef. Il est suggéré dans le chapitre II que l'épaisseur de cette unité n'est pas liée à la proximité des

dépôts de sulfures. Tanguay *et al.* (1990) et Clark (1983) ont démontré que dans les cas des gîtes de Isle-Dieu et de Orchan, les amas de sulfures et leur cheminées d'altération recoupent la Tuffite Clef.

Les laminations de pyrite, pyrrhotite et de sphalérite à l'intérieur de cette unité seraient cependant des sédiments chimiques précipités à partir des fluides hydrothermaux qui se seraient répandus dans le bassin, à la manière des particules émises par les cheminées exhalatives sous-marines des dorsales océaniques actuelles.

La formation des dépôts de sulfures et la sédimentation de la Tuffite Clef se sont produites durant une période où il n'y avait pas ou peu d'épanchements volcaniques à l'intérieur du bassin.

Les variations minéralogiques à travers la partie supérieure de la cheminée d'altération du gisement Isle-Dieu et de celle du gisement de Lac-Mattagami se résument en une zone externe d'altération sériciteuse et en une zone interne chloritisée. Les parties les plus altérées de la zone centrale de la cheminée d'altération du gîte de Lac-Mattagami sont constituées d'un assemblage de talc-actinote (Roberts et Reardon, 1978). Tanguay *et al.*, (1990) ont démontré que cette zonation concentrique est également observée le long de "conduits" distincts à l'intérieur de la cheminée d'altération du gisement de Isle-Dieu.

Cette zonation est similaire à celle qui a été décrite par Riverin et Hodgson (1980) dans la cheminée d'altération de la mine Millenbach à Rouyn-Noranda, Québec. Il est suggéré, vu la similitude de ces patrons d'altération entre les cheminées d'altération des gîtes de Matagami et celle du dépôt de Millenbach, que les mêmes processus chimiques ont eu lieu dans les deux cas.

Ce processus, pour résumer Riverin et Hodgson (1980), serait que le fluide circulant à l'intérieur d'un conduit hydrothermal, transformerait le plagioclase de la roche en séricite. Par la suite, cette séricite serait altérée en chlorite par un fluide constamment

renouvelé. Le fluide qui a réagi pour former cette chlorite migrerait latéralement à travers la roche pour altérer d'autre plagioclase en séricite.

Le lessivage presque complet du Na_2O et du CaO dans la zone centrale et externe des cheminées d'altération est causé par la destruction du plagioclase de la roche.

La différence entre les observations de ces derniers auteurs et celles de Tanguay *et al.* (1990), est que les cheminées d'altération des gisements de la région de Matagami ne sont pas caractérisées par des zonations minéralogiques en fonction de la profondeur, contrairement à ce qui a été observé dans la cheminée d'altération de la mine Millenbach.

Riverin et Hodgson (1980) proposent que la variation de la pression hydrostatique et de la température des fluides minéralisateurs à l'intérieur de la cheminée d'altération de la mine Millenbach sont les principaux paramètres de la stabilité des phases minérales d'altération. La présence de brèches phréatiques le long de l'unité hôte de cette mine (Gibson *et al.*, 1983) suggère une profondeur d'eau inférieure à 500 mètres (Fisher et Schmincke, 1984).

La profondeur d'eau lors de la mise en place des gisements étudiés étant supérieure à 500 mètres, il est possible que la pression hydrostatique à l'intérieur de l'ensemble des cheminées d'altération de Matagami soit supérieure aux pressions qui ont causé les zonations verticales de la minéralogie de la cheminée d'altération de la mine Millenbach.

La baisse du rapport $\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg}$ de la roche dans les cheminées d'altération est probablement causée par un ajout de magnésium à partir de l'eau de mer entraînée en périphérie des conduits hydrothermaux. Selon le modèle proposé par Roberts et Reardon (1978), la remontée rapide des fluides minéralisateurs dans la cheminée d'altération entraîne de l'eau de mer qui en se réchauffant dans les conduits hydrothermaux, précipiterait une partie de son contenu de magnésium lors du processus de chloritisation de la séricite.

Cette baisse du rapport Fe / Fe+Mg peut être observée jusqu'à la racine des cheminées d'altération. Ceci indiquerait que de l'eau de mer entraînée a réagi avec la roche jusqu'à des profondeurs de 700 à 1000 mètres sous la paléo-surface.

L'effet de trou sur le variogramme du rapport Fe/Fe+Mg pourrait être causé par l'espacement régulier, d'environ 1,6 kilomètre qui existe entre les gisements et donc entre leurs cheminées d'altération. Cette géométrie cause une alternance de zones où les roches ont un rapport faible (à l'intérieur des cheminées) et de zones à rapport élevé (les roches fraîches environnantes).

Le SiO₂ est lessivé à l'intérieur des conduits hydrothermaux chloriteux. Ceci s'accompagne d'une forte diminution de volume de la roche (Tanguay *et al.*, 1990; figure 10). Cette observation indiquerait que les conditions de pression et de température du fluide minéralisateur à l'intérieur de ces conduits étaient sous la température critique de la solubilité du quartz (figure 40).

Le mélange de l'eau de mer entraînée avec le fluide minéralisateur dans la cheminée d'altération causerait un refroidissement du fluide ascendant, le maintenant sous la température critique de la solubilité du quartz. Ainsi la silice serait lessivée à l'intérieur des conduits hydrothermaux.

La zonation minéralogique, du sommet vers la base, de la zone d'altération stratiforme profonde s'apparente à la zonation minéralogique, de l'extérieur vers le centre, des cheminées d'altération.

Il y a une zone de transition supérieure où le plagioclase de la roche est remplacé par de la séricite. Le Na₂O et le CaO y sont lessivés. Sous cette zone de transition se trouve la zone inférieure, où la séricite est partiellement remplacée par de la chlorite. Le SiO₂ n'est pas remobilisé de façon significative dans ces deux horizons.

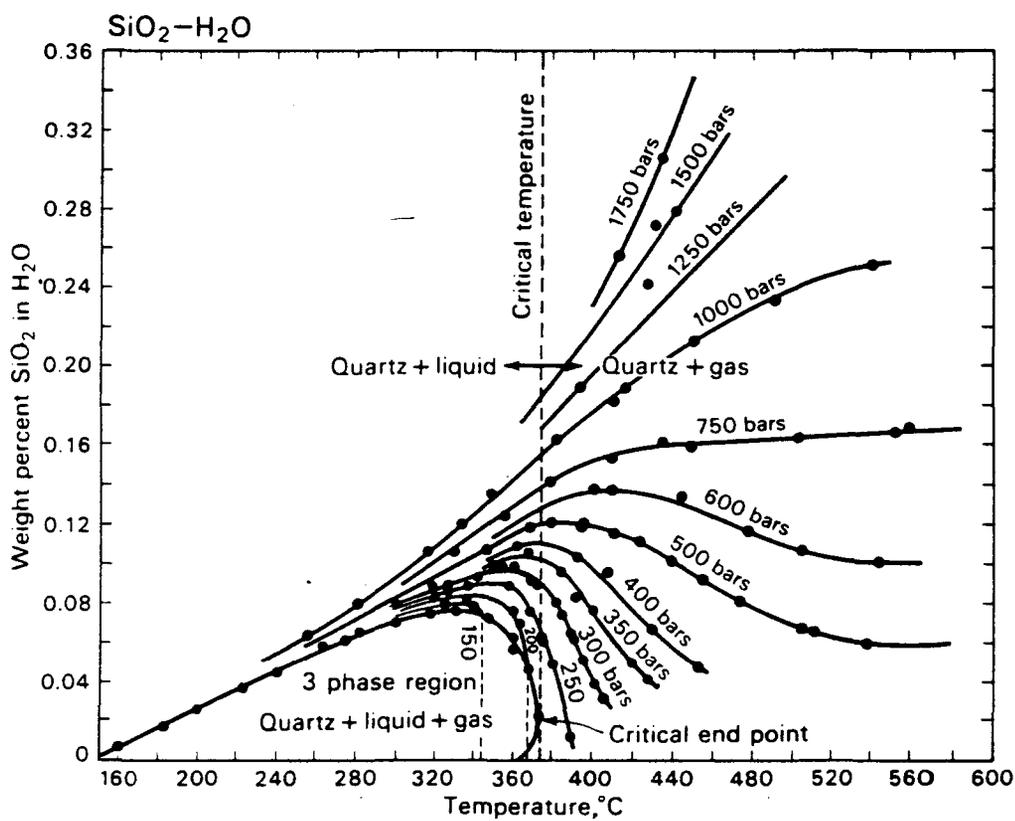


FIGURE 40: Courbes de la solubilité de la silice dans l'eau en fonction de la température et de la pression. Tiré de Kennedy, 1950.

Ceci est mis en évidence par l'abondance de quartz microcristallin en assemblage avec la chlorite dans la mésostase des laves.

Des veinules de quartz recoupant la roche à la transition entre les zones supérieure et inférieure, ont les mêmes morphologies que celles qui ont été décrites par Gibson *et al.* (1983). Ces derniers proposent que la présence de ces veinules de quartz est due à la précipitation de silice dans des fractures, à partir d'un fluide hydrothermal saturé qui atteint la température critique de solubilité du quartz.

La faible remobilisation du quartz dans la partie inférieure de la zone d'altération stratiforme, sous la zone des veinules de quartz, indiquerait que les fluides de la partie profonde avaient une capacité limitée de dissoudre ce minéral. La proximité du Complexe de la Rivière Bell qui est considéré comme la source de chaleur du système géothermal, aurait porté les fluides de cette zone bien au-delà de la température critique de la solubilité du quartz. Donc, ces veinules de quartz ne peuvent provenir des fluides de la partie profonde de la zone d'altération stratiforme.

Étant donné que ces veinules recoupent les assemblages minéralogiques d'altération, il est peu probable qu'elles se soient formées lors de la diagenèse ou lors des stades initiaux de la circulation hydrothermale.

Une autre hypothèse pour expliquer la formation de ces veinules serait qu'elles se seraient formées à partir de l'eau de mer qui a été entraînée en profondeur par un processus de succion qu'aurait provoqué la remontée rapide des fluides minéralisateurs dans les cheminées d'altération. Cette eau, se réchauffant graduellement, aurait perdu son magnésium dissous au profit de la silice. En profondeur, cette eau atteindrait la température critique de solubilité du quartz et aurait précipité de la silice dans la zone des veinules de quartz.

En conséquence, ce modèle impliquerait que les fluides circulant dans la partie inférieure de la zone d'altération stratiforme auraient été confinés à l'intérieur de cet horizon par la couche imperméable qu'aurait constituée la zone de veinules de quartz.

La position spatiale de la zone d'altération périphérique, à l'ouest du graben et sa nature géochimique seraient caractéristique d'une zone d'altération de recharge.

La recharge de l'aquifère confiné se serait produite au pourtour de la couche imperméable. Les roches silicifiées et enrichies en magnésium de cette zone sont considérées comme ayant subi un métasomatisme produit par l'interaction avec de l'eau de mer. Pendant son cheminement vers le bas, le fluide se réchaufferait graduellement et s'enrichirait en silice lors de l'interaction avec les roches des couches supérieures. Lorsque la température critique de la solubilité du quartz est atteinte, la silice précipiterait, causant ainsi la silicification de la roche.

Cette silicification de la partie inférieure de la zone de recharge aurait tendance à y réduire progressivement l'écoulement des fluides. Ceci est supporté par le fait que ces roches ont subies une augmentation de volume significative, selon les équations de Gresen (1967). Cette augmentation de volume, provoquée par un ajout de silice aurait colmaté la porosité originale de la roche. Donc, la circulation de l'eau de mer et sa réaction avec la roche aurait tendance à diminuer avec le temps, à mesure que la porosité diminue. Une migration latérale de cette zone de recharge serait nécessaire pour compenser l'échappement des fluides dans les cheminées d'altération. À mesure que la partie inférieure d'une zone de recharge se colmate par ce processus, les fluides pénétreraient par d'autres endroits plus perméables qui se colmateraient à leur tour, et ainsi de suite.

Les fluides confinés dans la partie inférieure de la zone d'altération stratiforme ne se seraient échappés vers la surface que le long des failles syn-volcaniques qui recoupaient la couche imperméable. L'entraînement d'eau de mer en profondeur aurait tendance, en y

précipitant de la silice, à colmater les fractures ouvertes créées par les failles syn-volcaniques. Des mouvements épisodiques le long de ces failles seraient donc nécessaires pour maintenir les conduits ouverts suffisamment longtemps pour permettre aux fluides de se rendre jusqu'à la surface et de ce fait, de former les cheminées d'altération et leurs dépôts de sulfures associés.

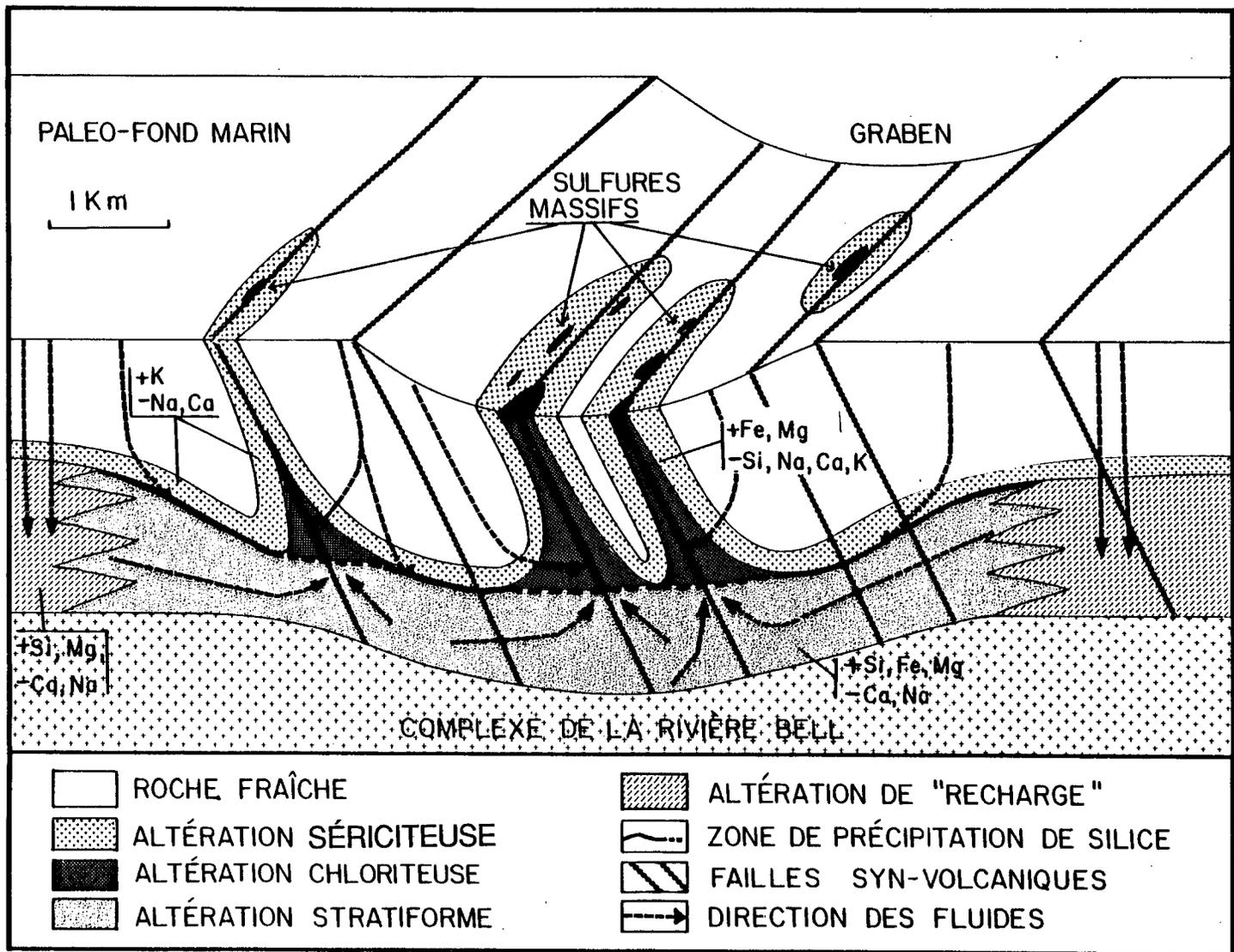
À plus grande échelle, le fait que le gîte de Isle-Dieu et de Orchan recourent la Tuffite Clef et que ceux de Lac-Mattagami et de Bell-Allard-Sud en sont partiellement recouverts, indique que ces gisements ne se sont pas formés en même temps. Cette constatation amène à suggérer que les failles syn-volcaniques de l'intérieur du graben n'étaient pas toutes actives en même temps.

Le lessivage presque complet du Na_2O et du CaO dans les cheminées d'altération, dans la zone d'altération stratiforme profonde et dans la zone d'altération de recharge indique que les processus d'altération ont eu lieu dans des conditions où le rapport eau / roche était élevé (Mottl et Holland, 1978).

La figure 41 est un modèle schématique du fonctionnement du paléo-système proposé.

La zone d'altération stratiforme qu'a identifiée MacGeehan (1977) dans les roches du mur de la mine Lac-Garon du flanc nord de l'anticlinal de Galinée, était constituée de basaltes enrichis en silice et en sodium. Ces roches contenaient également plus de calcium que celles de la zone d'altération stratiforme du flanc sud. Le modèle stratigraphique et structural du chapitre III suggère que la séquence stratigraphique immédiate de la mine Lac-Garon a été transposée structurellement au-dessus de basaltes qui étaient stratigraphiquement sus-jacents à cette séquence. Donc, les altérations décrites par MacGeehan (1977) et MacGeehan et MacLean (1980b) dans ce qu'ils considèrent comme une zone d'altération

FIGURE 41: Bloc diagramme schématique montrant les relations géométriques entre les différentes zones d'altération après reconstitution de la géométrie originale des unités. Les gains et pertes en éléments chimiques de la roche après interaction avec les fluides sont indiqués schématiquement.



stratiforme sous-jacente à la mine Lac-Garon ne sont probablement pas reliés au paléo-système hydrothermal qui a donné naissance à ce gisement.

Vu la similitude stratigraphique entre les deux flancs de l'anticlinal de Galinée (chapitre III), il serait logique que le paléo-système hydrothermal qui a été décrit dans cette étude soit similaire le long du flanc nord de l'anticlinal de Galinée.

CONCLUSION

Le paléo-système hydrothermal ayant donné naissance aux gisements volcanogènes du flanc sud de l'anticlinal de Galinée est constitué de trois principales zones. Ce sont les cheminées d'altération, la zone d'altération stratiforme profonde et la zone d'altération de recharge.

Les cheminées d'altération des gisements du flanc sud sont constituées d'une zone chloriteuse et talqueuse. La silice et les éléments alcalins y sont lessivés et le fer et le magnésium y sont ajoutés. La roche y aurait subi une diminution de volume significative. Ce coeur est entouré d'un halo de roches séricitisées où le sodium et le calcium sont lessivés.

La zone d'altération stratiforme profonde est divisée en une zone supérieure de roches séricitisées, similaire à la zone externe des cheminées d'altération et en une zone inférieure de roches composées de quartz et de chlorite. Les roches de cette zone sont lessivées en éléments alcalins et sont légèrement enrichies en fer et en magnésium.

La zone d'altération de recharge qui est située dans la partie ouest de la région étudiée est constituée de roches silicifiées et enrichies en magnésium. Les roches de cette zone auraient subi une augmentation significative de volume lors de l'altération.

Des traces d'entraînement d'eau de mer jusqu'à la racine des cheminées d'altération et au-dessus de la zone d'altération stratiforme profonde sont déduites à partir de

l'enrichissement en magnésium et du lessivage en silice des roches des racines des cheminées d'altération.

Cet entrainement d'eau de mer au dessus de la zone d'altération stratiforme aurait causé la formation des veinules de silice observées au sommet de cette zone d'altération, lorsque l'eau de mer entraînée aurait atteint la température critique de la solubilité du quartz. Ceci a eu pour effet de confiner le paléo-aquifère hydrothermal sous cette zone de veinules.

La sortie des fluides dans les cheminées d'altération est contrôlée par des fractures ouvertes à travers la zone imperméable par le jeu épisodique de failles syn-volcaniques que représentent les linéaments orientés à 290°.

La recharge de l'aquifer confiné se produit en périphérie de la zone d'altération stratiforme, sur les flanc du graben où se trouvent les gisements. L'eau de mer pénétrant dans cette zone y précipiterait du magnésium et y dissolverait de la silice à mesure qu'elle s'échaufferait dans les couches de roches supérieures. Lorsqu'elle atteindrait la température critique de solubilité du quartz, la silice dissoute se précipiterait, scellant l'entrée des fluides à cet endroit et causant la migration latérale de la zone de recharge. Ce processus de précipitation de silice et de magnésium est à l'origine de ce que nous considérons comme une altération de recharge.

