

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC

THÈSE

PRÉSENTÉE À

L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À CHICOUTIMI

COMME EXIGENCE PARTIELLE

DU DOCTORAT EN RESSOURCES MINÉRALES

PAR

DANIEL BANDYAYERA

M.Sc.

**FORMATION DES LATÉRITES NICKÉLIFÈRES ET MODE DE
DISTRIBUTION DES ÉLÉMENTS DU GROUPE DU PLATINE DANS LES
PROFILS LATÉRITIQUES DU COMPLEXE DE MUSONGATI, BURUNDI.**

Janvier 1997



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

Les latérites nickélifères de Musongati sont situées à l'est du Burundi (Afrique centrale). Elles se sont développées sur un complexe rocheux qui s'étend sur une unité ultramafique de ~ 29 km² et une unité mafique de ~ 26 km². Le complexe de Musongati s'inscrit dans un éventail plus large de roches mafiques et ultramafiques, formant un linéament continu de direction NE-SO, depuis le sud du Burundi jusqu'au lac Victoria.

L'objectif principal de cette étude était de comprendre les processus à la base des concentrations élevées en éléments du groupe du platine (EGP) dans les horizons latéritiques de Musongati. Une centaine d'échantillons récoltés sur des forages orientés verticalement, dans les unités dunitique et péridotitique, ont été analysés pour les éléments majeurs et traces. Quatre des forages échantillonnés ont atteint la roche-mère (RM) sur 60 à 100 mètres de profondeur, et recoupent les cinq principaux horizons du profil latéritique: le sol latéritique (SL), la cuirasse (CU), la ferralite (FE) et la saprolite (SA).

Les résultats de l'investigation pétrographique et géochimique montrent que les roches-mères des latérites nickélifères sont des dunites, des harzburgites et des péridotites à plagioclase. Les phases cumulus dans les dunites et les harzburgites sont l'olivine, la chromite et les sulfures. Dans les péridotites à plagioclase, les phases cumulus sont l'olivine, la chromite, les sulfures et le plagioclase. L'Au, le Cu, le Pd, le Pt et le Rh sont principalement contrôlés par les sulfures, alors que l'Ir, et possiblement le Ru et l'Os sont contrôlés en partie par les sulfures, mais aussi par les spinelles chromifères et l'olivine. Ainsi, la concentration des EGP dans les profils latéritiques est directement l'héritage de la roche-mère ultramafique.

La présente étude suggère que la formation du profil latéritique de Musongati est le résultat d'un long processus d'altération intense et itérative des roches ultramafiques, sous les conditions subtropicales, suivant une dynamique essentiellement verticale, régulée par le régime des eaux souterraines. Les fluides latéritisants récents empruntent les mêmes

itinéraires que ceux qui les précèdent, ou préparés par les altérations plus anciennes. Le front d'altération progresse au sein de la RM de haut en bas, et avec le temps, chaque horizon se développe au détriment de l'horizon sous-jacent.

Les teneurs en éléments des terres rares (REE) de la RM totale, normalisées par rapport aux chondrites, montrent des spectres horizontaux. Les spectres des teneurs en éléments du groupe du platine (EGP), Ni, Cu et Au, normalisées par rapport au manteau (nm), montrent une pente positive, avec des rapports $Pd/Ir_{nm}=29-44$ et $Ni/Ir_{nm}=1-3$. Le niveau, l'allure et la pente des spectres des EGP et des REE dans la RM sont en accord avec un magma parent riche en MgO et d'affinité tholéitique.

Les horizons latéritiques montrent des spectres des REE et des métaux profondément modifiés par les processus supergènes. On observe une tendance généralisée d'enrichissement par rapport à la roche-mère des terres rares légères (LREE) le long du profil latéritique. Le Ce se distingue par son anomalie négative dans la SA, et son anomalie positive dans la FE, la CU et le SL, affichant un pic positif au niveau de la CU avec un rapport Ce/Ce^* de 9.22 (Ce^* = concentration virtuelle du Ce entre les concentrations de La et de Sm normalisées aux chondrites). Le Ce^{3+} peut alors être interprété comme étant successivement soluble et en partie oxydé en Ce^{4+} qui est préférentiellement précipité dans les phases secondaires d'altération par rapport aux autres REE trivalents. Les EGP dans la RM et dans la SA montrent des spectres normalisés par rapport au manteau semblables, suggérant un enrichissement résiduel. Cependant, leur inertie chimique est mise à rude épreuve dans les niveaux de surface, et particulièrement dans la CU, au niveau de laquelle on observe une anomalie négative du Pd et des anomalies positives du Pt et de l'or. Les rapports Pt/Pt^* , Pt/Pd et Pt/Au montrent des maxima dans la CU de l'ordre de 3.92, 4.6 et 6.02 respectivement (Pt^* = concentration normalisée du Pt entre les concentrations du Pd et du Rh normalisées au manteau).

Les calculs de bilans de transfert de masse selon les méthodes de Gresens (1967), Nesbitt (1979), Brimhall et al (1991), Maclean et Barrett (1993) ont été effectués sur tous les horizons latéritiques en utilisant l'Ir et/ou le Ti comme éléments immobiles. Les résultats montrent que le Ce et la La sont ultra-enrichis dans la CU et le SL (gains de masse >100%), enrichis dans la FE et la SA (gains de masse >100%). Les terres rares lourdes (HREE) se montrent toujours moins enrichis par rapport aux LREE dans tous les horizons latéritiques. Les calculs des transferts de matière pour les EGP montrent qu'ils peuvent être lessivés du

SL, car ils enregistrent des pertes de l'ordre de 50%, même en utilisant l'Ir comme élément immobile. Le Pt et l'or marquent des maxima d'enrichissement dans la CU avec des gains parfois supérieurs à 500%, tandis que le Pd enregistre au même moment des pertes de plus de 50%.

Une expérience à partir des procédés d'extraction chimique séquentielle des éléments a été effectuée sur 5 échantillons provenant du SL, de la CU, de la FE, de la SA et de la RM du forage 247. L'étude avait pour but de comprendre a) les formes chimiques et liaisons qui régissent les EGP, Au et Re dans les horizons latéritiques, suivant la matière à laquelle ces métaux sont associés, et b) les conditions sous lesquelles ils sont mis en solution ou précipités. Les résultats montrent que les EGP sont immobiles dans la roche-mère. L'or, le Pd, et le Pt sont mobilisés dans tous les horizons latéritiques, suivant l'intensité décroissante $Au \gg Pd > Pt$. Le Rh n'est mobilisé que dans la SA, et rarement dans la FE, sous les conditions oxydo-réductrices extrêmes. L'Ir et le Ru sont pratiquement immobiles. L'Os n'a pas pu être analysé.

Ainsi, la latéritisation conduit à la redistribution des REE, EGP, Ni, Cu et Au. La redistribution se fait à travers une série de transformations successives des masses minérales de la roche-mère, sous une dynamique essentiellement verticale, en passant par la complication ou la simplification des édifices des minéraux secondaires, formés à partir des éléments individualisés, pouvant conduire à la sorption d'éléments complémentaires des solutions aqueuses. La désintégration différentielle des minéraux conduit probablement à la formation des différents colloïdes (colloïdes argileux, les colloïdes de fer, les colloïdes d'hydroxydes de Mn,...), ayant des degrés différents de sorption sélective. Les effets des différents ligands (la matière organique, les thiosulfates, les complexes hydroxylés) se sont probablement superposés aux effets d'adsorption. Les différences d'enrichissement entre les horizons est probablement le résultat des variations des barrières physico-chimiques, liées aux changements des conditions alcalino-acides et d'oxydo-réduction, intrinsèquement associées à la formation des sols.

ABSTRACT

The nickeliferous laterites of Musongati are located in eastern Burundi (Central Africa). They are developed on the Musongati complex, which consists of an ultramafic unit of ~29 km² and a mafic unit of ~26 km². This complex is one of a large number of mafic and ultramafic intrusions, which lie along a NE-SW zone from southern Burundi to Lake Victoria.

The main objective of this study was to understand the processes that produced high platinum group element concentrations (PGE) in the Musongati nickeliferous laterites. One hundred core samples from vertically oriented drill holes in the dunitic and peridotitic units were analysed for major and trace elements. The four drill holes that were sampled extensively reached unaltered bedrock (RM) at a depth of 60 to 100 meters, after intersecting the four main lateritic profile horizons: the lateritic soil (LS), the duricrust (CU), the ferralite (FE), the saprolite (SA).

Petrographic and geochemical investigations show that the protoliths of the nickeliferous laterites are dunites, harzburgites and plagioclase peridotites. Olivine, chromite and sulphide minerals are the main cumulus phases in dunites and harzburgites. The cumulus phases in plagioclase peridotites are olivine, chromite, sulphides and plagioclase. Au, Cu, Pd, Pt and Rh abundances are mostly controlled by sulphides, while Ir and possibly Ru and Os are a combination of sulphides, chrome spinels and olivine. The high PGE concentrations in the nickeliferous lateritic profile were directly inherited from the ultramafic protolith.

This study suggests that the development of Musongati lateritic profile is the result of long, severe, and cyclic alteration processes of the ultramafic protolith under subtropical conditions. Movements were dominantly vertical and controlled by water-table fluctuations. Fluids responsible for recent lateritisation follow the same paths as earlier ones, or the paths

produced by older alteration events. The alteration front progresses through the protolith from the surface to the base and with time each horizon of the laterite forms from the underlying horizon.

Chondrite-normalised rare earth element (REE) patterns for the protolith are flat and horizontal. Mantle-normalised PGE, Ni, Cu and Au metal patterns have a positive slope, with ratios $\text{Pd/Ir}_{\text{mn}}=29-44$, and $\text{Ni/Ir}_{\text{mn}}=1-3$. The level, the shape and the slope of PGE and REE patterns for the protolith accord with a high-MgO tholeiitic parent magma.

PGE and REE normalised patterns of lateritic horizons are strongly modified by the supergene processes. Light rare earth elements (LREE) are enriched throughout the lateritic profile with regard to the protolith. Ce shows two distinctive anomalies; a negative anomaly in the SA, and a positive anomaly in the FE, CU and LS. The largest positive anomaly is in the CU (Ce/Ce^* up to 9.22). This occurs because the Ce^{3+} dissolves and is partly oxidised to Ce^{4+} , which is precipitated preferentially in secondary alteration phases over other REE trivalent cations. The form of PGE mantle normalised patterns in the SA is similar to the protolith, but the average level is 3 to 4 times higher, suggesting a residual enrichment. However, the lack of mobility of the PGEs is severely tested in upper horizons, particularly in the CU, where we observe negative Pd anomalies, and positive Pt-Au anomalies. The CU shows the highest ratios of Pt/Pt^* , Pt/Pd and Pt/Au (3.92, 4.6 and 6.02 respectively).

Mass balance calculations have been carried out on all lateritic horizons, following the methods of Gresens (1967), Nesbitt (1979), Brimhall et al (1991), and Maclean and Barrett (1993). Ir and Ti have been used as immobile elements. Results of these calculations indicate that Ce and La are strongly enriched in the CU and LS (mass gains $>1000\%$), and enriched in the FE and SA (mass gains $>100\%$). Heavy REE are always less enriched than light REE in all lateritic horizons. Mass balance calculations for PGE show that they may be leached from LS, as their loss is about 50%. This is true even when Ir is used as the immobile element. Pt and Au show maximum enrichment in the CU with mass gains sometimes over 500%, while at the same time Pd losses are over 50%.

Five samples from the bore hole 247, representing the LS, CU, FE, SA and the protolith, were analysed by sequential chemical extractions for PGE, Au and Re. The aim of this study was to understand the distribution of PGE, Au and Re within samples of each lateritic horizon, and the conditions under which they could be dissolved or precipitated. The

results of these experiments indicate that PGE are immobile in the protolith. Au, Pd and Pt could be mobilised from all lateritic horizons following the order $Au \gg Pd > Pt$. Rh could be mobilised from the SA, and rarely from the FE and the CU, under extremely acid and oxidizing conditions. Ir and Ru are virtually immobile. Os was not determined.

In summary, the lateritisation leads to the redistribution of REE, PGE, Ni, Cu and Au. The process occurs through successive chemical transformations of the protolith by dominantly vertical fluid movements. Differential mineral disintegration probably leads to the formation of different types of colloids (clayey colloids, Fe-colloids, Mn-colloids, etc.), with different levels of selective adsorption. The effects of different ligands (organic matter, thiosulfates, hydroxide complexes) were probably superimposed on these adsorption effects. The enrichment differences between horizons are probably the result of physico-chemical barrier variations, related to the changing acid-alkaline and oxydation-reduction conditions, which are intrinsically associated with the lateritic soil formation.

REMERCIEMENTS

Mes premiers remerciements vont principalement à ma directrice de thèse Dr. S.-J. Barnes. Les corrections de forme comme de fond apportées du premier manuscrit de ce travail lui ont pris beaucoup de son précieux temps. Il a fallu reclasser les faits, ordonner les arguments, tirer les principales leçons, réarranger les idées au fur et à mesure que le travail avançait. J'ai énormément tiré profit et apprécié le privilège de ses corrections minutieuses, des entretiens hebdomadaires fructueux et passionnés, parfois sévères et sans ménagement, qui nous prenaient souvent de longues heures de l'après-midi. Je lui dois beaucoup et lui demande sincèrement de trouver ici l'expression de ma profonde reconnaissance.

Je suis également très reconnaissant à mon co-directeur de recherche Dr. M. D. Higgins de m'avoir fait confiance dès le début. C'est lui qui a eu le courage d'affronter le soleil accablant de Bujumbura, la musique assourdissante des moustiques africaines le jour comme la nuit, la peur bleue de la malaria à Musongati. Des journées passées ensemble sur le terrain, avec son armure de patience et de confiance, il en est résulté une amitié durable qui va au-delà d'une simple co-direction. Je loue ici sa gentillesse, son goût du travail et ses démarches rationnelles. Mes remerciements vont également au Dr. A. Rouleau, membre du comité de la thèse, pour ses suggestions fructueuses sur les modes d'écoulement des eaux souterraines; au Dr. J. P. Golightly et au Dr. E. H. Chown pour avoir accepté de juger ce travail.

Au cours de ce projet de recherche, j'ai également bénéficié de judicieux conseils et suggestions de la part de Dr. Bowles, J. W. F.; Dr. Golightly, J. P.; Dr. Cabri, L. J., Dr. Tack, L. et Dr. Deblond. Qu'ils trouvent ici mes sincères remerciements.

Je voudrais également remercier le gouvernement du Burundi (par le biais du ministère de l'énergie et des mines), l'Agence Canadienne de Développement International (par le biais du Programme des Bourses de la Francophonie) et l'université du Québec à Chicoutimi (à travers le département des sciences appliquées) pour les divers soutiens pédagogique, matériel, technique et financier.

Je remercie vivement mes amis burundais ayant cheminé avec moi sous la poussière et la pluie, mes parents, frères et soeurs, y compris ceux qui n'auront pas eu la chance de me lire, emportés par la guerre fratricide qui ravage ma patrie. Que Dieu leur réserve la place qui leur revient dans le royaume des cieux.

Enfin, je remercie tout le personnel du module des sciences de la Terre, les professeurs, les techniciens, mes consoeurs et mes confrères de classes à qui je dois du reste une intégration complète à la culture québécoise et canadienne.

TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ.....	II
ABSTRACT	V
REMERCIEMENTS	VII
TABLE DES MATIÈRES.....	X
LISTE DES FIGURES.....	XIV
LISTE DES TABLEAUX.....	XXII
LISTE DES PLANCHES.....	XXVII
 CHAPITRE I.....	 1
INTRODUCTION	1
1.1 Problématique et objectifs.....	1
1.1.1 État de la question: les EGP et les latérites.....	2
1.1.2 Mécanismes possibles de mobilisation des EGP dans les latérites.....	4
1.2 Méthodologie.....	8
1.2.1 Concepts	10
1.2.2 Échantillonnage et travaux de terrain.....	13
 CHAPITRE II	 15
CONTEXTE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL.....	15
2.1 Contexte géologique africain.....	15
2.2 Contexte géologique du Burundi	18
2.2.1 Aperçu géographique.....	18
2.2.2 Aperçu géologique.....	21
2.2.2.1 Le complexe archéen.....	22
2.2.2.2 Le Burundien.....	22
2.2.2.3 Le Malagarazien	25
 CHAPITRE III.....	 26
CONTEXTE GÉOLOGIQUE LOCAL.....	26
3.1 Introduction	26

3.2 Contexte géologique du complexe de Musongati	27
3.3 Géologie du gisement latéritique nickélique de Musongati.....	31
CHAPITRE IV.....	33
CARACTÉRISTIQUES PÉTROGRAPHIQUES ET GÉOCHIMIQUES	
DU COMPLEXE DE MUSONGATI.....	33
4.1 Introduction	33
4.2 Méthodes analytiques	34
4.3 Pétrographie.....	37
4.3.1 L'unité dunitique.....	39
4.3.2 L'unité péridotitique.....	58
4.3.3 L'unité mafique	65
4.3.3.1 Norites de Mwiriba et Makakwe.....	65
4.3.3.2 Gabbronorites de Macu et de Buhoro.....	67
4.3.4 Composition chimique des phases silicatées primaires.....	70
4.3.5 Composition chimique des phases chromifères.....	79
4.3.5.1 Introduction.....	79
4.3.5.2 Interprétation des résultats.....	80
4.3.5.3 Conclusion	92
4.3.6 Composition chimique des phases sulfurées primaires	93
4.3.6.1 Introduction.....	93
4.3.6.2 Présentation des résultats et discussion.....	93
4.3.6.3 Conclusions	100
4.3.7 Composition chimique des phases arsénifères.....	102
4.4 Géochimie	105
4.4.1 Contexte de la cristallisation.....	117
4.4.2 Éléments du groupe du platine.....	127
4.4.2.1 Introduction.....	127
4.4.2.2 Diagrammes Pd/Ir versus Ni/Cu, et Ni/Pd versus Cu/Ir.....	129
4.4.2.3 Les teneurs en EGP, Ni, Cu et Au normalisées au manteau.....	131
4.4.2.4 Composition des sulfures	133
4.4.2.5 Modélisation numérique de la composition des sulfures	140
4.4.2.6 Conclusion sur l'étude des EGP dans la roche-mère.....	146
4.4.3 Caractérisation géochimique de la roche-mère.....	147
4.4.4 Le complexe de Musongati: une ophiolite ou une intrusion litée?.....	148
CHAPITRE V.....	166
CARACTÉRISTIQUES PÉTROGRAPHIQUES ET GÉOCHIMIQUES	
DES HORIZONS LATÉRIQUES.....	166
5.1 Introduction	166
5.2 Pétrographie.....	169
5.2.1 Le sol latéritique (SL).....	169
5.2.2 La cuirasse (CU).....	171
5.2.3 La ferralite (FE)	172
5.2.4 La saprolite (SA).....	175

5.3 Lithogéochimie des horizons latéritiques.....	177
5.3.1 Introduction.....	177
5.3.2 Lithogéochimie qualitative	178
5.3.2.1 Les éléments majeurs.....	178
5.3.2.2 Les éléments traces	216
5.3.2.3 Éléments du groupe des terres rares (REE).....	218
5.3.2.3.1 Distribution des REE.....	218
5.3.2.3.2 Les teneurs en REE normalisées aux chondrites	220
5.3.2.4 Éléments du groupe du platine et l'or.....	226
5.3.2.4.1 Distribution des EGP et de l'or.....	226
5.3.2.4.2 Les teneurs en EGP, Ni, Cu et Au normalisées au manteau	227
5.3.3 Lithogéochimie quantitative	233
5.3.3.1 Introduction.....	233
5.3.3.2 Calcul des facteurs d'accumulation.....	236
5.3.3.3 Bilans de masse calculés selon la méthode de Gresens (1967).....	240
5.3.3.3.1 Théorie.....	240
5.3.3.3.2 Résultats	243
5.3.3.4 Bilans de masse calculés selon la méthode N-B-M	257
5.3.3.4.1 Théorie.....	257
5.3.3.4.2 Résultats.....	262
5.3.3.5 Contraintes volumiques dans les horizons du profil latéritique.....	288
5.3.3.6 Limitations des méthodes de quantification des bilans de masse.....	292
5.3.4 Relations inter-éléments.....	295
5.3.4.1 Le comportement des REE.....	310
5.3.4.2 Le comportement des EGP.....	312
CHAPITRE VI.....	315
ANALYSES CHIMIQUES SÉQUENTIELLES DES EGP, Au ET Re	315
6.1 Théorie.....	315
6.2 Résultats	318
6.3 Conclusions.....	327
CHAPITRE VII	328
SYNTHÈSE ET DISCUSSIONS	328
7.1 Introduction	328
7.2 Synthèse des résultats de la redistribution des éléments dans le profil latéritique	329
7.3 Mécanismes de formation des latérites nickélifères de Musongati	339
7.3.1 Conditions géologiques de formation des latérites.....	339
7.3.1.1 Structure géologique	340
7.3.1.2 Composition de la roche-mère.....	341
7.3.1.3 Climat	341

7.3.1.4 Relief.....	342
7.3.2 Conditions physico-chimiques de formation	343
7.3.2.1 Les agents d'altération	343
7.3.2.2 Les fonctions chimiques régissant le processus d'altération.....	346
7.4 Modèle de formation des latérites nickélifères de Musongati	349
7.4.1 Introduction.....	349
7.4.2 Évolution de l'altération anté-latéritique.....	350
7.4.3 Évolution de l'altération latéritique	351
7.4.4 Évolution des horizons latéritiques	359
7.4.4.1 La saprolite.....	359
7.4.4.2 La ferralite.....	360
7.4.4.3 La cuirasse	361
7.4.4.4 Le sol latéritique.....	363
7.5 Processus physico-chimiques à la base de la redistribution des EGP et de l'or	364
7.5.1 Acidification des horizons latéritiques.....	364
7.5.2 Adsorption des constituants des horizons latéritiques.....	368
7.5.3 Rôle des "boueurs" ou "scavengers".....	371
7.5.4 Rôle de la matière organique.....	372
7.5.5 Rôle des complexes hydroxylés.....	374
7.5.6 Rôle des complexes thiosulfatés	375
7.5.7 Rôle des complexes chlorurés.....	376
7.6 Mode de redistribution des éléments du groupe du platine dans les horizons latéritiques	376
7.7 Mode de redistribution des éléments du groupe des terres rares dans les horizons latéritiques	388
CHAPITRE VIII.....	400
CONCLUSIONS.....	400
RÉFÉRENCES	405

LISTE DES FIGURES

Figure 2.1: Carte géologique simplifiée de l'Afrique montrant les unités structurales majeures de l'Afrique (modifié de Clifford 1977).	16
Figure 2.2: Carte géologique simplifiée montrant la disposition des roches mafiques et ultramafiques dans la branche occidentale du Rift Africain (Modifié de Van Straaten 1984).	19
Figure 2.3: Carte géologique du Burundi (modifié de Radulescu 1981).	20
Figure 3.1: Carte géologique montrant les principales unités lithologiques du complexe de Musongati (modifié de Deblond 1993), ainsi que l'emplacement des échantillons utilisés dans cette étude. La localisation mentionnée avec des chiffres indique l'emplacement et le numéro d'un forage, tandis que la localisation mentionnée par des lettres indique les affleurements.	28
Figure 3.2: Carte géologique montrant l'agrandissement à partir de la figure 3.1, de l'unité dunitique de Buhinda et l'unité péridotitique de Rubara, sur lesquelles nous avons effectué un échantillonnage détaillé. La localisation mentionnée avec des chiffres indique l'emplacement et le numéro d'un forage, tandis que la localisation mentionnée par des lettres indique les affleurements.	29
Figure 4.1: Projections ternaires a) Ol-Opx-Cpx, b) Pl-Opx-Cpx, illustrant la nomenclature des roches provenant des unités dunitique, péridotitique et gabbronoritique. La majorité des roches ultramafique sont représentées par des harzburgites, des dunites et des lherzolites à plagioclase, tandis que les roches mafiques sont formées de norites et de gabbronorites.	38

- Figure 4.2: Diagramme de variation des rapports Cr# ($\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$) versus Mg# ($\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$) des spinelles chromifères du complexe de Musongati. Les champs des intrusions litées et des ophiolites sont tirés de Duke (1983), et Dick et Bullen (1984). 90
- Figure 4.3: Diagramme ternaire Cr-Al- $\text{Fe}^{3+}+\text{Ti}$ des proportions des cations trivalents des spinelles chromifères du complexe de Musongati. Les champs des intrusions litées, des ophiolites et des complexes alaskéens sont tirés de Dickey (1975), Dick et Bullen (1984), et Qasim et al. (1985). 90
- Figure 4.4: Diagramme de variation des rapports Mg# vs Mn des spinelles chromifères du complexe de Musongati. 91
- Figure 4.5: Diagrammes binaires illustrant l'histoire de la cristallisation de la roche-mère du complexe de Musongati, en utilisant MgO comme indice de différenciation. 118
- Figure 4.6: Diagrammes binaires illustrant l'histoire de la cristallisation de la roche-mère du complexe de Musongati, en utilisant le S et le Cr comme indices de différenciation. 121
- Figure 4.7: Diagrammes binaires illustrant l'histoire de la cristallisation de la roche-mère du complexe de Musongati, en utilisant le Cu comme indice de différenciation. 123
- Figure 4.8: Diagrammes de variation des rapports a) Pd/Ir versus Ni/Cu, et b) Ni/Pd versus Cu/Ir des unités dunitiques, péridotitique et gabbronoritique du complexe de Musongati, Burundi. Les champs des différentes roches mantelliques sont tirées de Barnes et al. 1988. 130
- Figure 4.9: Diagrammes des EGP, Ni, Cu et Au, normalisés au manteau supérieur, pour a) les dunites, b) les harzburgites, c) les péridotites à plagioclase. 132
- Figure 4.10: Diagramme ternaire $\text{Fe}_{1-x}\text{-S-Ni}_{1-x}$ et Fe-S-Cu montrant la position de la fraction sulfurée des unités dunitique et péridotitique du complexe de Musongati. Les teneurs en Fe, Ni, Cu et S ont été recalculées à 100% sulfures.

Les champs de stabilité de la solution solide monosulfurée (MSS) à 1100 °C et de la solution solide intermédiaire (ISS) à 700 °C sont tirés de Kullerud et al. 1969. 137

Figure 4.11: Diagramme des teneurs de la roche-mère en EGP, Ni, Cu et Au recalculées à 100% sulfures, et normalisés aux valeurs mantelliques pour les unités dunitique et péridotitique. Les valeurs de normalisation et les concentrations des métaux sont tirées de Barnes et al. (sous presse). 138

Figure 4.12: Diagramme montrant les intervalles de variation du facteur d'enrichissement des sulfures (C_C/C_l) versus le facteur-R, pour des différentes valeurs de D (C_C = concentration de l'élément dans les sulfures, C_l = concentration de l'élément dans le liquide silicaté, R = le rapport entre le % poids du liquide silicaté et le % poids du liquide sulfuré, D = coefficient de partage entre les liquides sulfuré et silicaté). 144

Figure 4.13: Diagramme Cu/Pd versus Pd représentant la position des unités dunitique et péridotitique du complexe de Musongati, par rapport au manteau et aux domaines enrichi et appauvri en EGP. Les champs des différents domaines de comparaison et des gisements associés sont tirés de Barnes et al. (1993). 145

Figure 4.14: Histogrammes illustrant la fréquence des concentrations des éléments dans la roche-mère pour les unités dunitique et péridotitique du complexe de Musongati. La fréquence la plus élevée donne le mode de la concentration de l'élément. 149

Figure 4.15: Diagrammes des REE normalisés aux chondrites pour les roches: a) dunites, b) harzburgites, c) péridotites à plagioclase et d) norites et gabbro-norites du complexe de Musongati. Les valeurs de normalisation sont tirées de Taylor et McLennan (1985). 165

Figure 5.1: Profil latéritique typique des formations latéritiques nickélifères du complexe de Musongati, Burundi. La distribution des éléments du groupe du platine est basée sur les analyses effectuées sur le profil du forage 247. 168

- Figure 5.2: Profil latéritique du forage 247, pour les oxydes majeurs, les éléments traces, les terres rares et les éléments du groupe du platine, unité dunitique du complexe de Musongati, Burundi. 188
- Figure 5.3: Profil latéritique du forage 269, pour les oxydes majeurs, les éléments traces, les terres rares et les éléments du groupe du platine, unité dunitique du complexe de Musongati, Burundi. 195
- Figure 5.4: Profil latéritique du forage 289, pour les oxydes majeurs, les éléments traces, les terres rares et les éléments du groupe du platine, unité dunitique du complexe de Musongati, Burundi. 202
- Figure 5.5: Profil latéritique du forage 298, pour les oxydes majeurs, les éléments traces, les terres rares et les éléments du groupe du platine, unité dunitique du complexe de Musongati, Burundi. 209
- Figure 5.6: Diagrammes représentant les teneurs en REE normalisées aux chondrites pour les horizons latéritiques du forage 247, unité-mère dunitique du complexe de Musongati (les valeurs de normalisation sont tirées de Taylor et McLennan 1985). 222
- Figure 5.7: Diagrammes représentant les teneurs en REE normalisées aux chondrites pour horizons latéritiques du forage 269, unité-mère dunitique du complexe de Musongati (les valeurs de normalisation sont tirées de Taylor et McLennan 1985). 223
- Figure 5.8: Diagrammes représentant les teneurs en REE normalisées aux chondrites pour les horizons latéritiques du forage 289, unité-mère dunitique du complexe de Musongati (les valeurs de normalisation sont tirées de Taylor et McLennan 1985). 224
- Figure 5.9: Diagrammes représentant les teneurs en REE normalisées aux chondrites pour les horizons latéritiques du forage 298, unité-mère dunitique du complexe de Musongati (les valeurs de normalisation sont tirées de Taylor et McLennan 1985). 225

Figure 5.10: Diagrammes représentant les teneurs en EGP normalisées au manteau pour les horizons latéritiques du forage 247, unité dunitique du complexe de Musongati (les valeurs de normalisation sont tirées de Barnes et al. 1988).	229
Figure 5.11: Diagrammes représentant les teneurs en EGP normalisées au manteau pour les horizons latéritiques du forage 269, unité dunitique du complexe latéritisé de Musongati (les valeurs de normalisation sont tirées de Barnes et al. 1988).	230
Figure 5.12: Diagrammes représentant les teneurs en EGP normalisées au manteau pour les horizons latéritiques du forage 289, unité dunitique du complexe latéritisé de Musongati (les valeurs de normalisation sont tirées de Barnes et al. 1988).	231
Figure 5.13: Diagrammes représentant les teneurs en EGP normalisées au manteau pour les horizons latéritiques du forage 298, unité dunitique du complexe latéritisé de Musongati (les valeurs de normalisation sont tirées de Barnes et al. 1988).	232
Figure 5.14: Mobilité comparative des éléments vue à travers les rapports TiO_2/Ir et $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Ir}$: a) et b) diagrammes TiO_2/Ir et $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Ir}$ vs profil latéritique pour les forages 247 et 269; c) et d) diagrammes TiO_2/Ir vs $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Ir}$ pour les profils latéritiques des forages 247 et 269.	235
Figure 5.15: Diagrammes des facteurs d'accumulation des éléments, rangés par ordre décroissant, pour les horizons latéritiques (SA, FE, CU et SL) du forage 247.	239
Figure 5.16: Histogrammes des changements volumiques zéro (Fv^0) des éléments, sortis par le programme SOMA 1, pour les comparaisons des échantillons 247-100-120 (247 RM) et 247-46-48 (247-SA).	244
Figure 5.17: Histogrammes des changements volumiques zéro (Fv^0) des éléments, sortis par le programme SOMA 1, pour les comparaisons des échantillons 247-100-120 (247 RM) et 247-30-32 (247-FE).	244
Figure 5.18: Histogrammes des changements volumiques zéro (Fv^0) des éléments, sortis par le programme SOMA 1, pour les comparaisons des échantillons 247-100-120 (247 RM) et 247-20-25 (247-CU).	245