Le lessivage du Na_2O et du CaO dans toutes ces zones d'altération est symptomatique d'un régime hydrothermal à haut rapport eau / roche (Mottl et Holland, 1978).

TABLEAU 1: PARAMETRES DES VARIOGRAMMES

VARIABLES	Co (effet pépite)	C (plateau)	a (portée en mètres)
SiO ₂	16	29	>900
Al ₂ O ₃	1	2.3	>600
CaO	1.2	0.5	>600
MgO	4.6	5.4	>900
Na ₂ O	0.5	2.3	1800
K ₂ O	0.4	0.65	4000
Fe ₂ O ₃	7.5	10.3	1300
P.A.F.	4	14	900
Quartz	40	90	1500
Plag.	20	260	1200
Orth.	17	25	5000
Corind.	5	14	1600
Hypers.	35	100	1000
Na/Na+K	0.04	0.065	1700
Fe/Fe+Mg	0.006	0.018	2000

RÉFÉRENCES

ADAMIDES, N.G., 1980. The form and environment of formation of the Kalavassos ore deposits, Cyprus, DANS Ophiolites: International Ophiolite Symposium, Chypre, 1977, Éditeur: Panayiotou, A., Proceedings, Cyprus Ministry Agriculture, Natural Resources, Geol. Survey. Dept., pp. 117-178.

BISCHOFF, J.L. et SEYFRIED, W.E., 1978. Hydrothermal chemistry of seawater from 25° to 350°C. American Journal of Science, Volume 278, pp. 838-860.

CLARK, J.R., 1983. The geology and trace element distribution of the sulfide bodies at Orchan mine, Matagami, Quebec. Thèse de Doctorat, Colorado School of Mines, Golden, Colorado. T-2586, 450 p.

BOISVERT, M., 1984. Étude lithogéochimique du flanc sud de l'anticlinal de Matagami. Explorations Noranda Ltée, Division Matagami, Rapport interne, 200 pages.

COSTA, U.R., BARNETT, R.L et KERRICH, R. 1983. The Mattagami Lake Mine Archean Zn-Cu sulfide deposit, Quebec: hydrothermal coprecipitation of talc and sulfides in a sea-floor brine pool - evidence from geochemistry, 18O / 16O, and mineral chemistry. Economic Geology, Volume 78, pp. 1144-1203.

DAVID, M., 1977. Geostatistical ore reserve estimation. Developments in Geomathematics, No 2, Elsevier Scientific Publishing Company. 364 pages.

DAVIDSON, A.J., 1977. Petrology and chemistry of the Key Tuffite at Bell-Allard, Matagami, Québec. MSc Thesis, McGill University, Montréal. 131 pages.

FISHER, R.V., SCHMINCKE, H.U., 1984. Pyroclastic Rocks. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo. 472 pages.

FRANKLIN, J.M., LYDON, J.W., SANGSTER, D.F., 1981. Volcanic associated massive sulfide deposits: Economic Geology., 75' Anniversary. Volume, pp.485-627.

GIBSON, H.L., WATKINSON, D.H. et COMBA, C.D.A., 1983. Silicification: hydrothermal alteration in an Archean geothermal system within the Amulet Rhyolite Formation, Noranda, Québec. Economic Geology, Volume 78, pp. 954-971.

GRESEN, R.L., 1967. Composition-volume relationships of metasomatism. Chemical Geology, Volume 2, pp. 44-65.

KENNEDY, G.C., 1950. A portion of the system silica - water. Economic Geology, Volume 45, pp. 629-653.

LARGE, R.R., 1977. Chemical evolution and zonation of massive sulfide deposits in volcanic terrains. Economic Geology, Volume 72, pp. 549-572.

LYDON, W.J., 1988. Ore deposits no14. Volcanogenic Massive Sulphide Deposits, Part 2: Genetic Models. Geoscience Canada, Volume 15, No 1, pp. 43-65.

MACGEEHAN, P.J., 1978. The geochemistry of altered volcanic rocks at Matagami, Québec; A geothermal model for massive sulphide genesis. *Journal canadien des Sciences de la Terre*, Volume 15, pp. 551-570.

MACGEEHAN, P.J., MACLEAN, W.H., 1980a. Tholeiitic Basalt-Rhyolite Magmatism and Massive Sulphide Deposits at Matagami, Quebec. *Nature*; Volume 283, n. 5743, pp.767-771.

MACGEEHAN, P.J. et MACLEAN, W.H., 1980b. An archean sub-floor geothermal system, "calc-alkali" trends and massive sulphide genesis. *Nature*, Volume 286, pp. 767-771.

MOTTL, M.J., HOLLAND, H.D., 1978. Chemical exchange during hydrothermal alteration of basalt by seawater-1. Experimental results for major and minor components of seawater. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, Volume 42, pp. 1103-1115.

PICHE, M., GUHA, J., DAIGNEAULT, R., 1990. Structure, Stratigraphie et implication métallogénique - les Gisements de Sulfures Volcanogènes du Camp Minier de Matagami. Dans *La Ceinture polymétallique du Nord-Ouest québécois - Synthèse de 60 ans d'exploration minière*, édité par Rive, M., Verpaelst, P., Gagnon, Y., Lulin, J.M., Riverin, G., Simard, A. Institut Canadien des Mines, Volume Spécial No 43, pp. 327-335.

PICHÉ, M., 1990. Re-interpretation of the emplacement history of the north flank massive sulphide deposits, Matagami, Québec. 8e Symposium de l'IAAGOD, Ottawa, Canada, Programme et Résumés, Résumé page A15.

RIVERIN, G. ET HODGSON, C.J., 1980. Wall-Rock Alteration at the Millenbach Cu-Zn Mine, Noranda, Québec. Economic Geology, Volume 75, pp. 424-444.

ROBERTS, R.G., 1966. The geology of the Mattagami Lake Mine, Galinée Township, Québec. Thèse de Doctorat, McGill University, 224p.

ROBERTS, R.G. et REARDON, E.J., 1978. Alteration and ore-forming processes at Mattagami Lake mine, Québec. Canadian Journal of Earth Sciences, Volume 15, pp. 1-21.

SIMARD, G., 1982. Rapport géochimique sur les forages sous-terrains de la rampe d'exploration de la mine Lac-Mattagami. Explorations Noranda Ltée, Division Matagami, Québec. Rapport interne, 150 pages.

SHARPE, J.I., 1968. Géologie et gisements de sulfures de la région de Matagami, Comté d'Abitibi-Est, Québec. Ministère des Richesses Naturelles du Québec. Rapport géologique 137. 8 cartes, 122 pages.

TANGUAY, R., 1990. Caractéristiques pétrologiques et géochimiques de la cheminée d'altération du gisement Isle-Dieu, Matagami, Québec. Mémoire de Maitrise, Université du Québec à Chicoutimi, Québec. 120 pages.

TANGUAY, R., CARIGNAN, J., PICHÉ, M., BEAUDRY, C., BONENFANT, A. 1990. Caractéristiques Pétrologiques et Géochimiques de la Cheminée d'Altération du Gisement Isle-Dieu, Matagami, Québec. Dans La Ceinture polymétallique du Nord-Ouest québécois - Synthèse de 60 ans d'exploration minière, édité par Rive, M., Verpaelst, P., Gagnon, Y., Lulin, J.M., Riverin, G., Simard, A. Institut Canadien des Mines, Volume Spécial No 43, pp. 349-361.

WALFORD, P.C. et FRANKLIN, J.M., 1982. The Anderson Lake Mine, Snow Lake, Manitoba, DANS Precambrian Sulphide Deposits, Éditeurs: Hutchinson, R.W., Spence, C.D. et Franklin, J.M. Association Géologique du Canada, Special Paper No 25, pp. 481-523.

CHAPITRE V

CONCLUSIONS SOMMAIRES

CONCLUSIONS

Les contributions originales de cette thèse sont énumérées ci-après.

Une même stratigraphie peut être appliquée aux deux flancs de l'anticlinal de Galinée.

Vu leur similitude stratigraphique et malgré leurs caractéristiques structurales différentes, le flanc nord et le flanc sud de l'antiforme de Galinée devraient avoir un potentiel économique similaire.

L'état de conservation exceptionnel des structures syn-volcaniques le long du flanc sud permet de concentrer l'exploration sur le prolongement en profondeur des structures favorables connues.

Le flanc nord de l'anticlinal de Galinée est affecté par des modifications structurales importantes qui l'ont séparé en blocs structuraux à l'intérieur de la zone de déformation du lac Garon.

Le gisement de Norita que l'on a utilisé comme exemple des gîtes du flanc nord, a subi des modifications structurales qui ont affecté sa géométrie par l'aplatissement apparent de ses zonations métalliques internes et de sa cheminée d'altération.

Les modèles métallogéniques antérieurs, suggérant que les dépôts du flanc nord étaient de nature distale, ne seraient donc plus valides. Ce travail suggère en alternative que ces gisements sont de nature proximale, comme leurs équivalents du flanc sud, mais que leur géométrie est différente à cause de phénomènes structuraux tardifs reliés à la zone de déformation du lac Garon.

Le paléo-système hydrothermal ayant donné naissance aux gisements volcanogènes du flanc sud de l'anticlinal de Galinée est constitué de trois principales zones. Ce sont les cheminées d'altération, la zone d'altération stratiforme profonde et la zone de

recharge. La source de chaleur qui a généré la convection hydrothermale des fluides à travers la roche et donc causé ces zones d'altération, serait le Complexe de la Rivière Bell.

Chacune de ces zones d'altération possède des caractéristiques pétrologiques et géochimiques distinctes.

La solubilité de la silice en fonction de la pression et de la température est, selon nous, le principal paramètre qui a géré la géométrie et l'évolution de la circulation des fluides dans le paléo-système hydrothermal ayant donné naissance aux gîtes de sulfures massifs volcanogènes du camp minier de Matagami.

La précipitation dans la roche des éléments dissous de l'eau de mer, tel le magnésium, permet également de discerner les zones de recharge du paléo-système hydrothermal.

La perte des éléments alcalins, constituants du plagioclase de la roche, dans les zones d'altérations, est symptomatique d'un système hydrothermal où les conditions étaient dominées par un rapport eau / roche élevé.

Nous croyons que la distinction géochimique et pétrologique entre les différentes zones d'altération du paléo-système hydrothermal du flanc sud de l'anticlinal de Galinée permet de reconstruire la géométrie des patrons de circulation des fluides minéralisateurs. Ces distinctions peuvent être expliquées par des processus d'interactions eau-roche bien documentés. La reconnaissance d'une zone d'altération de recharge d'aquifère hydrothermal constitue un aspect original de ce travail sur les systèmes géothermaux.

ANNEXE 1

TABLEAU DE PRÉCISION DES ANALYSES

Compilation des standards.

Éléments	13434	13434	13434	écart type	UTR-1A	UTR-1B	UTR-1C	UTR-1D
SiO₂	64.80	65.05	64.72	0.17	78.16	77.01	76.60	77.60
TiO₂	0.60	0.60	0.61	0.00	0.25	0.24	0.22	0.26
Al₂O₃	11.15	11.14	11.23	0.05	10.99	10.55	11.00	10.59
Fe₂O₃	12.45	12.46	12.41	0.03	1.28	1.23	1.22	1.27
MnO	0.06	0.05	0.06	0.01	0.02	0.00	0.02	0.03
MgO	6.88	6.91	6.93	0.03	0.14	0.18	0.50	0.30
CaO	0.17	0.16	0.21	0.03	0.53	0.54	0.70	0.61
Na₂O	0.01	0.01	0.01	0.00	0.54	0.72	1.06	0.76
K₂O	0.09	0.06	0.06	0.10	7.73	7.74	7.70	7.77
P₂O₅	0.15	0.14	0.14	0.01	0.03	0.02	0.03	0.02
V (ppm)	10	12	18	4.163	16	22		23
Cr₂O₃ (ppm)	15	15	15	0	211		170	202
Ni (ppm)	10	10	10	0	10	13		8
BaO (ppm)	51	38	51	7.5	730	690		678
PAF	4.49	4.51	4.51	0.01	0.82	1.88	0.93	0.77
Total	100.85	101.09	100.90		100.58			
Nb (ppm)	24	24	23	0.577	27	25		27
Zr	342	343	342	0.577	289	309	290	321
Y	75	72	73	1.528	115	121		127
Sr	18	18	17	0.577	27	18	10	13
Rb	5	5	5	0	110	108	120	114
Pb	5	5	5	0	5			11
Th	5	5	5	0	11			8
U	5	5	5	0	5			3

Légende:

13437: Échantillon provenant de l'unité dacitique inférieure du Groupe du Lac Watson, qui a été analysée au Geochemical laboratory de l'Université McGill.

UTR-1: Standard géochimique de rhyolite de l'Université de Toronto, fourni gracieusement par S.J. Barnes. A: Analysé au Geochemical Laboratory de l'Université McGill, dans le cadre de cette étude. B et D: Analysés au laboratoire MESA par Sawyer E. et Barnes S.J. respectivement. C: Analysé au X-Ray Assay Laboratory de Toronto en 1984, soit dans la même période que ceux provenant de Boisvert 1984.