Figure 5.19: Histogrammes des changements volumiques zéro (Fv^0) des éléments, sortis par le programme SOMA 1, pour les comparaisons des échantillons 247-100-120 (247 RM) et 247-10-15 (247-SL). 245

Figure 5.20: Histogrammes des changements volumiques zéro (Fv^0) des éléments, sortis par le programme SOMA 1, pour les comparaisons des échantillons 269-45-47 (269-RM) et 269-25-30 (269-FE). 246

Figure 5.21: Histogrammes des changements volumiques zéro (Fv^0) des éléments, sortis par le programme SOMA 1, pour les comparaisons des échantillons 269-45-47 (269-RM) et 269-17-18 (269-CU). 246

Figure 5.22: Histogrammes des changements volumiques zéro (Fv^0) des éléments, sortis par le programme SOMA-1, pour les comparaisons des échantillons 269-45-47 (269-RM) et 269-0-5 (247-SL). 247

Figure 5.23: Diagrammes de variation des bilans de masse dans les horizons latéritiques du forage 247, calculés à l'aide de la méthode Gresens (1967), en utilisant l'Ir comme élément immobile. 252

Figure 5.24: Diagrammes de variation des bilans de masse dans les horizons latéritiques du forage 247, calculés à l'aide de la méthode Gresens (1967), en utilisant l'Ir et le Ti comme éléments immobiles. 253

Figure 5.25: Diagrammes de variation des bilans de masse dans les horizons latéritiques du forage 269, calculés à l'aide de la méthode Gresens (1967), en utilisant l'Ir comme élément immobile. 254

Figure 5.26: Diagrammes de variation des bilans de masse dans les horizons latéritiques du forage 269, calculés à l'aide de la méthode Gresens (1967), en utilisant l'Ir et le Ti comme éléments immobiles. 255

Figure 5.27: Diagrammes de variation des bilans de masse dans les horizons latéritiques du forage 247, calculés à l'aide de la méthode N-B-M, en utilisant l'Ir comme élément immobile. 269

Figure 5.28: Diagrammes de variation des bilans de masse dans les horizons latéritiques du forage 247, calculés à l'aide de la méthode N-B-M, en utilisant le Ti comme élément immobile. 273

Figure 5.29: Diagrammes de variation des bilans de masse dans les horizons latéritiques du forage 269, calculés à l'aide de la méthode N-B-M, en utilisant l'Ir comme élément immobile. 277

Figure 5.30: Diagrammes de variation des bilans de masse dans les horizons latéritiques du forage 269, calculés à l'aide de la méthode N-B-M, en utilisant le Ti comme élément immobile. 281

Figure 5.31: Diagrammes des contraintes volumiques dans les horizons latéritiques des forages 247 (a et b), et 269 (c et d) calculées sur base de l'Ir et du Ti comme éléments immobiles, et à l'aide des équations de Brimhall et al. (1988, 1991). 291

Figure 5.32: Diagrammes montrant les corrélations entre Ir versus les EGP, REE, TiO₂, Al₂O₃, Th, Hf, P₂O₅, Cr, Mn et Fe₂O₃ dans les horizons latéritiques du forage 247. 304

Figure 5.33: Diagrammes montrant les corrélations entre Ir versus les EGP, REE, TiO₂, Al₂O₃, Th, Hf, P₂O₅, Cr, Mn et Fe₂O₃ dans les horizons latéritiques du forage 269. 307

Figure 6.1: Histogrammes des résultats des analyses séquentielles, montrant pour chaque élément du groupe du platine, Au et Re, les concentrations retenues par chaque fraction dans chaque horizon latérique. 321

Figure 7.1: Diagrammes montrant les bilans moyens des transferts de matière pour les horizons latéritiques du complexe de Musongati, calculés à l'aide de la méthode N-B-M. 332

Figure 7.2: Profil latéritique montrant la redistribution des éléments au cours de la latéritisation. Selon les bilans de masse, les éléments ont été regroupés en trois principales catégories, 1) les éléments lessivés, 2) les éléments stables et 3) les

éléments enrichis. Les éléments sont rangés par ordre croissant en enrichissement et décroissant en lessivage.	333
Figure 7.3: Modèle schématique illustrant la formation d'un horizon latéritique et l'importance des différents apports des migrations verticales, latérales et ascendantes.	352
Figure 7.4: Coupe schématique du profil latéritique du complexe de Musongati, montrant les voies possibles des mouvements des fluides latéritisants (descendants, ascendants et horizontaux).	353
Figure 7.5: Modèle schématique illustrant la formation des horizons latéritiques sur le complexe intrusif de Musongati, ainsi que le résultat de l'inversion du relief après la formation de la cuirasse.	354
Figure 7.6: Modèle schématique montrant la redistribution des EGP dans le profil latéritique: a) Os, Ru, Rh, Pd; b) Pt, Au.	386
Figure 7.7: Modèle schématique montrant la redistribution des REE dans le profil latéritique: a) La, Nd, Sm, Eu, Yb, Lu; et b) Ce.	396

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 4.1: Composition chimique des phases silicatées du complexe de Musongati: a) composition chimique de l'olivine; b) composition chimique du clinopyroxène; c) composition chimique de l'orthopyroxène; d) composition chimique du plagioclase.	71
Tableau 4.2: Composition chimique des spinelles chromifères des unités dunitique et péridotitique du complexe de Musongati (*=Les valeurs utilisées ont été préalablement recalculées à 100%).	81
Tableau 4.3: Tableau comparatif des compositions chimiques des spinelles chromifères des intrusions litées, des ophiolites et du complexe intrusif de Musongati.	86
Tableau 4.4: Composition chimique des principales phases sulfurées provenant des unités dunitique, péridotitique du complexe de Musongati: a) la pentlandite, b) la pyrrhotite et c) la chalcopryrite.	95
Tableau 4.5: Composition chimique des phases arsénifères provenant de l'unité péridotitique de Rubara.	103
Tableau 4.6: Résultats analytiques des oxydes majeurs et calculs normatifs CIPW pour les échantillons des unités dunitique, péridotitique et mafique du complexe de Musongati (Total* = la somme des valeurs anhydres des oxydes majeurs, Cr, Ni, V, Cu et S, recalculées à 100%).	106

Tableau 4.7: Moyennes des résultats analytiques des oxydes majeurs et des calculs normatifs CIPW pour les échantillons des unités dunitique, péridotitique et mafique du complexe de Musongati.	110
Tableau 4.8: Résultats analytiques anhydres des éléments traces pour les échantillons des unités dunitique, péridotitique et mafique du complexe de Musongati.	111
Tableau 4.9: Moyennes des résultats analytiques anhydres des éléments traces pour les échantillons des unités dunitique, péridotitique et mafique du complexe de Musongati (le dyke de Buhinda est, n'a pas été inclus dans le calcul des moyennes des gabbro-norites).	116
Tableau 4.10: Teneurs en EGP et en métaux chalcophiles recalculées à 100% sulfures pour les unités dunitique et péridotitique qui forment la roche-mère des latérites nickélifères de Musongati. Les échantillons accusant une perte en soufre ont été omis de la liste.	136
Tableau 4.11: Compositions modélisées des sulfures de l'unité dunitique du complexe de Musongati. Les résultats utilisés pour Katiniq, ainsi que la moyenne 2-3 et Katiniq, sont tirés de Barnes et al. (1992). Les échantillons accusant une perte en soufre n'ont pas été pris en considération dans les calculs.	143
Tableau 5.1: Résultats analytiques des oxydes majeurs, des éléments traces, des terres rares et des éléments du groupe du platine pour les échantillons du sol latéritique (SL), de la cuirasse (CU), de la ferralite (FE) et de la saprolite (SA), provenant du forage 247 (Total* = la somme des valeurs anhydres des oxydes majeurs, Cr, Ni, V, Cu et S, recalculées à 100%).	180
Tableau 5.2: Résultats analytiques des oxydes majeurs, des éléments traces, des terres rares et des éléments du groupe du platine pour les échantillons du sol latéritique (SL), de la cuirasse (CU), de la ferralite (FE) et de la saprolite (SA), provenant du forage 269. (Total* = la somme des valeurs anhydres des oxydes majeurs, Cr, Ni, V, Cu et S, recalculées à 100%).	183

Tableau 5.3: Résultats analytiques des oxydes majeurs, des éléments traces, des terres rares et des éléments du groupe du platine pour les échantillons du sol latéritique (SL), de la cuirasse (CU), de la ferralite (FE) et de la saprolite (SA) provenant du forage 289. (Total* = la somme des valeurs anhydres des oxydes majeurs, Cr, Ni, V, Cu et S, recalculées à 100%). 184

Tableau 5.4: Résultats analytiques des oxydes majeurs, des éléments traces, des terres rares et des éléments du groupe du platine pour les échantillons du sol latéritique (SL), de la cuirasse (CU), de la ferralite (FE) et de la saprolite (SA) provenant du forage 298. (Total* = la somme des valeurs anhydres des oxydes majeurs, Cr, Ni, V, Cu et S, recalculées à 100%). 186

Tableau 5.5: Résultats analytiques des oxydes majeurs, des éléments traces, des terres rares et des éléments du groupe du platine pour les échantillons de la ferralite (FE) et de la saprolite (SA) provenant des forages 249, 239, 104, 89. (Total* = la somme des valeurs anhydres des oxydes majeurs, Cr, Ni, V, Cu et S, recalculées à 100%). 187

Tableau 5.6: Facteurs d'accumulation des éléments dans le SL, la CU, la FE et la SA, calculés sur base des moyennes des analyses chimiques de chaque horizon, pour le forage 247. 238

Tableau 5.7: Facteurs volumiques à changement zéro (Fv^0), calculés à l'aide du programme SOMA-1, dans la comparaison des échantillons des roches-mères 247-100-120 (247 RM) et 269-45-47 (269 RM) avec les roches altérées 247-46-48 (247-SA), 247-30-32 (247-FE), 247-20-25 (247-CU), 247-10-15 (247-SL), 269-25-30 (269-FE), 269-17-18 (269-CU), 269-0-5 (269-SL), respectivement. 248

Tableau 5.8: Bilans des transferts de masse pour les roches altérées 247-46-48 (247-SA), 247-30-32 (247-FE), 247-20-25 (247-CU) et 247-10-15 (247-SL), dérivées de la roche mère 247-100-120 (247 RM), calculés sur base de l'Ir d'une part, et Ti&Ir d'autre part, comme éléments immobiles, selon la méthode Gresens (1967). Les résultats des calculs sont donnés en % poids pour les éléments majeurs, en ppm pour les traces et les REE, et en ppb pour les EGP. Les variations volumiques (ΔV) sont obtenues de la relation $(1-Fv)*100$. 250

Tableau 5.9: Bilans des transferts de masse pour les roches altérées 269-25-30 (269-FE), 269-17-18 (269-CU) et 269-0-5 (269-SL), dérivées de la roche-mère 269-45-47 (269 RM), calculés sur la base de l'Ir d'une part, et de Ti&Ir d'autre part, comme éléments immobiles, selon la méthode Gresens (1967). Les résultats des calculs sont donnés en % poids pour les éléments majeurs, en ppm pour les traces et les REE, et en ppb pour les EGP. Les variations volumiques (ΔV) sont obtenues de la relation $(1-F_v) \cdot 100$.

251

Tableau 5.10: Bilans des transferts de masse (%) pour les roches altérées du forage 247, calculés sur base de l'Ir comme élément immobile, selon la méthode de Nesbitt (1979).

263

Tableau 5.11: Bilans des transferts de masse (%) pour les roches altérées du forage 247, calculés sur base du Ti comme élément immobile, selon la méthode de Nesbitt (1979).

265

Tableau 5.12: Bilans des transferts de masse (%) pour les roches altérées du forage 269, calculés sur base de l'Ir comme élément immobile, selon la méthode de Nesbitt (1979).

267

Tableau 5.13: Bilans des transferts de masse (%) pour les roches altérées du forage 269, calculés sur base du Ti comme élément immobile, selon la méthode de Nesbitt (1979).

268

Tableau 5.14: Tableau-synthèse des bilans des masses dans les horizons latéritiques nickélifères de Musongati, établis sur base des résultats obtenus à l'aide de la méthode de Nesbitt (1979) pour les forages 247 et 269, en utilisant l'Ir comme élément immobile. Les gains et les pertes des éléments sont exprimés en % (UL=ultralessivé, TL=très lessivé, L=lessivé, E=enrichi, TE=très enrichi, UE=ultraenrichi).

285

Tableau 5.15: Contraintes volumiques dans les horizons latériques des forages 247 et 269 calculées sur base de l'Ir (ΣIr , W) et du Ti (ΣTi , W) comme éléments immobiles, et à l'aide des équations de Brimhall et al. (1988, 1991).

290

Tableau 5.16: Estimation du pourcentage des erreurs lors des calculs des bilans de masse, basés sur la concentration de l'Ir ou du Ti dans la roche-mère et dans les horizons latéritiques. AX-90 a été utilisé comme standard.	294
Tableau 5.17: Matrices de corrélation pour les oxydes majeurs et les éléments traces du sol latéritique.	296
Tableau 5.18: Matrices de corrélation pour les oxydes majeurs et les éléments traces de la cuirasse.	298
Tableau 5.19: Matrices de corrélation pour les oxydes majeurs et les éléments traces de la ferralite.	300
Tableau 5.20: Matrices de corrélation pour les oxydes majeurs et les éléments traces de la saprolite.	302
Tableau 6.1: Résultats des analyses séquentielles des EGP, Au et Re dans les horizons latéritiques du forage 247 (les teneurs ont été au préalable recalculées au volume des fractions préparées et au poids de l'échantillon).	319
Tableau 6.2: Résultats des analyses séquentielles des EGP, Au et Re dans les horizons latéritiques du forage 247, recalculés à 100% poids (les teneurs ont été au préalable recalculées au volume des fractions préparées et au poids de l'échantillon).	320
Tableau 7.1: Bilans (moyennes) des transferts de masse pour les horizons latéritiques de Musongati, calculés à l'aide de la méthode N-B-M. Les éléments en gras restent relativement stables, compte tenu du pourcentage d'erreur cumulatif de 25%, sur base de l'Ir comme élément immobile.	331
Tableau 7.2: Bilans des transferts de masse des éléments (%) pour le SL et la CU, calculés selon la méthode de Nesbitt (1979), sur base du Ti comme élément immobile et en utilisant la roche-mère modèle.	395

LISTE DES PLANCHES

- Planche 1: Photographie d'une dunite massive, noire, non-déformée (échantillon 247-150). 40
- Planche 2: Photomicrographie en lumière polarisée de la dunite (échantillon 247-150). Les cristaux d'olivine essentiellement idiomorphes forment des accumulations compacts et massifs, avec très peu d'espaces interstitiels. 40
- Planche 3: Photomicrographie a) en lumière polarisée, et b) en lumière naturelle, montrant une dunite en serpentinisation avancée, ainsi que la première étape de la formation des "boueurs", et les structures de peau de léopard ou zébrée (échantillon 249-50-55). 43
- Planche 4: Photomicrographie a) en lumière polarisée, et b) en lumière naturelle, montrant une dunite recoupée par un réseau géométrique de veines remplies de serpentines, de divers oxydes et hydroxydes. Ce réseau de veines se superpose à la serpentinisation hydrothermale à travers les craquelures dans les grains d'olivine (échantillon 249-50-55). 44
- Planche 5: Photomicrographie en lumière polarisée d'une harzburgite montrant la texture poeciloblastique. Lorsque l'olivine est englobée dans un pyroxène, sa serpentinisation entraîne une augmentation de volume, provoquant des craquelures remplies de serpentine qui s'étendent dans le pyroxène-hôte (échantillon 306-43-44). 46
- Planche 6: Photomicrographie a) en lumière polarisée, et b) en lumière naturelle, montrant une veine recoupant les dunites, remplie d'un mélange de serpentines et de carbonates à structure colloforme (échantillon 235-63-64). 49

Planche 7: Photomicrographie en lumière réfléchie d'une harzburgite, montrant que les sulfures occupent souvent les espaces interstitiels entre les cristaux d'olivine, en contrôlent même parfois le contour en épousant leurs formes concaves, triangulaires ou en "Y". La seconde génération de sulfures occupe surtout un réseau de fractures lié à un événement tectonique (échantillon 269-40-45). 51

Planche 8: Photomicrographie en lumière réfléchie d'une pentlandite allotriomorphe, en association avec la pyrrhotine et la chalcoppyrite, occupant les espaces interstitiels entre les grains d'olivine, ou remplissant les fractures sous forme de rubans, dans un échantillon d'une harzburgite. La pentlandite est souvent altérée à partir des clivages ou des fractures en violarite et magnétite (échantillon 269-40-45). 51

Planche 9: Photomicrographie d'une harzburgite a) en lumière polarisée, b) en lumière naturelle et c) en lumière réfléchie montrant une accumulation de spinelles chromifères aux formes arrondies, idiomorphes à hypidiomorphes, rarement xénomorphes, en association avec les pyroxènes interstitiels (échantillon 269-47). 54

Planche 10: Photomicrographie en lumière réfléchie d'une harzburgite, montrant une population de grains de spinelles chromifères coincés entre les grains d'olivine. On peut observer que la déformation qui affecte la roche a également touché les grains de spinelles (échantillon 306-43-44). 56

Planche 11: Photomicrographie en lumière réfléchie d'un grain de spinelle chromifère, montrant une couronne de maghémite, dans une harzburgite serpentinisée (échantillon 306-43-44). 56

Planche 12: Photomicrographie en lumière réfléchie d'une dunite, montrant une pentlandite broyée et une inclusion de pyrrhotite dans un grain de spinelle chromifère (échantillon 249-50-55). 57

Planche 13: Photomicrographie en lumière réfléchie d'une dunite, montrant la formation de sulfures secondaires à travers les fractures qui recoupent les spinelles (échantillon 249-50-55). 57

- Planche 14: Photomicrographie en lumière polarisée d'une péridotite à plagioclase, montrant une texture granulaire poeciloblastique. Les grains d'olivine serpentinisée et de plagioclase sont englobés dans le pyroxène (MUS-1). 60
- Planche 15: Photomicrographie en lumière naturelle d'une dunite, montrant deux principales générations de microfractures qui recoupent les roches ultramafiques (échantillon 297-27). 60
- Planche 16: Photomicrographie en lumière réfléchie d'une harzburgite, montrant un grain de niccolite dans la pyrrhotite (échantillon 58-136). 64
- Planche 17: Photomicrographie en lumière réfléchie d'une harzburgite, montrant une association des sulfures (pentlandite et chalcoppyrite) et des arséniures (maucherite) (échantillon 58-136). 64
- Planche 18: Photomicrographie en lumière polarisée d'une norite de Mwiriba (échantillon BD-23), montrant une foliation à travers l'alignement des grains de plagioclase et d'orthopyroxène. 69
- Planche 19: Photomicrographie en lumière polarisée d'un gabbro-norite de Macu (échantillon BD-24), montrant des grains d'orthopyroxène zébrée avec des lamelles d'exsolution de clinopyroxène (pigeonite). Le clinopyroxène est également souvent maclé. 69
- Planche 20: Photographie d'un échantillon de sol latéritique (échantillon 247-0-5, montrant les structures terreuses et pisolitiques. On observe également des racines d'herbe témoignant de la présence de la matière organique. 170
- Planche 21a: Photographie de deux échantillons superposés de la cuirasse latéritique (échantillon 298-4-7). L'échantillon au-dessus est proche de la surface, et montre des structures pisolitiques sous forme de mottes caverneuses et limonitiques. 173
- Planche 21b: Photographie de la cuirasse latéritique (échantillon 298-4-7), exposée à la surface, montrant des masses amorphes dures et compactes, qui confèrent à la roche un relief mamelonné. 173

Planche 22: Photographie de la ferralite (échantillon 247-27-28), formée de goethite nickélifère et de masses amorphes d'oxydes de fer, et exhibant l'aspect bariolé avec ses rayures blanches.

174

Planche 23a: Photographie de la saprolite fine au sommet de l'horizon saprolitique, (échantillon 247-38-40), aux structures primaires difficilement retracables ou effacées.

176

Planche 23b: Photographie de la saprolite grossière (échantillon 247-50-55) à la base de l'horizon saprolitique, dont les structures primaires d'une dunite serpentinisée sont facilement reconnaissables. On observe également des veines remplies de garniérite.

176

CHAPITRE I

INTRODUCTION

CHAPITRE I

INTRODUCTION

1.1 PROBLÉMATIQUE ET OBJECTIFS

Le complexe de Musongati dont la couverture latéritique abrite un dépôt nickélifère et porteur d'éléments du groupe du platine (EGP), fait partie d'un ensemble de massifs mafiques et ultramafiques, formant un linéament continu du sud-est au nord-est du Burundi (figure 2.2). Ce linéament montre une zone de cisaillement qui se prolonge jusqu'en Tanzanie, sur plus de 350 km de long.

L'exploration menée au cours des périodes 1976-1977 et 1983-1984, a démontré que la couverture latéritique du complexe de Musongati contient des réserves prouvées de 471.42 mt de Ni, 88.8 mt de Cu, 34.4 mt de Co, 8.7 mt de Pt et 15.13 mt de Pd, dans une "zone cible" au sein de l'unité dunitique de Buninda (figure 3.1). Les réserves prouvées du minéral du nickel sont estimées à 75.5 Mt à 1.56% Ni pour l'unité dunitique de Buhinda, 50 Mt à 1.23% Ni pour l'unité péridotitique de Rubara et 62.2 Mt pour l'unité péridotitique de Geyuka. Ce qui place Musongati au 8^{ème} rang mondial des dépôts latéritiques nickélifères (Cowan 1991).

La caractéristique la plus inhabituelle du dépôt latéritique nickélifère de Musongati, par rapport aux autres formations latéritiques nickélifères répertoriées un peu partout dans le

monde, réside dans la présence en teneurs relativement élevées du Pt (maximum de 2 ppm) et du Pd (maximum de 3 ppm) au sein de la cuirasse, la ferralite et la saprolite. Les latérites nickélifères montrent généralement des concentrations très faibles en éléments du groupe du platine (EGP). Cette carence en Pt + Pd dans les latérites nickélifères est principalement justifiée par leur développement sur les complexes ophiolitiques. Ceux-ci en contiennent très peu ou pas du tout, de par leur mode de mise en place. En outre, pour les latérites qui se développent sur des complexes litées ou des complexes du type alaskan, la nature de la roche-mère latéritisée joue un rôle déterminant pour le facteur d'enrichissement en EGP.

À Musongati, les analyses préliminaires montrent que les rapports Pt/Pd changent constamment le long du profil latéritique (Exploration Und Bergbau GMBH 1985; Deblond 1991). La problématique choisie pour ce projet, est d'élucider le mode de développement des latérites nickélifères sur le complexe de Musongati.

Les principaux objectifs visés sont:

- a) comprendre pourquoi les horizons latéritiques de Musongati montrent des concentrations élevées en Pt et en Pd.
- b) comprendre pourquoi les rapports Pt/Pd varient le long du profil latéritique.

1.1.1 État de la question: les EGP et les latérites

Deux hypothèses sont avancées pour expliquer la distribution des EGP dans le profil latéritique de Musongati:

- a) la concentration résiduelle, due à la dissolution et à l'évacuation par les eaux de surface des autres constituants minéraux de la roche-mère;

b) la concentration supergène, régie par le transport en solution des EGP et leur dépôt différencié dans les parties inférieures du profil.

Les possibilités de concentration résiduelle des EGP dans un environnement supergène ont été déjà étudiées par Ottemann et Augustithis (1967). Ces auteurs suggèrent que les pépites riches en EGP de la couverture latéritique des roches ultramafiques en Éthiopie, forment des agglutinations résiduelles au cours de la latéritisation. Les études sur le comportement géochimique du Pt et du Pd durant l'altération des roches ultramafiques du complexe de Stillwater (Fuchs et Rose 1974) montrent que le Pt est relativement immobile dans les horizons supérieurs des profils du sol, alors que le Pd est mobile et s'enrichit dans les niveaux inférieurs. L'enrichissement du Pt sur le Pd est également observé dans les sédiments marins (Hodge et al. 1985). McCallum et al. (1976) notent que dans la mine New Rambler (Wyoming, USA), on ne trouve aucun minéral de Pd dans la zone d'oxydation, tandis que le Rh est fortement enrichi dans les niveaux supérieurs. À Kambalda (Australie), Keays et Davison (1976) observent un enrichissement de Pd et de l'Ir dans les niveaux saprolitiques. Travis et al. (1976) rapportent que dans les sections latéritiques de Gilgarna (N-N-E de Kalgoorlie, Australie), le Pd est fortement enrichi à la base des profils, tandis que l'Ir est en corrélation avec les oxydes de Fe et d'Al. Ceci laisse supposer que l'enrichissement en Ir résulterait de la concentration résiduelle. Le Pd est en corrélation avec Mg, Cu, et jusqu'à un certain point Ni, Co, et Zn. Ceci amena à suggérer que l'enrichissement en Pd serait dû à sa remobilisation durant la latéritisation, et à la concentration de l'élément dans la zone ferrugineuse. Evans et al. (1994) rapportent la dispersion du Pt et du Pd dans les environnements d'altération du MSZ ("Main sulfide zone") du Great Dyke (Zimbabwe). Une mobilité différentielle des EGP est observée dans les niveaux du sol du complexe ophiolitique de Shetland (Prichard et Lord 1994). Bowles (1986, 1988) et Bowles et al. (1994) ont attiré une attention particulière sur une possible

mobilisation et différenciation des EGP dans les dépôts alluviaux et éluviaux en Sierra-Léone. Ces auteurs proposent un mécanisme de mise en solution des EGP finement disséminés dans l'anorthosite, sous les conditions de Eh élevé (oxydantes) et de bas pH (acides). Les EGP pourraient alors migrer dans les milieux supergènes, particulièrement lorsqu'ils sont associés à l'altération des dépôts sulfurés (Stumpfl et Tarkian 1976). Les EGP transportés en solution seraient probablement responsables de l'accrétion des EGP et du développement des MGP dans les profils latéritiques et dans les placers. Les conditions changeantes dans un profil latéritique favoriseraient une croissance de certaines phases des EGP et une résorption des autres.

Il n'a pas été cependant possible jusqu'à aujourd'hui de préciser la nature de ces phases. Des diagrammes Eh-pH présentés par Westland (1981), Bowles (1986), Brookins (1987) démontrent la mobilité des EGP dans les fluides à 25°C. La mobilité des EGP dans les fluides hydrothermaux jouerait un rôle important dans la formation des gisements des EGP (Ballhaus et Stumpfl 1986; Schiffries et Skinner 1987; Mountain et Wood 1988; Wood et Mountain 1989; Wood et Vlassopoulos 1990; Wood 1990; Sassani et Shock 1990; Hsu et al. 1991; Jaireth 1992; Evans et al. 1994).

1.1.2 Mécanismes possibles de mobilisation des EGP dans les latérites

L'étude du caractère de regroupement résiduel ou supergène des EGP dans les latérites, passe par la connaissance des conditions physico-chimiques ayant régi sa formation. Les principaux agents responsables de la transformation des roches mantelliques en latérites nickélifères sont l'eau, l'oxygène, le gaz carbonique, les acides, les variations de

température, les organismes vivants et les matières organiques (Golightly 1981; Smirnov 1982; Colin et al. 1990; Nahon et al. 1992; Tardy 1992; Tardy 1993).

L'eau est l'agent d'altération le plus actif. Elle dissout, transporte et dépose les composés chimiques naturels de la croûte. Elle dissout les agents agressifs solides, liquides et gazeux (oxygène, gaz carbonique, acides, etc.). L'eau régit la conjoncture physico-chimique de la transformation des roches au sein de la croûte altérée, grâce aux variations de pH et de la composition des substances qui y sont dissoutes. Le rôle et l'importance des autres agents sont données dans le chapitre 7 sur les conditions de formation des latérites en général, et des latérites nickélifères de Musongati en particulier.

Compte tenu de ces facteurs, quelques études sur la stabilité des EGP ont été menées ces dernières années sur des différents systèmes géologiques à basse température. Les diagrammes Eh - pH du système M-O-H-S (M = Ru, Rh, Pd, Os, Ir, Pt; Brookins 1987), ou ceux du système M-S-H₂O (Westland 1981), montrent des similarités et des différences géochimiques des EGP à une température de 20 °C. Il ressort de l'analyse-synthèse de ces diagrammes que les sulfures peuvent coexister avec les solutions de H₂S, HS⁻, SO₄²⁻, ou HSO₄⁻.

On remarque également que les minéraux bisulfurés pourraient être formés à Eh relativement bas. Aussitôt qu'un agent oxydant est ajouté au système, Eh augmente très rapidement, et les sulfures sont convertis en métaux et en sulfates. En se basant sur les propriétés prévisibles à partir du tableau périodique des éléments, des études ont été également menées sur le comportement des paires Rh-Os, Rh-Ir et Pt-Pd. La paire Ru-Os montre un comportement semblable. Les deux éléments forment des espèces aqueuses sur un intervalle de pH très bas, et à des valeurs élevées de Eh (Westland 1981). Brookins (1987) note cependant un large intervalle de pH pour la formation des espèces aqueuses de

Os. La paire Rh-Ir est plus complexe. Le Rh se présente comme un métal natif ou peut former des oxydes Rh (III), tandis que l'Ir forme des sulfures (III, IV) et des oxydes Ir (IV). Une autre particularité du Rh (III) dans les solutions aqueuses est la formation de l'hydroxyde $\text{Rh}(\text{OH})_3$ insoluble (Plimer et Williams 1988). Ceci pourrait expliquer l'enrichissement de Rh dans les niveaux supérieurs de la zone d'oxydation dans la mine de New Rambler (McCallum et al. 1976). La paire Pt-Pd montre un comportement géochimique similaire. Toutefois, l'enrichissement du Pt par rapport au Pd est assez fréquent dans les milieux supergènes (Fuchs et Rose 1974).

La concentration élevée des composés chlorurés dans la plupart des fluides géologiques, l'importance des complexes chlorurés dans le transport de Ag, Au, Cu, suggèrent que ces complexes peuvent être responsables du transport du Pt et du Pd dans les solutions aqueuses (Bowles 1988; Mountain et Wood 1988; Hsu et al. 1991; Jaireth 1992). Par ailleurs, une teneur élevée en chlore paraît être associée à certains gisements des EGP comme le "Merensky Reef" du complexe de Bushveld, ou le "J-M Reef" du complexe de Stillwater (Ballhaus et Stumpfl 1986; Boudreau et al. 1986b). Les champs de stabilité de Pt, Pd et leurs sulfures, ainsi que leur solubilité en tant que complexes M Cl_4^{2-} ($\text{M} = \text{Pt}, \text{Pd}$), à 25°C et à 300°C (Mountain et Wood 1988), laissent supposer que des solubilités du Pt et du Pd de plus de 10 ppb pourraient être obtenues sous forme de complexes chlorurés et dans des conditions extrêmement oxydantes et acides. Les calculs thermodynamiques sur le Pt dans le système Pt-N-Cl-O-H(-S) indiquent également que les fluides salins, saturés avec l'oxygène atmosphérique, pourraient transporter des concentrations géologiquement réalistes sous forme de Pt Cl_4^{2-} et Pt Cl_6^{2-} (Jaireth 1992).

Les complexes hydroxylés pourraient jouer un rôle important dans le transport des EGP sous les conditions de surface. D'après les études de Mountain et Wood (1989), Wood

et Vlassopoulos (1990), le transport du Pt et du Pd sous forme de complexes hydroxylés, et sous les conditions de surface nécessite des conditions relativement oxydantes. Wood (1990) prédit que dans l'eau de mer, les complexes hydroxylés des EGP prédomineraient sur les complexes chlorurés.

Les complexes ammoniacaux ne contribuent pas de façon substantielle au transport du Pt et du Pd, dans les systèmes géologiques à basse température (Wood et Mountain 1989; Jaireth 1992). Ils sont peu stables, car les conditions très oxydantes requises pour stabiliser les espèces aqueuses M (II) et M (IV) (M = Pt, Pd) déstabilisent simultanément les ligands ammoniacaux (NH_3 et NH_4^+). Les complexes ammoniacaux avec les autres EGP n'ont pas encore été étudiés.

Les complexes bisulfurés pourraient probablement contribuer au transport du Pt et du Pd sous les conditions de basse température. Wood et Mountain (1989) estiment qu'une solubilité de 1 ppm du Pd sous forme de $\text{Pd}(\text{HS})_2^0$, peut être obtenue. Des résultats similaires ont été obtenus pour le Pt. Le comportement des autres éléments en présence des ligands bisulfurés n'a pas encore été étudié.

En plus des complexes ci-haut passés en revue, des ligands d'origine organique, comme les acides humiques et fulviques, pourraient jouer un rôle important dans la solubilité et le transport des EGP à basse température (Cousins et Kinloch 1976; Bowles 1986, 1988; Wood 1990), comme ils le font pour l'or (Baker 1978). Ces auteurs suggèrent que les processus d'altération et de lessivage géochimiques, particulièrement ceux qui font intervenir le lessivage par les acides carboxyliques et la matière organique, seraient capables de dégager, déplacer les EGP de leur emplacement original et les redéposer dans un autre endroit susceptible à leur accrétion. Des données analytiques des complexes des EGP impliquant ces ligands restent encore rares, fragmentaires et incomplètes. Des études

préliminaires portant sur l'interaction du Pt^{2+} et du Pd^{2+} avec l'acide fulvique naturelle en solutions aqueuses à température ambiante (Wood 1990), montre que les solutions aqueuses des acides fulviques et phtaliques peuvent retenir une plus grande proportion du Pt et du Pd dans une forme hydromorphiquement transportable que l'eau distillée en milieux acides et peut-être même basiques, tout en démontrant une grande affinité pour les espèces organiques (Wood 1993; Howell et al. 1993; Bowles et al. 1994).

À cause de la nature faible de Pt^{2+} et Pd^{2+} , leurs complexes avec les anions forts comme les carbonates, les bicarbonates, les sulfates, les phosphates, les fluorures, deviennent instables (Mountain et Wood 1988). D'où leur rôle insignifiant dans le transport du Pt et du Pd. Cependant Plimer et Williams (1988) suggèrent que les anions SO_3^{2-} et SO_3^{-} pourraient intervenir dans la mobilisation et le transport des EGP sous les conditions de surface, jusqu'à $pH = 9$.

Malgré la stabilité élevée des complexes des EGP avec les ligands CN^- , NO_2^- , SCN^- , SO_3^{2-} , SO_3^{-} , leurs concentrations dans les fluides naturels restent trop faibles pour contribuer à la redistribution des EGP sous cette forme.

1.2 MÉTHODOLOGIE

Deux hypothèses peuvent être avancées pour expliquer la présence des EGP, en particulier le Pt et le Pd, dans les latérites nickélifères de Musongati:

- 1) la concentration résiduelle dans la couverture latéritique;
- 2) ils ont subi un transport pour aboutir dans les horizons latéritiques où on les retrouve.

Si les EGP s'avèrent résiduels, on doit alors admettre que:

a) la roche-mère à la base des latérites nickélifères de Musongati était anormalement riche en ces éléments, d'autant plus que la plupart des latérites nickélifères sont généralement très pauvres en Pt et en Pd, mise à part un seul rapport interne du BRGM sur les latérites de la Nouvelle Calédonie (Golightly, J. P., communication personnelle);

b) le rapport Pt/Pd de la roche-mère variait.

Ainsi, la première étape de cette étude sera une caractérisation pétrographique et géochimique complète de la roche-mère.

Si par contre, les EGP (en particulier le Pt et le Pd) ont subi un transport, on doit alors admettre la présence de fluides inhabituels à travers lesquels ils ont été mis en solution et transportés.

Pour étudier cette possibilité, la mobilité de ces éléments sera testée:

a) par rapport aux autres éléments "immobiles" (en particulier Ti et Ir), en utilisant les équations de transfert de masse;

b) au moyen d'une étude expérimentale par des lessivages séquentiels et l'analyse des métaux dans les fractions obtenues par ICP-MS.

Dans cette étude, nous tenterons une sélection des méthodes appropriées pour le calcul des transferts de masse, l'estimation des facteurs d'enrichissement et/ou d'appauvrissement en EGP dans les latérites (Gresens 1969; Nesbitt 1979; Brimhall et Dietrich 1987; Potdevin et Marquer 1987; Grant 1986; Taufen et Marchetto 1989; MacLean 1990; Brimhall et al. 1991; Olsen et Grant 1991; MacLean et Barrett 1993). Nous tenterons également une

réévaluation de certaines méthodes, par la confrontation de leurs différences et de leurs similitudes. L'immobilité relative de Ir, Al et Ti sera considérée pour l'évaluation des teneurs originales dans la roche-mère. Les diagrammes Eh - pH, log fO_2 - pH, log H_2 - pH (Westland 1981; Brookins 1987; Mountain et Wood 1988; Wood et Mountain 1989; Jaireth 1992) nous permettront d'évaluer qualitativement la stabilité des espèces aqueuses des EGP, à partir des déductions analogiques.

1.2.1 Concepts

La caractérisation géochimique du profil latéritique constitue un cadre de référence pour le test du caractère résiduel ou supergène de la minéralisation en EGP à Musongati. Ce cadre requiert des résultats analytiques des oxydes majeurs, traces et particulièrement les EGP et les éléments des terres rares (REE). Le test a nécessité également des études pétrographiques et minéralogiques, ainsi que des mesures de densité des échantillons. L'analyse des EGP a attiré une attention particulière, car, mis à part le problème des effets de pépité, obtenir une meilleure précision des analyses dans les sols est assez difficile (Morrissey 1988). Il y a plus d'une centaine de minéraux porteurs d'éléments du groupe du platine (Cabri 1981), et il n'est pas toujours possible de savoir si la méthode d'attaque utilisée est à 100% efficiente. Du reste, les matrices des minéraux du groupe du platine (MGP) sont souvent très réfractaires. Il arrive également que l'on trouve des EGP dans les collecteurs, et/ou dans les creusets utilisés pour la préconcentration. L'utilisation du standard AX-90 nous permet de relever et de corriger les erreurs analytiques éventuelles.

La quantification d'éléments lessivés, précipités ou résiduellement concentrés dans le profil latéritique se fait à l'aide des méthodes de calcul de transfert de matière, connues

surtout pour leurs applications dans les réactions métasomatiques (Gresens 1967; Nesbitt 1979; Potdevin et Marquer 1987; Maclean 1990; Olsen et Grant 1991; Brimhall et al. 1991). Dans ces méthodes, on considère que les transferts de matière peuvent entraîner une variation de volume et/ou de densité de la roche initiale. Les variations de chimisme observées en quantités réelles nécessitent alors une référence. Celle-ci peut être chimique, si un élément reste immobile, ou minéralogique si un minéral reste insoluble. La référence chimique ou minéralogique est alors utilisée dans des diagrammes sur lesquels sont ensuite calculés les gains ou les pertes des constituants de la roche, pour des différentes valeurs de son changement de volume. Des programmes informatiques, SOMA-1, SOMA-2 et SOMA-3 ont été déjà conçus à cet effet (Appleyard et De Beer 1983).

Une méthode similaire a été utilisée par Taufen et Marchetto (1989) dans l'évaluation des distributions des EGP de la mine O'Toole (Minas Gerais, Brésil), en prenant pour référence l'Ir, considéré comme étant l'élément le plus immobile des EGP. L'Ir a été également utilisé comme une référence chimique par Travis et al. (1976), dans une étude d'évaluation des chapeaux de fer nickélifères en Australie Occidentale.

Grant (1986), Olsen et Grant (1991) ont proposé à leur tour la méthode d'isocon, ou ligne formée d'un ensemble de points de même concentration géochimique, pour le calcul des transferts de masse. Dans la méthode d'isocon, les équations de Gresens (1967) sont réarrangées dans une relation linéaire entre la concentration des éléments dans la roche altérée et dans la roche-mère. Les éléments immobiles génèrent alors une ligne droite, de pente égale au rapport de la masse de l'échantillon original sur la masse de l'échantillon altéré. La pente de l'isocon représente alors le changement de masse durant l'altération. La déviation d'une concentration d'un élément de l'isocon, définit le changement de sa concentration par l'altération. Cette méthode ne vise cependant qu'une réorganisation graphique pratique à

partir des équations de Gresens (1967) et ne constitue donc pas en soi une nouvelle méthode de quantification des transferts de matière.

L'hypothèse de solubilité et transport des EGP dans les solutions aqueuses traversant la latérite, ou la stabilité des EGP et des minéraux qu'ils forment dans les conditions supergènes, est souvent testée sur les diagrammes Eh - pH, log fO_2 - pH, log H_2 - pH, présentés et discutés par Westland (1981), Brookins (1987), Mountain et Wood (1988), Wood et Mountain (1989), Jaireth (1992). D'après ces travaux, particulièrement ceux de Jaireth (1992), il est possible d'estimer et même de retracer les conditions géochimiques ayant prévalu lors de la distribution de l'or et des EGP dans les conditions supergènes, et en l'occurrence dans les profils latéritiques. Jaireth (1992) utilise les rapports fluide / roche, et le pourcentage poids des minéraux présents (magnétite, mica, kaolinite, hématite) dans la roche-mère hypothétique, pour estimer les changements d'activité du platine et de l'or dissous, ainsi que les variations correspondantes du pH et de l'étage d'oxydation lors des interactions fluide-roche. Nous nous référerons souvent à ces travaux pour en tirer quelques analogies avec les enrichissements des EGP dans les latérites nickélifères de Musongati.

Les analyses de la roche hôte pour les éléments majeurs et les éléments traces serviront avant tout à la caractérisation géochimique et à l'identification des séquences latéritiques, au moyen de leur normalisation par rapport aux valeurs de la roche-mère. Les REE sont particulièrement utiles dans les études pétrogénétiques sur la roche-mère ultrabasique. Ces éléments ont un comportement géochimique similaire, et tous sont trivalents dans la plupart des conditions géologiques, mis à part l'Eu et le Ce. L'Eu est bivalent ou trivalent, dépendamment de la fugacité d'oxygène. Le Ce peut devenir tétravalent sous des conditions fortement oxydantes. Les spectres de variations des valeurs des REE de la roche-mère, leur normalisation par rapport aux valeurs moyennes du manteau, et leur signature géochimique

résultant principalement de la composition de la source et du pourcentage du degré de fusion, serviront à la modélisation du magma parent. Dans les roches mafiques et ultramafiques, la distribution du Ni, du Cu, de l'Au et des EGP est contrôlée par les sulfures. L'Os, l'Ir et le Ru peuvent également rentrer dans l'olivine ou dans la chromite (Barnes et al. 1988). Sous certaines conditions, les métaux nobles peuvent même rentrer dans les phases fluides plutôt que dans les sulfures. Une étude comparative des teneurs en Ni, Cu, Au et EGP des principales roches ultramafiques, avec celles de Musongati, sera donc très informative quant à la connaissance de la nature de la roche-mère et à la modélisation de sa minéralisation en EGP.

1.2.2 Échantillonnage et travaux de terrain

Au cours des phases I (1973-1974), II (1976-1977) et III (1983-1984) de l'exploration du dépôt latéritique nickélifère de Musongati (PNUD 1977; Exploration und Bergbau GMBH 1985), des forages orientés verticalement et pouvant atteindre la roche-mère ont été exécutés sur les plateaux de Buhinda, Rubara et Geyuka. La troisième phase s'est plutôt concentrée sur l'exploration détaillée de l'unité dunitique de Buhinda. Les échantillons utilisés dans ce projet ont été principalement récoltés sur les carottes de quelques forages exécutés lors de la troisième phase d'exploration (Exploration und Bergbau GMBH 1985) sur le plateau de Buhinda, et pour lesquels les analyses en Pt, Pd et Rh ont été réalisées. Ceci nous a permis de cibler les intervalles d'échantillonnage les plus intéressants au point de vue métallogénique. Les échantillons des unités péridotitiques de Rubara et Geyuka ont été récoltés sur les carottes des forages de la deuxième phase d'exploration (PNUD 1977).

Quatre forages (247, 269, 289 et 298) atteignant la roche-mère ont été extensivement échantillonnés pour les raisons suivantes: a) suivre l'impact de la position topographique sur l'évolution verticale du profil latéritique; b) le calcul des balances de masse. Les forages 247 et 269 ont été spécialement choisis pour l'étude des balances de masse (les variations des bilans chimiques), parce qu'ils traversent tous les horizons latéritiques de l'unité dunitique de Buhinda, et rentrent profondément dans la roche-mère. Leurs carottes sont encore disponibles et en bon état de conservation. En outre, le forage 247 est le plus profond (150 m) de la troisième phase, et il est situé au centre de l'unité dunitique latéritisée de Buhinda, tandis que le forage 269 est situé sur la pente ouest.

Les relations entre les unités dunitiques, péridotitiques et gabbronoritiques ont été observées sur le terrain lors de la cueillette des données en été 1993.

CHAPITRE II

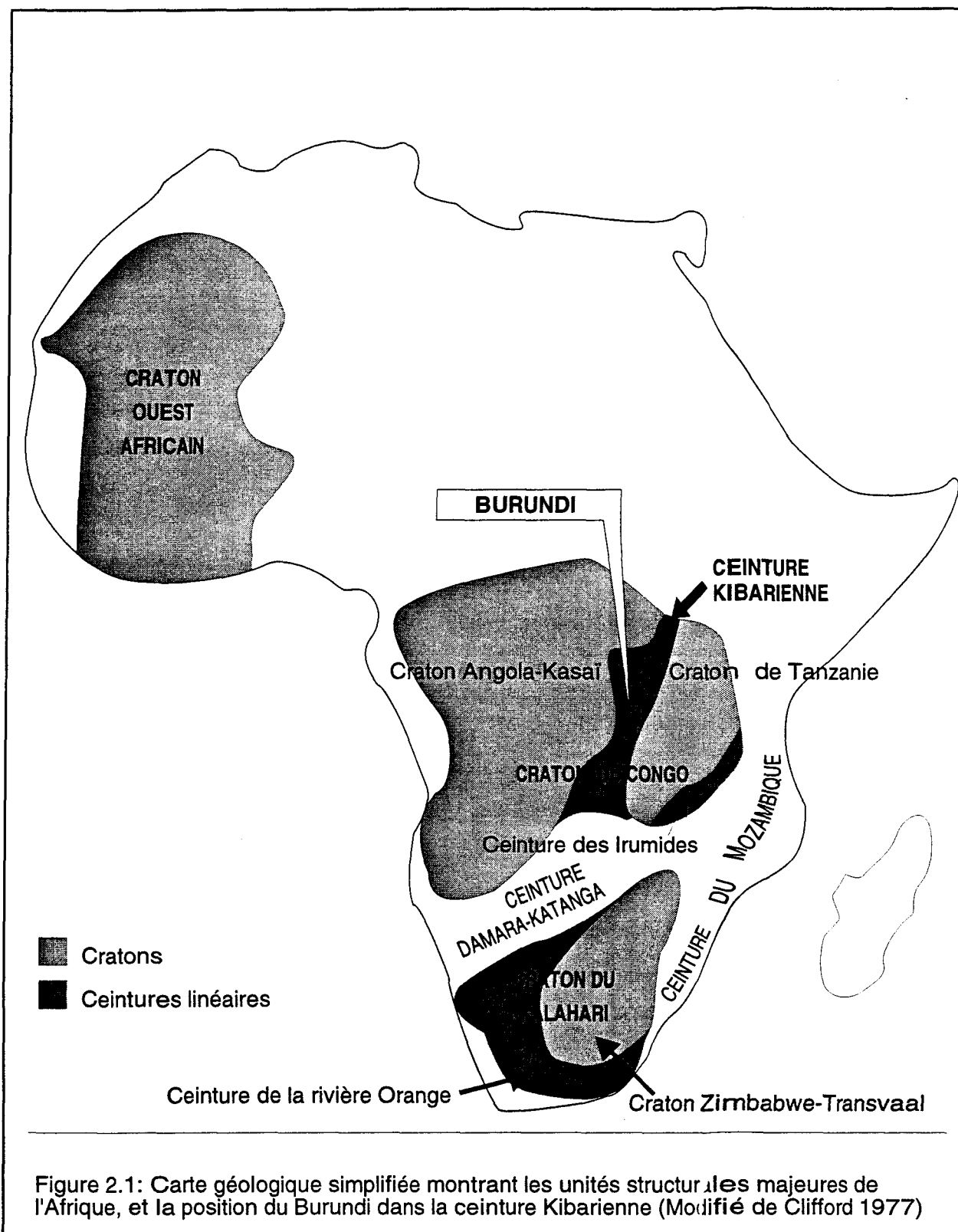
CONTEXTE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL

CHAPITRE II

CONTEXTE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL

2.1 CONTEXTE GÉOLOGIQUE AFRICAIN

En Afrique, la croûte continentale (assemblages gneissiques) et la croûte océanique (ceintures des schistes verts) connaissaient une coexistence répétitive avant c. 3550 Ma jusqu'à c. 2450 Ma (Cahen et al. 1984). Les premiers processus de cratonisation sont souvent situés aux environs de 3400 Ma, suite aux différents épisodes conjugués de déformations, d'accrétion-différenciation et d'intrusions granitiques à l'échelle continentale (Moorbath 1977). Les nouvelles données structurales, géochronologiques et paléomagnétiques ont mis en évidence que de vastes plaques continentales existaient déjà au Protérozoïque inférieur (Kröner 1977; Tarling 1980; Cahen et al. 1984). Plusieurs masses continentales se seraient rattachées les unes aux autres, pour former autour de 2450 Ma quelques masses continentales plus larges. Ces plaques ont été par la suite remaniées et détruites par endroit par des ceintures mobiles linéaires, au cours des différents cycles orogéniques qui ont marqué le continent (Clifford 1977). Le socle rocheux de l'Afrique centrale est constitué de systèmes de ces roches précambriennes qui s'organisent en ceintures plus ou moins concentriques autour de noyaux archéens (Figure 2.1).



Quatre principaux cycles orogéniques caractérisent l'évolution précambrienne de l'Afrique (Clifford 1970; Kröner 1977; Ledent 1979; Cahen et Theunissen 1980; Cahen et Snelling 1984): a) l'orogénie Limpopo-Libérienne (Shamvayenne) (2700 ± 200 Ma), b) l'Éburnéen (Huabien) (2000 ± 200 Ma), c) le Kibarien (Burundien-Karagwe-Ankoléen) (1370 ± 25 Ma), et d) le Pan-Africain (Damarien-Katangien) (600 ± 200 Ma). Les orogénèses hercyniennes et alpines se sont trouvées confinées au N-O de l'Afrique et à la ceinture du Cap (Afrique du Sud). Pour certains auteurs, l'évolution géotectonique de l'Afrique est caractérisée par la croissance et la cratonisation progressive du continent, ainsi qu'une formation de ceintures orogéniques de plus en plus jeunes autour de noyaux archéens. L'orogénie Éburnéenne aurait entraîné la consolidation des zones suivantes: 1) les noyaux de la Mauritanie, la Sierra- Léone et la Côte d'Ivoire ont formé le craton Ouest-Africain, 2) les noyaux du Gabon, Cameroun et Kasai ont donné le jour au craton Angola-Kasai, 3) les noyaux de Dodoma-Nyanza et de la Zambie ont formé le craton de Tanzanie, 4) les noyaux de Zimbabwe et du Transvaal se sont consolidés pour former le craton Zimbabwe-Transvaal. L'orogénie Kibarienne aurait permis une consolidation des cratons Angola- Kasai et Tanzanie en craton du Congo, et les cratons Rhodésie-Transvaal en craton Kalahari. Les cratons Ouest-Africain, Congo et Kalahari auraient été consolidés par le Pan-Africain, pour former par la suite un super craton Africain. Kröner (1977), Cahen et Snelling (1984) considèrent que l'évolution de la structure géologique de l'Afrique est régie par des phénomènes de destruction de plaques par des ceintures mobiles linéaires, plutôt que par des phénomènes de croissance avec formation progressive des cratons. Ce modèle suppose que de vastes plaques cratoniques continentales existaient déjà au Protérozoïque inférieur. Un mouvement relativement réduit entre des massifs plus stables à l'intérieur de ces plaques aurait conduit à la fermeture de petits bassins océaniques, à la formation de ceintures mobiles ainsi qu'aux linéaments horizontaux.

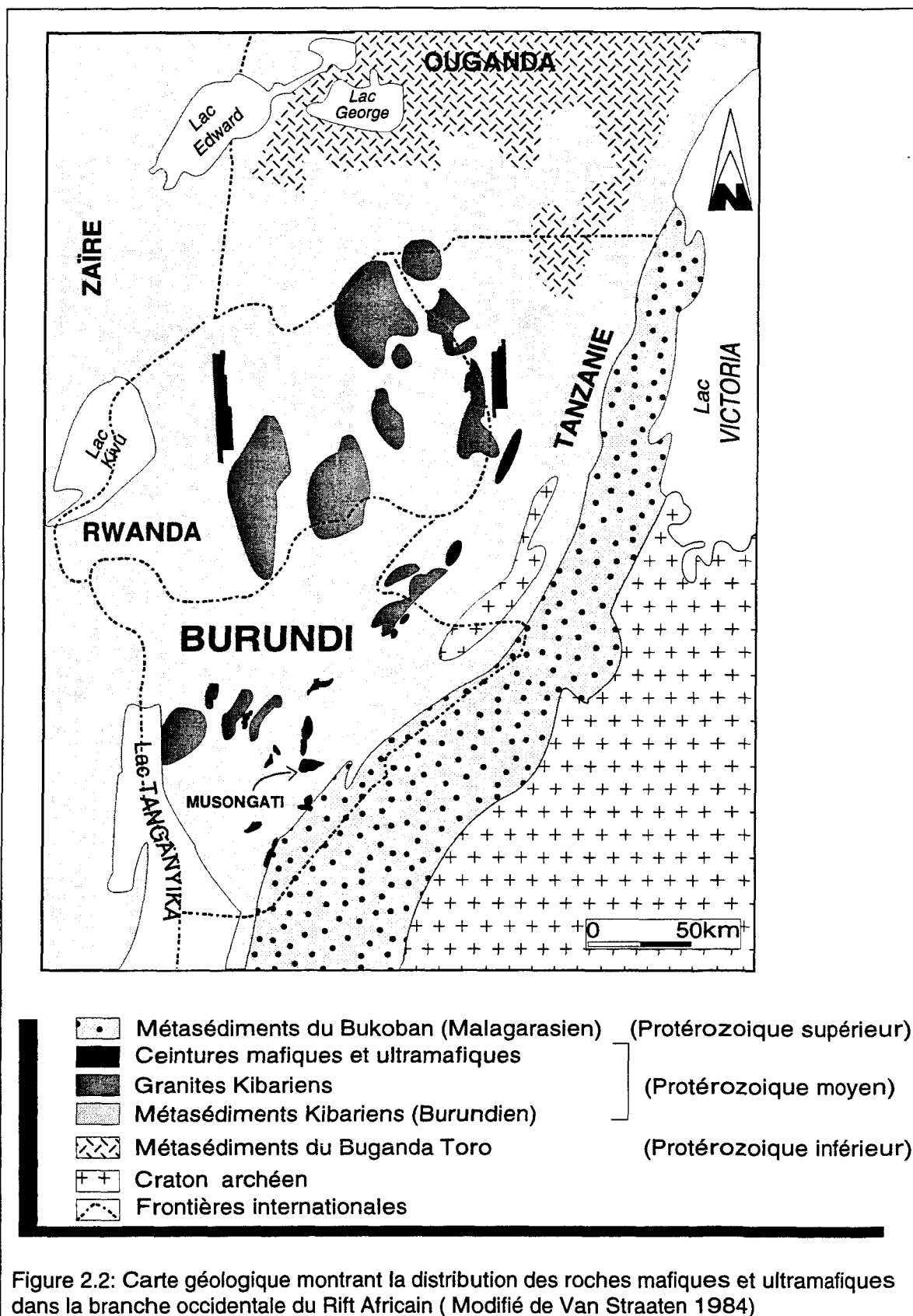
Au niveau du Burundi, à l'est du bassin du Zaïre, deux importantes chaînes plissées se croisent (figure 2.1): (1) la chaîne Kibara-Burundi-Karagwe-Ankole, traversant en direction sud-sud-ouest/nord-nord-est le Katanga, le Kivu méridional, le Burundi, le Rwanda et le sud-ouest de l'Ouganda; (2) la chaîne Ubende-Rusizi qui traverse en direction sud-nord, l'est du Katanga, l'ouest du lac Tanganyika, du Burundi et du Rwanda. Le socle rocheux du Burundi est formé presque exclusivement de roches appartenant aux chaînes Kibarienne (protérozoïque) et Ubendienne (archéenne), coincées entre les cratons du Kasai à l'ouest, de la Zambie au sud et de la Tanzanie à l'est, qui ensemble forment le craton du Congo (figure 2.1).

Le massif ultrabasique de Musongati s'inscrit dans un éventail de complexes mafiques et ultramafiques qui traversent les séquences de roches kibariennes, et forment un linéament continu depuis le sud du Burundi jusqu'au lac Victoria sur 350 km de long, et 25 à 50 km de large (figure 2.2; Tack et al. 1994; Niyondezo 1984; Van Straaten 1984).

2.2 CONTEXTE GÉOLOGIQUE DU BURUNDI

2.2.1 Aperçu géographique

La République du Burundi est située au coeur de l'Afrique, à la charnière de l'Afrique Orientale et de l'Afrique Centrale, entre 2° 15 ' et 4° 28 ' de latitude sud, et entre 29° 00 ' et 30° 50 ' de longitude est. Ses pays limitrophes sont le Rwanda au nord, la Tanzanie à l'est et au sud, le Zaïre à l'ouest (figures 2.2 et 2.3). Sa superficie est d'environ 28 000 km². Le Burundi fait partie du domaine des fossés tectoniques d'Afrique Centrale, qui se traduit par sa géomorphologie constituée de plaines à l'est et à l'ouest, d'un plateau central et de la crête Zaïre-Nil.



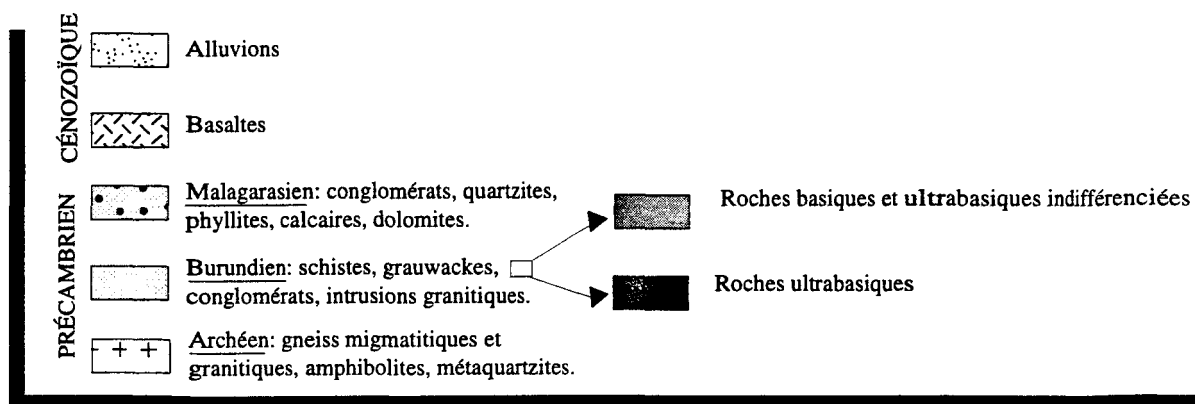
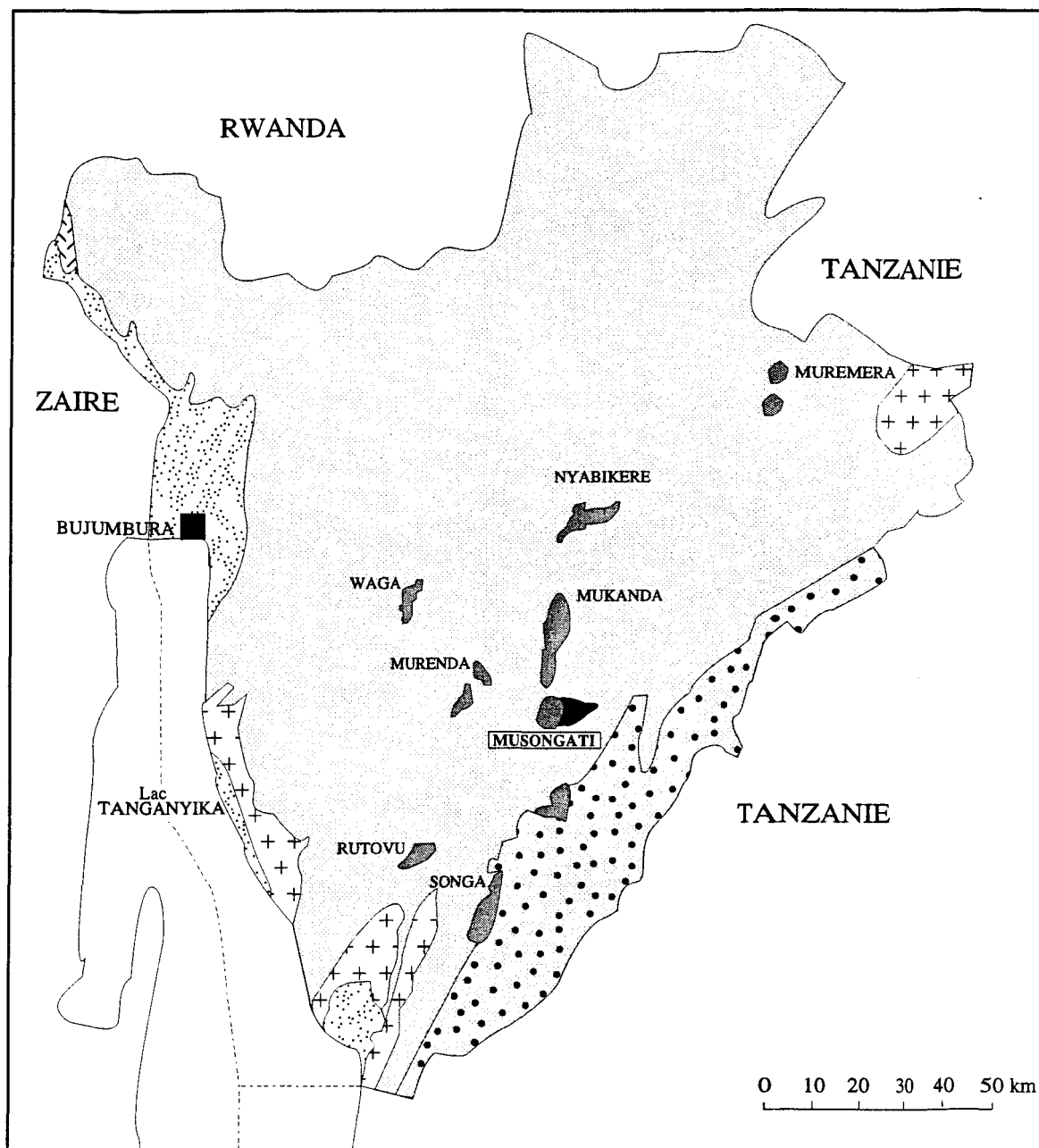


Figure 2.3: Carte géologique du Burundi (modifié de Radulescu 1981).