ANNEXE 2

**SECTION DES FORAGES
AVEC POSITION DES ÉCHANTILLONS GÉOCHIMIQUES**

LÉGENDE

V_____LAVE INDIFÉRENCIÉE

V7_____BASALTE

V2_____RHYOLITE

V4_____DACITE

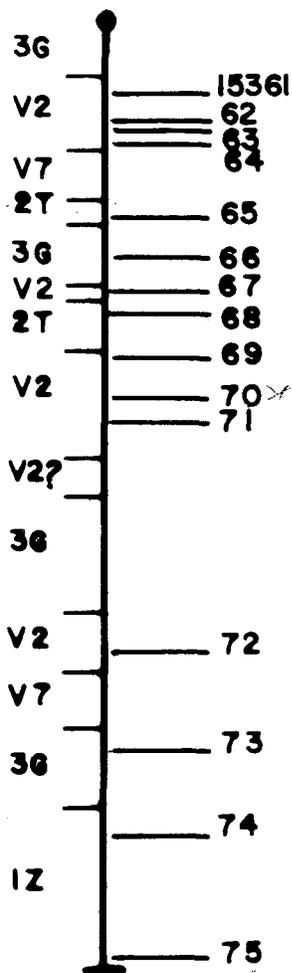
V9_____TUF

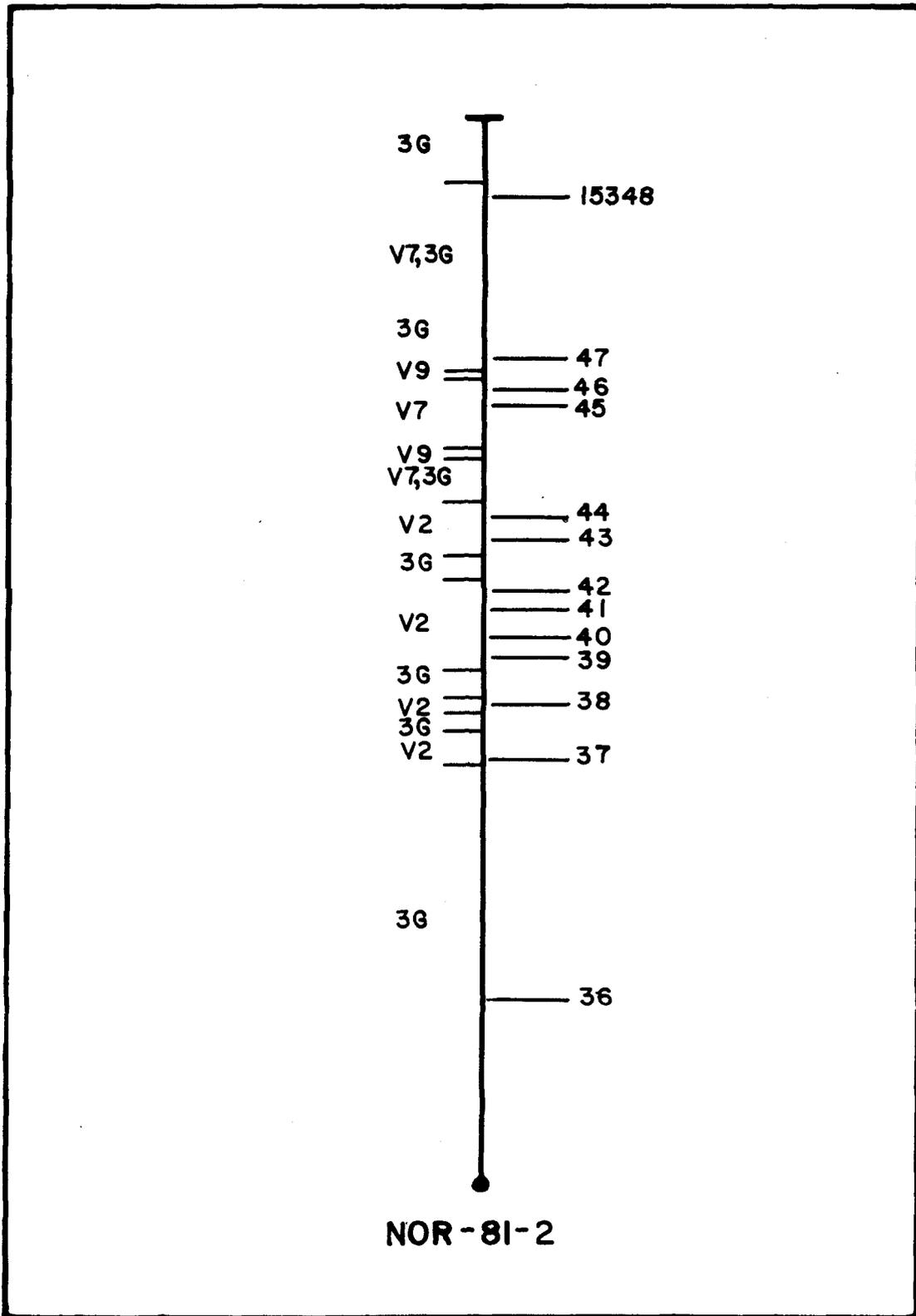
3G_____GABBRO

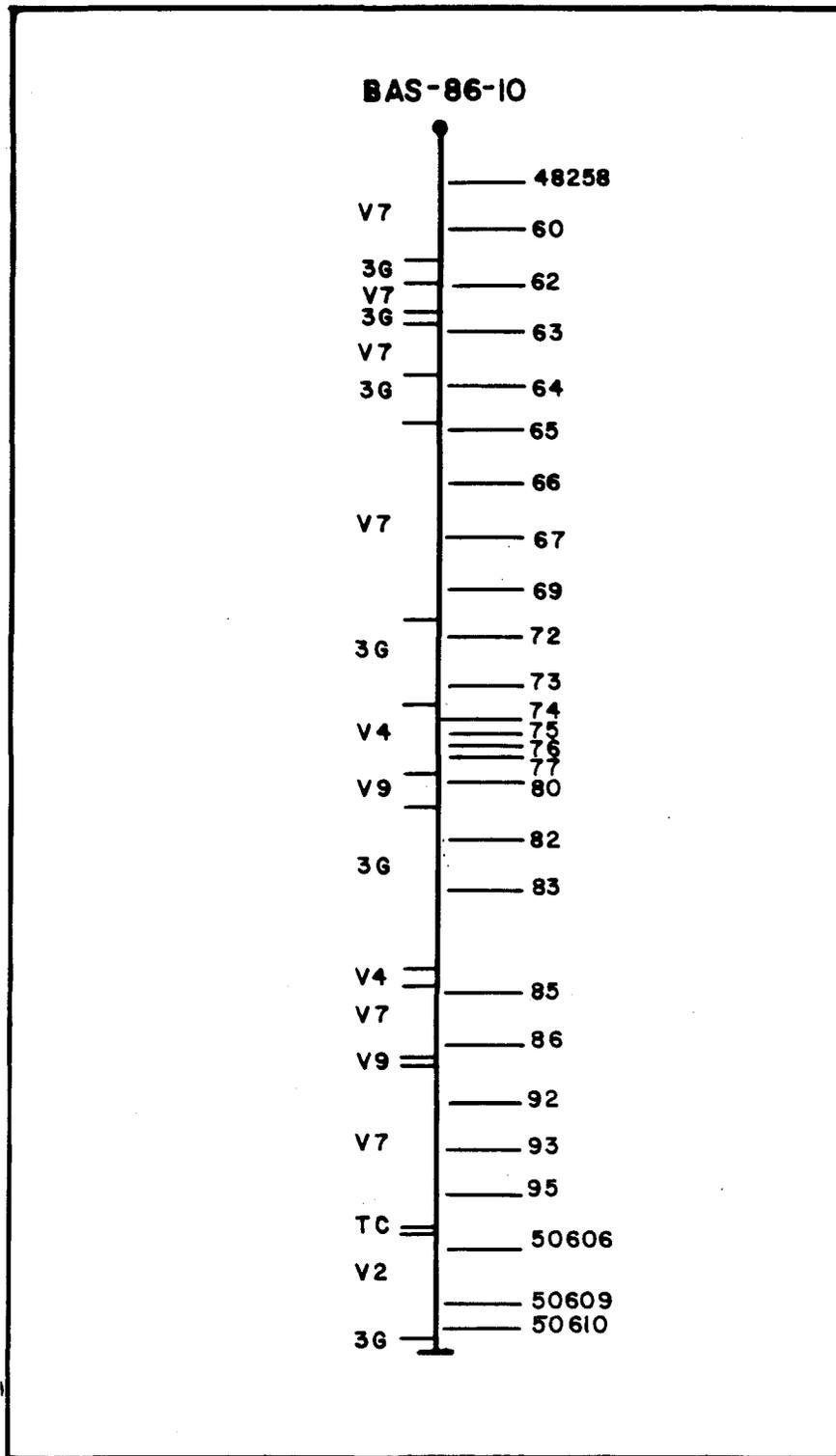
2T_____TONALITE

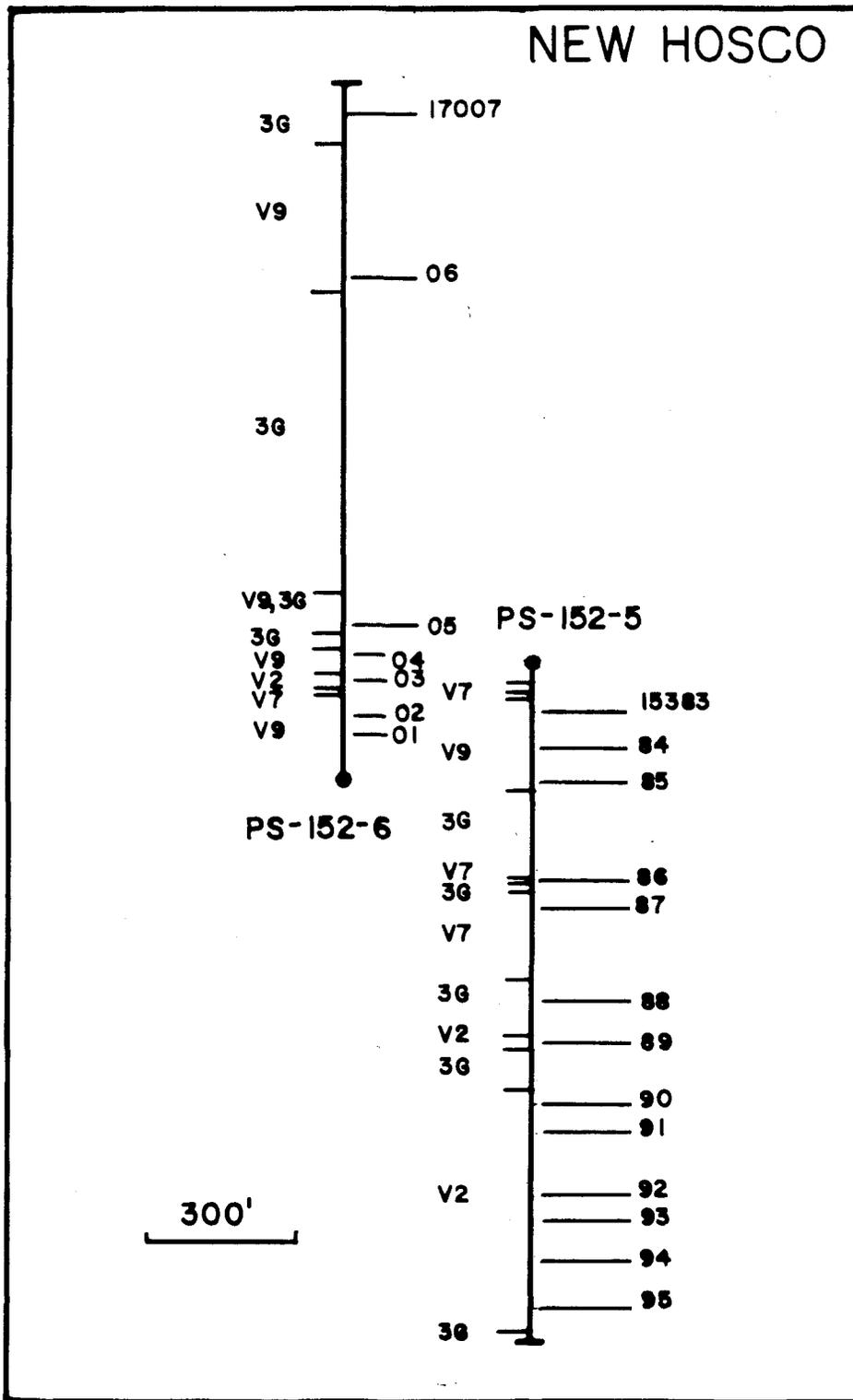
1Z_____GRANOPHYRE

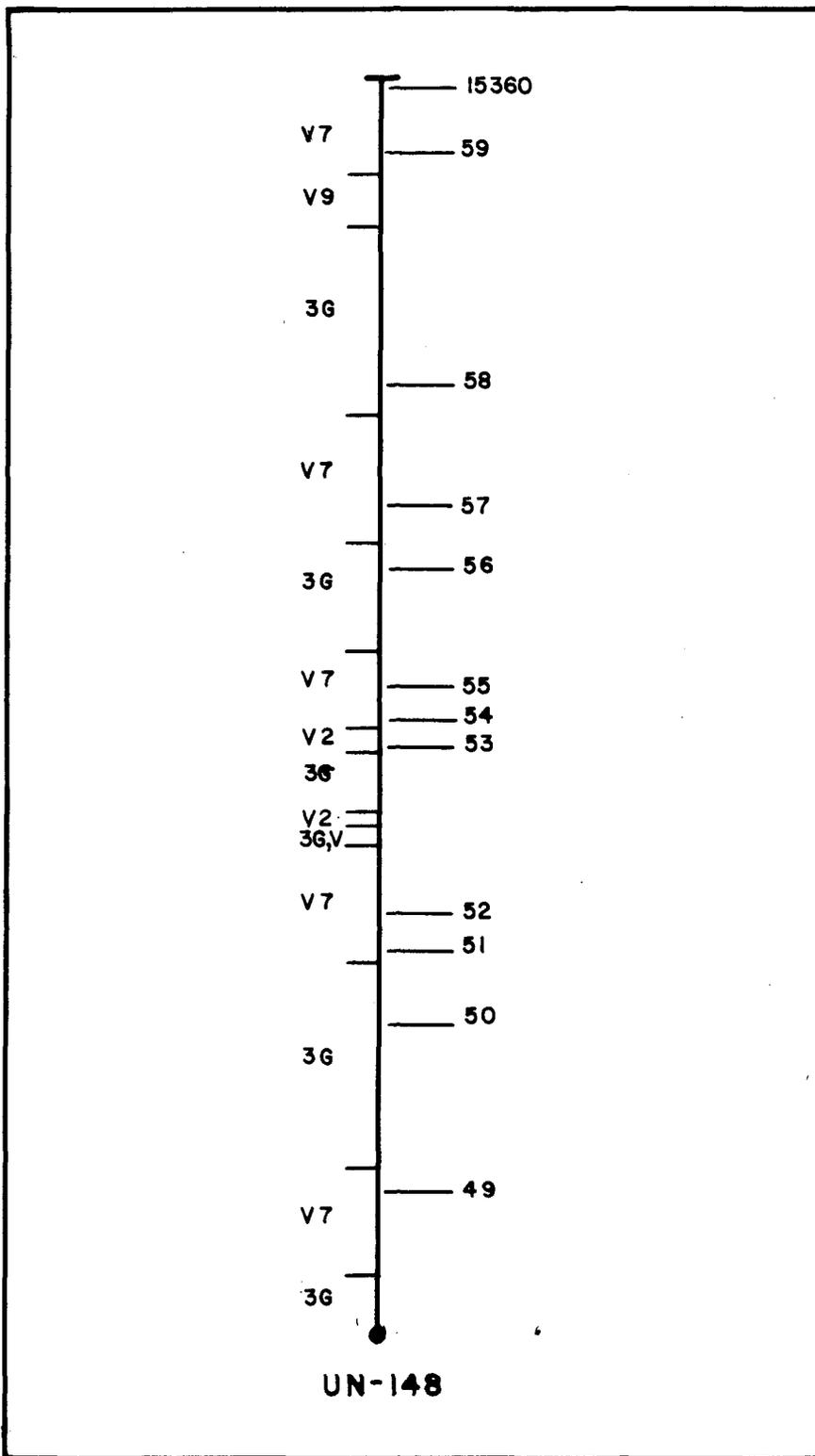
UN-239











ANNEXE 3

ANALYSE CHIMIQUES DES ÉCHANTILLONS DU TROU

BAS-87-10, DU FLANC SUD

ECH.	48284	48285	48286	48292	48293	48295	50606	50609	50610
SiO2	46.50	54.50	63.70	54.70	53.20	52.60	71.00	73.50	72.00
Al2O3	11.20	14.40	12.90	15.50	15.30	14.80	12.10	11.00	11.30
CaO	8.83	4.52	4.42	5.84	9.08	6.42	1.12	1.47	2.21
MgO	4.18	4.93	4.07	6.10	5.49	5.06	0.79	0.80	0.59
Na2O	1.88	4.70	3.77	3.35	1.97	4.42	3.98	5.44	5.70
K2O	0.06	0.24	0.08	0.07	0.09	0.08	1.69	0.30	0.26
Fe2O3	16.30	9.55	7.00	10.10	10.50	9.01	6.48	4.55	5.68
MnO	0.19	0.16	0.14	0.21	0.21	0.20	0.07	0.05	0.10
TiO2	1.83	0.76	0.74	0.80	0.75	0.72	0.40	0.33	0.36
P2O5	0.20	0.10	0.10	0.09	0.09	0.09	0.04	0.04	0.04
Cr2O3	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
PAF	9.23	5.62	3.47	3.47	3.39	6.85	2.23	2.16	2.08
Rb	20.00	20.00	30.00	20.00	20.00	10.00	50.00	20.00	40.00
Sr	80.00	170.00	150.00	160.00	210.00	80.00	30.00	60.00	30.00
Zr	110.00	60.00	70.00	50.00	40.00	40.00	730.00	640.00	650.00
Y	30.00	30.00	10.00	10.00	10.00	10.00	170.00	170.00	150.00
Nb	20.00	10.00	20.00	20.00	10.00	20.00	30.00	30.00	30.00
Ba	90.00	150.00	120.00	130.00	80.00	100.00	450.00	180.00	100.00
La		5.25	7.33	5.83		3.92			
Ce		13.16	18.25	14.29		11.41			
Nd		7.04	8.68	7.62		5.14			
Sm		2.27	2.69	2.50		1.81			
Eu		1.00	0.83	0.65		0.50			
Tb		0.44	0.47	0.49		0.43			
Yb		2.10	2.19	1.95		1.59			
Lu		0.37	0.36	0.33		0.33			
Hf		2.08	2.08	1.58		1.58			
Sc		36.77	36.56	42.74		38.95			
Ta		0.22	0.09	0.13		0.14			
Th		0.78	0.66	0.50		0.51			

ECH.	48272	48273	48274	48275	48276	48277	48280	48282	48283
SiO2	49.30	46.60	74.00	65.60	65.80	65.40	54.60	51.70	48.80
Al2O3	12.60	12.30	11.20	11.80	11.20	11.30	12.50	12.30	12.60
CaO	8.36	6.38	1.38	2.97	3.91	4.13	4.23	6.42	9.12
MgO	4.27	4.10	0.78	1.51	1.21	1.11	3.55	2.84	4.45
Na2O	1.80	2.90	5.21	4.06	3.64	4.41	2.42	2.09	1.89
K2O	0.19	0.44	0.45	0.47	0.83	0.42	0.54	0.37	0.29
Fe2O3	17.20	18.60	4.47	9.36	8.26	7.57	15.10	18.20	17.40
MnO	0.22	0.31	0.06	0.16	0.17	0.17	0.22	0.25	0.22
TiO2	1.98	2.14	0.82	0.94	0.88	0.88	1.26	2.11	1.93
P2O5	0.23	0.20	0.17	0.22	0.20	0.21	0.18	0.29	0.18
Cr2O3	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
PAF	2.85	6.31	1.31	2.92	4.00	3.93	4.54	3.70	2.93
Rb	10.00	10.00	20.00	30.00	50.00	30.00	20.00	40.00	40.00
Sr	190.00	110.00	130.00	100.00	100.00	150.00	60.00	150.00	120.00
Zr	130.00	120.00	380.00	350.00	310.00	300.00	150.00	190.00	90.00
Y	40.00	30.00	110.00	90.00	80.00	80.00	50.00	30.00	40.00
Nb	30.00	20.00	40.00	40.00	30.00	30.00	20.00	30.00	20.00
Ba	140.00	210.00	200.00	230.00	390.00	230.00	340.00	190.00	90.00
La	9.89	8.45	24.34		28.76				7.15
Ce	27.75	23.73	61.84		70.48				20.85
Nd	14.53	10.95	29.54		33.70				12.62
Sm	5.16	4.87	10.02		10.55				4.14
Eu	1.74	1.58	2.28		2.31				1.55
Tb	1.14	1.00	2.24		2.29				1.05
Yb	4.35	3.91	8.20		8.41				3.50
Lu	0.74	0.70	1.42		1.44				0.60
Hf	3.97	3.35	8.05		8.20				2.93
Sc	40.13	42.21	18.15		18.51				41.47
Ta	0.26	0.60	1.03		1.04				0.36
Th	0.90	0.88	3.02		3.26				0.65

ECH.	48258	48260	48262	48263	48264	48265	48266	48267	48269
SiO2	43.60	46.60	47.80	52.20	47.60	49.80	44.40	43.70	42.40
Al2O3	11.70	12.90	15.40	11.50	12.50	15.40	15.40	14.50	14.40
CaO	11.40	11.80	5.59	5.99	9.21	9.36	6.70	10.10	10.60
MgO	5.82	5.64	5.98	3.76	4.05	6.00	9.41	8.56	6.70
Na2O	1.68	2.18	4.01	3.03	1.72	3.50	2.56	1.65	2.46
K2O	0.12	0.12	0.72	0.27	0.29	0.71	0.17	0.12	0.80
Fe2O3	13.30	13.80	14.20	15.90	18.10	9.13	12.80	10.20	10.30
MnO	0.20	0.21	0.16	0.22	0.24	0.14	0.20	0.17	0.17
TiO2	1.07	1.15	1.68	1.96	2.20	0.66	0.63	0.59	0.57
P2O5	0.10	0.11	0.16	0.24	0.21	0.04	0.04	0.04	0.04
Cr2O3	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.04	0.04	0.03	0.03
PAF	10.80	4.47	3.70	4.39	3.39	4.62	7.23	9.62	11.60
Rb	10.00	10.00	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00	40.00
Sr	50.00	140.00	110.00	80.00	180.00	110.00	60.00	100.00	70.00
Zr	20.00	30.00	80.00	140.00	120.00	20.00	10.00	10.00	10.00
Y	20.00	20.00	10.00	40.00	20.00	10.00	10.00	10.00	10.00
Nb	20.00	10.00	30.00	40.00	30.00	20.00	10.00	10.00	10.00
Ba	90.00	90.00	270.00	170.00	170.00	270.00	80.00	70.00	150.00
La	2.11	2.67	6.98	10.19	9.06	2.06	5.33	1.90	1.14
Ce	6.12	7.36	18.58	27.56	25.62	7.54	10.96	5.18	2.89
Nd	3.49	3.46	9.14	10.95	11.45	4.95	6.48	3.55	2.40
Sm	1.75	1.97	3.84	5.35	4.85	1.38	2.18	1.29	0.95
Eu	0.59	0.93	1.58	1.71	1.64	0.48	1.42	0.62	0.42
Tb	0.36	0.46	0.91	1.18	1.06	0.32	0.38	0.21	0.27
Yb	1.27	1.40	3.09	4.32	4.12	0.93	0.81	0.83	0.90
Lu	0.20	0.23	0.53	0.72	0.71	0.19	0.15	0.15	0.15
Hf	1.10	1.44	2.41	3.94	3.77	0.81	0.80	0.69	0.56
Sc	38.71	43.53	34.38	36.13	43.14	36.39	35.03	32.04	33.28
Ta	0.00	0.00	0.25	0.21	0.44	0.05	0.08	0.00	0.00
Th	0.37	0.23	0.65	0.99	0.78	0.02	0.17	0.12	0.03

ANNEXE 4

**ANALYSES CHIMIQUES DES TROUS UN-148,
UN-239 ET NOR-81-2 DE LA PROPRIÉTÉ NORITA**

ECH.	15345	15346	15347	15348	15349	15350	15351	15352	15353
SiO2	57.49	58.33	56.41	56.77	58.65	49.09	56.49	60.11	71.27
Al2O3	12.77	15.4	18.3	12.24	15.51	12.74	15.04	15.38	10.76
CaO	7.16	4.72	5.6	5.38	5.96	9.1	6.78	8.07	1.89
MgO	3.16	4.86	4.88	4.51	5.09	5.19	5.02	4.21	1.26
Na2O	1.81	2.01	4.33	2.72	3.8	1.49	4.27	3.5	3.56
K2O	0.12	0.66	0.23	0.13	0.43	0.12	0.02	0.01	0.01
Fe2O3	13.36	10.7	7.42	15.33	6.95	17.91	7.25	6.62	8.14
MnO	0.2	0.2	0.17	0.21	0.11	0.23	0.11	0.11	0.14
TiO2	1.52	0.52	0.49	1.64	0.61	1.96	0.6	0.59	0.59
P2O5	0.42	0.11	0.07	0.22	0.13	0.2	0.12	0.13	0.11
Cr2O3	15	25	16	15	116	36	155	141	29
PAF	2.23	2.72	2.05	1.42	2.72	2.47	4.55	1.73	2.67
Rb	5	13	5	5	9	5	5	5	5
Sr	142	116	150	49	114	123	110	85	66
Zr	247	121	112	199	128	124	126	126	409
Y	73	18	12	54	14	33	13	14	104
Nb	19	11	12	16	13	11	12	14	25
Ba	10	482	201	32	100	49	21	10	10
Ni	10	45	74	10	40	12	54	53	10
V	35	74	91	245	100	348	103	111	17
La					11.3355			8.4913	36.5465
Ce					24.1573			20.0676	94.8154
Nd					8.1602			6.0255	33.5241
Sm					2.4584			1.8083	14.2959
Eu					0.9489			0.6208	3.3774
Tb					0.5171			0.3264	3.2986
Yb					1.3155			1.0173	11.7316
Lu					0.0946			0.0596	1.7495
Hf					3.1849			2.4614	13.4354
Sc					18.8559			14.207	15.9527
Ta					1.1859			1.0667	3.3013
Th					1.394			0.8851	4.3587

ECH.	15354	15355	15356	15357	15358	15359	15360	15361	15362
SiO2	52.96	57.31	49.84	51.73	48.4	59.61	50.65	72.07	61.01
Al2O3	16.5	12.51	12.93	11.85	13.29	15.6	13.77	9.88	9.97
CaO	6.5	5.22	7.19	6.53	6.65	5.41	9.63	2.82	6.83
MgO	3.26	2.49	5.29	4.36	5.59	4.94	4.38	1.09	2.72
Na2O	5.26	3.57	2.29	0.62	2.71	2.88	3.16	2.2	0.01
K2O	0.01	0.01	0.04	0.059	0.19	0.95	0.13	0.55	1.07
Fe2O3	8.56	12.93	18.03	15.42	18.52	6.9	15.63	7.17	9.96
MnO	0.16	0.23	0.23	0.21	0.35	0.12	0.23	0.1	0.22
TiO2	1.05	1.52	2.08	1.66	2.05	0.61	1.99	0.77	0.42
P2O5	0.22	0.42	0.24	0.21	0.23	0.14	0.34	0.17	0.06
Cr2O3	314	15	96	122	248	337	197	45	166
PAF	5.46	4.08	2.62	7.31	2.38	2.93	0.76	3.52	7.85
Rb	5	5	5	15	6	27	5	9	17
Sr	75	72	44	57	111	290	69	68	57
Zr	110	240	139	164	138	135	158	243	527
Y	16	71	41	42	42	12	34	61	137
Nb	13	19	14	13	13	12	14	18	29
Ba	10	65	59	24	97	335	13	10	67
Ni	81	10	20	38	89	168	62	25	63
V	157	45	331	250	341	94	214	15	14
La	18.9567		10.7924		11.6789	9.3098	10.9626		
Ce	53.671		29.7494		26.4318	26.2734	28.8966		
Nd	27.7566		15.5549		12.8949	13.7503	15.2399		
Sm	9.8779		5.5583		2.2369	4.8427	4.906		
Eu	2.6391		1.6328		0.7085	1.6927	1.2424		
Tb	2.2969		1.3487		0.4597	1.0026	1.1229		
Yb	7.4897		4.4177		1.1713	3.4466	4.3586		
Lu	1.1645		0.6946		0.0996	0.4792	0.6559		
Hf	7.3006		4.9005		3.025	4.3884	4.9454		
Sc	30.3789		36.2211		17.2789	34.9661	11.7166		
Ta	1.8528		0.858		1.4579	2.1315	1.6079		
Th	1.7411		1.1514		1.5466	1.0684	1.6519		

ECH.	15363	15364	15365	15366	15367	15368	15369	15370	15371
SiO ₂	69.51	68.48	79.17	50.06	70.04	69.68	82	70.72	65.8
Al ₂ O ₃	10.53	11.12	7.38	14.83	11.89	10.44	8.62	11.53	12.34
CaO	3.39	3.4	2.86	10.44	1.95	3.15	0.53	1.76	3.5
MgO	1.11	1.16	0.7	5.13	1.85	1.32	0.64	2.08	3.39
Na ₂ O	1.68	1.9	0.91	2.09	1.23	3.38	3.32	3.7	0.01
K ₂ O	1.02	1.09	1.28	0.07	2.43	0.31	0.35	0.7	3.22
Fe ₂ O ₃	7.93	7.87	4.11	13.6	6.66	7.46	2.94	6.24	5.83
MnO	0.12	0.13	0.1	0.2	0.14	0.12	0.06	0.08	0.14
TiO ₂	0.55	0.61	0.22	0.93	0.46	0.58	0.3	0.52	0.43
P ₂ O ₅	0.1	0.12	0.02	0.08	0.04	0.13	0.04	0.06	0.04
Cr ₂ O ₃	533	131	15	60	156	398	109	40	16
PAF	4.19	4.42	3.35	2.73	3.51	3.61	1.13	2.29	5.61
Rb	17	20	25	5	44	5	6	10	58
Sr	53	57	30	164	50	60	40	76	52
Zr	383	412	303	88	394	376	338	371	431
Y	101	106	82	25	124	115	70	111	128
Nb	24	25	21	9	26	24	25	24	27
Ba	83	120	50	10	451	52	70	127	304
Ni	228	52	10	69	48	169	38	10	10
V	10	19	10	210	35	10	19	43	27
La								32.493	
Ce								81.7738	
Nd								39.059	
Sm								12.7242	
Eu								2.3206	
Tb								2.9381	
Yb								11.741	
Lu								1.8343	
Hf								11.8139	
Sc								14.4817	
Ta								3.4421	
Th								3.7805	

ECH.	15372	15373	15374	15375	15376	15377	15378	15379	15380
SiO2	75.6	50.94	48.54	69.88	75.97	61.14	77.79	51.82	65.03
Al2O3	9.55	14.17	15.25	10.75	10.87	11.92	9.12	13.79	12.98
CaO	0.07	0.15	2.51	4.75	0.82	4.13	0.1	6.16	2.55
MgO	1.86	11.8	12.38	0.65	1.37	2.36	2.68	3.41	3.35
Na2O	0.01	0.01	3.14	2.33	1.57	3.83	0.01	2.28	0.03
K2O	1.02	0.01	1.65	1.38	1.75	0.01	1.29	0.01	2.14
Fe2O3	10.16	16.24	10.34	4.79	5.44	11.73	6.99	17.03	9.26
MnO	0.09	0.04	0.04	0.26	0.05	0.16	0.02	0.23	0.09
TiO2	0.23	0.89	0.74	0.4	0.34	1.04	0.3	2.06	0.58
P2O5	0.03	0.12	0.12	0.04	0.04	0.16	0.04	0.36	0.13
Cr2O3	15	90	129	15	15	233	15	15	15
PAF	2.4	6.52	5.36	5.28	2.59	3.8	2.48	3.36	4.87
Rb	14	5	52	23	44	5	22	5	55
Sr	24	19	92	77	46	100	20	227	34
Zr	344	99	90	383	324	213	385	164	161
Y	102	18	94	93	73	58	115	50	17
Nb	24	11	14	27	18	18	30	14	12
Ba	249	10	118	187	81	10	129	10	376
Ni	10	10	52	10	10	10	10	10	17
V	10	196	475	10	10	136	10	161	70
La	35.6895			25.2637					
Ce	91.1726			70.1728					
Nd	40.9532			42.8473					
Sm	12.7454			15.0925					
Eu	1.6327			3.7379					
Tb	2.8023			2.9019					
Yb	11.5236			10.3696					
Lu	1.8745			1.7221					
Hf	11.0812			14.3335					
Sc	7.6829			8.1138					
Ta	2.7314			2.7189					
Th	4.4244			2.2112					

ECH.	15381	15382
SiO2	59.63	68.72
Al2O3	14.73	12.38
CaO	4.63	3.19
MgO	4.1	1.99
Na2O	0.53	4.62
K2O	2.55	0.01
Fe2O3	6.81	5
MnO	0.13	0.08
TiO2	0.72	0.7
P2O5	0.14	0.11
Cr2O3	17	15
PAF	6.6	3.26
Rb	66	5
Sr	46	70
Zr	148	134
Y	18	15
Nb	12	11
Ba	532	10
Ni	41	10
V	101	121
La		
Ce		
Nd		
Sm		
Eu		
Tb		
Yb		
Lu		
Hf		
Sc		
Ta		
Th		

ANNEXE 5

**ANALYSES CHIMIQUES DES TROUS PS-152-5,
PS-152-6 DE LA PROPRIÉTÉ NEW-HOSCO**

ECH.	15383	15384	15385	15386	15387	15388	15389	15390	15391
SiO2	59.73	60.75	57.89	57.06	54.73	54.20	59.12	77.46	81.04
Al2O3	12.93	14.68	14.46	14.65	15.40	14.68	12.72	7.54	8.20
CaO	5.55	6.19	8.71	5.01	4.86	7.47	2.86	0.20	0.03
MgO	2.27	2.95	3.29	3.26	5.08	5.10	4.34	3.40	2.12
Na2O	0.47	2.57	1.01	4.29	3.90	2.71	0.36	0.08	0.16
K2O	2.54	0.50	0.07	0.03	0.13	0.01	1.10	0.07	0.59
Fe2O3	9.08	8.34	10.17	9.11	9.12	11.04	13.48	8.96	5.83
MnO	0.29	0.15	0.18	0.18	0.12	0.20	0.11	0.02	0.01
TiO2	0.64	0.69	0.64	0.68	0.79	0.82	0.41	0.24	0.25
P2O5	0.12	0.14	0.13	0.13	0.13	0.12	0.05	0.02	0.03
Cr2O3	15.00	68.00	115.00	88.00	146.00	31.00	15.00	15.00	15.00
PAF	6.70	3.53	3.94	4.96	6.15	4.29	5.90	2.78	2.23
Rb	81.00	7.00	5.00	5.00	5.00	5.00	26.00	5.00	6.00
Sr	69.00	133.00	174.00	104.00	132.00	213.00	55.00	20.00	50.00
Zr	172.00	151.00	148.00	157.00	117.00	100.00	434.00	344.00	394.00
Y	19.00	18.00	18.00	20.00	15.00	19.00	188.00	123.00	134.00
Nb	12.00	13.00	13.00	13.00	12.00	11.00	43.00	24.00	29.00
Ba	334.00	203.00	10.00	10.00	40.00	33.00	138.00	10.00	98.00
Ni	10.00	72.00	125.00	94.00	91.00	10.00	10.00	58.00	10.00
V	84.00	98.00	91.00	101.00	120.00	195.00	31.00	11.00	10.00
La	16.67			14.68			55.13		
Ce	37.72			33.32			151.96		
Nd	14.54			11.02			72.85		
Sm	3.58			3.36			24.86		
Eu	1.19			1.03			2.52		
Tb	0.58			0.66			5.38		
Yb	1.85			1.83			19.71		
Lu	0.30			0.31			3.25		
Hf	4.48			3.97			16.43		
Sc	13.67			17.99			8.44		
Ta	1.19			1.08			3.71		
Th	2.19			1.94			7.90		

ECH.	15392	15393	15394	15395	17001	17002	17003	17004	17005
SiO2	78.99	78.13	78.44	74.59	62.37	57.14	58.18	59.09	60.25
Al2O3	8.68	10.10	11.00	8.80	13.40	14.19	15.73	15.64	15.27
CaO	0.43	0.09	0.08	0.19	5.09	4.46	8.08	6.33	6.81
MgO	3.14	3.43	3.06	5.10	2.26	2.20	3.60	3.07	3.59
Na2O	0.15	0.17	0.30	0.01	0.30	1.26	1.41	3.49	2.52
K2O	0.60	1.04	1.50	0.11	3.28	2.07	0.36	0.08	0.07
Fe2O3	5.33	4.29	2.77	7.93	6.91	12.39	9.02	8.26	8.02
MnO	0.03	0.04	0.03	0.03	0.18	0.33	0.17	0.14	0.11
TiO2	0.37	0.39	0.49	0.39	0.66	0.73	0.79	0.68	0.73
P2O5	0.03	0.04	0.05	0.03	0.13	0.14	0.16	0.14	0.15
Cr2O3	15.00	15.00	15.00	15.00	11.00	15.00	72.00	44.00	58.00
PAF	2.99	2.75	2.69	3.61	6.16	5.59	3.02	3.55	2.99
Rb	8.00	12.00	21.00	5.00	106.00	73.00	5.00	5.00	5.00
Sr	44.00	33.00	39.00	22.00	63.00	75.00	247.00	166.00	183.00
Zr	358.00	376.00	488.00	328.00	160.00	162.00	164.00	150.00	160.00
Y	101.00	122.00	157.00	112.00	16.00	18.00	21.00	18.00	19.00
Nb	27.00	28.00	34.00	24.00	11.00	11.00	13.00	13.00	13.00
Ba	93.00	171.00	270.00	48.00	590.00	500.00	98.00	19.00	10.00
Ni	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	18.00	50.00	44.00	91.00
V	10.00	15.00	19.00	10.00	91.00	112.00	113.00	101.00	112.00
La			59.41		15.52		12.31		
Ce			145.35		34.79		26.97		
Nd			70.10		13.57		9.61		
Sm			23.12		3.24		2.76		
Eu			4.74		1.18		0.99		
Tb			5.06		0.46		0.46		
Yb			16.28		1.57		1.50		
Lu			2.77		0.24		0.23		
Hf			17.83		4.19		3.38		
Sc			10.11		14.88		17.05		
Ta			4.77		1.17		1.49		
Th			6.73		1.99		1.53		

ECH.	17006	17007	17018	17019	17020	17021	17022	17023
SiO2	61.16	59.16	80.44	62.23	78.32	77.54	77.37	63.80
Al2O3	15.24	12.96	8.62	12.15	9.37	9.82	7.90	9.98
CaO	1.64	6.03	0.01	0.11	0.10	0.10	0.01	2.46
MgO	4.27	2.69	2.46	7.29	2.95	3.39	5.30	7.08
Na2O	0.97	0.78	0.01	0.01	0.01	0.03	0.31	0.01
K2O	2.60	1.92	1.28	0.30	1.38	1.30	0.36	0.12
Fe2O3	9.12	8.84	5.03	12.68	5.41	5.45	5.96	10.21
MnO	0.10	0.14	0.03	0.06	0.02	0.03	0.04	0.06
TiO2	0.70	0.75	0.23	1.10	0.43	0.31	0.20	0.64
P2O5	0.16	0.12	0.02	0.09	0.07	0.01	0.02	1.32
Cr2O3	45.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00
PAF	4.18	6.96	2.22	4.85	2.52	2.81	3.10	4.80
Rb	79.00	44.00	15.00	5.00	18.00	17.00	7.00	5.00
Sr	37.00	47.00	21.00	17.00	23.00	26.00	23.00	22.00
Zr	148.00	155.00	290.00	198.00	258.00	330.00	411.00	306.00
Y	19.00	15.00	121.00	76.00	50.00	122.00	119.00	253.00
Nb	12.00	13.00	33.00	19.00	19.00	39.00	24.00	13.00
Ba	186.00	241.00	207.00	53.00	331.00	248.00	12.00	174.00
Ni	55.00	14.00	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00
V	100.00	115.00	19.00	135.00	16.00	13.00	10.00	145.00
La	15.25	31.95						
Ce	34.62	58.78						
Nd	15.25	17.51						
Sm	3.55	5.50						
Eu	0.91	1.27						
Tb	0.53	0.99						
Yb	1.84	2.86						
Lu	0.28	0.46						
Hf	3.49	4.69						
Sc	17.52	19.59						
Ta	0.97	1.46						
Th	1.81	9.10						

ANNEXE 6

**ANALYSES CHIMIQUES DU GROUPE DU LAC WATSON
DU FLANC SUD**

ÉCH.	1041	1042	1043	1044	1045	1046	1047
SIO2	62.5	62.5	66.5	72.8	68.7	63.5	64.6
AL2O3	11.7	10.8	9.37	9.23	9.92	11.7	12.00
CAO	.39	.24	.26	.29	.32	.26	.26
MGO	5.63	4.52	5.9	3.64	3.35	4.37	4.58
NA2O	.1	1.00E-2	3.00E-2	7.00E-2	5.00E-2	6.00E-2	5.00E-2
K2O	.93	.26	3.00E-2	.96	.73	.74	.96
FE2O3	12.8	15.8	12.3	8.32	11.9	14.4	12.9
MNO	7.00E-2	5.00E-2	4.00E-2	3.00E-2	6.00E-2	5.00E-2	4.00E-2
TIO2	.94	.75	.71	.75	.8	.75	.73
P2O5	.24	.17	.18	.19	.2	.19	.17
CR2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
PAF	4.08	4.08	4.08	3.08	3.08	3.85	3.85
CO2	.21	.417	.16	.1	.071		
S	0.00	.036	6.000E-3	4.000E-3	4.000E-3		
Fe/Fe+Mg	.67	.76	.65	.67	.76	.75	.72
Na/Na+K	8.00E-2	3.00E-2	.45	6.00E-2	5.00E-2	6.00E-2	4.00E-2
MINÉRAUX							
NORMATIFS							
QUARTZ	40.1	42.79	47.7	56.27	51.3	42.53	43.45
ORTHOSE	5.42	1.52	.17	5.58	4.27	4.3	5.56
ALBITE	.83	8.00E-2	.25	.58	.42	.5	.41
ANORTHITE	1.91	1.18	1.27	1.41	1.57	1.27	1.26
HYPERSTENE	32.22	35.33	32.96	20.66	25.76	32.39	30.41
CORINDON	9.69	9.99	8.7	7.42	8.37	10.16	10.2
ILMENITE	1.76	1.41	1.33	1.4	1.5	1.4	1.36
MAGNETITE	3.49	3.24	3.16	3.21	3.3	3.21	3.17
HEMATITE	0	0	0	0	0	0	0
APATITE	.56	.4	.42	.44	.47	.44	.39
CHROMITE	0	0	0	0	0	0	0
GAINS/PERTES							
g/100g.							
DENSITÉ	2.8				2.75	2.83	2.8
FV MOY.	.53				.64	1.19	1.2
Si	-17.3				-12.6	10.9	11.5
Ti	.12				.12	4.00E-2	3.00E-2
Al	-2.23				-2.23	-.64	-.44
Fe+3	1.27				1.73	-.87	-2.1
Mn	-9.00E-2				-9.00E-2	-.22	-.23
Mg	.84				.28	-.99	-.84
Ca	-2.52				-2.53	-.65	-.65
Na	-2.59				-2.61	-1.05	-1.05
K	-.45				-.48	-.1	.12
H	-7.00E-2				-.1	-2.00E-2	-2.00E-2
P	4.00E-2				4.00E-2	3.00E-2	2.00E-2
O	-23.1				-18.1	10	10.5
PÉTROGRAPHIE							
TEXTURES							
	H				F	B	B
Qtz	40				45	50	47
Chl	55				45	40	48
Sér	5				10	10	5
Plag	0				0	0	0
Épi	0				0	0	0

ÉCH.	1048	1049	1050	1051	1052	1053	1054
SIO2	70.1	68.2	68.5	68.1	55.1	66.4	66.1
AL2O3	10.3	9.6	9.26	10.6	9.76	11.3	10.1
CAO	.14	5.00E-2	.14	.17	1.21	.17	.15
MGO	5.43	6.58	6.44	4.48	9.05	7.06	10.3
NA2O	4.00E-2	4.00E-2	1.00E-2	7.00E-2	0.00	5.00E-2	3.00E-2
K2O	.83	.12	9.00E-2	.78	1.00E-2	.97	5.00E-2
FE2O3	8.25	9.93	10.1	11.2	16.5	9.17	7.68
MNO	3.00E-2	3.00E-2	3.00E-2	2.00E-2	3.00E-2	1.00E-2	1.00E-2
TIO2	.59	.58	.55	.63	.87	.66	.54
P2O5	.11	5.00E-2	.1	.13	.84	.13	.12
CR2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
PAF	3.7	4.00	3.93	3.77	5.08	4.31	5.00
CO2	.106	.106	.051	.248			.15
S	4.000E-3	4.000E-3	4.000E-3	4.000E-3			
Fe/Fe+Mg	.58	.57	.58	.69	.62	.54	.4
Na/Na+K	4.00E-2	.22	8.00E-2	7.00E-2	0.00	4.00E-2	.33
MINÉRAUX							
NORMATIFS							
QUARTZ	51.7	50.04	50.45	48.9	27.37	44.22	43.69
ORTHOSE	4.82	.7	.53	4.52	6.00E-2	5.6	.29
ALBITE	.33	.33	8.00E-2	.58	0	.41	.25
ANORTHITE	.68	.25	.69	.83	5.95	.82	.73
HYPERSTENE	25.56	31.33	31.38	27.8	47.09	30.53	36.5
CORINDON	8.92	9.21	8.79	9.16	7.48	9.63	9.5
ILMENITE	1.1	1.09	1.03	1.17	1.64	1.22	1
MAGNETITE	2.98	2.98	2.94	3.03	3.41	3.06	2.89
HEMATITE	0	0	0	0	0	0	0
APATITE	.26	.12	.23	.3	1.97	.3	.28
CHROMITE	0	0	0	0	0	0	0
GAINS/PORTE							
g/100g.							
DENSITÉ		2.75			2.81		2.71
FV MOY.		1.54			1.22		1.58
Si		23			6.77		22.1
Ti		3.00E-2			.14		0
Al		-.42			-1.74		6.00E-2
Fe+3		-2.46			1.08		-4.7
Mn		-.23			-.24		-.25
Mg		1.77			2.43		5.17
Ca		-.81			.17		-.71
Na		-1.05			-1.1		-1.06
K		-.68			-.81		-.76
H		.14			.16		.31
P		-4.00E-2			.37		1.00E-2
O		26.1			9.49		28.2
PÉTROGRAPI							
TEXTURES							
Qtz		10			60		50
Chl		90			40		50
Sér		0			0		0
Plag		0			0		0
Épi		0			0		0