Celle-ci dont l'altitude atteint 2 670 mètres en son point culminant, longe le pays du nord au sud, et partage son réseau hydrographique en deux grands bassins; celui du Nil et celui du Zaïre. Le versant ouest de la crête correspond au fossé d'effondrement du rift, au sein duquel se trouve le lac Tanganyika, à une altitude de 770 m. Le Burundi connaît un climat tropical humide caractérisé par deux saisons principales: la saison des pluies (octobre-mai) et la saison sèche (juin-septembre). Les précipitations atteignent 2000 mm par an, et la température moyenne oscille autour de 20° C.

2.2.2 Aperçu géologique

Hormis les formations sédimentaires et les roches basaltiques datant du Cénozoïque, trois principales formations géologiques précambriennes forment le socle rocheux du Burundi (figure 2.3): a) Le complexe archéen, constitué de gneiss migmatitiques et granitiques, dans lesquels peuvent localement être intercalés des niveaux d'amphibolites et de métaquartzites; b) la série protérozoïque Burundienne (Kibarienne), d'âge approximatif de 1.35 Ga, caractérisée par une alternance d'importantes séquences arénacées et pélitiques (quartzites, schistes, grauweekes et conglomérats), qui reposent en discordance angulaire sur l'Archéen (Gérards et Waleffe 1966; Cahen 1982; Cahen et al. 1984; Karayenga 1987); c) la série Malagarazienne (0.9 Ga), l'unité précambrienne la plus récente qui repose en discordance angulaire sur le Burundien, et qui se prolonge en Tanzanie où elle est dénommée Bukoban (Cahen et Snelling 1974). Au Zaïre, elle se trouve être l'équivalent du "Katangien" ou à d'autres formations rattachées au "Pan-Africain". Cette unité est formée de dolomites, calcaires, phyllites, quartzites et conglomérats (Ntungicimpaye 1984).

2.2.2.1 Le complexe archéen

Des formations archéennes, ayant évolué jusqu'au faciès granulite, et qui pourraient être rattachées au Bouclier Tanzanien, ont été cartographiées au sud et au nord-est du Burundi, dans les régions de Mugere, de Nyanza-lac et de Mugeru (Theunissen et Klerkx 1980; Nzojibwami 1983). Elles sont constituées essentiellement de gneiss granitiques et migmatitiques, dans lesquels peuvent être intercalés des niveaux d'amphibolites et de métaquartzites. Le niveau de métamorphisme de ces roches se situe à la limite entre le faciès des granulites et le faciès des amphibolites. Les datations effectuées sur des gneiss du S-O du Burundi, et sur un granite gneissique du N-E du pays, donnent des âges situés entre 2610 Ma. et 2600 Ma (Ntungincimpaye 1984; Ledent 1979).

2.2.2.2 Le Burundien

Le Burundien est le nom local utilisé au Zaïre, au Burundi et au Rwanda pour désigner le système des formations précambriennes qui forment l'une des principales unités géologiques de l'Afrique Centrale, la ceinture Kibarienne, orientée NE-SO (figure 2.1). Celle-ci est essentiellement formée de sédiments pélitico-arénacés et s'étend sur environ 1500 km vers le Nord-Ouest à partir de l'est de l'Angola, à travers le Zaïre, le Burundi, le Rwanda jusqu'en Ouganda (Cahen et al. 1984). Les sédiments burundiens au Burundi, à part quelques niveaux de calcaires représentés à l'ouest (Nzojibwami 1984), sont caractérisés par une alternance d'importantes séquences arénacées et pélitiques (Gérards et Waleffe 1966; Waleffe 1966; Cahen et al. 1984; Karayenga 1984).

Les formations burundiennes sont subdivisées en trois séries principales (Waleffe 1966; Karayenga 1984): a) la série inférieure constituée de bas en haut par les quartzites de

Birime-Murore en contact avec le socle archéen, les schistes de Kayongozi, et les quartzites de Muremera; b) la série moyenne par rapport à la série inférieure se caractérise par des sédiments plus gréseux; elle est formée à la base par les quartzites de Muyinga, et au sommet par des schistes généralement gréseux et souvent zonaires, de teinte rouge dominante; c) la série supérieure est représentée par une sédimentation plus clastique, elle est constituée par les quartzites de Kahororo, les quartzites de Kamaramagambo, et des schistes rouges à gris au sommet. On remarque qu'à la base de chaque série burundienne, se trouve une importante formation quartzitique. Le Burundien inférieur et le Burundien moyen sont caractérisés par des sédiments généralement bien classés, alors que le Burundien supérieur se présente avec des faciès mal classés et conglomératiques. Le métamorphisme des formations burundiennes se limite au domaine épizonal, le faciès amphibolite n'étant atteint que localement et supposé en relation avec l'influence thermique des intrusions granitiques.

L'ensemble du Burundien a subi l'intrusion de roches d'affinité granitique en deux étapes: syntectoniques et post-tectoniques (Sanschagrin et Mercier 1983; Theunissen 1984; Klerkx 1984). Le magmatisme qui nous intéresse est cependant le magmatisme tardi-kibarien, représenté par deux associations magmatiques: 1) les plutons granitiques alcalins, dont un a donné l'âge Rb-Sr de 1137 Ma, et 2) les complexes mafiques et ultramafiques localisés dans les formations burundiennes (Tack et al. 1990). Ces derniers longent le Burundi du sud-ouest au nord-est, parallèlement à une zone de cisaillement NE-SO, de 25 km de large et 200 km de long (figure 2.3; Tack 1984; Klerkx 1984). Un âge Rb-Sr de 1236 Ma, basé sur deux paires phlogopite-calcite, a été obtenu sur le massif gabbro-noritique Mukanda-Buhoro (Tack et al. 1990). Ainsi, ils se trouvent tantôt associés au stade tardif de l'orogénèse Kibarienne (Klerkx 1984; Tack et al. 1990), tantôt attribués à l'événement Pan-Africain (Tack & De Paepe 1983; Tack 1984). La zone de cisaillement ou couloir de déformation qui traverse le centre-est du Burundi, et qui abrite les complexes basiques et

ultrabasiques, présente une géométrie chevauchante et des mouvements relatifs d'écaillés (blocs) imbriquées les unes dans les autres d'ouest en est (Tack 1990). Certains auteurs interprètent l'accident tectonique recoupant les structures Kibariennes pour former le corridor de déformation dans lequel sont localisées les complexes mafiques et ultramafiques, par un modèle de subduction-collision avec obduction de la croûte océanique (Caron et al. 1987; Chorowicz et al. 1988; Rumvegeri 1991). D'autres voient dans la ceinture Kibarienne, une chaîne intracontinentale (autrement dit ensialique), et le corridor de déformation, le résultat d'un décrochement sénestre tardi-kibarien (Klerkx et al. 1987; Lavreau et al. 1989; Tack 1990; Tack et Deblond 1990; Tack et al. 1993; Deblond 1993). Ces modèles ont des incidences majeures sur la nature du complexe de Musongati et d'autres roches mafiques et ultramafiques logées dans la zone de déformation qui recoupent la ceinture Kibarienne. Ainsi, ils sont interprétés comme étant des écaillés ophiolitiques selon le modèle de subduction-collision avec obduction formant une zone de suture tardi-kibarien; ou comme étant des intrusions litées dans les sédiments burundiens selon le modèle de la chaîne ensialique favorisant un régime d'extension de la lithosphère et une montée des magmas basaltiques dans le corridor de déformation. Les auréoles du métamorphisme de contact ainsi que des rapports isotopiques initiaux ($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$) à 1275 Ma de 0.708 dans les roches basiques non-altérées, sont souvent rapportés comme l'argument de poids qui disqualifie la nature ophiolitique des complexes mafiques et ultramafiques (Tack et al. 1990; Tack et Deblond 1990; Deblond 1993). Nous verrons plus loin dans les chapitres de Géochimie et de Minéralogie de la roche-mère, que la nature primitive du magma parent tholéiitique de ces intrusions ne permet pas une distinction sans équivoque entre ces deux modèles.

Les minéralisations associées au magmatisme kibarien à tardi-kibarien comprend essentiellement les sulfures de Cu-Ni-Co de Kabanga en Tanzanie (Van Straaten 1984; Deblond 1993), les minéralisations en Ni-Cu-Co-PGE de Musongati et les dépôts de Fe-Ti-V

de Mukanda au Burundi (Niyondezo 1984; Jedwab 1987; Deblond 1993), plusieurs minéralisations de Sn, Ta, W, Ta, Nb, Be, Au, REE, au Zaïre, au Rwanda, au Burundi, en Tanzanie et en Ouganda.

2.2.2.3 Le Malagarazien

Le Malagarazien (0.9 Ga), du nom baptismal de Cahen et Lepersone (1967) pour l'unité précambrienne la plus récente au Burundi, appartient au Précambrien Supérieur, et plus précisément au Pan-Africain. Il affleure au sud-est du pays, où il repose en discordance angulaire sur le Burundien (Waleffe 1965). Les séries équivalentes du Malagarazien portent le nom de "Bukoban" en Tanzanie ou de "Katangien" au Zaïre (Cahen et Snelling 1974; Cahen et al. 1984). Le Malagarazien comprend essentiellement quatre groupes lithologiques (Waleffe 1965, 1966, 1969): a) le Groupe Mutsindozi formé de conglomérats, de quartzites, de grès, de calcaires dolomitiques et de schistes calcaires; b) le Groupe Nkoma formé de conglomérats, de quartzites et de phyllades; c) le Groupe Mosso, constitué de laves amygdaloïdes et de calcaires silicifiés; d) le Groupe Kibago constitué de quartzites, de grès et de schistes de teinte rouge, et de conglomérats à la base.

CHAPITRE III

CONTEXTE GÉOLOGIQUE LOCAL

CHAPITRE III

CONTEXTE GÉOLOGIQUE LOCAL

3.1 INTRODUCTION

Le massif ultrabasique de Musongati est situé dans la partie centre-est du Burundi, caractérisée par un climat tropical humide, des températures moyennes de 20 °C et des pluies de 1200 mm/an. Les formations géologiques locales appartiennent aux ensembles Malagarazien et Burundien. Les formations burundiennes du sous-groupe de Musongati, dont la structure majeure a la direction NE-SO (Theunissen 1984), sont constituées par des roches pélitico-arénacées, comprenant des schistes gréseux, des grès et des quartzites micacés. Des venues volcaniques sont intercalées dans ces roches (Karayenga 1984; Karayenga 1987). Le burundien est traversé par deux ensembles intrusifs (figure 3.1): (1) le massif gabbro-noritique de Buhoro au Nord (Elkem a/s engineering 1984), et au Sud (2) le massif intrusif de Musongati. La relation entre ces deux massifs intrusifs est incertaine. Radulescu (1981) considère que ces massifs sont indépendants, tandis que Deblond (1993) indique que le massif de Mukanda-Buhoro constitue le prolongement septentrional du massif de Musongati. On rapporte dans la sous-formation de Musongati, un métamorphisme thermique lié à la mise en place de ces massifs qui se manifeste par une présence fréquente de muscovite, biotite de néoformation, andalousite, des cornéernes particulièrement en bordure de Buhoro et de Musongati (Waleffe 1965, 1979; Klerkx 1984; Deblond 1993).

3.2 CONTEXTE GÉOLOGIQUE DU COMPLEXE DE MUSONGATI

Le complexe de Musongati s'étend, *sensu lato*, sur une unité dunitique à l'est (~ 6 km²) comprenant le plateau de Buhinda; une unité péridotitique au centre (~ 23 km²) couvrant les plateaux de Rubara et Geyuka; et une unité mafique à l'ouest (~ 26 km²) comprenant les sous-ensembles de Macu, Mwiriba, Mutanga, Makakwe et Kivoga (figure 3.1). Sur le plan structural, les unités dunitique et péridotitique de Musongati sont peu affectées par la tectonique cassante. Il apparaît seulement quelques dislocations ou failles mineures, mises à part les grandes failles bordières qui sont plus ou moins parallèles à la périphérie de l'intrusion. Ces grandes failles sont de toute évidence antérieures à la mise en place du corps intrusif de Musongati. Elles résulteraient de la tectonique cassante lors de l'orogénie Kibarienne (1.35 Ga). Les limites N-E et S-E des unités dunitique et péridotitique ont le caractère de failles verticales en contact avec les phyllades entourant le Burundien inférieur. La limite ouest de l'unité péridotitique est en contact avec des gabbronorites qui semblent faire partie du massif intrusif basique de Buhoro au nord, abritant un grand gisement titano-vanadifère (Elkem a/s Engineering 1984). Sur la carte géologique (figures 3.1 et 3.2) construite sur base des compilations des données géologiques et de l'interprétation d'images satellites (Deblond 1993), on observe une manifestation prononcée de failles longitudinales chevauchantes dans l'unité mafique. Les observations géologiques ont également mis en évidence une variation latérale des faciès pétrographiques, qui rattachent indubitablement les unités mafiques de Macu, Mwiriba, Mutanga, Makakwe, Kivoga, et probablement Mukanda-Buhoro au complexe de Musongati. À l'est, on observe une dunite serpentinisée qui évolue progressivement en pyroxénite dans sa partie centrale, et en gabbronorite à l'ouest.

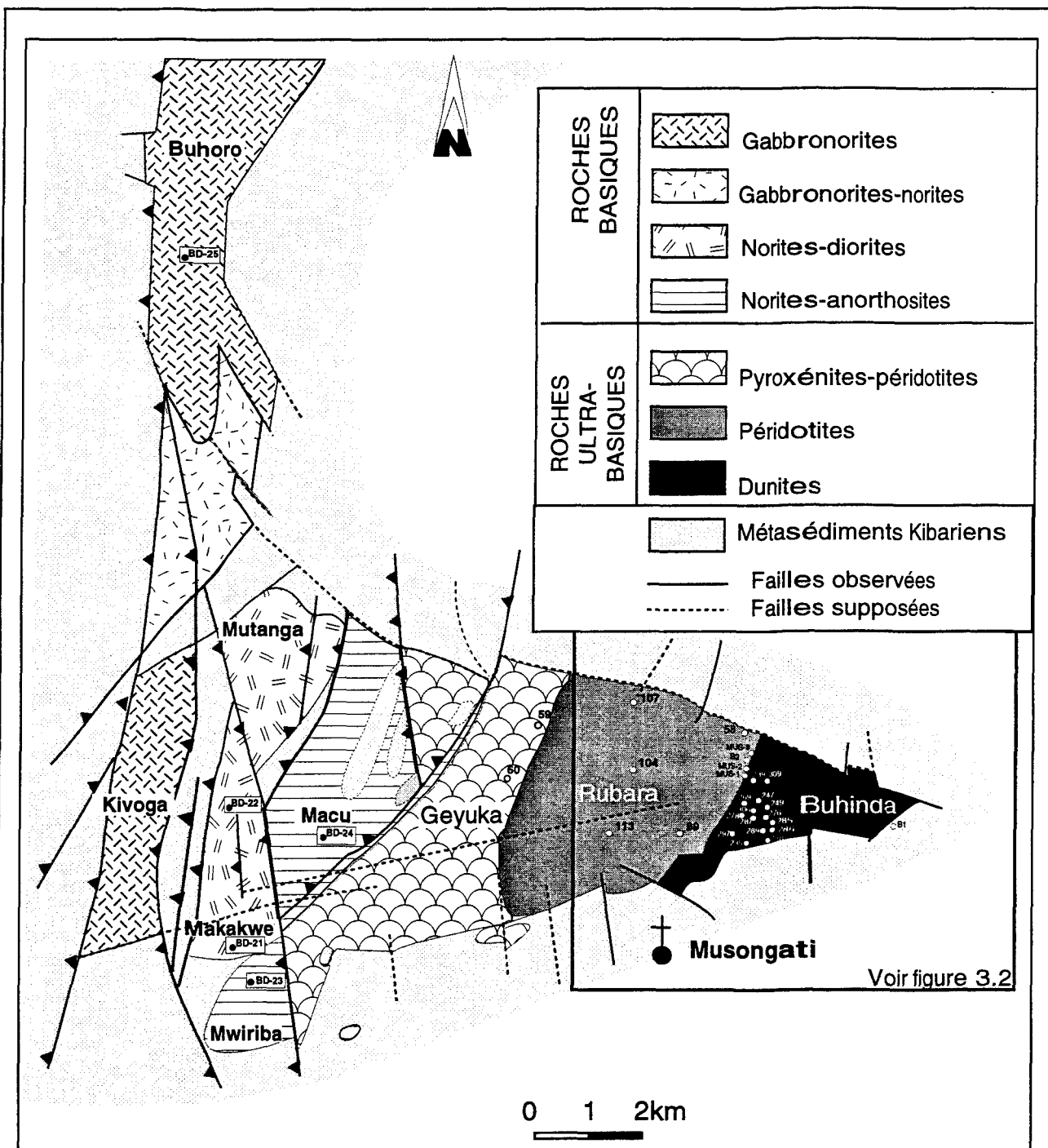


Figure 3.1: Carte géologique montrant les principales unités lithologiques du complexe de Musongati (modifié de Deblond 1993), ainsi que l'emplacement des échantillons utilisés dans cette étude. La localisation mentionnée avec des chiffres indique l'emplacement et le numéro d'un forage, tandis que la localisation mentionnée par des lettres indiquent les affleurements.

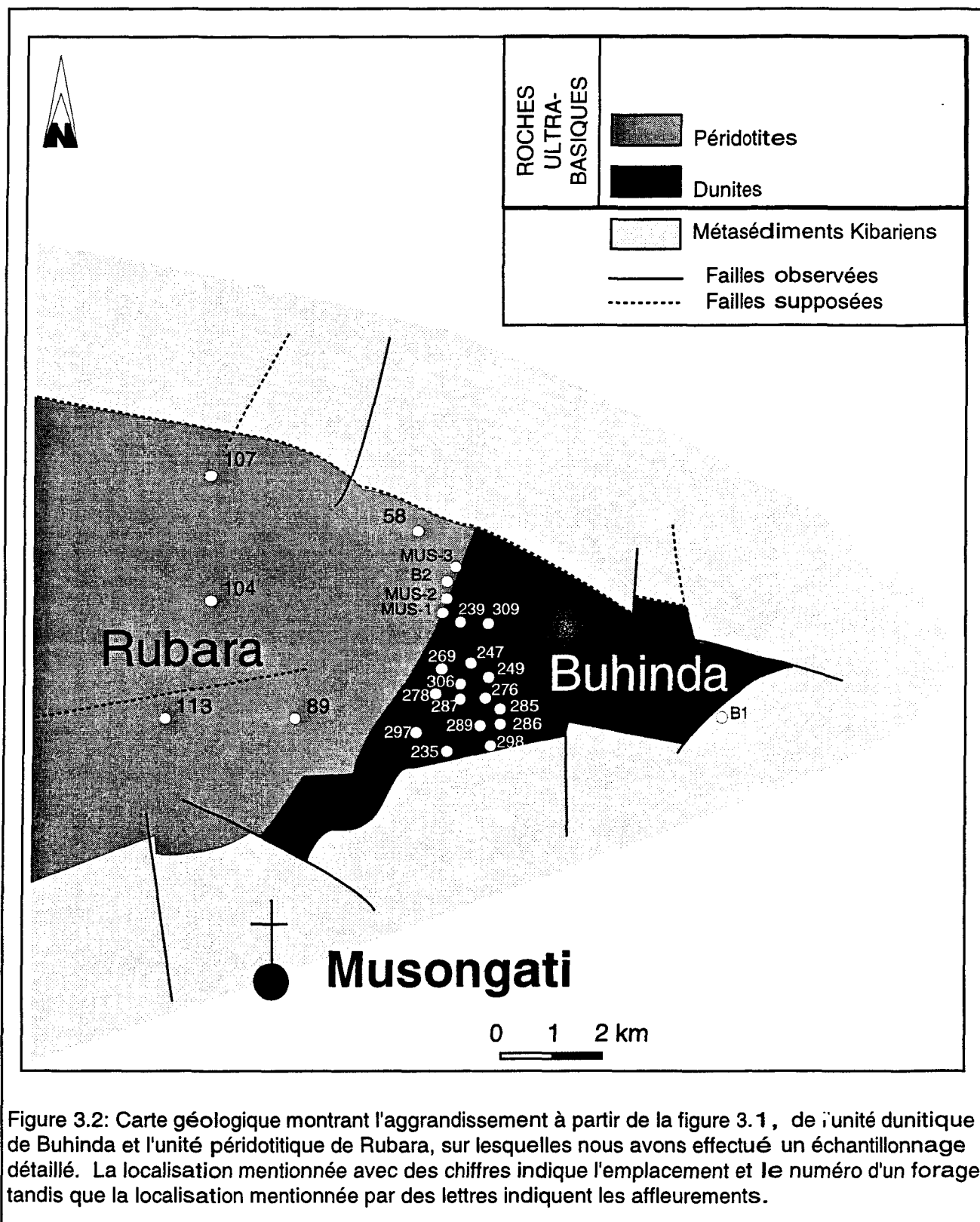


Figure 3.2: Carte géologique montrant l'agrandissement à partir de la figure 3.1, de l'unité dunitique de Buhinda et l'unité péridotitique de Rubara, sur lesquelles nous avons effectué un échantillonnage détaillé. La localisation mentionnée avec des chiffres indique l'emplacement et le numéro d'un forage tandis que la localisation mentionnée par des lettres indiquent les affleurements.

L'âge radiométrique (sur les zircons) de la mise en place des unités mafiques et ultramafiques est estimée à 1275 ± 10 Ma (U/Pb) (Tack et al. 1993).

Les interprétations pétrogénétiques du complexe de Musongati ont beaucoup varié dans le temps depuis sa découverte en 1972. Selon les travaux du PNUD (1977), le complexe de Musongati est le résultat de la remontée à partir des failles profondes d'une masse ultramafique cristallisée en profondeur. Conformément à ce modèle, les gabbros et les norites à l'ouest du massif seraient des massifs indépendants, mis en place avant la remontée des unités dunitiques et péridotitiques, considérées comme des lambeaux tectoniques enracinés vers le sud et s'amincissant en profondeur. Sur la carte géologique au 1/100 000 (feuille Mwishanga), Waleffe (1979) interprète la mise en place du complexe de Musongati dans un état semi-fluide. Le complexe est ici considéré comme un ensemble comprenant une masse gabbronoritique à l'ouest et une masse ultrabasique à l'est. Rombouts (1981) note que les limites du complexe de Musongati sont parallèles à des niveaux repères de la formation burundienne encaissante, et que la foliation dans les roches basiques est parallèle à la stratification des roches métasédimentaires de l'encaissant. Il en conclut que le complexe mafique-ultramafique de Musongati s'est mis en place sous forme de lopolite, et que ce dernier a basculé vers l'ouest avec son encaissant. Il suppose en outre, que le complexe basique de Mukanda-Buhoro est le différenciat du massif ultrabasique de Musongati, dont l'allongement excessif vers l'est serait le résultat des mouvements tectoniques postérieurs. Aujourd'hui, l'interprétation du complexe de Musongati et d'autres complexes qui jalonnent le couloir de déformation, s'inscrit dans l'interprétation de l'évolution de la chaîne Kibarienne. Pour certains chercheurs, ces complexes représentent des intrusions litées, mises en place lors d'un épisode tardi-kibarien auquel s'associent des granitoïdes alcalins (Klerkx et al. 1984; Tack et al. 1992; Deblond 1993). Pour d'autres, il s'agit des écailles

ophiolitiques, mises en place dans un régime de subduction-collision avec formation d'une zone de suture (Kampunzu et al. 1986; Chorowicz et al. 1988; Rumvegeri 1991). Dans l'étude de la roche-mère, les données géochimiques et minéralogiques (Chapitre 4) semblent appuyer l'hypothèse des intrusions litées, bien que la plupart des valeurs utilisées se placent plutôt dans le domaine commun aux ophiolites et aux intrusions litées.

3.3 GÉOLOGIE DU GISEMENT LATÉRITIQUE NICKÉLIFÈRE DE MUSONGATI

Le gisement latéritique nickélifère de Musongati dont l'altitude oscille autour de 1700 m, s'étend par dessus les plateaux de Buhinda (5.5 km²), Rubara (11 km²) et Geyuka (11.5 km²) (PNUD 1977). Vu de dessus, le gisement latéritique nickélifère a la forme d'un triangle isocèle mesurant 11 km sur les deux côtés, et dont la base orientée NS montre une longueur de 6 km (figures 3.1 et 3.2). Depuis la découverte du gisement en 1972, trois phases d'exploration du gisement (1972-73; 1976-77; 1983-84) par des campagnes de forages, des reconnaissances géologiques, géophysiques et géochimiques ont été effectuées par le Gouvernement du Burundi, avec l'assistance du PNUD et de la Banque Mondiale (PNUD 1977; Exploration und Bergbau GMBH 1985). Les deux premières phases ont mis en évidence des réserves géologiques atteignant 75.5 Mt (1.5% Ni) à Buhinda, 50 Mt (1.23% Ni) à Rubara, et 62.2 Mt (1.09% Ni) à Geyuka, pour une teneur de coupure de 0.8% Ni. Lors de la troisième phase (1983-1984), une importance particulière a été portée sur l'unité dunitique et la "zone cible" choisie à l'intérieur du plateau de Buhinda de par ses teneurs élevées en nickel (Exploration und Bergbau GMBH 1985). Les réserves prouvées de la "zone cible" sont estimées à 30 millions de tonnes de minerai, avec une teneur moyenne de 1.62% Ni, pour une teneur de coupure de 0.8% Ni, soit 472 mt de Ni, 88.8 mt de Cu, 34.4

mt de Co, 8.45 mt de Pt et 15.13 mt de Pd. Sur la base des réserves prouvées de la "zone cible", Musongati est classé parmi les dix meilleurs gisements latéritiques de Nickel au monde. Sur base des teneurs moyennes, le Burundi se hisse au 8e rang mondial (Cowan 1991).

Le gisement latéritique nickélifère de Musongati atteint 82 mètres de profondeur (épaisseur), et couvre une superficie d'environ 30 km². Le profil latéritique comprend de haut en bas quatre principaux horizons: le sol latéritique, la cuirasse, la ferralite, et la saprolite. Les concentrations exploitables de Ni, Cu, Co sont réparties dans la zone ferralitique sous la cuirasse, et les plus fortes concentrations sont généralement limitées à la partie inférieure dans la zone saprolitique. Les analyses des EGP dans le profil latéritique, afin de définir clairement leur répartition, font défaut ou sont très incomplètes. Seul Deblond (1993) a effectué une analyse sommaire de la minéralisation des métaux nobles dans la roche-mère, mais les résultats analytiques de son étude sont malheureusement restés confidentiels. Quelques minéraux du groupe du platine ont été également trouvés dans les péridotites (Jedwab 1987). Nous verrons plus loin dans le paragraphe de la géochimie des EGP, que la roche-mère latéritisée avait hérité des quantités primaires appréciables en ces métaux, dont la redistribution dans le profil latéritique nécessite des conditions d'oxydo-réduction appropriées, et qu'on peut rencontrer dans les latérites nickélifères.

CHAPITRE IV

**CARACTÉRISTIQUES PÉTROGRAPHIQUES ET GÉOCHIMIQUES DU
COMPLEXE DE MUSONGATI**

CHAPITRE IV

CARACTÉRISTIQUES PÉTROGRAPHIQUES ET GÉOCHIMIQUES DU COMPLEXE DE MUSONGATI

4.1 INTRODUCTION

Ce chapitre vise la détermination et la description détaillée des minéraux constitutifs et des minéraux métalliques de la roche-mère, à partir de l'examen microscopique de 60 lames minces polies et de l'analyse macroscopique de 11 échantillons de l'unité dunitique, 24 échantillons de l'unité péridotitique, et 4 échantillons de l'unité mafique. Les échantillons proviennent pour la plupart des forages orientés verticalement, et pouvant atteindre la roche-mère (figures 3.1 et 3.2). Certains échantillons ont été cependant récoltés sur les rares affleurements du complexe, dans des ravins ou au bord des cours d'eau. Les méthodes analytiques utilisées pour les études géochimiques sont relatées dans la section 4.2. Les compositions chimiques des phases minérales primaires silicatées, chromifères, sulfurées et arsénifères ont été déterminées à l'aide des analyses à la microsonde électronique de l'université du Québec à Chicoutimi. L'étude pétrochimique a été réalisée sur la base des analyses chimiques recueillies sur 38 échantillons de la roche-mère (Tableaux 4.6, 4.7, 4.8 et 4.9). Les analyses chimiques globales ont été recalculées sur une base anhydre. Le rapport $Mg\#$ ($(MgO/(MgO+FeO))$) a été calculé après la soustraction de la quantité de fer liée aux sulfures ($FeSl$), et le calcul de FeO dans les silicates à partir de Fe_2O_3 total:

$$\text{FeO} = [\text{Fe}_2\text{O}_3 - (\text{FeSI}) * 79.84)] * 0.899$$

ou

$$\text{FeO} = [\text{Fe}_2\text{O}_3 * 0.699 - \text{FeSI}] * 1.2286$$

Le mode de calcul de la quantité de fer dans les sulfures (FeSI) est exposée dans la section 4.4.2.4, relative à la composition des sulfures.

Une seule étude pétrographique sérieuse a été effectuée sur ces roches (Debond 1993). Malheureusement, la plupart des données tant géochimiques que minéralogiques ont été consignées dans des rapports et annexes auxquels nous n'avons pas pu avoir accès, à cause de leur caractère strictement confidentiel.

Le but de cette étude consiste à fournir des données pétrographiques et géochimiques, sur lesquelles nous nous appuyons pour discuter les différents aspects pétrogénétiques des unités lithologiques du complexe de Musongati. Dans un cadre métallogénique, une emphase particulière sera mise sur la géochimie des EGP avant la latéritisation, afin de suivre leurs distributions dans la roche de départ, et leurs redistributions dans le profil latéritique nickélifère.

4.2 Méthodes analytiques

Le broyage de roches se fait à l'aide d'un pulvérisateur en carbure de tungstène à l'Université du Québec à Chicoutimi (UQAC). Au total, 120 g de poudre sont requis pour chaque échantillon; 20 g sont utilisés pour l'analyse des oxydes majeurs, 50 g pour l'analyse des EGP, 2 g pour l'analyse des terres rares et 30 g pour les densités. Les mesures de

densité sont faites sur des poudres avec un solvant d'alcool, à cause de la structure poreuse des latérites. Le reste a été utilisé dans la détermination des minéraux par la méthode de diffraction des rayons-X (XRD). Pour la roche-mère, suite aux premières analyses qui montraient des niveaux de REE en dessous de la limite de détection, nous avons procédé au second broyage à l'aide d'un pulvérisateur en alumine, ainsi qu'une seconde analyse de contrôle par activation neutronique (INAA).

Les oxydes majeurs et traces sont analysés au moyen de la fluorescence des rayons X (XRF) par les laboratoires géochimiques de l'Université McGill.

Nous avons analysé les REE par activation neutronique (INAA) à l'UQAC, en utilisant la méthode de Bédard et Barnes (1990). Les échantillons sont d'abord activés par le réacteur nucléaire "SLOWPOKE" (Safe Low Power Kritical Experiments) de l'institut de génie énergétique de l'école polytechnique à Montréal. Le temps d'irradiation est de 4 heures avec un flux de neutrons de $5 \times 10^{11} \text{ cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$. Le délai de lecture à Chicoutimi est entre 6 et 10 jours.

Nous avons également analysé les EGP par INAA à l'UQAC, et au moyen de la méthode de Steele (1975). Ils sont d'abord préconcentrés par pyrolyse de la pastille de Ni-S ("fire assay") (Robert et al. 1971). La pastille est ensuite broyée, puis dissoute dans 400 ml d'acide chlorhydrique. Les EGP sont récupérés par la suite sur un papier filtre millipore, qui est ensuite envoyé pour irradiation dans le réacteur nucléaire "SLOWPOKE". Pour l'analyse des éléments qui possèdent une demi-vie entre 3 et 7 jours (Pt, Os, Ir, Ru, Au), la procédure d'irradiation et de lecture est la même que pour les éléments traces. Seul le délai entre l'irradiation et la lecture est plus court et se situe entre 5 et 7 jours. Pour les éléments ayant une courte demi-vie comme Pd et Rh, les comptages sont faits à Montréal par le laboratoire

de génie énergétique à Montréal. L'utilisation du standard AX-90 nous permet de contrôler la qualité des analyses.

Après une étude structurale et texturale au microscope optique, les constituants minéraux ont été par la suite analysés à la microsonde électronique. Cette analyse se fait à l'UQAC, sur une microsonde électronique de marque ARL-SEM Q, équipée de 4 spectromètres variables à dispersion de longueur d'ondes (WDS), et d'un détecteur à énergie dispersive (EDS) de marque Tracor-Noran possédant une fenêtre au béryllium et une résolution de 143 eV. Toute la microsonde est gérée par un système de microanalyse quantitative TN-5500. Les analyses des silicates sont traitées par le programme de correction de matrice Bence-Albee. Les analyses des oxydes et des sulfures sont traitées par le programme de correction de matrice ZAF. Ces programmes corrigent pour le numéro atomique (Z), l'absorption (A), et les effets de fluorescence (F). Le voltage d'opération est de 20 kV pour les analyses des silicates, et de 15 kV pour les analyses des sulfures. Les limites de détection sont de 0.3 à 0.5% pour analyses EDS, et de 0.03 à 0.15% pour les analyses WDS.

Pour l'olivine, les concentrations en Si, Fe, Mg sont déterminées par EDS pendant un temps de comptage de 100 secondes, et les concentrations en Ni, Mn, par WDS pendant un temps de comptage de 40 secondes.

Pour le pyroxène, les concentrations en Si, Fe, Mg, Ca sont déterminées par EDS pendant un temps de comptage de 100 secondes, et les concentrations en Ti, Al, Mn, Cr, Na, par WDS pendant un temps de comptage de 25 secondes

Pour la chromite, les concentrations en Cr, Fe, Al, sont déterminées par EDS pendant un temps de comptage de 100 secondes, et les concentrations en Ti, Mg, Mn pendant un temps de comptage de 40 secondes.

Pour le plagioclase, les concentrations en Si, Al, Ca et Na sont déterminées par EDS pendant un temps de comptage de 100 secondes.

Pour les sulfures, les concentrations en S, Fe, Ni, Cu sont déterminées par EDS, et les concentrations en Pt, As, Co par WDS, dans les deux cas, pendant un temps de comptage de 40 secondes.

Les standards naturels d'Astimex ont été utilisés pour l'olivine, le pyroxène, la chromite et le plagioclase. La pentlandite "Astimex" a été utilisée comme standard pour les sulfures (Ni, Fe, S), la cobaltine "Astimex" pour l'As et le Co, et la chalcopyrrite "Canmet" pour le Cu.

4.3. PÉTROGRAPHIE

Les résultats de l'analyse pétrographique et les calculs normatifs CIPW sont projetés sur des diagrammes ternaires Ol-Opx-Cpx et Pl-Opx-Cpx (figure 4.1). On observe sur ces projections, les compositions minéralogiques des trois principales unités de roches qui forment le complexe intrusif de Musongati: 1) l'unité dunitique, 2) l'unité péridotitique (harzburgites et péridotites à plagioclase et 3) l'unité mafique (norites et gabbronorites).

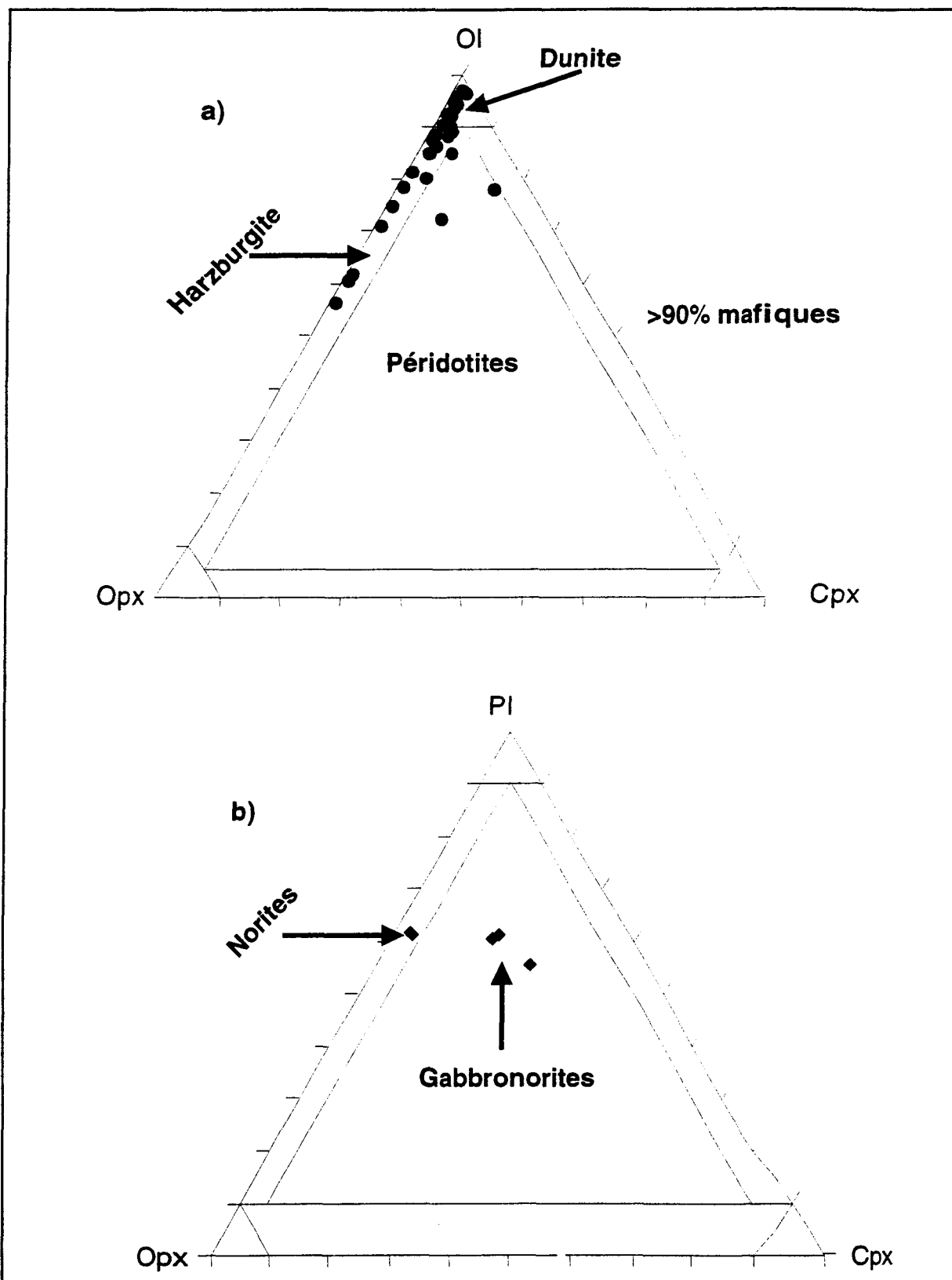


Figure 4.1: Projections ternaires Ol-Opx-Cpx et Pl-Opx-Cpx normatifs illustrant: a) la nomenclature des roches provenant des unités dunitique et périodotique, et b) des roches gabbroïques. La majorité des roches ultramafiques sont représentées par des harzburgites, des dunites et des périidotites à plagioclase, tandis que les roches mafiques sont représentées par des norites et des gabbronorites.

4.3.1 L'unité dunitique

Description macroscopique

L'unité dunitique comprend les dunites de Buhinda qui, macroscopiquement, sont finement à moyennement grenues, massives, homogènes, de couleur noir à noir verdâtre, avec de faibles disséminations de sulfures (planche 1). Elles ne montrent ni structure magmatique, ni foliation, ni déformation, à part quelques structures pouvant être confondues avec les "comb structures". Grâce à l'analyse des sections transversales et perpendiculaires des échantillons prélevés sur les carottes de sondage, nous avons pu nous rendre compte que ces structures représentent plutôt des réseaux de veines minéralisées (oxydes et hydroxydes de fer, sulfures altérées) et/ou serpentinisées, postérieures à la phase principale de la serpentinisation, synchrones à un stress tectonique et une déformation mineure post-intrusionnels. Les réseaux de fractures et de veines, à orientation horizontale et/ou verticale et/ou oblique sans aucune préférence particulière, sont manifestement minéralisés grâce à la circulation des fluides hydrothermaux. Souvent, la dernière déformation est plus minéralisée que les précédentes.

Description microscopique

La minéralogie primaire de l'unité dunitique, mise en évidence par l'examen macroscopique et microscopique des échantillons de Buhinda, est constitué par l'olivine (Ol), l'orthopyroxène (Opx), le clinopyroxène (Cpx), la biotite (Bi), les spinelles (Sp), et une partie importante des sulfures tels que la pentlandite (Pn), la pyrrhotite (Po), la chalcopyrite (Cp) et la pyrite (Py).

Planche 1: Photographie d'une dunite massive, noire, non-déformée (échantillon 247-150).

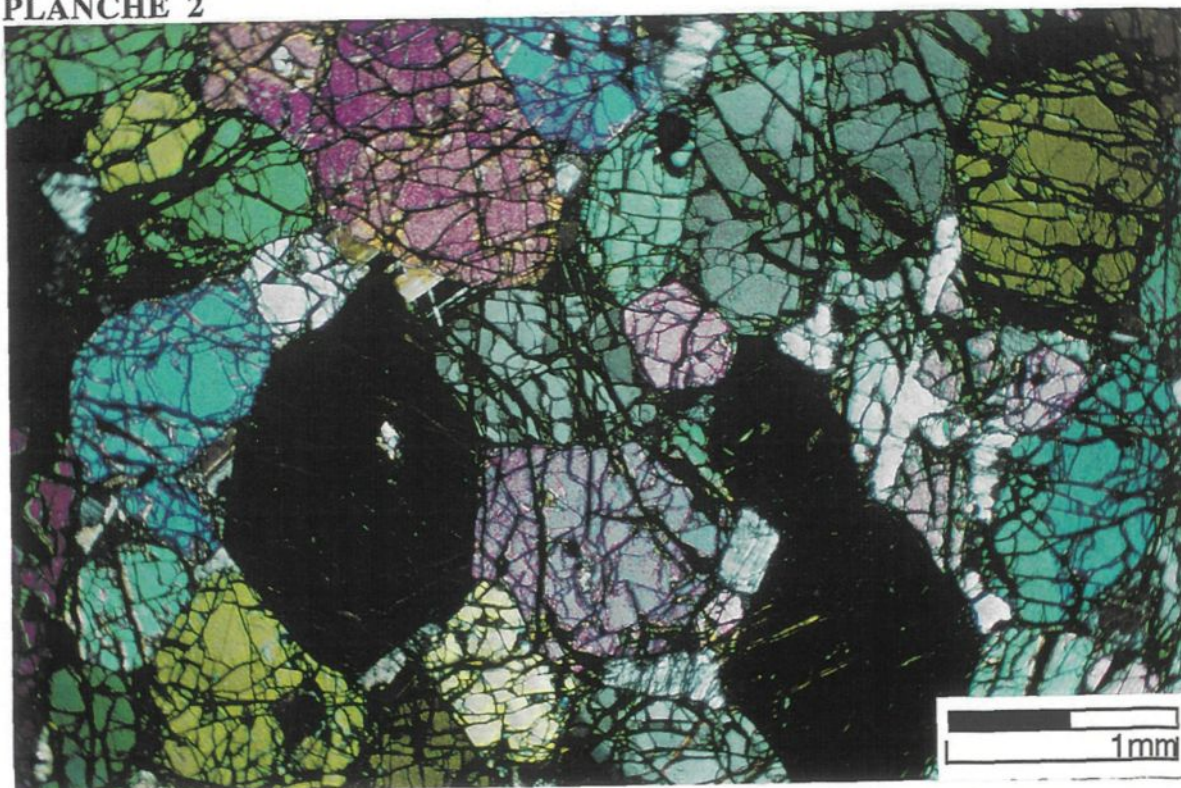
Planche 2: Photomicrographie en lumière polarisée de la dunite (échantillon 247-150).

Les cristaux d'olivine essentiellement idiomorphes forment des accumulations compactes et massives, avec très peu d'espaces interstitiels.

PLANCHE 1



PLANCHE 2



Les principaux minéraux secondaires dont la formation est chronologiquement liée à la serpentinisation sont la serpentine (Ser), la chlorite (Chl), les carbonates (Carb), le talc, les oxydes et les hydroxydes de fer, ainsi qu'une partie des sulfures. Les processus de serpentinisation et de l'altération hydrothermale se conjuguent parfois pour former des sulfures secondaires et des micas.

L'**olivine** (0.1-8 mm) constitue 20 à 70% de la roche à texture originellement granulaire. Les cristaux d'olivine sont idiomorphes, parfois hypidiomorphes, formant des accumulations bien compacts et massifs, avec très peu d'espaces interstitiels (planche 2). Tous les grains d'olivine sont craquelés et serpentinisés. La majorité des reliques (\varnothing 0.6 mm) sont étonnamment fraîches et claires, entourées souvent d'une couronne de masses d'oxydes et d'hydroxydes de fer.

Le **pyroxène** (0.4-5 mm; 1 à 5%) forme des grains exclusivement xénomorphes, dérivés de la solidification du liquide interstitiel entre les minéraux cumulus d'olivine, et montrant souvent une texture poecilitique. Dans les espaces interstitiels, ils sont parfois associés avec les micas, les sulfures et les spinelles. Les grains de pyroxène ont été altérés bien avant les grains d'olivine, et les grains de l'orthopyroxène avant ceux du clinopyroxène. Ces derniers se montrent plus résistants à l'altération que les grains de l'orthopyroxène, et s'altèrent essentiellement en ouralite. Dans la plupart des cas, les pyroxènes sont altérés à partir des clivages ou des bordures en bastite, magnésite, chlorite, et rarement en ouralite. Parfois, le produit d'altération des pyroxènes consiste en une masse amorphe, brune-noire, en association avec la magnésite et la serpentine. Il n'est pas rare qu'on les retrouve complètement recouverts par des sulfures (la pyrrhotine et la pentlandite), qui sont souvent broyés et altérés en magnétite et en hématite. Il se pourrait que la plupart des sulfures interstitiels soit postcumulus, et existait avant la serpentinisation, et ne représente

donc pas des produits de la circulation des fluides hydrothermaux. Toutefois, il reste clair que l'altération des pyroxènes avant l'olivine, suppose une circulation hydrothermale tardi- ou postmagmatique, qui emprunte les espaces interstitiels comme voies de circulation, et attaquent ainsi en premier lieu les pyroxènes intercumulus.

Les **serpentine**s forment 20 à 70 % de la roche. Elles se développent d'abord à partir des craquelures dans les cristaux d'olivine, avec souvent une cristallisation concomitante des sulfures et des oxydes ou hydroxydes de fer. Les espèces de serpentine les plus répandues sont l'antigorite et la chrysotile dans les craquelures des olivines, et la bastite sur les pyroxènes. Les antigorites riches en fer sont colorées en vert ou en jaune verdâtre. Les masses d'apparence amorphe sont des serpentines isotropes en association avec des hydroxydes, qui se développent sur les reliques des cristaux d'olivine ou de pyroxène, et constituent généralement le premier noyau de déposition et d'accumulation de produits d'altération (planche 3). Nous les avons baptisés "**boueurs**", de par leur tendance à récupérer et à retenir tous les déchets bourrés d'éléments chimiquement moins mobiles laissés derrière par les fluides latéritisants. Du reste, les boueurs servent facilement de lieu de redéposition de certains éléments incapables de rester en solution à cause des changements physico-chimiques de celle-ci.

Les réseaux de serpentinitisation sont répandus dans le temps suivant leurs signatures géométriques, mais l'ensemble montre une texture réticulée. Les structures de "peau de léopard" ou "zébrée" sont également bien développées par endroit, parfois alignées suivant l'orientation de la fracturation ou du stress tectonique. On peut observer tantôt des grains d'olivine envahis par des masses de serpentine sans orientation particulière, tantôt des grains d'olivine traversés dans leur ensemble par un réseau géométrique de veines de serpentine (planche 4).

Planche 3: Photomicrographie a) en lumière polarisée, et b) en lumière naturelle, montrant une dunite en serpentinitisation avancée, ainsi que la première étape de la formation des "boueurs", et les structures de peau de léopard ou zébrée (échantillon 249-50-55).

PLANCHE 3a

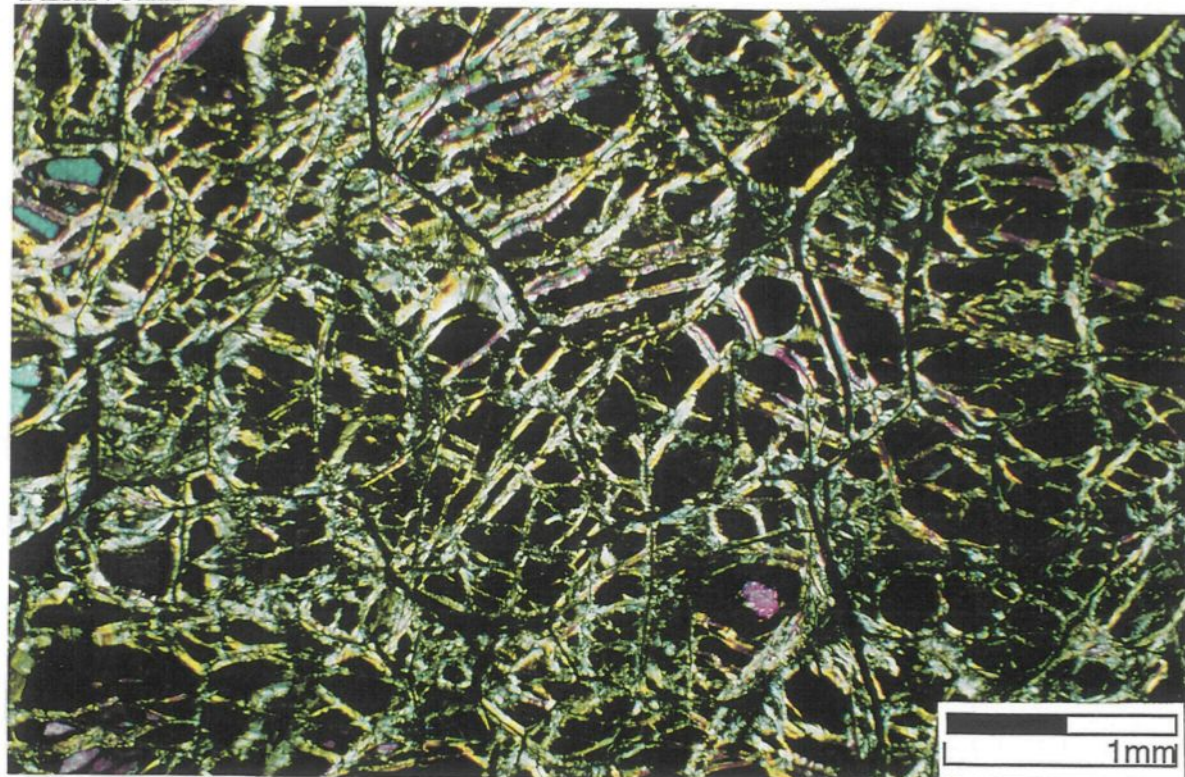


PLANCHE 3b

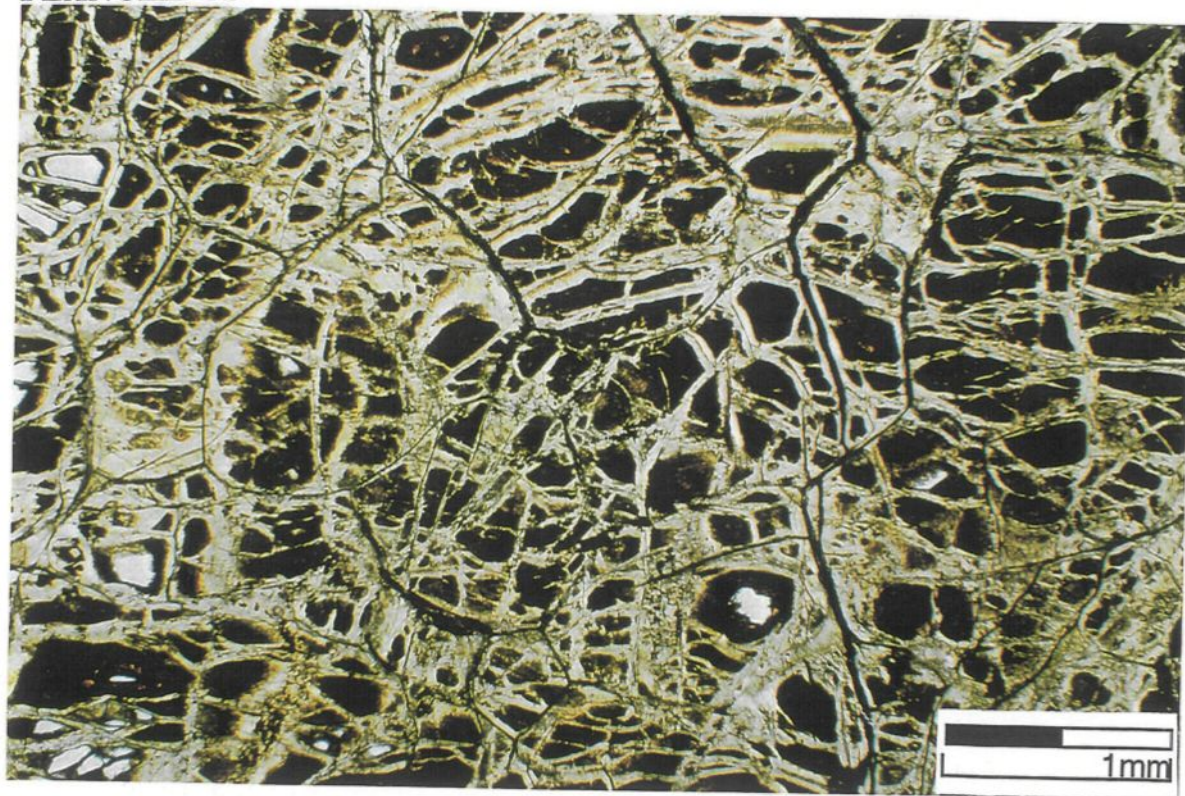


Planche 4: Photomicrographie a) en lumière polarisée, et b) en lumière naturelle, montrant une dunite recoupée par un réseau géométrique de veines remplies de serpentines, de divers oxydes et hydroxydes. Ce réseau de veines se superpose à la serpentinisation hydrothermale à travers les craquelures dans les grains d'olivine (échantillon 249-50-55).

PLANCHE 4a

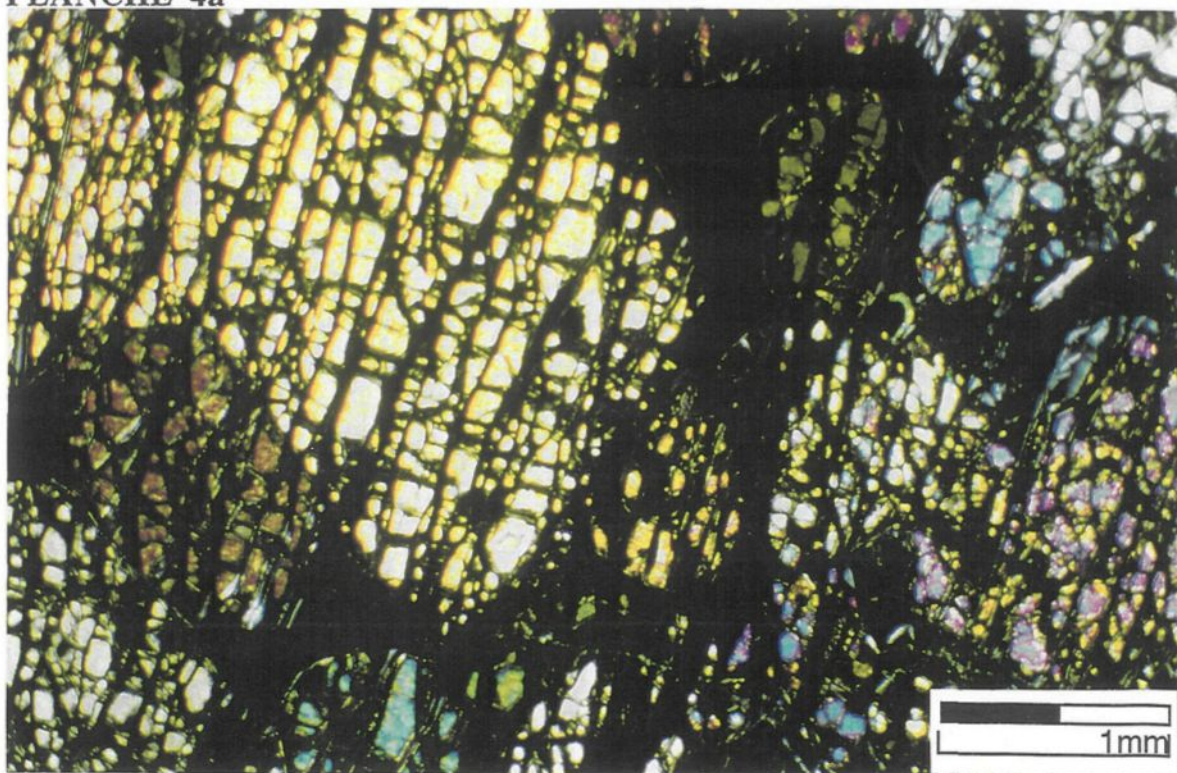
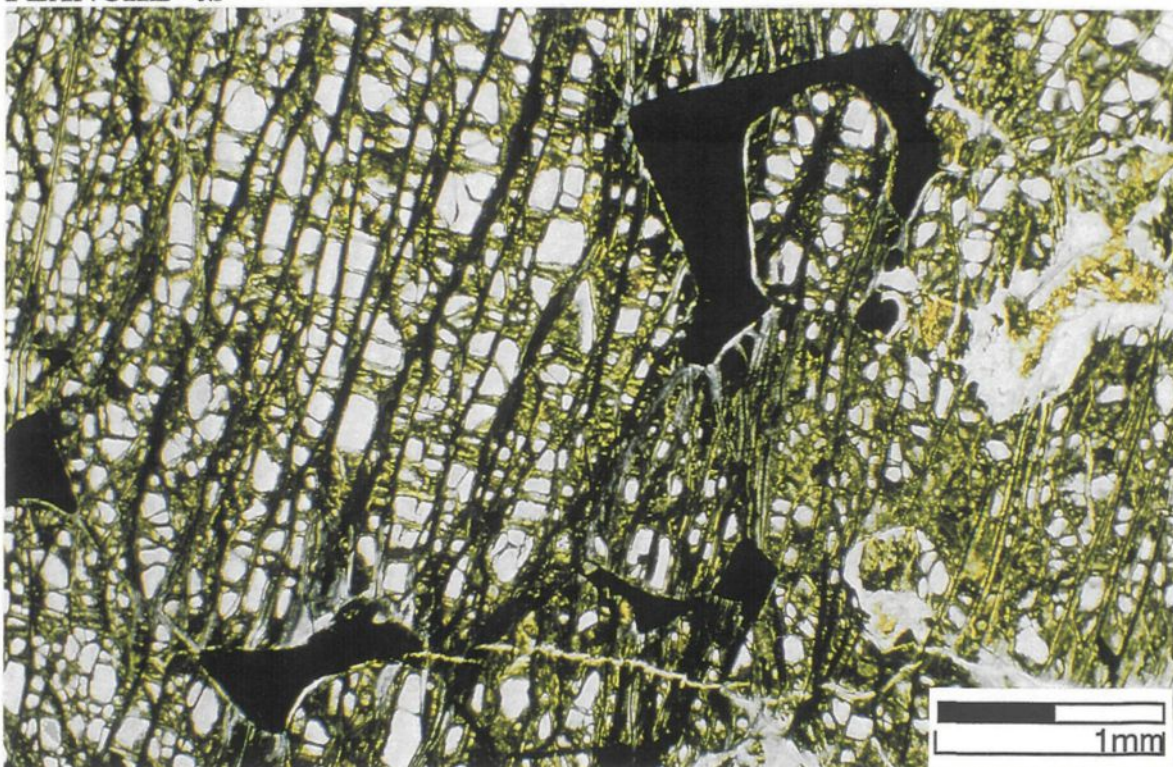


PLANCHE 4b



En général, la serpentinisation de l'olivine est considérée comme un processus d'altération entraînant une augmentation de volume. Ainsi, lorsque l'olivine englobée dans un cristal d'un pyroxène s'altère en serpentine, on assiste à des craquelures qui se développent et traversent le pyroxène-hôte de l'olivine en serpentinisation (planche 5). Ces fissures se remplissent à leur tour de serpentine. Souvent, les craquelures liées à la serpentinisation ne s'étendent pas aux grains de pyroxène qui occupent les espaces interstitiels entre les cristaux d'olivine serpentinisés. Ils sont plutôt recoupés par les craquelures de la deuxième et de la troisième génération, qui sont visiblement liées à un événement tectonique. Du reste, les deux dernières générations de fissures s'avèrent être les plus minéralisées. On observe également la serpentinisation dans les dunites qui suit les déformations tectoniques des cristaux d'olivine. Par endroits, la serpentinisation emprunte deux patrons de fractures qui recoupent plusieurs cristaux d'olivine à la fois, formant un angle de 45° au point d'intersection. On observe ainsi toutes les phases de serpentinisation de l'olivine, depuis la roche faiblement altérée, avec quelques veinules dispersées d'antigorite, jusqu'aux textures où quelques parcelles des grains d'olivine craquelée ont survécu à la serpentinisation, représentant la base de la saprolite (planche 3).