ÉCH.	1055	1056	1057	1253	1254	1255	1256
SIO2	71.00	54.7	66.6	71.2	72.00	76.5	71.7
AL2O3	10.2	13.3	9.23	10.6	10.8	9.13	9.46
CAO	.13	7.00E-2	.14	3.74	1.68	4.00E-2	3.00E-2
MGO	5.34	8.56	6.58	1.69	2.49	2.48	4.68
NA2O	.11	0.00	0.00	3.55	2.21	8.00E-2	6.00E-2
K2O	.93	2.00E-2	5.00E-2	1.05	2.11	1.49	.65
FE2O3	8.32	16.6	11.5	5.18	6.26	4.94	9.51
MNO	3.00E-2	4.00E-2	2.00E-2	.16	.12	3.00E-2	4.00E-2
TIO2	.29	.6	.58	.31	.31	.28	.29
P2O5	4.00E-2	7.00E-2	.12	4.00E-2	4.00E-2	3.00E-2	3.00E-2
CR2O3	0.00	0.00	0.00	1.00E-2	1.00E-2	1.00E-2	0.00
PAF	3.54	5.7	4.23	2.85	1.77	3.00	3.47
CO2	.088	.172	.258	1.651	.212	.189	.275
S	4.000E-3	4.000E-3	4.000E-3	4.000E-3	4.000E-3	6.000E-3	4.000E-3
Fe/Fe+Mg	.58	.63	.61	.73	.69	.64	.64
Na/Na+K	9.00E-2	0.00	0.00	.74	.47	4.00E-2	7.00E-2
MINÉRAUX							
NORMATIFS							
QUARTZ	51.22	29.46	47.7	32.94	38.17	62.5	53.6
ORTHOSE	5.39	.12	.29	6.04	12.21	8.77	3.77
ALBITE	.91	0	0	29.22	18.31	.67	.5
ANORTHITE	.63	.34	.69	9.62	8.16	.2	.15
HYPERSTENE	26.6	47.11	33.94	9.03	16.37	14.41	26.98
CORINDON	8.6	13.02	8.84	0	1.79	7.28	8.44
ILMENITE	.54	1.13	1.09	.57	.58	.53	.54
MAGNETITE	2.54	3.01	2.99	2.55	2.57	2.57	2.55
HEMATITE	0	0	0	0	0	0	0
APATITE	9.00E-2	.16	.28	9.00E-2	9.00E-2	7.00E-2	7.00E-2
CHROMITE	0	0	0	1.00E-2	1.00E-2	1.00E-2	0
GAINS/PERTE							
g/100g.							
DENSITÉ	2.77	2.81	2.78	2.72	2.76	2.7	2.76
FV MOY.	1.03	.62	.77		.98		1.08
Si	1.7	-16.9	-8.89		6.00E-2		3.4
Ti	0	5.00E-2	9.00E-2		0		0
Al	8.00E-2	-1.09	-1.78		5.00E-2		-1.13
Fe+3	2.51	3.83	2.68		.72		3.66
Mn	-.1	-.1	-.11		-3.00E-2		-9.00E-2
Mg	2.38	2.29	2.09		.47		2.07
Ca	-2.58	-2.64	-2.59		-1.48		-2.65
Na	-2.55	-2.63	-2.63		-1.01		-2.58
K	-6.00E-2	-.86	-.84		.86		-.28
H	.1	9.00E-2	5.00E-2		-.12		.11
P	0	0	2.00E-2		0		0
O	3.47	-18.5	-10.8		-1.02		5.49
PÉTROGRAPI							
TEXTURES							
Qtz	G	F	H	G	G	G	G
Qtz	60	35	10	40	70		70
Chl	40	65	90	5	20		25
Sér	0	0	0	5	5		5
Plag	0	0	0	55	0		0
Épi				5	5		0

ÉCH.	1257	1259	1346	1347	1348	1349	1350
SIO2	75.00	66.9	68.1	70.3	65.2	75.3	79.9
AL2O3	8.66	9.81	12.9	10.3	10.6	10.4	7.79
CAO	3.00E-2	.21	3.00E-2	3.00E-2	.24	2.39	4.00E-2
MGO	4.64	5.9	6.25	7.61	4.89	1.64	3.45
NA2O	9.00E-2	4.00E-2	.13	7.00E-2	0.00	1.92	.1
K2O	.67	.17	1.72	.88	.39	1.35	1.11
FE2O3	7.44	11.2	6.64	6.4	13.8	4.9	4.54
MNO	3.00E-2	4.00E-2	3.00E-2	4.00E-2	9.00E-2	6.00E-2	2.00E-2
TIO2	.28	.62	.42	.31	.68	.29	.24
P2O5	.3	.15	.3	3.00E-2	.17	3.00E-2	3.00E-2
CR2O3	1.00E-2	0.00	0.00	0.00	0.00	1.00E-2	1.00E-2
PAF	3.00	4.00	4.08	4.08	3.85	1.77	2.47
CO2	.137		.067	.085	.151	.254	.152
S	.013		7.000E-3	4.000E-3	5.000E-3	4.000E-3	9.000E-3
Fe/Fe+Mg	.59	.63	.49	.43	.72	.73	.54
Na/Na+K	.1	.16	6.00E-2	6.00E-2	0.00	.54	7.00E-2
MINÉRAUX							
NORMATIFS							
QUARTZ	57.96	48.41	45.33	49.14	45.4	46.49	64.9
ORTHOSE	3.87	.99	9.88	5.08	2.27	7.78	6.42
ALBITE	.74	.33	1.07	.58	0	15.85	.83
ANORTHITE	0	1.03	0	.15	1.17	11.57	.19
HYPERSTENE	23.42	31.62	25.36	28.89	33.02	12.03	16.02
CORINDON	7.61	9.08	10.52	8.97	9.58	1.4	6.22
ILMENITE	.52	1.17	.78	.58	1.27	.54	.45
MAGNETITE	2.52	3.04	2.7	2.56	3.11	2.53	2.47
HEMATITE	0	0	0	0	0	0	0
APATITE	.53	.35	.52	7.00E-2	.4	7.00E-2	7.00E-2
CHROMITE	1.00E-2	0	0	0	0	1.00E-2	1.00E-2
GAINS/PORTE							
g/100g.							
DENSITÉ	2.74	2.78					2.7
FV MOY.	1.16						
Si	7.53						
Ti	1.00E-2						
Al	-.28						
Fe+3	2.43						
Mn	-.1						
Mg	2.24						
Ca	-2.65						
Na	-2.56						
K	-.22						
H	7.00E-2						
P	.14						
O	9.58						
PÉTROGRAPI							
TEXTURES							
Qtz	50		B				
Chl	45						
Sér	5						
Plag	0						
Épi	0						

ÉCH.	1351	1353	1354	1355	1356	1357	1358
SIO2	61.6	62.9	64.2	63.8	63.7	63.6	64.7
AL2O3	12.5	11.3	11.5	11.00	11.1	11.4	11.6
CAO	.32	.28	.3	.28	.27	.27	.4
MGO	4.14	4.03	4.72	3.22	2.84	3.94	2.65
NA2O	8.00E-2	1.00E-2	5.00E-2	2.00E-2	3.00E-2	3.00E-2	1.8
K2O	1.31	.56	.56	.61	.74	.64	.36
FE2O3	15.2	15.9	13.9	16.1	16.5	15.4	14.4
MNO	.12	5.00E-2	6.00E-2	8.00E-2	6.00E-2	5.00E-2	6.00E-2
TIO2	.81	.77	.83	.76	.75	.75	.73
P2O5	.21	.2	.21	.2	.2	.19	.19
CR2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
PAF	4.00	3.93	3.93	3.7	3.62	3.85	2.93
CO2		.171	.151	.12	.21	.118	.185
S		4.000E-3	.023	4.000E-3	4.000E-3	4.000E-3	6.000E-3
Fe/Fe+Mg	.77	.78	.72	.82	.84	.78	.83
Na/Na+K	5.00E-2	1.00E-2	7.00E-2	3.00E-2	3.00E-2	4.00E-2	.81
MINÉRAUX							
NORMATIFS							
QUARTZ	37.93	42.32	43.66	44.04	43.67	42.98	37.39
ORTHOSE	7.59	3.26	3.24	3.56	4.31	3.72	2.09
ALBITE	.66	8.00E-2	.41	.17	.25	.25	15
ANORTHITE	1.56	1.37	1.46	1.37	1.32	1.32	1.95
HYPERSTENE	32.89	33.94	31.98	32.43	32.15	32.91	28.29
CORINDON	10.17	10.01	10.06	9.67	9.63	9.99	7.41
ILMENITE	1.51	1.44	1.54	1.42	1.41	1.4	1.37
MAGNETITE	3.28	3.24	3.31	3.23	3.22	3.21	3.18
HEMATITE	0	0	0	0	0	0	0
APATITE	.49	.47	.49	.47	.47	.44	.44
CHROMITE	0	0	0	0	0	0	0
GAINS/PERTE							
g/100g.							
DENSITÉ					2.83		
FV MOY.							
Si							
Ti							
Al							
Fe+3							
Mn							
Mg							
Ca							
Na							
K							
H							
P							
O							
PÉTROGRAPI							
TEXTURES					S		
Qtz							
Chl							
Sér							
Plag							
Épi							

ÉCH.	1359	1360	1361	1437	1438	1439	1440
SIO2	62.2	62.2	71.2	64.2	57.4	63.4	65.00
AL2O3	12.1	12.8	10.00	11.2	12.5	12.4	9.8
CAO	.71	.9	5.00E-2	.24	.37	2.36	.31
MGO	4.52	4.48	5.28	3.77	6.05	1.06	5.91
NA2O	2.67	3.28	.1	9.00E-2	4.00E-2	4.69	2.00E-2
K2O	4.00E-2	9.00E-2	.8	.73	.34	.34	.12
FE2O3	13.1	11.7	8.26	14.4	16.6	12.8	12.6
MNO	.19	.21	2.00E-2	4.00E-2	4.00E-2	3.00E-2	4.00E-2
TIO2	.75	.76	.27	.73	1.00	.96	.79
P2O5	.19	.2	3.00E-2	.17	.26	.25	.2
CR2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.00E-2	0.00
PAF	3.31	3.31	3.62	3.7	4.62	1.93	4.08
CO2			.099	.132	.067	.922	.169
S			4.000E-3	.011	7.000E-3	4.000E-3	4.000E-3
Fe/Fe+Mg	.72	.7	.58	.77	.71	.92	.66
Na/Na+K	.98	.97	9.00E-2	9.00E-2	9.00E-2	.92	.12
MINÉRAUX							
NORMATIFS							
QUARTZ	28.61	25.56	52.39	44.25	34.55	19.34	45.99
ORTHOSE	.23	.52	4.65	4.27	1.99	1.97	.7
ALBITE	22.22	27.22	.83	.75	.34	38.82	.17
ANORTHITE	3.46	4.38	.24	1.18	1.82	11.45	1.53
HYPERSTENE	30.89	28.42	26.5	31.17	39.34	20.65	33.32
CORINDON	6.27	5.56	8.73	9.73	11.3	3.00E-2	9
ILMENITE	1.4	1.42	.5	1.37	1.88	1.78	1.49
MAGNETITE	3.21	3.21	2.52	3.2	3.59	3.49	3.29
HEMATITE	0	0	0	0	0	0	0
APATITE	.44	.46	7.00E-2	.4	.61	.58	.47
CHROMITE	0	0	0	0	0	1.00E-2	0
GAINS/PORTE							
g/100g.							
DENSITÉ	2.79		2.74		2.83		
FV MOY.			1.1				
Si			3.43				
Ti			-1.00E-2				
Al			.23				
Fe+3			2.75				
Mn			-.11				
Mg			2.49				
Ca			-2.63				
Na			-2.55				
K			-.14				
H			.13				
P			0				
O			5.95				
PÉTROGRAPI							
TEXTURES							
Qtz			80		B		
Chl			15				
Sér			5				
Plag			0				
Épi			0				

ÉCH.	1441	1445	1446	1447	1448	1449	1450
SIO2	63.4	57.7	64.00	67.9	73.8	68.9	76.9
AL2O3	11.00	12.5	11.6	11.00	10.1	8.91	8.62
CAO	.27	.3	.26	.23	4.00E-2	3.00E-2	4.00E-2
MGO	6.01	5.00	5.06	5.08	3.19	2.72	2.84
NA2O	4.00E-2	2.00E-2	7.00E-2	6.00E-2	.1	1.00E-2	1.00E-2
K2O	.58	.31	.91	.87	1.35	.17	1.04
FE2O3	12.4	18.00	12.2	9.87	8.1	14.4	6.88
MNO	4.00E-2	8.00E-2	5.00E-2	3.00E-2	3.00E-2	5.00E-2	2.00E-2
TIO2	.76	.87	.69	.66	.28	.24	.23
P2O5	.18	.21	.17	.16	3.00E-2	3.00E-2	3.00E-2
CR2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.00E-2
PAF	4.16	4.7	4.08	3.62	2.93	3.39	2.54
CO2		.067	.135	.084			
S		4.000E-3	4.000E-3	6.000E-3			
Fe/Fe+Mg	.65	.76	.68	.63	.69	.83	.68
Na/Na+K	5.00E-2	5.00E-2	6.00E-2	5.00E-2	6.00E-2	5.00E-2	1.00E-2
MINÉRAUX NORMATIFS							
QUARTZ	42.58	35.37	43.08	48.59	55.9	52.91	62.36
ORTHOSE	3.4	1.81	5.32	5.06	7.82	1	6.06
ALBITE	.34	.17	.59	.5	.83	8.00E-2	8.00E-2
ANORTHITE	1.33	1.47	1.28	1.12	.19	.15	.2
HYPERSTENE	33.37	39.55	30.93	27.09	21.03	30.81	18.5
CORINDON	9.74	11.46	9.93	9.39	8.23	8.63	7.3
ILMENITE	1.43	1.63	1.3	1.23	.52	.45	.43
MAGNETITE	3.25	3.4	3.14	3.08	2.53	2.51	2.47
HEMATITE	0	0	0	0	0	0	0
APATITE	.42	.49	.4	.37	7.00E-2	7.00E-2	7.00E-2
CHROMITE	0	0	0	0	0	0	1.00E-2
GAINS/PERTE g/100g.							
DENSITÉ	2.78	2.81	2.8	2.78	2.76		2.81
FV MOY.	.61	.53	.62	1.33	1.06		1.25
Si	-14.7	-18.5	-14.1	17	3.9		13
Ti	.1	.1	8.00E-2	3.00E-2	0		-1.00E-2
Al	-1.96	-1.97	-1.68	-.39	.15		.26
Fe+3	1.81	3.3	1.84	-3.79	2.48		2.57
Mn	-.1	-9.00E-2	-.1	-.23	-.1		-.1
Mg	1.25	.64	.94	-.13	1.05		1.19
Ca	-2.55	-2.56	-2.55	-.65	-2.64		-2.64
Na	-2.61	-2.63	-2.6	-1.04	-2.55		-2.62
K	-.57	-.73	-.39	.11	.34		.24
H	-3.00E-2	-3.00E-2	-3.00E-2	0	3.00E-2		5.00E-2
P	3.00E-2	3.00E-2	3.00E-2	2.00E-2	0		0
O	-19.1	-23.2	-18.3	16.7	4.71		15.3
PÉTROGRAPI TEXTURES							
Qtz	S	S	S	B	G		S
Chl	50	50	40	50	80		50
Sér	40	48	58	45	20		49
Sér	10	2	2	5	20		1
Plag	0	0	0	0	0		0
Épi	0	0	0	0	0		0

ÉCH.	1451	1453	1455	13411	13412	13413	13414
SIO2	78.00	76.7	83.1	65.2	64.6	68.9	65.1
AL2O3	10.1	9.59	8.87	11.6	12.00	9.46	12.2
CAO	5.00E-2	2.00E-2	3.00E-2	.4	.37	.28	.38
MGO	2.2	2.54	1.4	4.04	4.52	4.82	4.47
NA2O	.23	.17	.14	6.00E-2	3.00E-2	1.00E-2	5.00E-2
K2O	1.67	1.21	2.01	.85	.9	.13	1.17
FE2O3	4.4	6.49	1.15	12.9	12.9	11.9	11.7
MNO	2.00E-2	2.00E-2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TIO2	.26	.25	.22	.71	.79	.56	.75
P2O5	4.00E-2	3.00E-2	3.00E-2	.21	.2	.12	.21
CR2O3	0.00	0.00	1.00E-2	0.00	0.00	0.00	0.00
PAF	2.47	2.7	1.7	3.62	3.62	3.7	4.00
CO2				.245	.124	.044	0.00
S							
Fe/Fe+Mg	.64	.69	.42	.74	.72	.69	.7
Na/Na+K	.1	.1	5.00E-2	6.00E-2	3.00E-2	6.00E-2	3.00E-2
MINÉRAUX							
NORMATIFS							
QUARTZ	62.28	61.05	70.4	45.11	43.86	51.2	43.99
ORTHOSE	9.68	7.01	11.71	4.95	5.22	.75	6.77
ALBITE	1.91	1.41	1.17	.5	.25	8.00E-2	.41
ANORTHITE	.24	.1	.15	1.95	1.8	1.37	1.85
HYPERSTENE	12.71	16.96	5.63	29.24	30	30.06	28.03
CORINDON	7.67	7.81	6.32	9.71	10.12	8.64	9.95
ILMENITE	.48	.47	.41	1.33	1.47	1.05	1.4
MAGNETITE	2.5	2.49	2.46	3.16	3.26	2.94	3.2
HEMATITE	0	0	0	0	0	0	0
APATITE	9.00E-2	7.00E-2	7.00E-2	.49	.47	.28	.49
CHROMITE	0	0	1.00E-2	0	0	0	0
GAINS/PORTE							
g/100g.							
DENSITÉ	2.73	2.72	2.69	2.81	2.78	2.78	2.81
FV MOY.	1.11	1.17	1.31	1.24	1.17	1.56	1.17
Si	7.5	8.69	17.1	13	10.1	24.7	11
Ti	-1.00E-2	-1.00E-2	-1.00E-2	3.00E-2	5.00E-2	2.00E-2	3.00E-2
Al	.37	.33	.48	-.47	-.73	-.34	-.48
Fe+3	-.18	1.69	-2.58	-1.76	-2.51	-.12	-3.29
Mn	-.11	-.11	-.12	-.26	-.26	-.26	-.26
Mg	.47	.77	8.00E-2	-1.13	-1	.31	-.98
Ca	-2.63	-2.66	-2.65	-.52	-.57	-.56	-.55
Na	-2.44	-2.49	-2.5	-1.04	-1.07	-1.09	-1.06
K	.68	.3	1.29	3.00E-2	2.00E-2	-.66	.3
H	-1.00E-2	3.00E-2	-7.00E-2	-3.00E-2	-6.00E-2	.1	-1.00E-2
P	0	0	0	4.00E-2	3.00E-2	1.00E-2	4.00E-2
O	7.23	9.81	16.6	12	8.06	28	9.48
PÉTROGRAPI							
TEXTURES	G	G		B	S	B	B
Qtz	80	70		40	40	40	40
Chl	15	20		50	50	60	50
Sér	5	10		10	10	0	10
Plag	0	0		0	0	0	0
Épi	0	0		0	0		0

ÉCH.	13415	13416	13417	13418	13419	13420	13421
SIO2	64.00	66.6	72.9	69.5	62.7	54.4	51.2
AL2O3	11.2	9.21	9.94	8.7	9.89	12.9	16.4
CAO	.38	.16	.13	.15	.25	.32	.13
MGO	5.66	6.89	3.74	5.24	6.1	10.9	12.2
NA2O	3.00E-2	1.00E-2	2.00E-2	1.00E-2	1.00E-2	1.00E-2	2.00E-2
K2O	.52	.12	1.27	7.00E-2	4.00E-2	6.00E-2	.97
FE2O3	11.8	11.2	7.25	11.00	13.9	13.7	10.9
MNO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TIO2	.72	.28	.27	.51	.68	.44	.54
P2O5	.19	3.00E-2	3.00E-2	5.00E-2	.12	4.00E-2	6.00E-2
CR2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
PAF	4.08	4.47	3.16	3.77	4.47	6.23	6.39
CO2	0.00	.123	.085	.172	.26	.329	.084
S							
Fe/Fe+Mg	.65	.59	.63	.65	.67	.53	.44
Na/Na+K	5.00E-2	6.00E-2	1.00E-2	.11	.17	.12	2.00E-2
MINÉRAUX NORMATIFS							
QUARTZ	44.24	46.65	56.05	52.7	43.18	26.98	21.01
ORTHOSE	3.06	.7	7.44	.41	.24	.35	5.69
ALBITE	.25	8.00E-2	.17	8.00E-2	8.00E-2	8.00E-2	.17
ANORTHITE	1.87	.79	.64	.74	1.24	1.58	.64
HYPERSTENE	31.68	35.48	21.23	30.1	36.64	48.92	47.07
CORINDON	9.84	8.71	8.22	8.26	9.39	12.17	14.97
ILMENITE	1.36	.53	.51	.96	1.29	.83	1.02
MAGNETITE	3.2	2.56	2.54	2.89	3.17	2.8	2.94
HEMATITE	0	0	0	0	0	0	0
APATITE	.45	7.00E-2	7.00E-2	.12	.28	9.00E-2	.14
CHROMITE	0	0	0	0	0	0	0
GAINS/PERTE g/100g.							
DENSITÉ	2.79	2.76	2.75	2.76	2.81	2.77	
FV MOY.	1.26	2.25	1.09	.85	.68	.75	.6
Si	12.7	43.5	4.42	-5.32	-12.8	-13.9	-18.7
Ti	4.00E-2	-.12	-1.00E-2	8.00E-2	.1	1.00E-2	1.00E-2
Al	-.65	2.65	.21	-1.65	-1.95	-.42	-.32
Fe+3	-2.59	4.27	1.99	3	3.17	3.67	1.02
Mn	-.26	-.26	-.12	-.12	-.12	-.12	-.12
Mg	.1	4.92	1.48	1.7	1.55	3.98	3.46
Ca	-.53	-.62	-2.57	-2.58	-2.55	-2.5	-2.62
Na	-1.07	-1.08	-2.62	-2.63	-2.63	-2.63	-2.62
K	-.29	-.61	.3	-.82	-.85	-.83	-.38
H	4.00E-2	.56	7.00E-2	4.00E-2	3.00E-2	.21	.12
P	3.00E-2	-4.00E-2	0	0	2.00E-2	0	0
O	12.5	60.4	5.71	-6.87	-15.7	-12.5	-20
PÉTROGRAPI TEXTURES							
Qtz	B	B	G	F	H	H	
Chl	50	50	65	40	20	30	
Chl	45	49	20	60	80	70	
Sér	5	1	15	0	0	0	
Plag	0	0	0	0	0	0	
Épi	0	0	0	0	0	0	