On a recensé dans certains échantillons (235-63-64, 306-43-44), jusqu'à 5 étapes de serpentinisation:

- 1) le premier épisode consiste en serpentinisation à partir des craquelures. Cette étape se termine avec la formation d'un ruban d'antigorite qui remplit la craquelure, ou deux bandes d'antigorite rangées de part et d'autre de la partie centrale de la craquelure. Cette partie centrale est généralement claire limpide à ce stade de serpentinisation, au cours duquel elle sert de canal d'écoulement de solutions et non de déposition des produits d'altération.

Planche 5: Photomicrographie en lumière polarisée d'une harzburgite montrant la texture poeciloblastique. Lorsque l'olivine est englobée dans un pyroxène, sa serpentinisation entraîne une augmentation de volume, provoquant des craquelures remplies de serpentine qui s'étendent dans le pyroxène-hôte (échantillon 306-43-44).

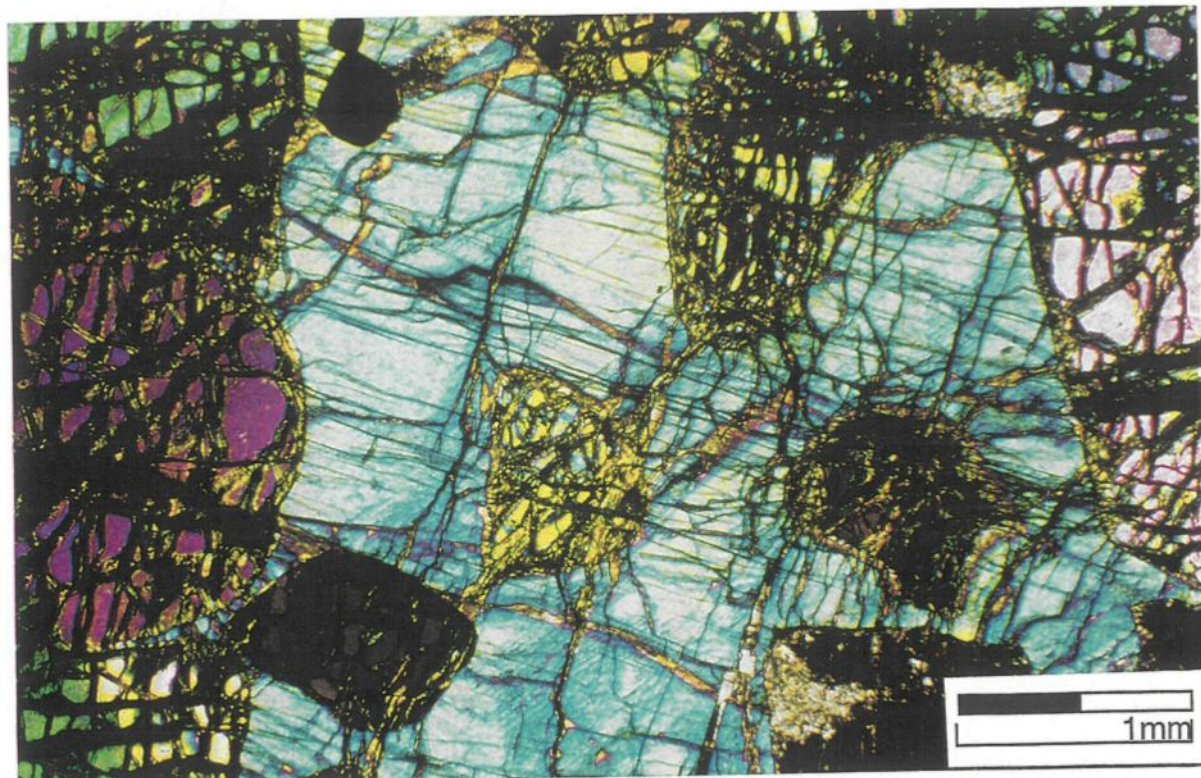


PLANCHE 5

2) la deuxième et la troisième génération de serpentines sont liées aux veinules qui recoupent à la fois plusieurs grains d'olivine et des espaces interstitiels. Ces veinules sont également serpentinisées, mais beaucoup plus minéralisées que la première génération. La rencontre entre ces deux générations de veinules serpentinisées donnent lieu à une accumulation de minéralisation beaucoup plus importante. On pense que la minéralisation aux lieux de jonction entre ces deux générations de veinules serpentinisées est le résultat de la conjugaison des fluides minéralisateurs qu'elles drainaient.

3) la quatrième génération de serpentine est due à l'injection d'autres solutions magnésiennes dans les craquelures qui vont jusqu'à former au moins cinq bandes d'antigorite et de chrysotile fibreuse perpendiculaire aux épontes, de part et d'autre de la partie médiane.

4) la cinquième génération est plutôt liée à l'altération de basse température ayant entraîné une minéralisation en forme de scie ou de dents vers les centres des bandes des anciennes serpentines qui servent d'écoulement des produits mis en solution, ou d'injection de nouvelles solutions, et à l'étape finale d'un front d'avancement d'oxydes et d'hydroxydes qui envahissent et remplacent progressivement les reliques des cristaux d'olivine. La forme dentelée ou en forme de scie montrent souvent une étape avancée de la circulation des fluides minéralisés et une déposition des résidus en place des olivines serpentinisées. L'avancement d'un front de minéralisation du milieu de la craquelure vers le centre des reliques des cristaux d'olivine, en se substituant par occasion à une pure serpentinisation, constitue une nouvelle étape de l'altération à la fois de la serpentine et des reliques d'olivine, conduisant au remplacement des silicates par des oxydes et des hydroxydes, à travers le lessivage progressif du magnésium et de la silice. La dernière étape de serpentinisation recoupe les précédentes et les remobilise, et se trouve être la plus minéralisée.

Les **carbonates** (2-5%) sont essentiellement constituées de magnésite résultant de l'altération des pyroxènes. Elles forment parfois la frange entre les reliques d'olivine et les serpentines. On les retrouve également dans des veines et des fractures qui recoupent les silicates primaires et les sulfures, ainsi que leurs produits d'altération. Elles sont donc tardives, et remplacent souvent les serpentines, comme on peut le voir sur une section transversale d'une veine à la planche 6. Dans la partie centrale de la veine, les serpentines nickélifères et les carbonates forment parfois des textures colloformes concentriques au cœur desquelles pointent des matières amorphes, les **boueurs**. On remarque que le long de la veine, s'accumulent progressivement des oxydes et des hydroxydes de fer, formant ainsi une bande qui récupère tous les éléments difficilement mobilisables.

La **biotite** (0.1- 1 mm; 1-5%) est exclusivement interstitielle, postcumulus, et ne montre que des formes xénomorphes. Elle a beaucoup résisté à l'altération. La biotite est intimement associée aux pyroxènes et à la minéralisation. Elle est parfois le produit d'altération de ces derniers à côté de la serpentine, des carbonates et de la chlorite.

Le **talc** résulte de l'altération précoce des olivines et/ou des serpentines. Parfois, il constitue le produit de transition entre les olivines en décomposition et les serpentines en formation. On le retrouve également en association avec les carbonates dans les fractures et les veines. On pense que l'altération hydrothermale a fait que le CO₂, dégagé par les fluides d'altération se combine avec la serpentine pour former le talc et les carbonates.

Planche 6: Photomicrographie a) en lumière polarisée, et b) en lumière naturelle, montrant une veine recoupant les dunites, remplie d'un mélange de serpentines et de carbonates à structure colloforme (échantillon 235-63-64).

PLANCHE 6a

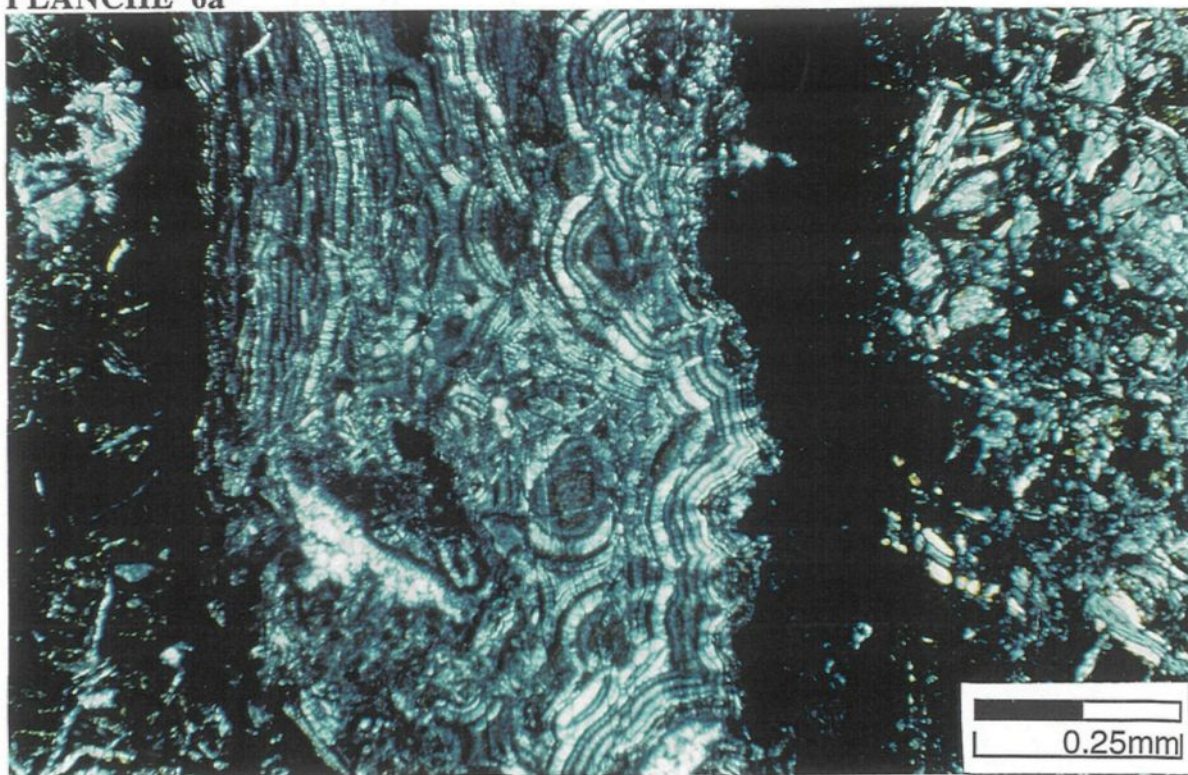


PLANCHE 6b



LES SULFURES

Plus de 90% des sulfures observées occupent les espaces interstitiels entre les cristaux d'olivine et en contrôlent les contours, en épousant leurs formes concaves, triangulaires ou en "Y" (planche 7). Ils se trouvent souvent en association spatiale avec les pyroxènes. Ils sont souvent bréchifiés, altérés, puis remplacés par la magnétite, l'hématite et la maghémite. On observe également des sulfures d'origine hydrothermale en partie ou complètement sur les pyroxènes interstitiels. On retrouve également des néoformations de sulfures (la pentlandite, la chalcopryrite et la pyrite) entre les cristaux d'olivine en serpentinisation et dans les veinules tardives qui les recoupent. Les sulfures non-altérés qui jalonnent les veinules tardives minéralisées forment incontestablement des sulfures secondaires. La plupart des sulfures observés est probablement postcumulus, bien que l'origine hydrothermale soit bien présente pour une bonne partie d'entre eux.

La **pentlandite** (0.1-4 mm) est le minéral sulfuré le plus abondant qui constitue 40% à 50% des sulfures. La pentlandite forme des masses granulaires allotriomorphes, fracturées, altérées, en association avec la chalcopryrite et la pyrrhotine (planche 8). On la retrouve aussi sous formes de rubans discontinus dans les fissures secondaires. On observe rarement des exsolutions de la pentlandite dans la pyrrhotine. La pentlandite est souvent altérée à partir des clivages ou des fissures en violarite et en magnétite, ou en s'entourant d'une bande de maghémite. Elle s'altère également en minéral jaune, la bravoïte, pouvant être confondu avec la chalcopryrite. La bravoïte peut remplacer complètement la pentlandite, mais en garde les plans de clivage.

Planche 7: Photomicrographie en lumière réfléchie d'une harzburgite, montrant que les sulfures occupent souvent les espaces interstitiels entre les cristaux d'olivine, en contrôlant même parfois le contour en épousant leurs formes concaves, triangulaires ou en "Y". La seconde génération de sulfures occupe surtout un réseau de fractures lié à un événement tectonique (échantillon 269-40-45).

Planche 8: Photomicrographie en lumière réfléchie d'une pentlandite allotriomorphe, en association avec la pyrrhotine et la chalcoppyrite, occupant les espaces interstitiels entre les grains d'olivine, ou remplissant les fractures sous forme de rubans, dans un échantillon d'une harzburgite. La pentlandite est souvent altérée à partir des clivages ou des fractures en violarite et magnétite (échantillon 269-40-45).

PLANCHE 7

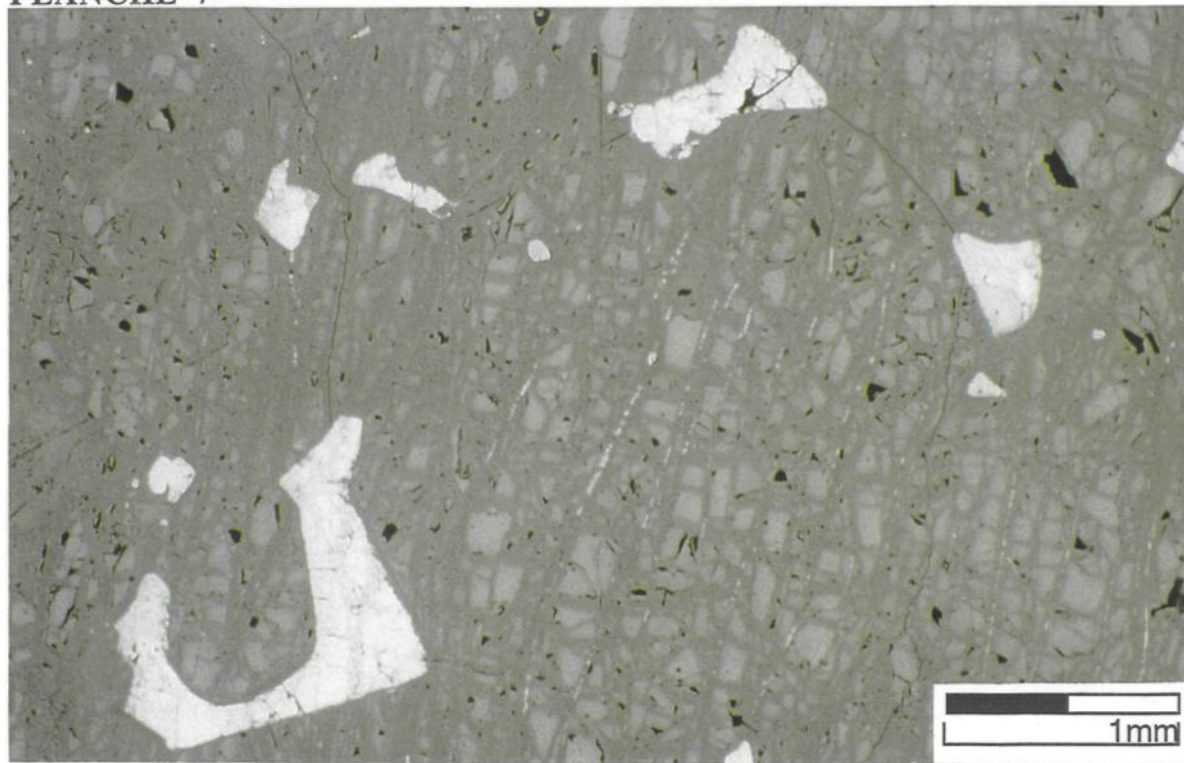
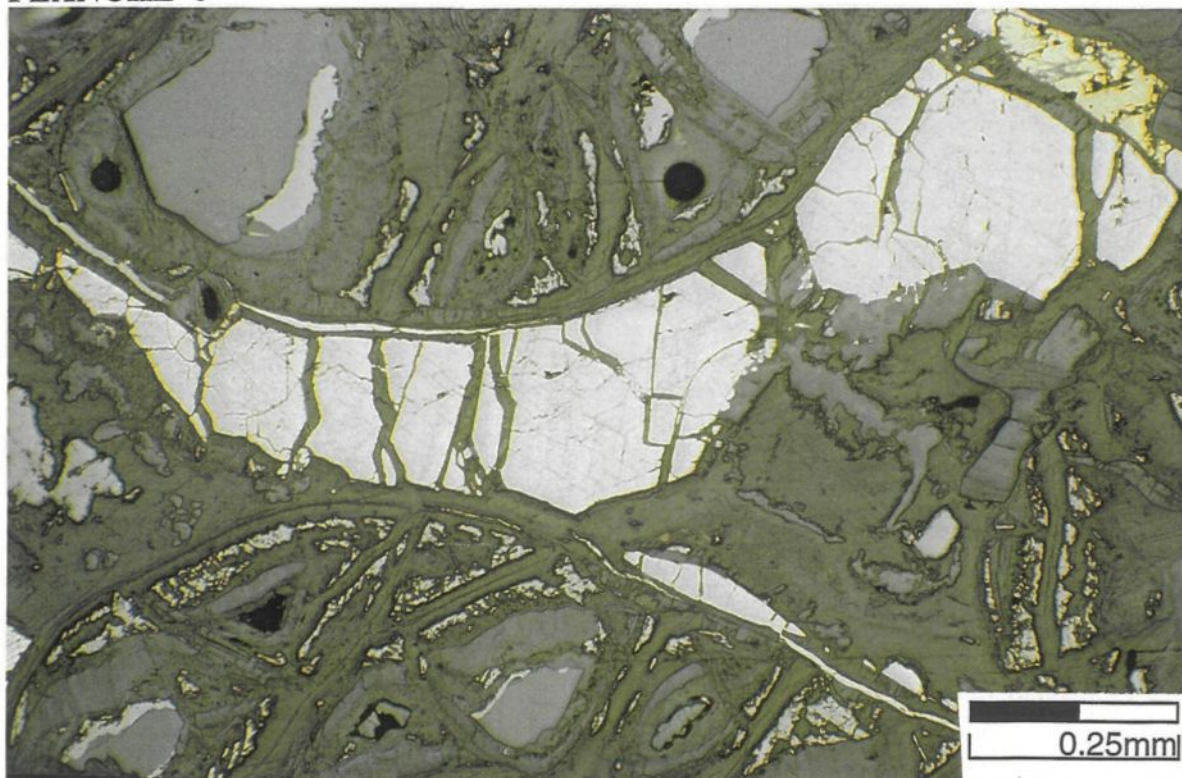


PLANCHE 8



La pentlandite remplace parfois isomorphiquement les pyroxènes à partir des bordures, et l'on peut retrouver des agrégats allotriomorphes de pentlandite formant dans leur ensemble une couronne autour d'une relique de pyroxène. On retrouve également la pentlandite dans les veines sous forme de rubans pouvant atteindre 3 mm de long. Les plans de clivage de la pentlandite sont remplis parfois de pyrite blanche, non-déformée et non altérée. Les agrégats de pentlandite ont subi au moins deux générations de fractures: une ductile et une autre fragile. Les fractures fragiles sont remplies essentiellement de silicates, alors que les fractures ductiles sont bourrées d'oxydes, d'hydroxydes, de bravoïte et de violarite.

La **pyrrhotite** (0.1-2 mm) est formée d'agrégats allotriomorphes souvent isolés, et quelquefois associés avec la pentlandite et la chalcopryrite. Elle montre rarement les exsolutions en flammes de pentlandite. Elle occupe également les espaces interstitiels, les fractures ou les joints, et se rencontre quelquefois en inclusions dans les spinelles. On observe souvent des rubans de pyrrhotite remplissant les veines qui recoupent les dunites.

La **chalcopryrite** (0.01-0.8 mm) constitue près de 15% des sulfures et forment des masses granulaires allotriomorphes en association avec la pentlandite et/ou la pyrrhotite. On la retrouve également sous forme de gouttelettes dans les veinules secondaires, ou sous forme de rubans qui en tapissent les plans médians. Elle s'altère en covellite et en cuprite. En association avec la pentlandite, elle fait partie des sulfures qui parfois se forment sur les pyroxènes dans les espaces interstitiels entre les cristaux d'olivine en serpentinisation.

LES SPINELLES CHROMIFÈRES

Les **spinelles** (0.01-0.6 mm; 2%) présentent des formes arrondies, idiomorphes à hypidiomorphes, rarement xénomorphes. Elles sont souvent regroupées dans les espaces interstitiels entre les grains d'olivine, ou entre les grains d'olivine et les grains de pyroxène, ou en association avec le pyroxène interstitiel (planches 9 et 10). On observe rarement de petites inclusions (\varnothing 0.1 mm) plus ou moins arrondies, disséminées à travers les grains d'olivine. Les plus gros cristaux sont dans les espaces interstitiels en association avec le pyroxène. La plupart restent assez frais, mis à part les couronnes de maghémite qu'ils développent par endroits (planche 11) au fur et à mesure que l'on s'approche de la saprolite. Les spinelles sont quelquefois en relation spatiale, et probablement génétique, avec les sulfures. Ces derniers se retrouvent parfois en inclusions plus ou moins arrondies (\varnothing 0.1 mm) dans les grains de spinelles (planche 12). Les spinelles sont parfois recoupés par le même réseau de fractures fragiles qui recouper la dunite. On observe souvent une formation spontanée de sulfures dans la partie de la fracture qui traverse la chromite (planche 13).

En résumé, les observations pétrographiques suggèrent que l'olivine, les spinelles chromifères, et probablement une partie des sulfures, forment des phases cumulus, alors que le pyroxène cristallise à partir du liquide piégé.

Planche 9: Photomicrographie d'une harzburgite a) en lumière polarisée, b) en lumière naturelle et c) en lumière réfléchie montrant une accumulation de spinelles chromifères aux formes arrondies, idiomorphes à hypidiomorphes, rarement xénomorphes, en association avec les pyroxènes interstitiels (échantillon 269-47).

PLANCHE 9a

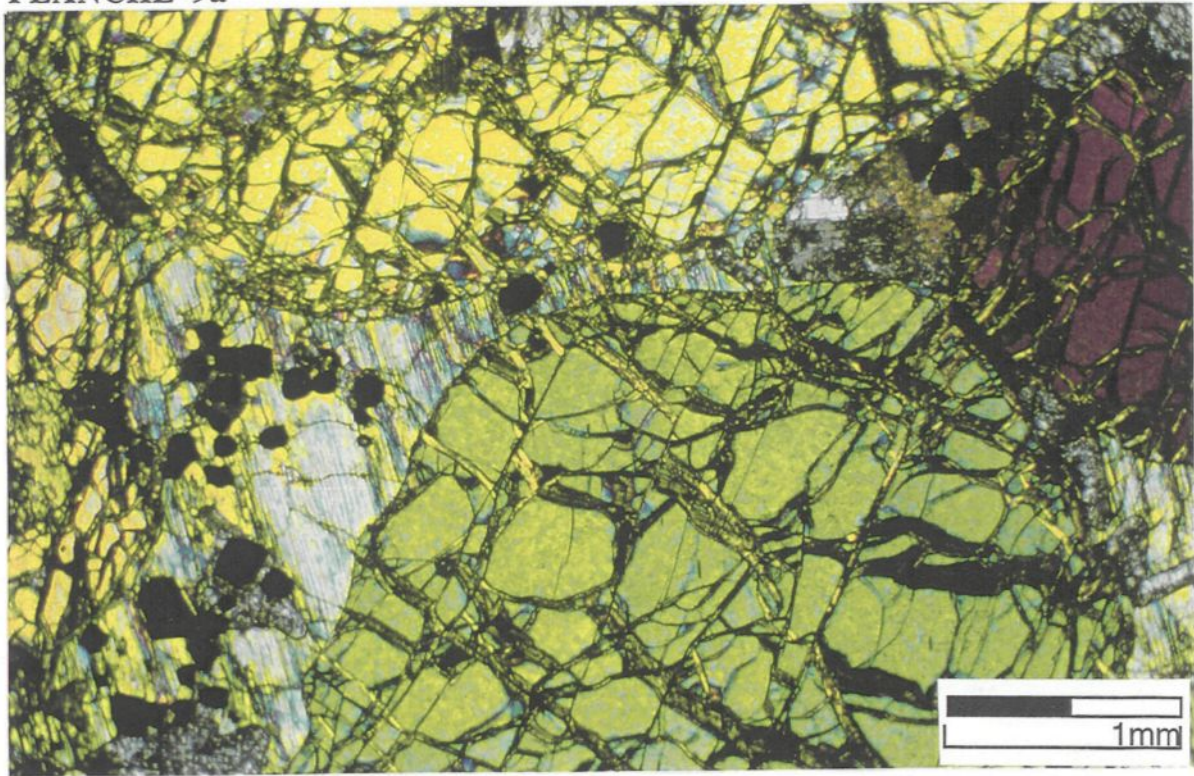


PLANCHE 9b

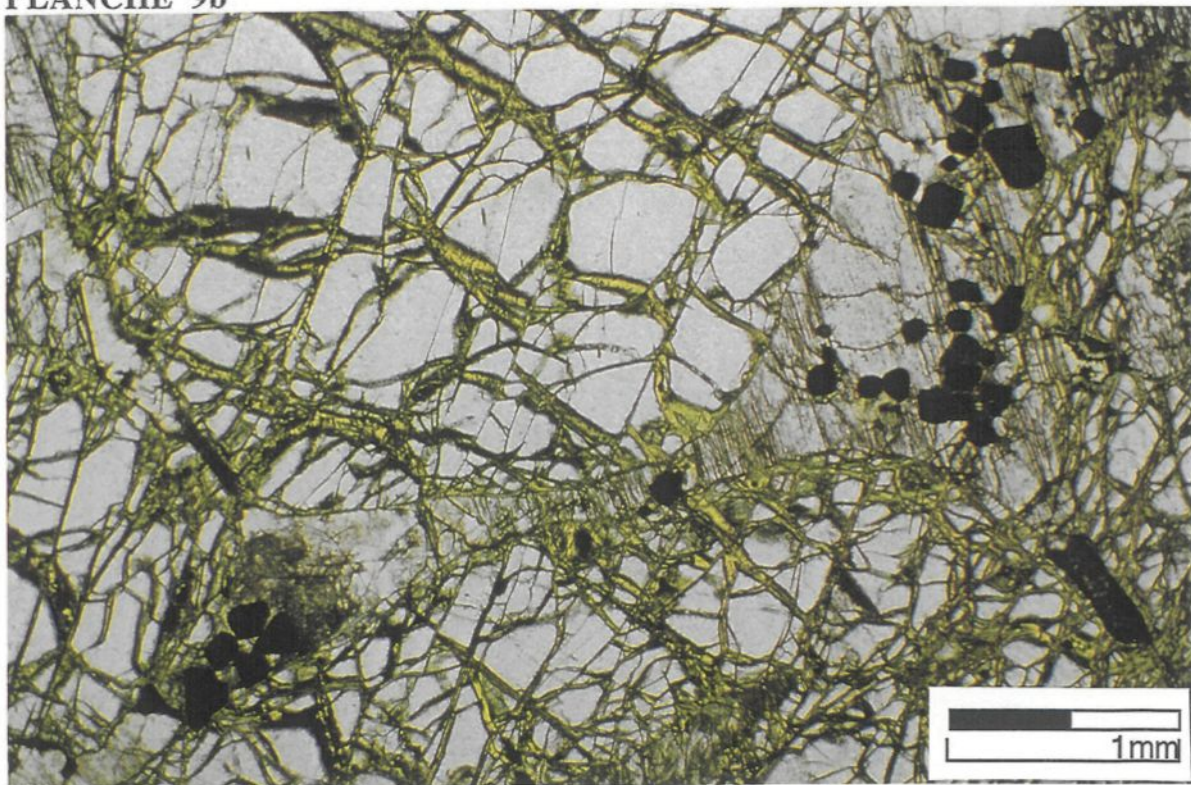


PLANCHE 9c

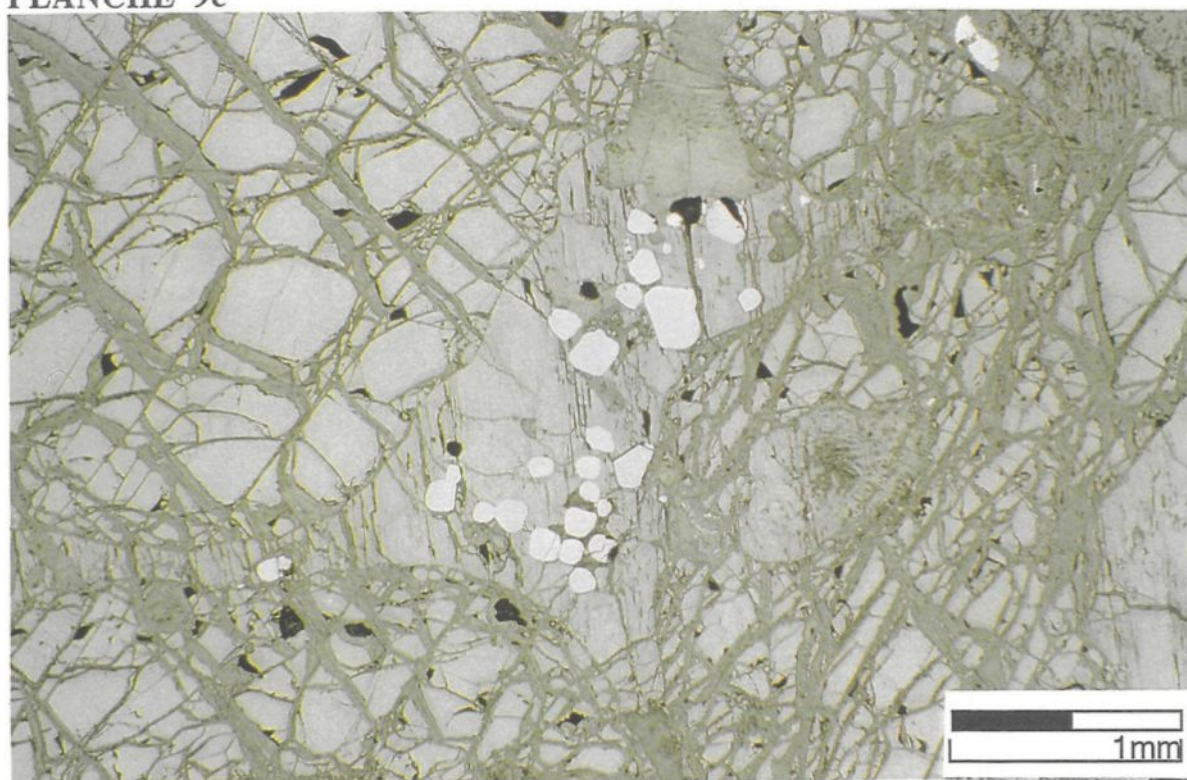


Planche 10: Photomicrographie en lumière réfléchie d'une harzburgite, montrant une population de grains de spinelles chromifères coincés entre les grains d'olivine. On peut observer que le stress tectonique qui affecte la roche a également touché les grains de spinelles (échantillon 306-43-44).

Planche 11: Photomicrographie en lumière réfléchie d'un grain de spinelle chromifère, montrant une couronne de maghémite, dans une harzburgite serpentinisée (échantillon 306-43-44).

PLANCHE 10

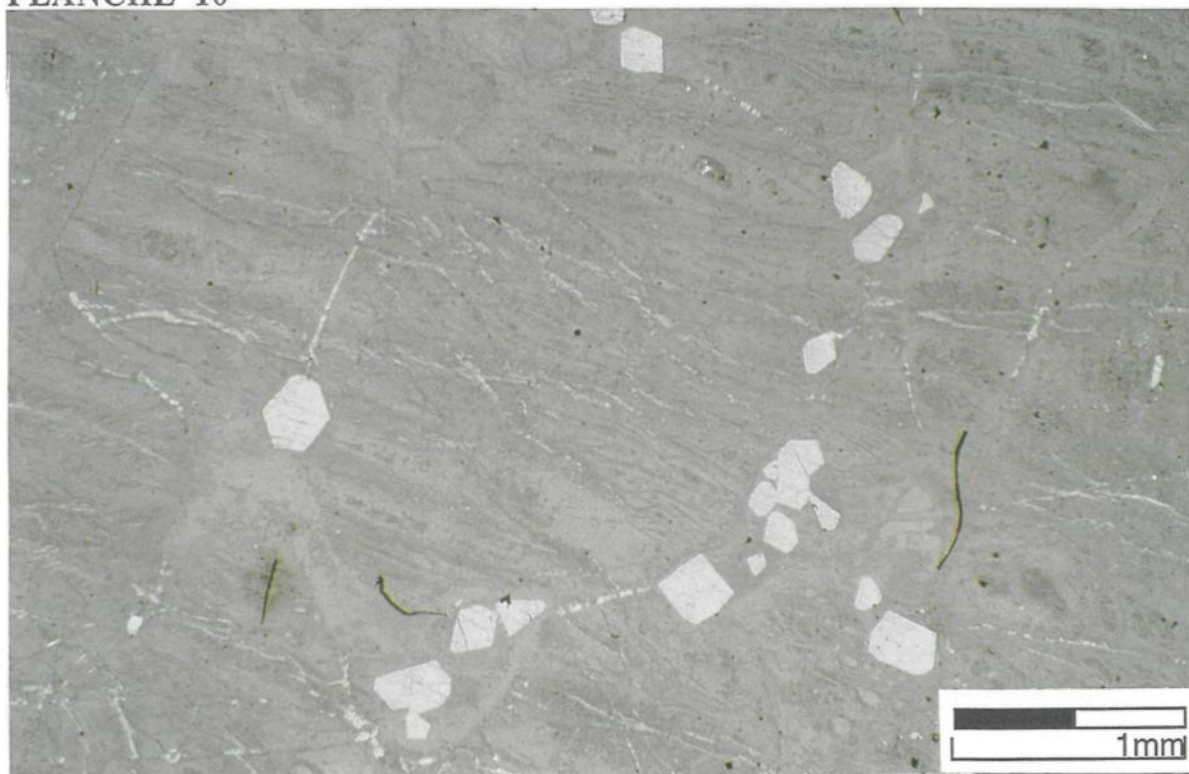


PLANCHE 11

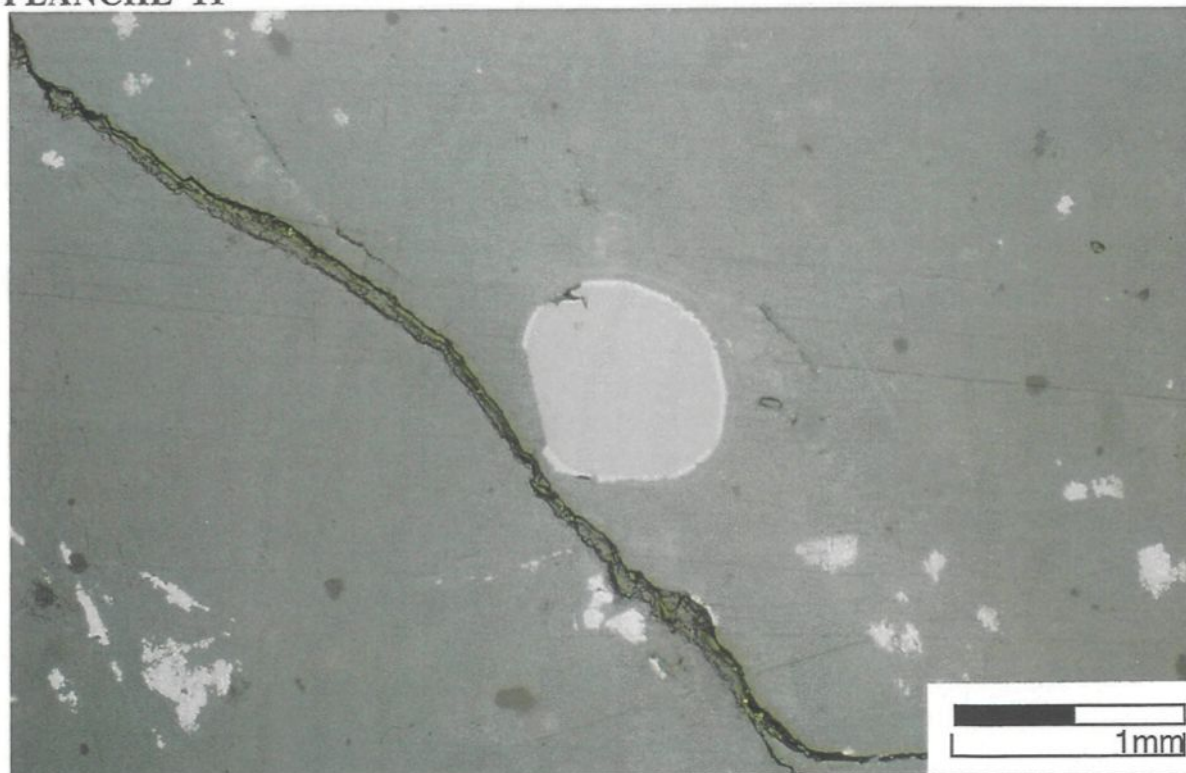


Planche 12: Photomicrographie en lumière réfléchie d'une dunite, montrant une pentandite broyée et une inclusion de pyrrhotite dans un grain de spinelle chromifère (échantillon 249-50-55).

Planche 13: Photomicrographie en lumière réfléchie d'une dunite, montrant la formation de sulfures secondaires à travers les fractures qui recoupent les spinelles (échantillon 249-50-55).

PLANCHE 12

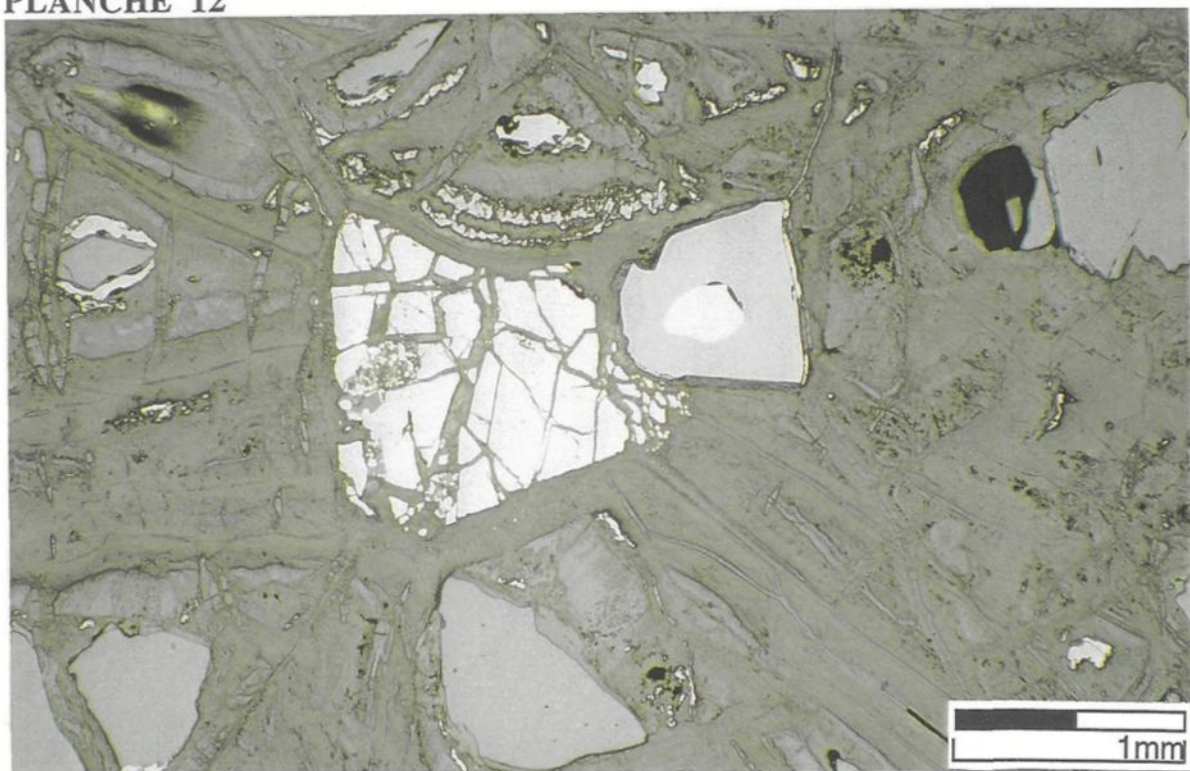
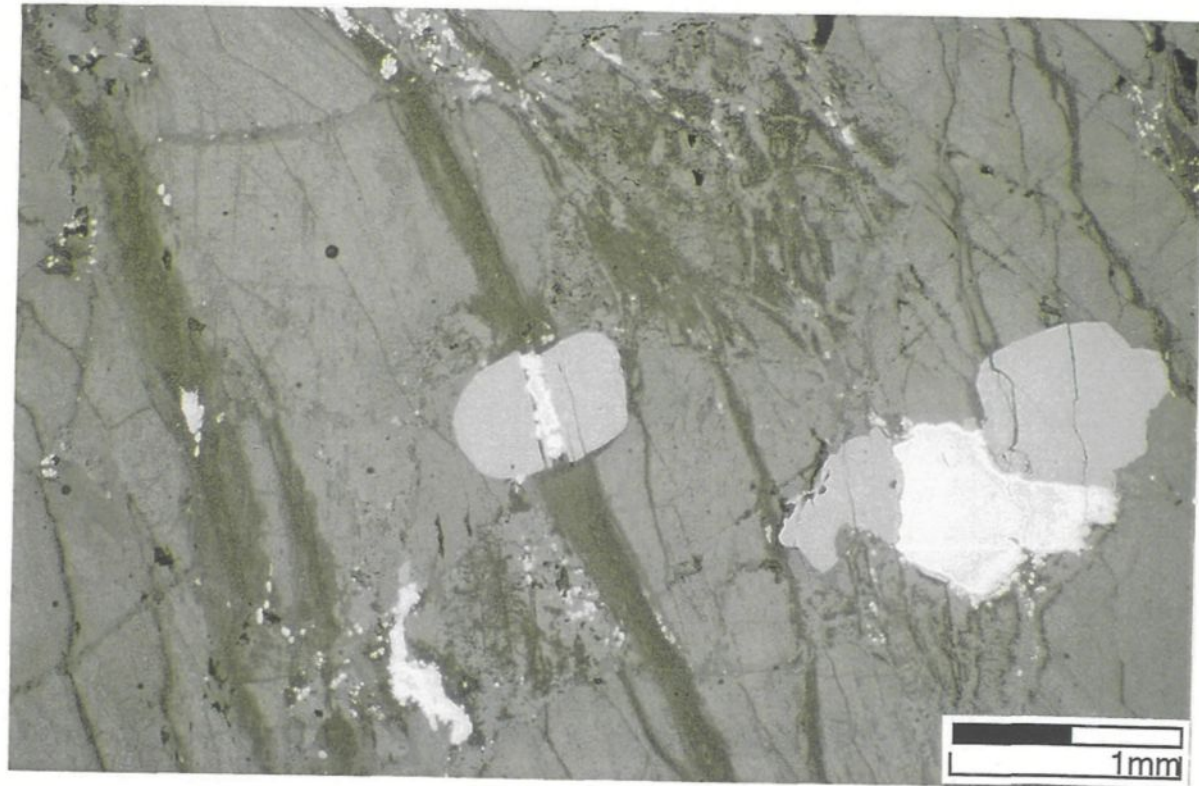


PLANCHE 13



4.3.2 L'unité péridotitique

L'unité péridotitique comprend d'est en ouest les lherzolites de Marumanga (d'après le ruisseau qui sépare les plateaux de Buhinda et de Rubara, appelé également Mukibuye dans les rapports du PNUD 1977), et les péridotites des plateaux de Rubara et Geyuka. La zone de transition entre les sous-plateaux dunitique de Buhinda et péridotitique de Rubara est parfois appelée l'unité lherzolitique de la Marumanga (Deblond 1993). La vallée de Marumanga est essentiellement formée de lherzolites non-déformées, sans aucune structure magmatique particulière. On y observe cependant des mégacristaux de Cpx, mesurant jusqu'à 10 cm de long et 5 cm de large, englobant parfois des cristaux d'olivine et de plagioclase. Contrairement à l'homogénéité des dunites de Buhinda et des lherzolites de Marumanga, les péridotites de Rubara et Geyuka sont caractérisées par de grandes variations pétrographiques, qui s'expriment en une alternance de lherzolites, harzburgites, wehrlites, et webstérites. Nous n'avons pas pu malheureusement avoir des échantillons représentatifs de cette unité, bien que plusieurs forages y aient été exécutés lors de la première phase d'exploration du gisement latéritique de Musongati 1973-1974 (PNUD 1977). Les rapports du PNUD (1977) mentionnent également des teneurs élevées en PGE ($Pt+Pd+Rh = 4.25$ ppm) dans le forage F59, sur l'intervalle compris entre 411 et 418 m, et dont nous n'avons malheureusement pas pu retrouver les échantillons.

Description microscopique

L'examen microscopique de l'unité péridotitique montre la composition minéralogique moyenne suivante: Ol (0.4-8 mm)-35%, Ser-10%, Opx (2-4 mm)-1%, Cpx (2-26 mm)-32%, Pl (0.2-3 mm)-15%, Séricite-2%, Carb-2%, Biotite (1-2 mm; 0.5-1%), Opaques-3%.

Les cristaux d'**olivine** sont cumulus, hypidiomorphes, quelquefois idiomorphes, trapus ou arrondies. La particularité texturale frappante est la prédominance de cristaux hypidiomorphes d'olivine, dont les formes diverses vont de l'habitus prismatique allongé et allongé aux formes arrondies ou trapues, sans montrer aucune orientation particulière. La texture granulaire essentiellement poecilitique est dominante (planche 14). On rencontre souvent des grains d'olivine xénomorphes, englobés dans des grains de clinopyroxène maclé. Les cristaux d'olivine sont altérés en serpentine à partir des craquelures et des fissures tectoniques qui recoupent les cristaux.

Les fractures qui recoupent les minéraux sont de deux générations (planche 15): a) la première est beaucoup plus fine et a laissé des marques sur plusieurs grains; celle-ci est suivie par l'ouralitisation et la carbonatation; on ne voit pas de minéralisation en sulfures liée à cette génération; b) la deuxième génération est plus réduite en nombre de veines, mais celles-ci sont généralement plus larges (0.04- 0.2 mm) que celles de la première génération; les veines de la deuxième génération sont en majorité minéralisées en sulfures et oxydes nickélifères, et recoupent la magnésite et l'ouralite précédemment formées.

On distingue au moins 3 étapes de serpentinisation, même à Marumanga où la roche est relativement fraîche et peu déformée: la première est liée aux craquelures habituelles des cristaux d'olivine, la deuxième et la troisième suivent les fractures qui recoupent la roche et semblent former chacune un réseau de veinules subparallèles. Ces deux dernières étapes de serpentinisation sont accompagnées d'une minéralisation qui oblitère et remplace les serpentines par des oxydes secondaires.

Planche 14: Photomicrographie en lumière polarisée d'une péridotite à plagioclase, montrant une texture granulaire poeciloblastique. Les grains d'olivine serpentinisée et de plagioclase sont englobés dans le pyroxène (MUS-1).

Planche 15: Photomicrographie en lumière naturelle d'une dunite, montrant deux principales générations de microfractures qui recoupent les roches ultramafiques (échantillon 297-27).

PLANCHE 14

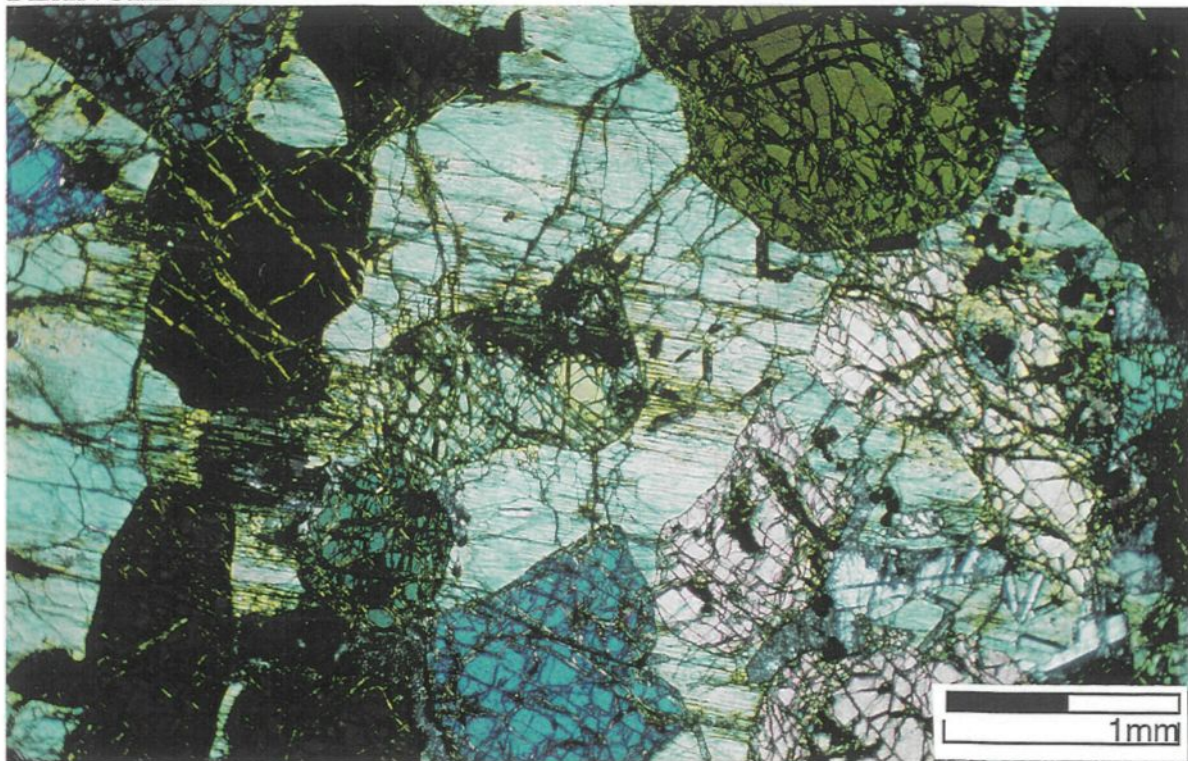
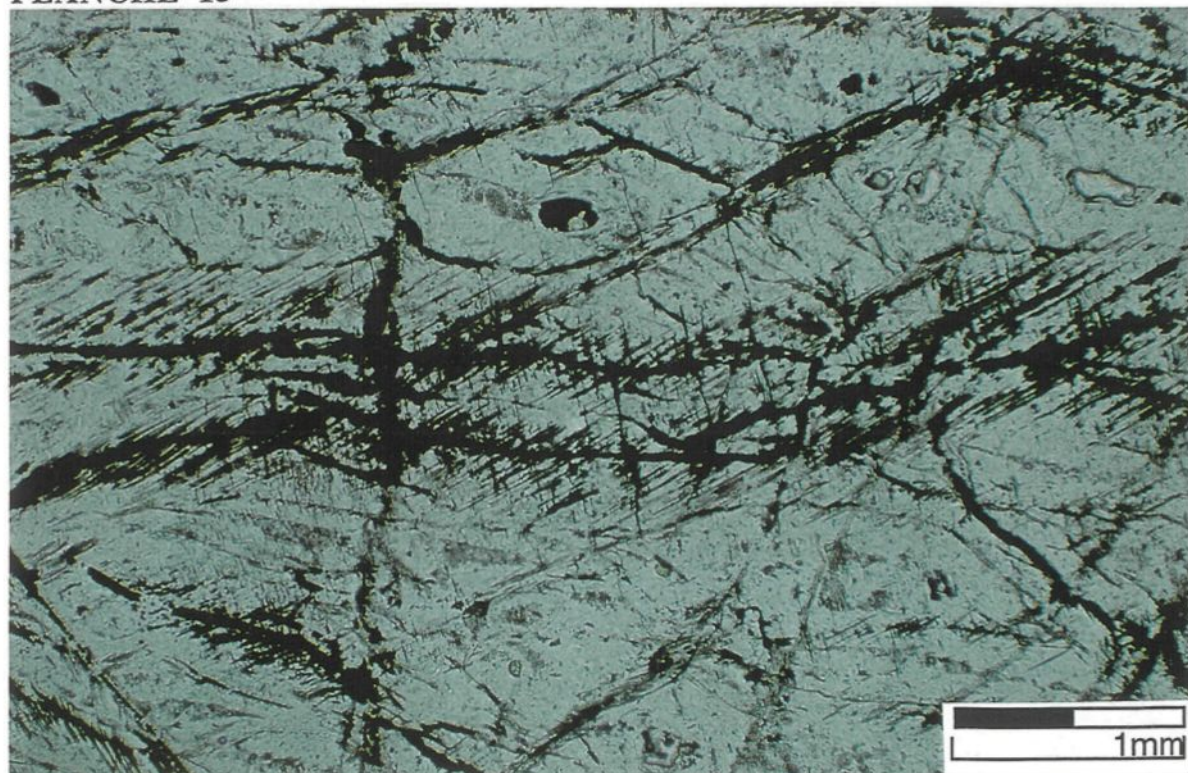


PLANCHE 15



Le **clinopyroxène** est dominé par des cristaux poeciloblastiques qui s'altèrent en magnésite, et qui sont en étroite association avec le plagioclase qui s'altère à son tour en séricite. On observe sur le terrain des mégacristaux de clinopyroxène qui englobent à la fois des grains d'olivine et de plagioclase. Ceci laisse supposer que le plagioclase et l'olivine ont cristallisé avant les pyroxènes. L'apparition du clinopyroxène et du plagioclase de composition labradorite-bytownite suggèrent également une évolution graduelle du magma de Buhinda vers Rubara. Cette évolution est perceptible dans les variations des compositions chimiques du plagioclase dans les péridotites et dans les gabbronorites (voir section 4.3.4).

L'**orthopyroxène** (bronzite) se retrouve également dans les espaces interstitiels, mais il est manifestement moins abondant que le clinopyroxène. Sous l'action des fluides deutériques et/ou météoriques, les cristaux d'orthopyroxène se transforment progressivement en chlorite, en calcite et/ou en ouralite.

Les cristaux de **plagioclase** (labrador-bytownite) idiomorphes peuvent cependant être englobés par le clinopyroxène dérivé du liquide résiduel, bien qu'il occupe souvent les espaces interstitiels et montre des formes xénomorphes. Les grains de plagioclase sont plus altérés que ceux du pyroxène. On les trouve recouverts ou remplacés par des oxydes en masses brunâtres ou grisâtres.

Les **carbonates** forment des agrégats compacts dans les espaces interstitiels, sur les grains de pyroxène ou de plagioclase, ou dans les microfractures. La magnésite se manifeste sous forme de masses sur la serpentine résultant elle-même de l'altération de l'olivine et de l'orthopyroxène. Ces agrégats s'altèrent à leur tour en limonite et talc. La magnésite est très connue dans les milieux hydrothermaux, ce qui expliquerait son association étroite avec les

pyroxènes plutôt qu'avec les olivines moins touchées par la circulation des liquides résiduels et hydrothermaux.

La **biotite** est relativement fréquente, quoique en petites quantités, dans les espaces interstitiels. On pense qu'elle est le résultat de la cristallisation fractionnée du magma, dont les liquides résiduels devenaient de plus en plus riches en Fe^{2+} et K^+ , entraînant l'apparition de la biotite et du clinopyroxène ferro-magnésien dans les interstices.

Les **minéraux opaques** primaires sont formés de pentlandite (0.03-0.8 mm), pyrrhotine (0.1-1.5 mm), chalcopryrite (0.05-0.8 mm), spinelles (0.1-0.5 mm), arséniures (0.05-0.3 mm), ainsi que les oxydes et les hydroxydes de fer. Les minéraux opaques sont constitués d'une part de minéraux cryptocristallins secondaires, des oxydes et des hydroxydes essentiellement associés aux serpentines; et d'autre part par des sulfures primaires ou secondaires, et des spinelles associés aux pyroxènes interstitiels ou parfois aux joints entre les cristaux d'olivine.

Les **sulfures** et les **spinelles** sont essentiellement concentrés dans les espaces interstitiels en association avec les plages de pyroxène ou de plagioclase, entre les bordures des silicates interstitiels postcumulus et les grains d'olivine cumulus, quelquefois entre les grains d'olivine et rarement sous forme d'inclusions dans les cristaux d'olivine. On observe également des sulfures secondaires dans les veines et veinules qui recoupent la roche. Dans les microfractures, les sulfures sont souvent logés dans la partie centrale, sous forme de rubans ou de traînées disséminées, ou au milieu des autres minéralisations secondaires et dont ils épousent la forme rubanée et allongée.

Contrairement à la prédominance de la pentlandite observée dans l'unité dunitique de Buhinda, la pyrrhotite constitue le minéral sulfuré le plus abondant dans les unités

péridotitiques de Rubara et Geyuka. Elle est formée d'agrégats granulaires allotriomorphes, souvent altérées en magnétite, hématite et maghémite. La pentlandite se présente sous forme de plages granulaires indépendantes ou associés avec la pyrrhotine, ou avec la chalcopryrite, ou les trois à la fois. Il n'y a pratiquement pas de lamelles d'exsolution de pentlandite dans la pyrrhotite. L'intercroissance pentlandite-chalcopryrite-bravoïte est cependant très prononcée. La pentlandite est souvent altérée en violarite et en bravoïte. Les spinelles sont idiomorphes, parfois hypidiomorphes, peu altérés en magnétite en maghémite.

On rencontre des **arséniures** surtout dans l'unité péridotitique de Rubara. Elles forment des plages granulaires hypidiomorphes, à l'intérieur des agrégats de pyrrhotine (planche 16), et montrent des variétés de couleur allant de gris clair, à blanc. À côté de la pentlandite, les arséniures sont de couleur blanc éclatant. On les observe souvent en association étroite avec les plages de Po-Pn-Cp (planche 17). On peut supposer une formation des arséniures par exsolution à partir d'une solution solide monosulfuré riche en arsenic. Les veines qui recoupent les spinelles montrent un remplissage prononcé de sulfures arsénifères, ce qui laisse suggérer également qu'une partie des arséniures pourrait être d'origine hydrothermale et contemporaine à la serpentinisation.

En résumé, les observations pétrographiques suggèrent que l'olivine, les spinelles chromifères et parfois le plagioclase constituent des phases cumulus. Le pyroxène cristallise des liquides captés interstitiels.

Planche 16: Photomicrographie en lumière réfléchie d'une harzburgite, montrant un grain de niccolite dans la pyrrhotite (échantillon 58-136).

Planche 17: Photomicrographie en lumière réfléchie d'une harzburgite, montrant une association des sulfures (pentlandite et chalcopryrite) et des arséniures (maucherite) (échantillon 58-136).