ÉCH.	13424	13425	13426	13427	13429	13430	13433
SIO2	73.2	51.7	76.7	74.5	73.1	67.4	63.6
AL2O3	10.8	14.8	9.74	9.53	9.06	9.3	11.4
CAO	.14	.12	1.51	.14	.14	.28	.32
MGO	5.18	13.00	1.28	3.00	5.07	4.52	5.23
NA2O	6.00E-2	2.00E-2	2.88	2.00E-2	1.06	3.00E-2	3.00E-2
K2O	1.47	4.00E-2	.98	1.52	.86	.12	.59
FE2O3	5.25	11.2	5.19	6.1	6.68	12.4	12.8
MNO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TIO2	.35	.46	.31	.31	.28	.62	.72
P2O5	4.00E-2	4.00E-2	3.00E-2	3.00E-2	3.00E-2	.14	.17
CR2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
PAF	3.39	7.16	1.85	2.85	3.39	3.85	4.16
CO2	.205	.155	.531	.135	.148	.139	.209
S							
Fe/Fe+Mg	.47	.43	.78	.64	.54	.71	.69
Na/Na+K	3.00E-2	.29	.71	1.00E-2	.51	.17	4.00E-2
MINÉRAUX							
NORMATIFS							
QUARTZ	54.11	23.58	45.85	59.04	49.77	50.44	43.46
ORTHOSE	8.49	.24	5.63	8.95	4.99	.71	3.46
ALBITE	.5	.17	23.69	.17	8.8	.25	.25
ANORTHITE	.68	.59	7.28	.69	.68	1.38	1.57
HYPERSTENE	20.89	50.04	11.39	17.45	23.3	30.27	32.15
CORINDON	8.66	14.45	1.16	7.57	6.02	8.57	10.04
ILMENITE	.65	.87	.57	.59	.52	1.17	1.36
MAGNETITE	2.62	2.83	2.55	2.62	2.53	3.06	3.19
HEMATITE	0	0	0	0	0	0	0
APATITE	9.00E-2	9.00E-2	7.00E-2	7.00E-2	7.00E-2	.33	.4
CHROMITE	0	0	0	0	0	0	0
GAINS/PORTE							
g/100g.							
DENSITÉ	2.73	2.77	2.72	2.74	2.73	2.78	2.8
FV MOY.	.93	.68	1.04	1.05	1.13	1.5	.62
Si	-1.38	-16.5	4.12	3.45	5.61	21.7	-14.5
Ti	1.00E-2	1.00E-2	1.00E-2	1.00E-2	1.00E-2	5.00E-2	9.00E-2
Al	-.28	-.17	-.23	-.29	-.15	-.78	-1.79
Fe+3	-.2	1.82	.16	.88	1.69	-.14	2.04
Mn	-.12	-.12	-.12	-.12	-.12	-.26	-.12
Mg	1.89	4.43	-.21	.89	2.46	-.13	.98
Ca	-2.58	-2.61	-1.55	-2.57	-2.56	-.58	-2.53
Na	-2.59	-2.62	-.41	-2.62	-1.74	-1.07	-2.62
K	.27	-.85	-2.00E-2	.46	-6.00E-2	-.68	-.56
H	3.00E-2	.24	-.1	2.00E-2	.11	.1	-2.00E-2
P	0	-1.00E-2	0	0	0	2.00E-2	3.00E-2
O	-2.29	-15.5	2.8	2.89	7.82	23.9	-18.7
PÉTROGRAPI							
TEXTURES	G	H	G	G	G	S	B
Qtz	70	20	70	70	75	40	
Chl	15	80	10	15	18	59	
Sér	15	0	15	15	7	1	
Plag	0	0	0	0	0	0	
Épi	0	0	5	0	0	0	

ÉCH.	13434	13436	13437	13438	13439	13440	13441
SIO2	65.8	63.2	64.8	65.07	71.29	67.57	69.47
AL2O3	10.4	11.91	11.15	11.81	9.32	11.06	8.82
CAO	.29	.26	.17	.21	.15	1.00E-2	.13
MGO	5.21	2.71	6.88	4.79	5.89	7.43	5.43
NA2O	1.00E-2	1.00E-2	1.00E-2	1.00E-2	1.00E-2	1.00E-2	1.00E-2
K2O	.2	.8	9.00E-2	.65	.29	.46	1.00E-2
FE2O3	13.1	17.16	12.45	13.67	9.44	9.25	12.4
MNO	0.00	.14	6.00E-2	5.00E-2	3.00E-2	3.00E-2	3.00E-2
TIO2	.7	.76	.6	.69	.27	.29	.57
P2O5	.15	.21	.15	.18	4.00E-2	4.00E-2	.14
CR2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
PAF	4.08	3.6	4.49	3.86	3.81	4.56	3.71
CO2	0.00						
S							
Fe/Fe+Mg	.69	.85	.62	.72	.59	.53	.67
Na/Na+K	4.00E-2	1.00E-2	8.00E-2	1.00E-2	3.00E-2	2.00E-2	.45
MINÉRAUX NORMATIFS							
QUARTZ	46.67	42.36	43.74	44.11	52.51	46.39	50.84
ORTHOSE	1.16	4.62	.52	3.74	1.67	2.65	6.00E-2
ALBITE	8.00E-2	8.00E-2	8.00E-2	8.00E-2	8.00E-2	8.00E-2	8.00E-2
ANORTHITE	1.41	1.26	.82	1.01	.73	5.00E-2	.63
HYPERSTENE	32.4	32.72	35.61	32.1	29.7	32.99	32.12
CORINDON	9.47	10.32	10.44	10.42	8.5	10.25	8.34
ILMENITE	1.31	1.41	1.11	1.27	.5	.54	1.06
MAGNETITE	3.13	3.2	2.96	3.09	2.5	2.53	2.93
HEMATITE	0	0	0	0	0	0	0
APATITE	.35	.49	.35	.41	9.00E-2	9.00E-2	.32
CHROMITE	0	0	0	0	0	0	0
GAINS/PERTE g/100g.							
DENSITÉ	2.8	2.84	2.79	2.92	2.75	2.75	2.79
FV MOY.	.65	.58	.68	.59	1.13	1	.79
Si	-12.6	-15.5	-12.1	-14	4.8	-1.31	-7.03
Ti	.1	9.00E-2	7.00E-2	8.00E-2	0	-1.00E-2	9.00E-2
Al	-1.91	-1.81	-1.47	-1.64	3.00E-2	.32	-1.84
Fe+3	2.53	3.61	2.48	2.45	3.92	2.93	3.39
Mn	-.12	-6.00E-2	-9.00E-2	-.1	-.1	-.1	-.11
Mg	1.09	-3.00E-2	1.89	.82	3.04	3.52	1.63
Ca	-2.53	-2.56	-2.59	-2.58	-2.55	-2.67	-2.6
Na	-2.63	-2.63	-2.63	-2.63	-2.62	-2.63	-2.63
K	-.76	-.47	-.82	-.53	-.6	-.49	-.87
H	-1.00E-2	-8.00E-2	3.00E-2	-4.00E-2	.17	.2	2.00E-2
P	3.00E-2	4.00E-2	3.00E-2	3.00E-2	0	0	3.00E-2
O	-16.4	-20.3	-14.5	-18.1	8.43	1.81	-9.04
PÉTROGRAPI TEXTURES							
Qtz	B	S	S	B	G	G	H
Chl	50						
Sér	49						
Plag	1						
Épi	0						
	0						

ÉCH.	13443	13444	13445	13446	13447	15303	15304
SIO2	71.38	71.35	67.63	73.79	73.27	70.66	75.29
AL2O3	10.46	11.48	10.42	10.2	11.28	8.85	7.59
CAO	1.00E-2	2.04	1.82	.32	1.00E-2	.1	7.00E-2
MGO	6.92	1.64	3.27	4.55	4.3	9.67	7.28
NA2O	1.00E-2	1.39	.34	1.00E-2	1.00E-2	1.00E-2	1.00E-2
K2O	.71	2.06	4.6	2.09	1.85	1.00E-2	9.00E-2
FE2O3	6.21	7.75	9.89	6.07	6.09	6.27	6.06
MNO	4.00E-2	8.00E-2	.12	4.00E-2	3.00E-2	6.00E-2	5.00E-2
TIO2	.32	.29	.31	.28	.33	.24	.2
P2O5	2.00E-2	3.00E-2	3.00E-2	3.00E-2	3.00E-2	2.00E-2	1.00E-2
CR2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
PAF	4.18	2.23	1.56	3.28	3.09	4.56	3.59
CO2							
S							
Fe/Fe+Mg	.44	.81	.73	.54	.56	.37	.43
Na/Na+K	1.00E-2	.36	6.00E-2	0.00	0.00	.45	8.00E-2
MINÉRAUX							
NORMATIFS							
QUARTZ	52.27	41.61	31.15	52.08	53.75	49.7	57.65
ORTHOSE	4.09	11.88	26.67	11.99	10.65	6.00E-2	.52
ALBITE	8.00E-2	11.48	2.82	8.00E-2	8.00E-2	8.00E-2	8.00E-2
ANORTHITE	5.00E-2	9.87	8.86	1.54	5.00E-2	.48	.34
HYPERSTENE	26.8	16.67	24.2	20.9	20.18	33.88	27.95
CORINDON	9.42	3.18	1.54	7.13	9.01	8.41	7.17
ILMENITE	.59	.54	.58	.52	.61	.44	.37
MAGNETITE	2.57	2.53	2.57	2.51	2.59	2.46	2.4
HEMATITE	0	0	0	0	0	0	0
APATITE	5.00E-2	7.00E-2	7.00E-2	7.00E-2	7.00E-2	5.00E-2	2.00E-2
CHROMITE	0	0	0	0	0	0	0
GAINS/PERTE							
g/100g.							
DENSITÉ	2.73	2.77	2.81	2.76	2.75	2.72	2.74
FV MOY.	.99	.98	.98	1.06	.93	1.24	1.46
Si	-.22	-.15	-1.4	3.72	-1.1	7.8	18.5
Ti	0	-1.00E-2	0	-1.00E-2	0	-1.00E-2	-1.00E-2
Al	-.13	.43	-5.00E-2	.18	0	.22	.3
Fe+3	.68	1.76	3.35	.93	.38	1.83	2.61
Mn	-9.00E-2	-6.00E-2	-3.00E-2	-9.00E-2	-.1	-7.00E-2	-7.00E-2
Mg	3.12	-4.00E-2	.97	1.92	1.42	6.24	5.44
Ca	-2.67	-1.22	-1.36	-2.43	-2.67	-2.58	-2.6
Na	-2.63	-1.61	-2.38	-2.63	-2.63	-2.62	-2.62
K	-.29	.83	2.98	.99	.57	-.86	-.76
H	.15	-7.00E-2	-.14	7.00E-2	1.00E-2	.32	.27
P	-1.00E-2	0	0	0	-1.00E-2	-1.00E-2	-1.00E-2
O	1.05	-.53	-1.46	4.94	-2.01	14.3	26.1
PÉTROGRAPI							
TEXTURES		F		H	H		H
Qtz							
Chl							
Sér							
Plag							
Épi							

ÉCH.	15305	15306	15307	15308	15309	15310	15311
SIO2	77.99	60.2	75.53	26.87	68.96	76.56	75.4
AL2O3	7.09	12.92	9.2	24.57	13.06	10.65	9.67
CAO	1.00E-2	.67	1.00E-2	1.00E-2	1.00E-2	1.00E-2	2.00E-2
MGO	6.93	6.58	7.32	24.47	6.84	4.68	9.17
NA2O	1.00E-2	1.00E-2	1.00E-2	1.00E-2	3.00E-2	4.00E-2	1.00E-2
K2O	1.00E-2	.6	.6	1.00E-2	1.11	1.13	2.00E-2
FE2O3	3.96	13.14	3.38	11.92	5.42	3.64	.98
MNO	3.00E-2	8.00E-2	3.00E-2	5.00E-2	3.00E-2	2.00E-2	1.00E-2
TIO2	.2	.94	.25	.65	.33	.27	.26
P2O5	2.00E-2	.24	2.00E-2	9.00E-2	3.00E-2	3.00E-2	3.00E-2
CR2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
PAF	3.49	5.2	3.81	11.63	4.34	3.23	4.86
CO2							
S							
Fe/Fe+Mg	.34	.64	.29	.3	.41	.41	9.00E-2
Na/Na+K	.45	1.00E-2	1.00E-2	.45	2.00E-2	3.00E-2	.29
MINÉRAUX NORMATIFS							
QUARTZ	62.94	36.92	58	0	49.03	60.49	58.82
ORTHOSE	6.00E-2	3.46	3.45	6.00E-2	6.4	6.49	.11
ALBITE	8.00E-2	8.00E-2	8.00E-2	8.00E-2	.25	.33	8.00E-2
ANORTHITE	5.00E-2	3.24	5.00E-2	0	5.00E-2	5.00E-2	.1
HYPERSTENE	23.74	34.72	23.44	15.12	25.28	17.34	23.87
CORINDON	6.89	10.76	8.29	24.05	11.5	9.09	9.29
ILMENITE	.37	1.74	.46	1.21	.61	.5	.48
MAGNETITE	2.41	3.45	2.47	3.05	2.59	2.5	2.47
HEMATITE	0	0	0	0	0	0	0
APATITE	5.00E-2	.55	5.00E-2	.18	7.00E-2	7.00E-2	7.00E-2
CHROMITE	0	0	0	0	0	0	0
GAINS/PERTE g/100g.							
DENSITÉ	2.69	2.8	2.7	2.78	2.76	2.71	2.69
FV MOY.	1.54	1.02	1.2	.44	.86	1.07	1.16
Si	22.2	4.12	8.92	-27.6	-5.14	4.98	7.01
Ti	0	8.00E-2	-1.00E-2	-1.00E-2	-1.00E-2	-1.00E-2	-1.00E-2
Al	.1	-1.08	.21	.29	.43	.42	.24
Fe+3	.59	-3.53	-.8	.16	-.31	-.9	-2.84
Mn	-9.00E-2	-.2	-.1	-.11	-.1	-.11	-.12
Mg	5.34	-.12	4.26	5.68	2.58	2	5.3
Ca	-2.66	-.39	-2.66	-2.67	-2.67	-2.67	-2.66
Na	-2.62	-1.09	-2.62	-2.63	-2.61	-2.6	-2.62
K	-.86	-.33	-.28	-.87	-7.00E-2	.13	-.85
H	.28	6.00E-2	.19	.27	.11	7.00E-2	.3
P	0	3.00E-2	-1.00E-2	0	-1.00E-2	0	0
O	29.2	2.04	12.2	-27.4	-5.11	5.51	10.7
PÉTROGRAPI TEXTURES	B	B			H	G	
Qtz							
Chl							
Sér							
Plag							
Épi							

ÉCH.	15312	15313	15314	15315	15316	15317	15318
SIO2	64.56	75.01	72.16	71.96	73.63	68.13	66.79
AL2O3	12.99	11.00	10.7	10.3	10.81	10.45	9.15
CAO	.16	1.00E-2	1.00E-2	1.00E-2	1.00E-2	.16	2.00E-2
MGO	11.05	6.52	9.17	5.63	5.64	4.77	11.12
NA2O	1.00E-2	.33	1.00E-2	1.00E-2	1.00E-2	1.00E-2	1.00E-2
K2O	.21	.44	.28	1.43	1.49	.65	1.00E-2
FE2O3	5.01	2.68	2.82	7.05	4.8	11.78	7.56
MNO	2.00E-2	1.00E-2	1.00E-2	4.00E-2	3.00E-2	5.00E-2	4.00E-2
TIO2	.88	.29	.27	.32	.31	.57	.27
P2O5	.13	3.00E-2	2.00E-2	3.00E-2	2.00E-2	.14	3.00E-2
CR2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
PAF	5.4	3.83	4.73	3.75	3.57	3.71	3.56
CO2							
S							
Fe/Fe+Mg	.29	.27	.22	.53	.43	.69	.38
Na/Na+K	4.00E-2	.38	3.00E-2	1.00E-2	1.00E-2	1.00E-2	.45
MINÉRAUX NORMATIFS							
QUARTZ	42.89	58	53.65	51.31	54.33	48.6	43.98
ORTHOSE	1.2	2.53	1.61	8.22	8.57	3.75	6.00E-2
ALBITE	8.00E-2	2.72	8.00E-2	8.00E-2	8.00E-2	8.00E-2	8.00E-2
ANORTHITE	.77	5.00E-2	5.00E-2	5.00E-2	5.00E-2	.78	.1
HYPERSTENE	32.46	20.16	26.89	24.98	21.4	29.63	40.1
CORINDON	12.09	9.69	10.08	8.48	8.92	9.22	9.02
ILMENITE	1.62	.54	.5	.59	.57	1.06	.51
MAGNETITE	3.35	2.52	2.5	2.57	2.55	2.93	2.55
HEMATITE	0	0	0	0	0	0	0
APATITE	.3	7.00E-2	5.00E-2	7.00E-2	5.00E-2	.32	7.00E-2
CHROMITE	0	0	0	0	0	0	0
GAINS/PERTE g/100g.							
DENSITÉ	2.72	2.7	2.7	2.74	2.73	2.8	2.73
FV MOY.	.54	1.02	1.07	.99	.99	.72	1.15
Si	-17.1	2.3	2.69	.3	.8	-9.63	2.72
Ti	.1	-1.00E-2	-1.00E-2	1.00E-2	0	7.00E-2	0
Al	-1.92	.3	.43	-.17	6.00E-2	-1.5	-3.00E-2
Fe+3	-1.74	-1.72	-1.52	1.3	-.3	2.5	2.48
Mn	-.12	-.12	-.12	-9.00E-2	-.1	-.1	-9.00E-2
Mg	2.55	2.97	4.88	2.37	2.35	1.12	6.72
Ca	-2.61	-2.67	-2.67	-2.67	-2.67	-2.59	-2.66
Na	-2.63	-2.38	-2.63	-2.63	-2.63	-2.63	-2.62
K	-.78	-.5	-.62	.31	.35	-.47	-.86
H	1.00E-2	.12	.25	.1	8.00E-2	-1.00E-2	.14
P	1.00E-2	0	-1.00E-2	0	-1.00E-2	3.00E-2	0
O	-22.3	2.99	5.8	1.17	1.04	-12.6	7.5
PÉTROGRAPI TEXTURES							
Qtz	G	G	B	G	G	H	G
Chl							
Sér							
Plag							
Épi							

ÉCH.	15319	15320	15321	15322	15323	15324	15325
SIO2	73.5	67.54	71.99	74.42	51.29	75.56	76.2
AL2O3	10.55	13.47	11.13	11.63	14.94	10.96	11.19
CAO	1.00E-2	1.00E-2	1.81	1.4	1.21	.98	1.51
MGO	5.81	6.28	2.5	1.1	6.77	.74	.39
NA2O	1.00E-2	1.00E-2	2.37	3.23	1.48	3.41	3.77
K2O	1.49	2.08	1.63	1.39	.99	1.32	.92
FE2O3	4.95	6.54	6.19	4.84	18.16	5.12	3.68
MNO	4.00E-2	3.00E-2	.11	8.00E-2	.34	5.00E-2	6.00E-2
TIO2	.32	.37	.33	.31	.81	.29	.28
P2O5	3.00E-2	2.00E-2	3.00E-2	3.00E-2	.16	3.00E-2	3.00E-2
CR2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
PAF	3.62	4.12	1.69	1.39	4.66	1.7	2.12
CO2							
S							
Fe/Fe+Mg	.43	.48	.69	.8	.71	.86	.89
Na/Na+K	1.00E-2	0.00	.55	.66	.55	.68	.77
MINÉRAUX							
NORMATIFS							
QUARTZ	53.85	44.12	38.86	41.06	12.94	42.47	42.92
ORTHOSE	8.57	11.96	9.44	8.03	5.73	7.61	5.29
ALBITE	8.00E-2	8.00E-2	19.64	26.73	12.26	28.13	31.06
ANORTHITE	5.00E-2	5.00E-2	8.8	6.79	5.88	4.74	7.29
HYPERSTENE	22.03	25.52	16.2	10.6	44.44	10.18	7.06
CORINDON	8.66	10.89	2.13	2.22	9.04	2.09	1.21
ILMENITE	.59	.68	.61	.58	1.51	.54	.52
MAGNETITE	2.57	2.64	2.6	2.57	3.28	2.53	2.51
HEMATITE	0	0	0	0	0	0	0
APATITE	7.00E-2	5.00E-2	7.00E-2	7.00E-2	.37	7.00E-2	7.00E-2
CHROMITE	0	0	0	0	0	0	0
GAINS/PERTE							
g/100g.							
DENSITÉ	2.73	2.75	2.74	2.72	2.87	2.72	2.7
FV MOY.	.98	.8	.94	.96		1.02	1.03
Si	.61	-7.65	-1.45	-7.00E-2		2.63	3.2
Ti	0	-1.00E-2	0	-1.00E-2		-1.00E-2	-1.00E-2
Al	-.1	.18	-4.00E-2	.27		.29	.46
Fe+3	-.21	9.00E-2	.47	-.39		2.00E-2	-.99
Mn	-9.00E-2	-.11	-4.00E-2	-6.00E-2		-8.00E-2	-8.00E-2
Mg	2.44	2.06	.41	-.39		-.57	-.78
Ca	-2.67	-2.67	-1.45	-1.72		-1.96	-1.57
Na	-2.63	-2.63	-.97	-.35		-6.00E-2	.23
K	.35	.53	.41	.23		.24	-9.00E-2
H	8.00E-2	6.00E-2	-.14	-.17		-.13	-8.00E-2
P	0	-1.00E-2	-1.00E-2	0		0	0
O	.83	-8.64	-3.18	-2.41		1.1	1.91
PÉTROGRAPI							
TEXTURES		H	F	F		G	
Qtz							
Chl							
Sér							
Plag							
Épi							

ÉCH.	15326	15327	15328	15329	15330	15331	15332
SIO2	72.33	74.34	72.54	71.55	67.11	70.9	74.27
AL2O3	9.63	11.26	10.52	10.27	10.92	12.14	10.33
CAO	5.01	1.56	1.07	1.85	2.96	1.88	1.39
MGO	.17	.56	1.15	1.8	1.45	1.04	1.42
NA2O	2.7	4.16	3.45	3.08	3.27	1.43	1.41
K2O	1.06	.31	.79	.1	.56	2.83	2.14
FE2O3	4.31	5.41	8.02	7.76	10.32	5.85	6.43
MNO	.11	.11	.14	.16	.14	.1	.1
TIO2	.28	.3	.49	.45	.76	.35	.27
P2O5	2.00E-2	4.00E-2	9.00E-2	7.00E-2	.16	3.00E-2	3.00E-2
CR2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
PAF	4.68	2.19	1.66	2.89	2.39	3.17	2.39
CO2							
S							
Fe/Fe+Mg	.96	.9	.86	.79	.86	.83	.8
Na/Na+K	.68	.92	.78	.96	.83	.3	.35
MINÉRAUX							
NORMATIFS							
QUARTZ	40.08	39.57	38.82	40.04	30.04	40.94	46.66
ORTHOSE	6.09	1.78	4.57	.58	3.24	16.39	12.34
ALBITE	22.23	34.3	28.58	25.5	27.09	11.86	11.64
ANORTHITE	10.73	7.54	5.2	8.98	13.18	9.14	6.73
HYPERSTENE	1.35	10.27	15.26	16.62	18.09	11.99	14.12
CORINDON	0	1.21	2	1.69	0	3.24	3.09
ILMENITE	.52	.56	.91	.84	1.41	.65	.5
MAGNETITE	2.51	2.54	2.82	2.77	3.21	2.63	2.5
HEMATITE	0	0	0	0	0	0	0
APATITE	5.00E-2	9.00E-2	.21	.16	.37	7.00E-2	7.00E-2
CHROMITE	0	0	0	0	0	0	0
GAINS/PORTE							
g/100g.							
DENSITÉ	2.71	2.7	2.75	2.74	2.81	2.75	2.75
FV MOY.	1.11	.99	.79	.84	.61	.87	1.07
Si	4.04	.99	-6.21	-5.08	-13.5	-4.14	4.4
Ti	0	-1.00E-2	5.00E-2	4.00E-2	.1	0	-1.00E-2
Al	2.00E-2	.27	-1.16	-1.03	-1.97	4.00E-2	.32
Fe+3	-.3	.11	.86	.95	.92	-2.00E-2	1.26
Mn	-3.00E-2	-4.00E-2	-4.00E-2	-2.00E-2	-6.00E-2	-6.00E-2	-4.00E-2
Mg	-.91	-.69	-.47	-.1	-.47	-.47	-9.00E-2
Ca	1.28	-1.57	-2.06	-1.56	-1.34	-1.49	-1.59
Na	-.42	.41	-.59	-.71	-1.11	-1.7	-1.5
K	.1	-.62	-.35	-.8	-.58	1.19	1.06
H	.26	-8.00E-2	-.17	-5.00E-2	-.15	-1.00E-2	-3.00E-2
P	-1.00E-2	0	1.00E-2	1.00E-2	3.00E-2	-1.00E-2	0
O	6.32	-.28	-10.5	-7.72	-19.2	-6.02	4.59
PÉTROGRAPI							
TEXTURES	G	G	G	F	G		F
Qtz							
Chl							
Sér							
Plag							
Épi							

ÉCH.	15333	15334	15335	17008	17009	17010	17011
SIO2	56.85	64.07	67.53	58.63	65.57	64.8	59.72
AL2O3	13.62	10.28	11.23	12.13	11.63	11.21	11.9
CAO	.47	7.77	.21	.28	.29	.23	.32
MGO	4.69	1.17	4.4	8.84	5.91	5.37	5.63
NA2O	.21	.74	1.00E-2	1.00E-2	1.00E-2	1.00E-2	1.00E-2
K2O	1.00	1.24	.93	1.00E-2	.78	.41	.1
FE2O3	15.74	4.33	11.11	14.42	11.5	14.33	17.77
MNO	7.00E-2	8.00E-2	4.00E-2	8.00E-2	5.00E-2	6.00E-2	8.00E-2
TIO2	1.05	.73	.64	.73	.69	.63	.69
P2O5	.3	.2	.15	.15	.2	.17	.19
CR2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
PAF	6.33	9.27	4.08	5.6	4.17	4.04	4.43
CO2							
S							
Fe/Fe+Mg	.75	.77	.69	.59	.63	.7	.74
Na/Na+K	.15	.33	1.00E-2	.45	1.00E-2	2.00E-2	8.00E-2
MINÉRAUX NORMATIFS							
QUARTZ	32.62	36.91	48.03	33.78	43.89	43.18	36.68
ORTHOSE	5.79	7.14	5.37	6.00E-2	4.48	2.35	.58
ALBITE	1.74	6.1	8.00E-2	8.00E-2	8.00E-2	8.00E-2	8.00E-2
ANORTHITE	2.28	20.52	1.02	1.35	1.4	1.11	1.55
HYPERSTENE	34	.94	27.35	43.11	31.31	34.77	41
CORINDON	11.1	0	9.6	11.3	9.96	10.03	10.95
ILMENITE	1.95	1.35	1.19	1.35	1.27	1.16	1.28
MAGNETITE	3.62	3.15	3.03	3.15	3.09	3	3.11
HEMATITE	0	0	0	0	0	0	0
APATITE	.7	.46	.35	.35	.46	.39	.44
CHROMITE	0	0	0	0	0	0	0
GAINS/PERTE g/100g.							
DENSITÉ	2.86	2.77	2.8				
FV MOY.	.46	.65	1.33	1.19	1.27	1.33	1.24
Si	-20.5	-13.5	17	8.06	13.7	15.7	9.92
Ti	.12	.1	1.00E-2	3.00E-2	2.00E-2	1.00E-2	2.00E-2
Al	-2.15	-2.01	-2	-4	-35	-.14	-.26
Fe+3	1.65	-1.62	-2.62	-.91	-2.82	.42	2.39
Mn	-.1	-8.00E-2	-.22	-.19	-.22	-.2	-.19
Mg	.34	-.55	-.64	2.15	.29	.16	4.00E-2
Ca	-2.51	1	-.67	-.63	-.61	-.65	-.59
Na	-2.56	-2.27	-1.09	-1.09	-1.09	-1.09	-1.09
K	-.47	-.19	.18	-.81	-3.00E-2	-.38	-.72
H	2.00E-2	.37	7.00E-2	.21	5.00E-2	7.00E-2	8.00E-2
P	5.00E-2	4.00E-2	2.00E-2	1.00E-2	4.00E-2	3.00E-2	3.00E-2
O	-26.1	-15.6	17.5	10.7	14	17.8	12
PÉTROGRAPI TEXTURES			B	B	B	B	B
Qtz							
Chl							
Sér							
Plag							
Épi							

ÉCH.	17012	17013	17014	17015	17016	17017	585
SIO2	60.76	73.41	70.77	68.56	66.82	59.25	72.6
AL2O3	13.15	9.38	11.46	10.96	11.19	13.57	12.9
CAO	.25	.13	.18	.87	.92	.51	2.3
MGO	5.26	3.03	4.24	4.73	5.48	6.62	.9
NA2O	1.00E-2	1.00E-2	1.00E-2	.29	1.09	.88	3.7
K2O	.77	1.01	1.68	1.02	.45	.52	1.3
FE2O3	15.64	10.42	8.44	9.53	9.58	13.69	3.72
MNO	5.00E-2	7.00E-2	.59	.13	.19	.28	0.00
TIO2	.75	.5	.6	.56	.55	.71	
P2O5	.19	.1	.14	.12	.14	.15	0.00
CR2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
PAF	4.43	2.86	3.38	4.04	4.08	4.7	2.38
CO2							
S							
Fe/Fe+Mg	.73	.75	.64	.64	.61	.65	.79
Na/Na+K	1.00E-2	1.00E-2	0.00	.19	.67	.58	.7
MINÉRAUX							
NORMATIFS							
QUARTZ	37.34	55.55	49.44	45.92	40.65	30.61	35.95
ORTHOSE	4.42	5.8	9.57	5.86	2.59	2.99	7.49
ALBITE	8.00E-2	8.00E-2	8.00E-2	2.38	8.99	7.25	30.54
ANORTHITE	1.21	.63	.86	4.19	4.45	2.47	11.13
HYPERSTENE	36.14	23.39	23.48	25.94	28.06	36.96	8.59
CORINDON	11.51	7.81	8.96	7.58	7.05	10.36	1.19
ILMENITE	1.38	.92	1.1	1.03	1.02	1.31	.37
MAGNETITE	3.17	2.82	2.93	2.9	2.9	3.12	2.4
HEMATITE	0	0	0	0	0	0	0
APATITE	.44	.23	.32	.28	.32	.35	0
CHROMITE	0	0	0	0	0	0	0
GAINS/PERTE							
g/100g.							
DENSITÉ							
FV MOY.	.56	1.68	1.38	1.45	1.45	1.14	
Si	-16.9	31.1	19.9	21	19.8	7.07	
Ti	7.00E-2	0	-1.00E-2	-1.00E-2	-2.00E-2	-1.00E-2	
Al	-1.59	7.00E-2	.14	.24	.4	.14	
Fe+3	2.69	-1	-4.87	-3.34	-3.31	-1.97	
Mn	-1	-1.18	.34	-1.12	-6.00E-2	-2.00E-2	
Mg	.81	-1.15	-.69	-8.00E-2	.55	.39	
Ca	-2.57	-.72	-.69	1.00E-2	6.00E-2	-.46	
Na	-2.63	-1.09	-1.09	-.8	4.00E-2	-.37	
K	-.5	.53	1.03	.37	-.3	-.34	
H	-3.00E-2	-1.00E-2	-2.00E-2	.11	.12	7.00E-2	
P	3.00E-2	0	1.00E-2	0	2.00E-2	0	
O	-21.2	33.7	19.8	23.3	22.8	7.74	
PÉTROGRAPI							
TEXTURES	S	B	B	B	B	B	
Qtz							
Chl							
Sér							
Plag							
Épi							

ÉCH.	523	6312	14744	14748	14751	14756	14769
SIO2	75.7	72.00	71.1	71.3	69.9	65.8	62.00
AL2O3	11.5	11.1	12.4	10.9	10.5	10.5	11.7
CAO	1.1	1.72	3.4	1.6	1.7	1.1	4.1
MGO	.3	.79	1.9	2.9	5.3	5.1	4.4
NA2O	4.3	3.9	3.1	3.4	1.1	.6	1.7
K2O	1.4	1.42	.9	1.5	2.9	1.4	1.7
FE2O3	6.58	5.17	10.29	5.72	6.86	8.86	9.15
MNO	0.00	.1	0.00	0.00	0.00	9.00E-2	6.00E-2
TIO2							
P2O5	0.00	3.00E-2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CR2O3	0.00	1.00E-2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
PAF	0.00	3.46	0.00	2.48	1.54	6.35	4.99
CO2							
S							
Fe/Fe+Mg	.95	.85	.83	.64	.54	.61	.65
Na/Na+K	.72	.7	.74	.65	.24	.26	.45
MINÉRAUX							
NORMATIFS							
QUARTZ	36.2	34.23	30.04	32.79	34.75	39.28	22.92
ORTHOSE	8.01	8.19	5.06	8.66	16.77	8.11	9.85
ALBITE	35.22	32.22	24.95	28.12	9.11	4.98	14.11
ANORTHITE	5.28	8.33	16.04	7.76	8.25	5.35	18.9
HYPERSTENE	11.65	10.44	21.07	16.7	24.41	27.38	25.65
CORINDON	.88	2.00E-2	.14	.76	2.41	5.88	0
ILMENITE	.37	.56	.36	.37	.37	.37	.37
MAGNETITE	2.39	2.55	2.34	2.41	2.41	2.42	2.42
HEMATITE	0	0	0	0	0	0	0
APATITE	0	7.00E-2	0	0	0	0	0
CHROMITE	0	1.00E-2	0	0	0	0	0
GAINS/PERTE							
g/100g.							
DENSITÉ							
FV MOY.							
Si							
Ti							
Al							
Fe+3							
Mn							
Mg							
Ca							
Na							
K							
H							
P							
O							
PÉTROGRAPI							
TEXTURES							
Qtz							
Chl							
Sér							
Plag							
Épi							

ÉCH.	14862	14893	14840	14850	18077	18083	18781
SIO2	57.5	57.8	63.5	62.4	64.9	59.9	69.9
AL2O3	9.8	10.5	12.5	9.9	3.4	7.5	12.2
CAO	.8	1.4	.4	.2	.4	.9	2.3
MGO	4.9	8.3	5.3	3.2	2.4	1.8	2.4
NA2O	1.00E-2	.1	1.00E-2	.1	.6	1.5	4.5
K2O	.1	1.00E-2	.8	.6	1.3	.1	.9
FE2O3	16.44	18.01	12.29	17.58	17.01	15.44	3.57
MNO	.11	0.00	4.00E-2	5.00E-2	4.00E-2	.1	0.00
TIO2							
P2O5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CR2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
PAF	10.14	3.68	4.96	5.77	9.75	12.56	4.03
CO2							
S							
Fe/Fe+Mg	.75	.66	.67	.83	.86	.88	.57
Na/Na+K	8.00E-2	.89	1.00E-2	.12	.28	.93	.81
MINÉRAUX NORMATIFS							
QUARTZ	34.96	27.77	41.47	40.42	38.53	33.84	28.4
ORTHOSE	.58	6.00E-2	4.65	3.51	7.59	.58	5.19
ALBITE	8.00E-2	.84	8.00E-2	.84	5.02	12.53	37.14
ANORTHITE	3.92	6.87	1.95	.98	1.96	4.41	10.18
HYPERSTENE	39.5	50.31	33.45	37.11	34.17	30.19	11.6
CORINDON	8.12	7.7	10.71	8.63	.28	3.24	0
ILMENITE	.38	.38	.37	.38	.38	.37	.37
MAGNETITE	2.44	2.44	2.43	2.44	2.44	2.43	2.4
HEMATITE	0	0	0	0	0	0	0
APATITE	0	0	0	0	0	0	0
CHROMITE	0	0	0	0	0	0	0
GAINS/PERTE g/100g.							
DENSITÉ							
FV MOY.							
Si							
Ti							
Al							
Fe+3							
Mn							
Mg							
Ca							
Na							
K							
H							
P							
O							
PÉTROGRAPI TEXTURES							
Qtz							
Chl							
Sér							
Plag							
Épi							

ÉCH.	18787	18794	18777	18540	18567	18608	16043
SIO2	72.5	68.5	68.7	66.7	69.2	69.6	70.8
AL2O3	10.4	11.00	11.2	10.5	11.7	9.9	11.6
CAO	1.7	2.9	.4	4.8	3.6	1.6	3.4
MGO	1.6	2.7	1.7	1.3	.9	1.2	.7
NA2O	4.3	3.9	3.3	3.3	2.3	2.9	3.6
K2O	1.1	1.9	1.9	1.2	3.1	1.2	2.4
FE2O3	6.72	7.00	6.43	8.01	7.00	6.43	6.15
MNO	0.00	0.00	0.00	.12	0.00	5.00E-2	9.00E-2
TIO2							
P2O5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CR2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
PAF	1.48	1.9	6.17	3.87	2.00	6.92	1.06
CO2							
S							
Fe/Fe+Mg	.79	.7	.77	.85	.87	.83	.89
Na/Na+K	.76	.63	.59	.7	.38	.67	.55
MINÉRAUX NORMATIFS							
QUARTZ	31.87	23.95	33.08	26.74	29.97	37.03	28.64
ORTHOSE	6.36	10.99	10.98	6.95	17.93	6.94	13.87
ALBITE	35.6	32.3	27.31	27.36	19.05	24	29.79
ANORTHITE	5.7	6.75	1.94	10.08	12.18	7.76	8.22
HYPERSTENE	14.05	15.18	14.94	10.83	11.52	13.81	8.45
CORINDON	0	0	2.92	0	0	.9	0
ILMENITE	.37	.37	.37	.37	.37	.37	.37
MAGNETITE	2.41	2.41	2.41	2.41	2.41	2.41	2.41
HEMATITE	0	0	0	0	0	0	0
APATITE	0	0	0	0	0	0	0
CHROMITE	0	0	0	0	0	0	0
GAINS/PERTE g/100g.							
DENSITÉ FV MOY.							
Si							
Ti							
Al							
Fe+3							
Mn							
Mg							
Ca							
Na							
K							
H							
P							
O							
PÉTROGRAPI TEXTURES							
Qtz							
Chl							
Sér							
Plag							
Épi							

ÉCH.	16062	16077	16213	16231	18387	18389	12729
SIO2	70.9	58.9	60.2	61.00	73.3	69.8	70.4
AL2O3	11.2	6.3	10.5	10.8	11.8	11.3	10.7
CAO	.6	.3	.2	.2	1.5	2.1	2.1
MGO	2.9	9.6	4.3	5.9	.4	.4	1.1
NA2O	1.8	2.00E-2	1.00E-2	.1	5.3	3.7	4.5
K2O	1.5	.2	1.00E-2	.1	.8	.5	.9
FE2O3	6.15	13.15	16.73	16.3	5.00	7.29	6.43
MNO	7.00E-2	6.00E-2	5.00E-2	3.00E-2	5.00E-2	.11	9.00E-2
TIO2							
P2O5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CR2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
PAF	4.68	11.27	7.8	5.37	1.65	4.6	3.58
CO2							
S							
Fe/Fe+Mg	.65	.55	.78	.71	.92	.94	.84
Na/Na+K	.5	8.00E-2	.45	.45	.85	.86	.81
MINÉRAUX NORMATIFS							
QUARTZ	43.23	32.43	39.97	37.87	31.17	34.76	29.76
ORTHOSE	8.67	1.16	6.00E-2	.58	4.62	2.89	5.2
ALBITE	14.89	.17	8.00E-2	.84	43.81	30.65	37.25
ANORTHITE	2.91	1.47	.98	.98	5.9	10.2	6.2
HYPERSTENE	17.53	45.45	38.4	41.58	8.91	13.37	11.86
CORINDON	5.4	5.42	9.99	10.04	0	.84	0
ILMENITE	.37	.37	.38	.38	.37	.37	.37
MAGNETITE	2.41	2.43	2.44	2.43	2.41	2.41	2.41
HEMATITE	0	0	0	0	0	0	0
APATITE	0	0	0	0	0	0	0
CHROMITE	0	0	0	0	0	0	0
GAINS/PORTE g/100g.							
DENSITÉ FV MOY.							
Si							
Ti							
Al							
Fe+3							
Mn							
Mg							
Ca							
Na							
K							
H							
P							
O							
PÉTROGRAPI TEXTURES							
Qtz							
Chl							
Sér							
Plag							
Épi							

ÉCH.	12721	12740	12753	12777	12791	12799	15107
SIO2	65.9	60.7	68.2	54.4	64.7	63.00	44.7
AL2O3	10.1	7.4	7.8	11.6	8.8	13.3	8.8
CAO	4.6	8.8	.2	.3	.2	.2	.3
MGO	1.8	2.5	6.2	10.00	6.7	7.1	5.9
NA2O	2.4	2.2	.1	1.00E-2	.1	1.00E-2	1.00E-2
K2O	2.3	.3	1.4	1.00E-2	.1	1.00E-2	1.00E-2
FE2O3	7.00	7.43	8.29	13.15	11.15	6.15	15.44
MNO	.15	.18	4.00E-2	2.00E-2	2.00E-2	2.00E-2	3.00E-2
TIO2							
P2O5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CR2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
PAF	5.55	10.29	7.57	10.31	8.03	10.01	24.61
CO2							
S							
Fe/Fe+Mg	.78	.73	.54	.54	.6	.44	.7
Na/Na+K	.46	.86	6.00E-2	.45	.45	.45	.45
MINÉRAUX NORMATIFS							
QUARTZ	27.2	25.1	45.21	28.22	43.96	46.02	23.03
ORTHOSE	13.3	1.74	8.11	6.00E-2	.58	6.00E-2	6.00E-2
ALBITE	19.88	18.23	.83	8.00E-2	.83	8.00E-2	8.00E-2
ANORTHITE	9.78	9.23	.97	1.47	.98	.97	1.47
HYPERSTENE	10.89	4.42	29.03	46.36	34.95	27.67	40.14
CORINDON	0	0	5.64	10.86	8.02	12.62	8.12
ILMENITE	.37	.37	.37	.37	.37	.37	.37
MAGNETITE	2.41	2.41	2.42	2.43	2.42	2.41	2.43
HEMATITE	0	0	0	0	0	0	0
APATITE	0	0	0	0	0	0	0
CHROMITE	0	0	0	0	0	0	0
GAINS/PORTE g/100g.							
DENSITÉ FV MOY.							
Si							
Ti							
Al							
Fe+3							
Mn							
Mg							
Ca							
Na							
K							
H							
P							
O							
PÉTROGRAPI TEXTURES							
Qtz							
Chl							
Sér							
Plag							
Épi							

ÉCH.	15126	11409	22806	21803	22801	22803	22804
SIO2	63.7	78.4	79.00	67.9	71.3	72.7	78.2
AL2O3	2.8	10.9	10.5	11.4	10.8	10.7	11.00
CAO	.2	1.3	.6	2.83	2.82	1.49	.49
MGO	1.3	.24	.47	2.01	.77	.89	.51
NA2O	1.00E-2	4.66	4.5	3.39	3.94	4.23	4.58
K2O	.2	1.28	1.16	1.24	1.52	1.04	1.35
FE2O3	9.9	1.85	2.16	6.32	3.59	5.47	2.35
MNO	2.00E-2	6.00E-2	3.00E-2	8.00E-2	.14	9.00E-2	3.00E-2
TIO2		.29	.33	.72	.31	.31	.32
P2O5	0.00	3.00E-2	3.00E-2	.13	4.00E-2	4.00E-2	3.00E-2
CR2O3	0.00	2.00E-2	1.00E-2	1.00E-2	1.00E-2	1.00E-2	1.00E-2
PAF	21.67	1.16	.85	3.54	3.85	1.77	.93
CO2							
S							
Fe/Fe+Mg	.87	.87	.8	.74	.81	.85	.8
Na/Na+K	4.00E-2	.75	.76	.69	.68	.77	.74
MINÉRAUX NORMATIFS							
QUARTZ	51.88	40.91	43.78	30.13	33.47	35.09	41.79
ORTHOSE	1.16	7.35	6.7	7.18	8.83	6.08	7.78
ALBITE	8.00E-2	38.31	37.2	28.11	32.79	35.39	37.81
ANORTHITE	.97	4.9	2.91	11.98	7.17	7.06	2.37
HYPERSTENE	19.68	3.07	4.56	12.82	5.02	11.13	4.99
CORINDON	2.16	0	.73	0	0	0	1.09
ILMENITE	.37	.54	.61	1.34	.58	.58	.59
MAGNETITE	2.42	2.52	2.59	3.15	2.58	2.6	2.57
HEMATITE	0	0	0	0	0	0	0
APATITE	0	7.00E-2	7.00E-2	.3	9.00E-2	9.00E-2	7.00E-2
CHROMITE	0	3.00E-2	1.00E-2	1.00E-2	1.00E-2	1.00E-2	1.00E-2
GAINS/PERTE g/100g.							
DENSITÉ							
FV MOY.							
Si							
Ti							
Al							
Fe+3							
Mn							
Mg							
Ca							
Na							
K							
H							
P							
O							
PÉTROGRAPI TEXTURES							
Qtz							
Chl							
Sér							
Plag							
Épi							

ÉCH.	17551	C28	C30	C32	S60	S81	1010
SIO2	74.9	75.96	75.22	70.68	66.88	70.98	76.00
AL2O3	11.5	11.31	8.4	9.34	9.37	12.7	10.00
CAO	.88	.48	2.63	.53	.69	2.12	1.38
MGO	.68	.87	1.27	1.57	2.33	.45	1.08
NA2O	1.99	.97	2.65	.86	1.00E-2	5.15	2.97
K2O	2.7	2.87	.2	2.1	1.00E-2	1.12	1.08
FE2O3	4.47	5.19	6.76	9.58	20.45	7.18	5.14
MNO	8.00E-2	8.00E-2	.1	8.00E-2	0.00	0.00	.14
TIO2	.32	.3	.22	.23	.22	.22	.3
P2O5	3.00E-2	1.00E-2	1.00E-2	1.00E-2	2.00E-2	5.00E-2	2.00E-2
CR2O3	1.00E-2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.00E-2
PAF	1.93	1.78	2.58	3.75	45.91	25.9	1.39
CO2							
S							
Fe/Fe+Mg	.85	.84	.83	.84	.89	.93	.81
Na/Na+K	.38	.22	.92	.25	.45	.79	.7
MINÉRAUX NORMATIFS							
QUARTZ	45.8	51.9	45.73	46.45	6.00E-2	6.48	45.18
ORTHOSE	15.65	16.6	1.16	12.33	8.00E-2	42.64	6.26
ALBITE	16.51	8.03	21.93	7.23	3.39	8.05	24.66
ANORTHITE	4.28	2.33	10.2	2.61	0	1.97	6.72
HYPERSTENE	8.96	10.66	13.39	20.04	0	0	11.22
CORINDON	3.63	5.61	0	4.66	.41	.41	1.41
ILMENITE	.6	.56	.41	.43	2.47	2.44	.56
MAGNETITE	2.59	2.55	2.44	2.49	0	0	2.56
HEMATITE	0	0	0	0	5.00E-2	.12	0
APATITE	7.00E-2	2.00E-2	2.00E-2	2.00E-2	0	0	5.00E-2
CHROMITE	1.00E-2	0	0	0			1.00E-2
GAINS/PERTE g/100g.							
DENSITÉ FV MOY.							
Si							
Ti							
Al							
Fe+3							
Mn							
Mg							
Ca							
Na							
K							
H							
P							
O							
PÉTROGRAPI TEXTURES							
Qtz							
Chl							
Sér							
Plag							
Épi							

ÉCH.	1014	1015	1018	1021	1024	1034	1221
SIO2	65.00	70.00	72.5	70.4	71.00	62.2	66.7
AL2O3	11.8	11.7	10.3	11.7	10.6	12.7	13.8
CAO	2.33	1.54	2.48	1.77	2.28	3.99	1.71
MGO	1.33	1.34	.56	1.02	.92	1.25	1.4
NA2O	3.1	1.94	4.29	2.02	3.07	4.19	2.94
K2O	1.33	2.73	.7	2.36	1.7	1.03	3.13
FE2O3	10.1	6.55	5.45	7.14	7.23	8.31	7.01
MNO	.25	.15	.15	.12	.16	.24	.13
TIO2	.36	.33	.3	.38	.32	.39	.4
P2O5	4.00E-2	3.00E-2	3.00E-2	4.00E-2	3.00E-2	4.00E-2	4.00E-2
CR2O3	1.00E-2	1.00E-2	1.00E-2	0.00	1.00E-2	0.00	0.00
PAF	2.08	1.7	1.93	1.47	1.23	3.93	2.54
CO2							
S							
Fe/Fe+Mg	.87	.81	.9	.86	.88	.86	.82
Na/Na+K	.66	.37	.84	.42	.6	.77	.44
MINÉRAUX							
NORMATIFS							
QUARTZ	27.3	37.87	35.31	38.73	34.84	18.63	26.14
ORTHOSE	7.89	16.09	4.09	13.86	9.97	6.06	18.13
ALBITE	26.32	16.37	35.91	16.98	25.78	35.32	24.38
ANORTHITE	11.6	7.62	6.71	8.72	10.05	12.75	8.31
HYPERSTENE	20.28	14.26	8.07	14.14	13.8	13.73	14.6
CORINDON	1.03	2.75	0	2.59	0	0	2.42
ILMENITE	.69	.62	.56	.72	.6	.74	.74
MAGNETITE	2.71	2.65	2.58	2.71	2.62	2.73	2.7
HEMATITE	0	0	0	0	0	0	0
APATITE	.1	7.00E-2	7.00E-2	9.00E-2	7.00E-2	9.00E-2	9.00E-2
CHROMITE	1.00E-2	1.00E-2	1.00E-2	0	1.00E-2	0	0
GAINS/PERTE							
g/100g.							
DENSITÉ							
FV MOY.							
Si							
Ti							
Al							
Fe+3							
Mn							
Mg							
Ca							
Na							
K							
H							
P							
O							
PÉTROGRAPI							
TEXTURES							
Qtz							
Chl							
Sér							
Plag							
Épi							

ÉCH.	1223	1230	1245	1251	1306	1316	1320
SIO2	70.6	75.2	70.2	67.9	73.5	71.7	69.1
AL2O3	11.7	10.8	12.1	13.2	10.4	10.9	11.2
CAO	1.25	1.38	1.12	1.1	2.54	1.75	1.06
MGO	.95	.6	1.05	.93	6.00E-2	.68	.91
NA2O	3.59	4.8	.68	1.3	4.33	2.54	4.06
K2O	1.43	.68	2.92	3.1	.77	3.08	1.38
FE2O3	6.76	4.65	7.62	8.61	5.12	5.66	7.51
MNO	.11	.1	.11	7.00E-2	.11	5.00E-2	4.00E-2
TIO2	.37	.3	.34	.39	.29	.4	.55
P2O5	4.00E-2	3.00E-2	3.00E-2	4.00E-2	3.00E-2	6.00E-2	9.00E-2
CR2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
PAF	2.39	1.31	2.85	2.77	2.31	1.7	3.39
CO2							
S							
Fe/Fe+Mg	.86	.87	.87	.89	.99	.88	.88
Na/Na+K	.68	.85	.16	.26	.82	.41	.71
MINÉRAUX							
NORMATIFS							
QUARTZ	34.6	36.6	44.82	37.8	36.47	35.93	30.88
ORTHOSE	8.33	3.93	17.05	18.05	4.47	18.03	8.03
ALBITE	29.94	39.7	5.69	10.84	35.97	21.29	33.82
ANORTHITE	6.11	5.78	5.49	5.38	6.54	8.6	5.18
HYPERSTENE	13.26	8.74	15.07	16.06	5.94	10.63	13.5
CORINDON	1.95	0	5.72	5.62	0	.2	1.08
ILMENTITE	.69	.56	.64	.73	.54	.75	1.03
MAGNETITE	2.67	2.55	2.64	2.7	2.55	2.73	2.93
HEMATITE	0	0	0	0	0	0	0
APATITE	9.00E-2	7.00E-2	7.00E-2	9.00E-2	7.00E-2	.14	.21
CHROMITE	0	0	0	0	0	0	0
GAINS/PORTE							
g/100g.							
DENSITÉ							
FV MOY.							
Si							
Ti							
Al							
Fe+3							
Mn							
Mg							
Ca							
Na							
K							
H							
P							
O							
PÉTROGRAPI							
TEXTURES							
Qtz							
Chl							
Sér							
Plag							
Épi							

ÉCH.	1406	1408	1424	1431	13401	13403	13406
SIO2	69.7	71.9	71.9	59.6	74.5	75.4	75.4
AL2O3	11.2	11.3	11.1	13.6	9.83	10.7	9.04
CAO	2.63	2.59	1.23	5.01	1.45	1.06	.48
MGO	1.35	1.33	1.36	.56	1.66	1.86	2.31
NA2O	1.28	2.26	2.16	3.04	.21	.94	.15
K2O	2.29	1.11	2.26	2.31	4.85	3.15	.94
FE2O3	7.51	8.11	7.78	8.8	4.76	3.93	8.58
MNO	.14	.15	.14	.13	.14	.17	0.00
TIO2	.32	.32	.35	.36	.25	.29	.29
P2O5	3.00E-2	3.00E-2	4.00E-2	4.00E-2	3.00E-2	3.00E-2	4.00E-2
CR2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
PAF	2.93	1.62	2.00	2.39	1.39	2.16	2.31
CO2							
S							
Fe/Fe+Mg	.83	.84	.84	.93	.72	.65	.77
Na/Na+K	.32	.63	.44	.52	3.00E-2	.2	.12
MINÉRAUX							
NORMATIFS							
QUARTZ	39.5	39.66	39.17	17.02	44.67	48.64	59.03
ORTHOSE	13.33	6.38	13.03	13.94	28.23	18.21	5.47
ALBITE	10.67	18.6	17.83	26.27	1.75	7.78	1.25
ANORTHITE	12.85	12.49	5.95	17	7.09	5.14	2.34
HYPERSTENE	15.7	16.44	15.9	12.4	12.28	11.23	19.65
CORINDON	1.81	1.63	2.79	0	1.57	3.73	6.79
ILMENITE	.6	.59	.65	.7	.47	.54	.54
MAGNETITE	2.6	2.57	2.62	2.75	2.5	2.54	2.55
HEMATITE	0	0	0	0	0	0	0
APATITE	7.00E-2	7.00E-2	9.00E-2	.1	7.00E-2	7.00E-2	9.00E-2
CHROMITE	0	0	0	0	0	0	0
GAINS/PERTE							
g/100g.							
DENSITÉ							
FV MOY.							
Si							
Ti							
Al							
Fe+3							
Mn							
Mg							
Ca							
Na							
K							
H							
P							
O							
PÉTROGRAPI							
TEXTURES							
Qtz							
Chl							
Sér							
Plag							
Épi							

ÉCH.	13408	13409	13410	70-06	70-07	70-15	70-16
SIO2	72.5	76.3	71.5	80.5	74.3	73.4	77.9
AL2O3	11.2	9.22	12.8	8.71	11.1	10.2	11.2
CAO	.63	2.00E-2	.68	.84	.78	1.92	.89
MGO	1.13	1.61	.68	.34	.63	1.14	.32
NA2O	2.48	1.00E-2	.81	3.31	3.4	2.51	6.34
K2O	1.72	1.6	5.28	1.39	3.39	1.8	1.26
FE2O3	7.81	7.89	4.51	3.04	4.82	5.22	1.37
MNO	.15	0.00	0.00	6.00E-2	8.00E-2	.1	5.00E-2
TIO2	.31	.25	.31	.25	.3	.28	.31
P2O5	3.00E-2	3.00E-2	4.00E-2	3.00E-2	3.00E-2	3.00E-2	4.00E-2
CR2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
PAF	1.54	2.16	1.31	1.85	1.00	2.93	.77
CO2							
S							
Fe/Fe+Mg	.86	.81	.86	.89	.87	.8	.79
Na/Na+K	.55	1.00E-2	.11	.66	.45	.54	.81
MINÉRAUX NORMATIFS							
QUARTZ	41.79	60.91	40.57	49.73	34.47	41.25	67.86
ORTHOSE	10	9.34	31.08	7.98	19.59	10.44	7.63
ALBITE	20.65	8.00E-2	6.83	27.21	28.13	20.84	0
ANORTHITE	3.07	.1	3.36	4.05	3.78	9.34	4.52
HYPERSTENE	15.7	17.05	9.07	6.01	9.47	11.51	4.72
CORINDON	4.05	7.35	4.5	.23	.41	.62	8.42
ILMENITE	.58	.47	.59	.46	.56	.52	.6
MAGNETITE	2.58	2.51	2.61	2.47	2.55	2.53	0
HEMATITE	0	0	0	0	0	0	0
APATITE	7.00E-2	7.00E-2	9.00E-2	7.00E-2	7.00E-2	7.00E-2	.1
CHROMITE	0	0	0	0	0	0	0
GAINS/PERTE g/100g.							
DENSITÉ							
FV MOY.				1.23	.99	1.01	.99
Si				12.9	1.22	3.52	2.14
Ti				0	-1.00E-2	-1.00E-2	-1.00E-2
Al				5.00E-2	.23	.18	.16
Fe+3				-1.01	-.27	.29	-2.69
Mn				-7.00E-2	-6.00E-2	-4.00E-2	-9.00E-2
Mg				-.77	-.64	-.28	-.83
Ca				-1.94	-2.12	-1.2	-2.05
Na				.38	-.13	-.64	1.94
K				.55	1.92	.73	.15
H				-6.00E-2	-.21	3.00E-2	-.24
P				0	0	0	0
O				12.8	-1.12	3.8	-1.13
PÉTROGRAPI TEXTURES							
Qtz							
Chl							
Sér							
Plag							
Épi							

ÉCH.	70-17	70-18	70-21
SIO2	75.4	75.00	73.7
AL2O3	10.00	11.7	10.2
CAO	1.75	2.07	3.28
MGO	.59	.53	.81
NA2O	4.67	1.41	3.29
K2O	1.37	3.17	1.19
FE2O3	3.57	2.91	4.42
MNO	.12	4.00E-2	4.00E-2
TIO2	.28	.31	.28
P2O5	3.00E-2	3.00E-2	3.00E-2
CR2O3	0.00	0.00	0.00
PAF	2.00	2.7	3.00
CO2			
S			
Fe/Fe+Mg	.84	.83	.83
Na/Na+K	.74	.27	.7
MINÉRAUX NORMATIFS			
QUARTZ	36.08	46.09	38.78
ORTHOSE	7.91	18.28	6.85
ALBITE	38.61	11.64	27.1
ANORTHITE	2.23	10.02	9.3
HYPERSTENE	4.7	6.01	6.32
CORINDON	0	2.13	0
ILMENITE	.52	.57	.52
MAGNETITE	2.52	2.56	2.51
HEMATITE	0	0	0
APATITE	7.00E-2	7.00E-2	7.00E-2
CHROMITE	0	0	0
GAINS/PERTE g/100g.			
DENSITÉ			
FV MOY.	1.08	.95	1.08
Si	4.9	9.00E-2	3.67
Ti	0	-1.00E-2	-1.00E-2
Al	.12	.28	.18
Fe+3	-.92	-1.69	-.31
Mn	-2.00E-2	-9.00E-2	-9.00E-2
Mg	-.63	-.72	-.5
Ca	-1.32	-1.26	-.16
Na	1.12	-1.64	-2.00E-2
K	.36	1.63	.19
H	-8.00E-2	-3.00E-2	4.00E-2
P	0	0	0
O	4.2	-1.87	4.15
PÉTROGRAPI TEXTURES			
Qtz			
Chl			
Sér			
Plag			
Épi			

LÉGENDES DES CARTES

ROCHES VOLCANIQUES

V1	-	LAVE FELSIQUE
V2	-	RHYODACITE
V4	-	DACITE
V5	-	LAVE MAFIQUE
V7	-	BASALTE

ROCHES INTRUSIVES

2T	-	TONALITE
1G	-	GRANODIORITE
3G	-	GABBRO
IZ	-	GRANOPHYRE