PLANCHE 16

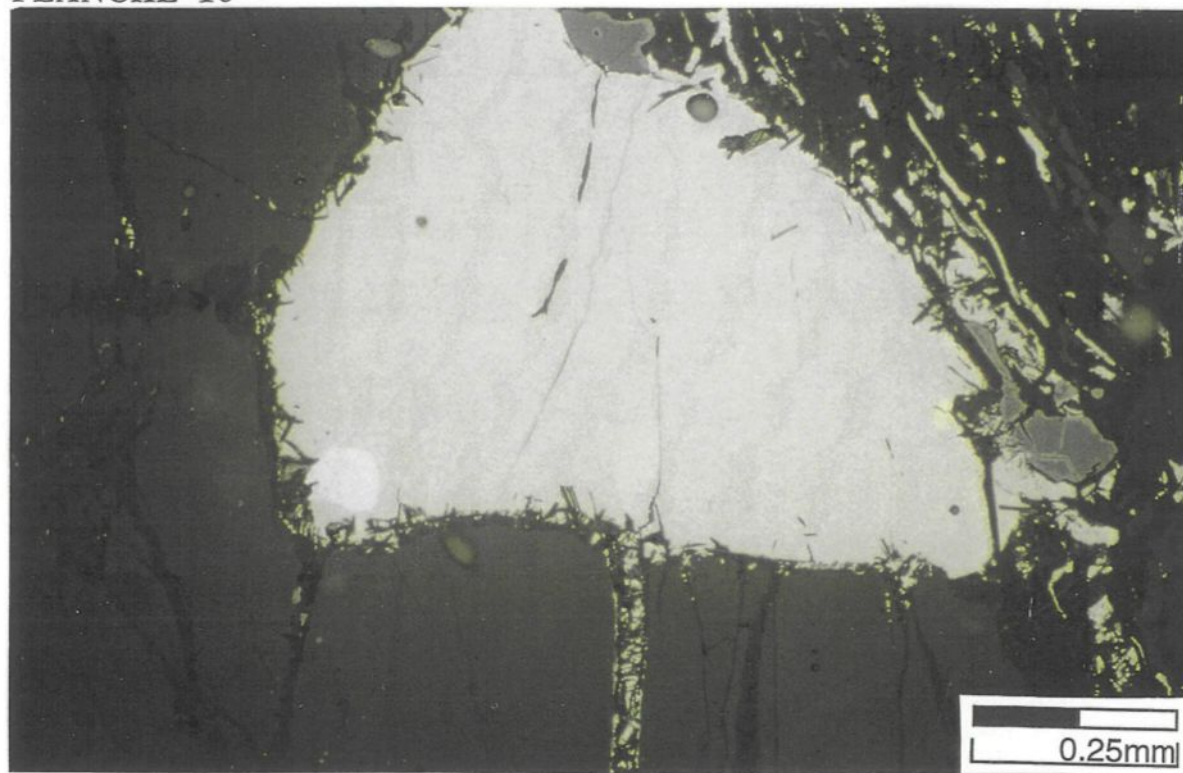
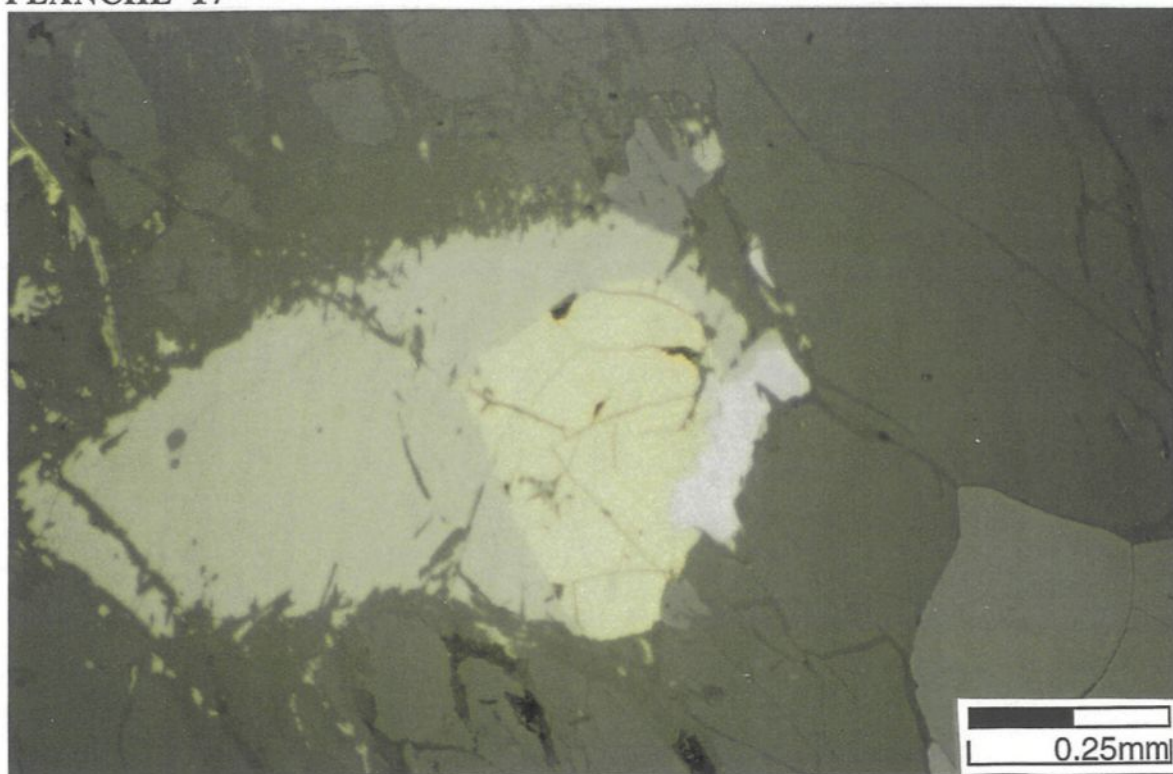


PLANCHE 17



4.3.3 L'unité mafique

La pétrographie de l'unité gabbronoritique a été décrite en détail par Deblond (1993), sous la dénomination de zone basique subdivisée en sous-zones et en unités pétrographiques. Dans notre étude pétrographique des unités mafiques, nous nous sommes limités à un échantillon de norite de Mwiriba (BD-23), deux échantillons de norite de Makakwe (BD-21 et BD-22), un échantillon du massif anorthosito-noritique de Macu (BD-24), un échantillon de gabbronorite de Buhoro (BD-25). L'emplacement des échantillons est indiqué sur la carte géologique du complexe de Musongati à la figure 3.1.

4.3.3.1 Norites de Mwiriba et Makakwe

Les norites de Mwiriba et Makakwe sont leucocrates, massives, non-déformées et à granularité moyenne (planche 18). On observe une faible linéation magmatique à Mwiriba, tandis qu'une foliation N-S est bien exprimée à Makakwe. Les affleurements de Makakwe montrent également des alternances de lits riches en minéraux mafiques avec des lits riches en plagioclase. Les lits à prédominance de plagioclase sont plus homogènes, montrant souvent une linéation des minéraux de plagioclase qui suit plus ou moins celle des pyroxènes, bien que ces derniers soient plus allongés. On observe également des enclaves de blocs de roches plus claires qui suivent la foliation des pyroxènes. On suppose que ces blocs représentent l'encaissant emporté dans la cheminée lors de la cristallisation. L'examen microscopique montrent les compositions minéralogiques suivantes: Pl (0.2-3 mm; 50-70%), Opx (0.2-8 mm; 25-46%), Cpx (0.4-1 mm; 1-3%), Bi (\varnothing 8 mm; 0.5-1%); Chl (\varnothing 1 mm; 0.5-1%), Séricite (\varnothing < 1 mm; 1-4%), Opaques-1%. Les cristaux de plagioclase souvent séricitisés se présentent sous forme de plaquettes polysynthétiques, en majorité hypidiomorphes, parfois

automorphes, montrant une linéation minérale à peine perceptible. De petits cristaux de plagioclase (\varnothing 0.4 mm), idiomorphes ou subautomorphes, présentant des fois des couronnes de réaction, se retrouvent souvent englobés à l'intérieur des oïcocrysts d'orthopyroxène, affichant par là une texture micropoecilitique dans une norite dominée par une texture hypidiomorphe granulaire. Ceci suppose un processus de refroidissement et de cristallisation suffisamment lent et par lequel, les minéraux ont été ségrégués par des processus de différenciation gravitationnelle. L'orthopyroxène et le plagioclase cristallisent en même temps, et parfois dans l'ordre Pl-Opx-Cpx-Chl-Sér.

Les grains de pyroxène sont prismatiques, allongés, idiomorphes ou hypidiomorphes, rarement xénomorphes. Les cristaux ne sont ni zonés, ni maclés. On n'a pas observé de lamelles d'exsolution. Presque tous les grains ont des bordures altérées en ouralite, minéral fibreux de couleur pâle. L'ouralite est spatialement associée aux plans de clivage, et surtout aux bordures qui offrent l'accès et la possibilité de circulation aux fluides hydrothermaux, par les espaces interstitiels entre les minéraux. L'ouralite est produite par l'hydratation des cristaux de pyroxènes, en formant essentiellement des franges réactionnelles aux bordures. La composition chimique de l'ouralite est proche de celle du hornblende. La linéation magmatique est beaucoup plus nette en observant les grains de l'orthopyroxène qui sont souvent allongés dans une même direction. Les grains de clinopyroxène montrent des cristaux xénomorphes, avec des bordures faiblement altérées en ouralite. Ils sont de très petite taille (\varnothing 0.6 mm), et ne représentent en moyenne que 0.5% des échantillons.

Les **minéraux opaques** sont essentiellement formés de pyrrhotine (0.3-1 mm), de pentlandite (0.05-0.1 mm), et de chalcoppyrite (0.01-0.2 mm), de magnétite et d'hématite. À Mwiriba, ces sulfures se retrouvent dans les minéraux de plagioclase ou de pyroxène sans qu'il se manifeste une préférence particulière. À Makakwe, la plupart des sulfures sont situés

entre les grains de pyroxène et de plagioclase, entre les cristaux de plagioclase et parfois au sein des cristaux d'orthopyroxène. Le principal minéral sulfuré est la pyrrhotite montrant des exsolutions de pentlandite sous forme de flammes, à partir des bordures ou directement à l'intérieur des agrégats granulaires allotriomorphes dont il est constitué. Elle s'altère en bordure en covellite. La pyrrhotite se trouve aussi parfois en association avec la chalcopyrite. Celle-ci se trouve également dispersée à travers les microfractures qui traversent les grains d'orthopyroxène par endroits. On n'observe pas de spinelles dans les norites analysées. La magnétite et l'hématite (<0.15 mm) sont essentiellement disséminées dans les cristaux d'orthopyroxène.

4.3.3.2 Gabbronorites de Macu et de Buhoro

Les gabbronorites de Macu ont été étudiées à partir des échantillons récoltés sur affleurements de la colline de Macu (ou Macumu), en face de Geyuka, à 2 km de la vallée de la rivière de Gihehe et à 1600 m d'altitude (BD-24). Les gabbronorites de Buhoro ont été observées à 2 km de l'école de Ruhanza, vers la mission catholique de Buhoro (BD-25). Ce sont des roches massives et homogènes, moyennement grenues, formées de plagioclase, de pyroxène, avec près de 1% de sulfures disséminés. Les minéraux de plagioclase montrent des formes prismatiques allongées, qui ensemble avec le pyroxène affichent une lamination magmatique de la roche gabbronoritique. À Buhoro, le pyroxène montre souvent des mégacristaux de plus de 10 cm de long.

L'analyse microscopique montre les compositions minéralogiques moyennes suivantes: Pl (0.2-3 mm)-55%, Opx (0.4-2.5 mm)-25%, Cpx (Ø 0.4 mm)-15%, Bi (Ø 2 mm)-1%, Chl-1%, Opaques-1%, Quartz < 0.5%. Les échantillons représentent une

gabbronorite de structure granulaire, avec une nette foliation magmatique, et sans aucune fracturation ou influence tectonique.

Le plagioclase montre de grandes lattes polysynthétiques, hypidiomorphes à idiomorphes, souvent allongées et rectangulaires. Les grains de pyroxène sont prismatiques, souvent allongés et maclés, parfois arrondis, avec des sections octaédriques bien caractéristiques. Les formes observées sont hypidiomorphes à xénomorphes. On rencontre souvent des exsolutions lamellaires de clinopyroxène dans l'orthopyroxène. L'orthopyroxène est toujours plus altéré que le clinopyroxène (pigeonite) (planche 19). Dans les mégacristaux (poeciloblastes) d'orthopyroxène, on peut retrouver à la fois des cristaux de clinopyroxène et de plagioclase automorphes englobés. Le pyroxène s'altère facilement en magnésite, tandis que les grains de plagioclase s'altèrent en séricite.

Les **minéraux opaques** sont formés de pyrrhotine (0.09-0.5 mm), de pentlandite (0.01-0.1 mm) et de chalcopyrite (~ 0.01 mm). Ils constituent des agrégats granulaires allotriomorphes, entre les grains de plagioclase ou au sein des grains de pyroxène. Les plages de sulfures les plus larges sont surtout associées aux plages de l'orthopyroxène. On observe également quelques petits grains de sulfures au sein des grains de plagioclase. Presque tous les grains de pyrrhotite présentent des exsolutions de pentlandite en forme de flammes dentelées. La chalcopyrite se trouve souvent associée à la pyrrhotite et à la pentlandite dans les mêmes agrégats granulaires allotriomorphes.

Planche 18: Photomicrographie en lumière polarisée d'une norite de Mwiriba (échantillon BD-23), montrant une foliation à travers l'alignement des grains de plagioclase et d'orthopyroxène.

Planche 19: Photomicrographie en lumière polarisée d'un gabbro-norite de Macu (échantillon BD-24), montrant des grains d'orthopyroxène zébrés avec des lamelles d'exsolution de clinopyroxène (pigeonite). Le clinopyroxène est également souvent maclé.

PLANCHE 18

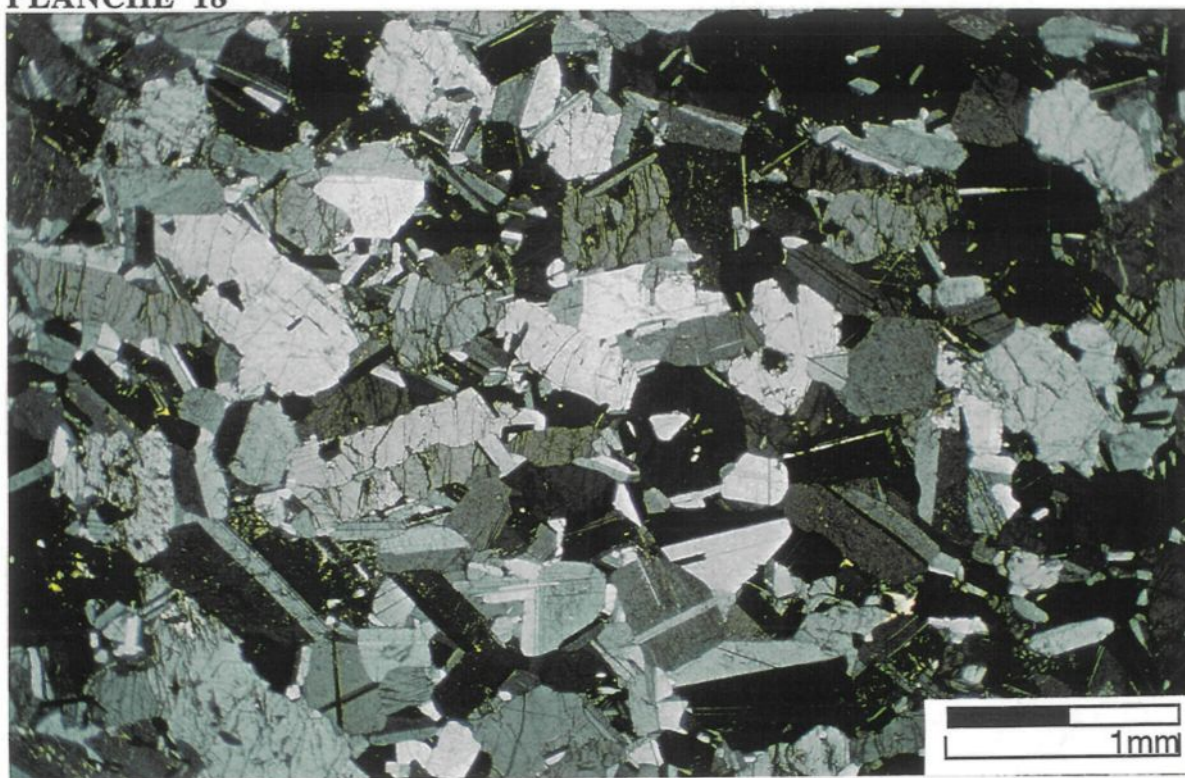
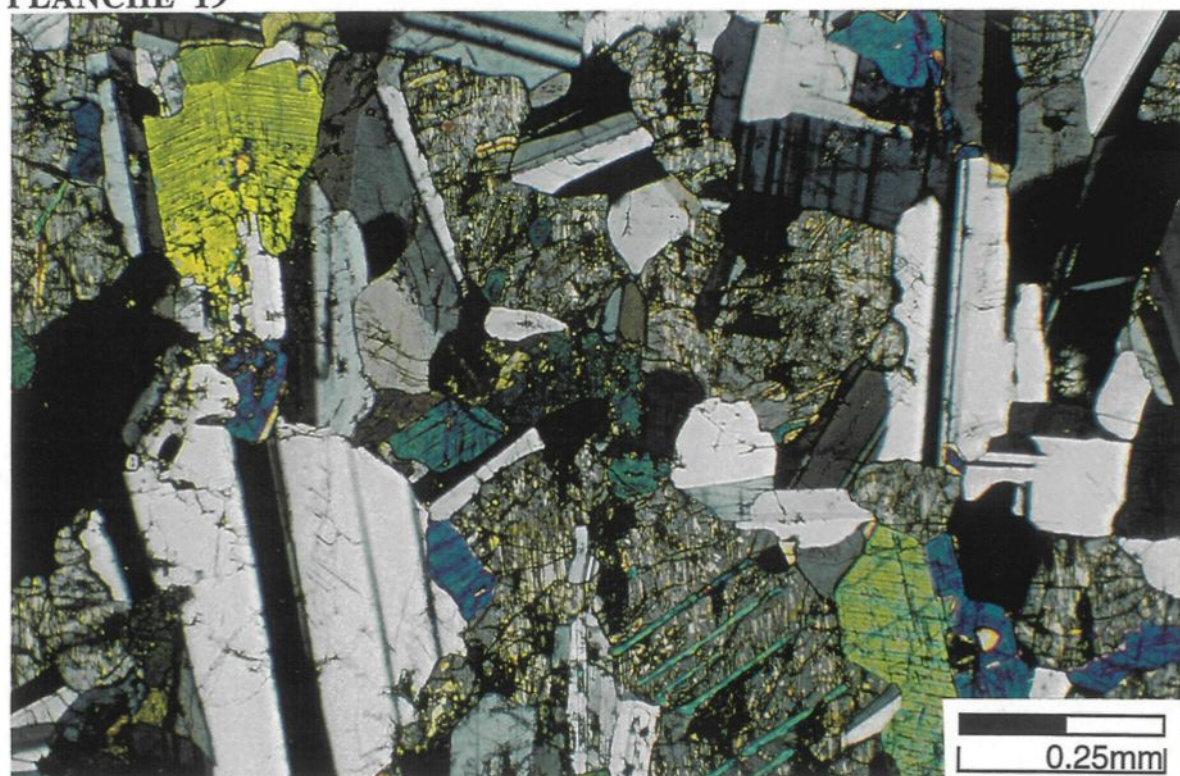


PLANCHE 19



4.3.4 Composition chimique des phases silicatées primaires

Parallèlement à l'évolution chimique globale des unités lithologiques ou pétrographiques du complexe de Musongati, nous avons étudié l'évolution chimique des phases silicatées telles que l'olivine, le clinopyroxène, l'orthopyroxène et le plagioclase, à l'aide des analyses à la microsonde électronique.

Au sein de l'unité dunitique de Buhinda, les teneurs en forstérite des cristaux d'olivine analysés montrent de faibles variations qui se situent entre 87.6 et 88.6 %Fo (tableau 4.1a). L'unité péridotitique montre à son tour des variations de 82.5 à 86.3%Fo. L'olivine est plus magnésienne au niveau des dunites et ses concentrations en FeO augmentent progressivement aux niveaux sus-jacents. Par contre, les concentrations en nickel diminuent au fur et à mesure que l'on passe des dunites aux péridotites. Les cristaux d'olivine englobés dans les oïcocrysts de pyroxènes enregistrent les plus fortes concentrations en nickel pouvant atteindre en moyenne 0.25% NiO.

Les compositions chimiques du clinopyroxène montrent un Mg# qui décroît fortement des dunites aux péridotites, et varie de 92.3 à 86.9 (tableau 4.1b). De façon similaire, Cr₂O₃ varie de 1.22% dans les dunites à 0.78% dans les péridotites. Les teneurs en Na₂O, TiO₂ et Al₂O₃ augmentent généralement des dunites aux péridotites, et le niveau de leurs moyennes indique que les grains de clinopyroxène sont sodiques, titanifères et plus ou moins alumineux par rapport aux autres minéraux mafiques. Leurs concentrations en Cr₂O₃ sont stables sur toute la zone ultramafique (les unités dunitique et péridotitique) et montrent des variations des moyennes entre 1.09 et 1.14.

Tableau 4.1: Composition chimique des phases silicatées du complexe de Musongati

a) Composition chimique de l'olivine

No For./Échant.	247-150	247-150	247-150	247-120-138	247-120-138	247-120-138	Mus-1	Mus-1	59-431-432	59-431-432	59-431-432	61-261-262
Type de roche	dunite	dunite	dunite	dunite	dunite	dunite	péridotite à Pl	péridotite à Pl	harzburgite	harzburgite	harzburgite	harzburgite
Localisation	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Marumanga	Marumanga	Rubara	Rubara	Rubara	Geyuka
No analyses	1	2	3	1	2	3	1	2	1	2	3	1
SiO ₂ (%pds)	41.05	41.08	40.90	40.86	41.85	41.26	40.10	40.41	40.85	40.32	40.76	40.88
FeO	11.57	11.61	11.84	10.93	11.15	10.92	16.60	15.72	13.10	13.09	13.59	13.42
MgO	47.12	47.44	46.84	47.70	47.56	47.51	44.04	43.54	45.17	45.95	46.05	45.74
MnO	0.13	0.17	0.13	0.13	0.12	0.19	0.14	0.23	0.20	0.20	0.10	0.15
NiO	0.16	0.16	0.17	0.24	0.26	0.23	0.08	<0.05	0.24	0.19	0.25	0.15
Total	100.03	100.46	99.88	99.86	100.94	100.11	100.96	99.90	99.56	99.75	100.75	100.34
Formule structurale calculée sur base de 4 oxygènes												
Si	1.01	1.01	1.01	1.01	1.02	1.01	1.00	1.02	1.02	1.01	1.01	1.01
Fe	0.24	0.24	0.24	0.23	0.23	0.22	0.35	0.33	0.27	0.27	0.28	0.28
Mg	1.73	1.74	1.73	1.75	1.73	1.74	1.64	1.63	1.68	1.71	1.70	1.69
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	2.99	2.99	2.99	2.99	2.98	2.99	3.00	2.98	2.98	2.99	2.99	2.99
%Fe	87.89	87.92	87.58	88.61	88.37	88.58	82.54	83.15	86.00	86.22	85.79	85.86

Tableau 4.1 (suite): Composition chimique des phases silicatées du complexe de Musongati

a) Composition chimique de l'olivine (suite)

No For./Echant.	61-261-262	61-261-262	61-261-262	61-261-262	61-261-262	61-261-262	61-261-262	61-261-262	61-261-262	61-261-262
Type de roche	harzburgite	harzburgite	harzburgite	harzburgite	harzburgite	harzburgite	harzburgite	harzburgite	harzburgite	harzburgite
Localisation	Geyuka	Geyuka	Geyuka	Geyuka	Geyuka	Geyuka	Geyuka	Geyuka	Geyuka	Geyuka
No analyses	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂ (%pds)	40.57	40.67	40.69	40.45	40.23	40.46	40.77	40.12	40.80	40.50
FeO	13.36	13.27	13.18	13.35	13.37	13.58	12.98	13.59	13.22	13.20
MgO	45.70	45.60	45.84	45.63	45.70	45.46	45.85	45.90	45.50	45.79
MnO	0.14	0.21	0.09	0.14	0.13	0.20	0.16	0.20	0.23	0.18
NiO	0.15	0.14	0.15	0.09	0.19	0.12	0.13	0.19	0.15	0.16
Total	99.92	99.89	99.95	99.66	99.62	99.82	99.89	100.00	99.90	99.83
Formule structurale calculée sur base de 4 oxygènes										
Si	1.01	1.01	1.01	1.01	1.01	1.01	1.01	1.00	1.02	1.01
Fe	0.28	0.28	0.27	0.28	0.28	0.28	0.27	0.28	0.28	0.28
Mg	1.70	1.69	1.70	1.70	1.70	1.69	1.70	1.71	1.69	1.70
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	2.99	2.99	2.99	2.99	2.99	2.99	2.99	3.00	2.98	2.99
%Fo	85.91	85.96	86.11	85.90	85.90	85.64	86.29	85.75	85.98	86.08

Tableau 4.1: Composition chimique des phases silicatées du complexe de Musongati

b) Composition chimique du clinopyroxène

No For./Échant.	247-150	247-150	247-150	247-150	59-431-432	59-431-432	59-431-432	59-431-432	59-431-432	59-431-432	59-431-432
Type de roche	dunite	dunite	dunite	dunite	harzburgite	harzburgite	harzburgite	harzburgite	harzburgite	harzburgite	harzburgite
Localisation	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Rubara	Rubara	Rubara	Rubara	Rubara	Rubara	Rubara
No analyses	1	2	3	4	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂ (%pds)	52.73	52.76	51.11	52.95	52.91	52.00	50.81	53.05	53.35	52.21	52.79
TiO ₂	0.33	0.38	0.31	0.33	0.44	0.62	0.20	0.49	0.31	0.40	0.50
Al ₂ O ₃	3.01	3.15	4.25	3.90	2.87	2.82	4.07	2.99	2.98	3.03	2.95
FeO	3.57	2.84	4.08	3.42	4.32	3.65	3.52	3.87	4.98	4.68	3.99
MgO	17.64	18.96	20.63	17.87	16.75	18.51	18.78	17.04	18.58	20.92	16.83
MnO	0.09	0.14	0.11	0.15	<0.06	<0.07	0.14	0.17	0.14	0.17	0.15
CaO	22.07	21.53	17.94	21.71	22.47	20.86	20.30	22.12	19.90	17.59	22.94
Na ₂ O	0.30	0.42	0.30	0.34	0.46	0.49	0.42	0.47	0.39	0.38	0.46
Cr ₂ O ₃	1.15	1.09	1.11	1.22	1.08	0.97	1.29	1.20	1.07	1.01	1.26
Total	100.89	101.27	99.84	101.89	101.30	99.92	99.53	101.40	101.70	100.39	101.87
Formule structurale calculée sur base de 6 oxygènes											
Si	1.91	1.89	1.86	1.89	1.91	1.90	1.86	1.91	1.91	1.89	1.90
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Al	0.13	0.13	0.18	0.16	0.12	0.12	0.18	0.13	0.13	0.13	0.13
Fe	0.11	0.09	0.12	0.10	0.13	0.11	0.11	0.12	0.15	0.14	0.12
Mg	0.95	1.01	1.12	0.95	0.90	1.01	1.02	0.92	0.99	1.13	0.90
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
Ca	0.86	0.83	0.70	0.83	0.87	0.82	0.80	0.85	0.76	0.68	0.89
Na	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
Cr	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.04
Total	4.01	4.03	4.04	4.01	4.01	4.03	4.04	4.01	4.01	4.04	4.02
Mg#	89.80	92.25	90.01	90.30	87.36	90.04	90.48	88.70	86.93	88.85	88.26
%En	49.60	52.50	57.50	50.36	47.41	52.06	53.01	48.39	51.95	57.65	47.21
%Wo	44.62	42.86	35.95	43.99	45.73	42.18	41.19	45.17	40.01	34.85	46.27
%Fs	5.78	4.63	6.56	5.65	6.86	5.76	5.80	6.44	8.04	7.50	6.52

Tableau 4.1 (suite): Composition chimique des phases silicatées du complexe de Musongati:

b) Composition chimique du clinopyroxène (suite)

No For./Échant.	59-431-432	61-261-262	61-261-262	61-261-262	61-261-262	61-261-262	61-261-262
Type de roche	harzburgite	harzburgite	harzburgite	harzburgite	harzburgite	harzburgite	harzburgite
localisation	Rubara	Geyuka	Geyuka	Geyuka	Geyuka	Geyuka	Geyuka
No analyses	8	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	52.14	52.96	53.61	53.18	52.94	52.45	51.87
TiO ₂	1.08	0.50	0.47	0.55	0.28	0.40	0.34
Al ₂ O ₃	3.70	2.55	2.39	2.57	3.05	2.90	3.27
FeO	3.90	4.05	3.71	3.54	3.64	3.50	3.83
MgO	16.62	16.74	16.55	16.73	16.48	17.26	18.02
MnO	0.09	0.12	0.09	0.10	0.09	0.11	0.14
CaO	22.75	23.36	23.21	22.99	23.25	22.62	21.33
Na ₂ O	0.65	0.42	0.45	0.47	0.39	0.35	0.41
Cr ₂ O ₃	0.78	1.05	1.07	1.15	1.32	1.02	0.94
Total	101.71	101.75	101.55	101.28	101.44	100.61	100.15
Formule structurale calculée sur base de 6 oxygènes							
Si	1.88	1.91	1.93	1.92	1.91	1.91	1.89
Ti	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Al	0.16	0.11	0.10	0.11	0.13	0.12	0.14
Fe	0.12	0.12	0.11	0.11	0.11	0.11	0.12
Mg	0.89	0.90	0.89	0.90	0.89	0.93	0.98
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.88	0.90	0.90	0.89	0.90	0.88	0.83
Na	0.05	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03
Cr	0.02	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03
Total	4.02	4.02	4.01	4.01	4.01	4.02	4.03
Mg#	88.36	88.05	88.83	89.39	88.97	89.78	89.34
%En	47.19	46.66	46.79	47.39	46.70	48.55	50.64
%Wo	46.45	46.81	47.18	46.82	47.37	45.75	43.10
%Fs	6.36	6.53	6.03	5.79	5.93	5.70	6.26

Tableau 4.1: Composition chimique des phases silicatées du complexe de Musongati:

c) Composition chimique de l'orthopyroxène

No For./Échant.	247-120-138	247-120-138	247-120-138	247-120-138	247-120-138	247-120-138	59-431-432	59-431-432	59-431-432	59-431-432	59-431-432	61-261-262
Type de roche	dunite	dunite	dunite	dunite	dunite	dunite	harzburgite	harzburgite	harzburgite	harzburgite	harzburgite	harzburgite
Localisation	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Rubara	Rubara	Rubara	Rubara	Rubara	Geyuka
No analyses	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	1
SiO ₂	54.97	54.82	52.55	55.16	55.05	55.31	56.69	56.68	57.25	57.19	56.94	56.47
TiO ₂	0.35	0.32	0.39	0.34	0.32	0.26	0.37	0.25	0.20	0.20	0.22	0.16
Al ₂ O ₃	0.99	0.95	3.00	1.06	0.89	0.99	1.61	1.48	1.13	1.14	1.29	1.65
FeO	16.29	16.09	15.26	16.20	16.36	16.80	8.73	8.47	8.46	8.23	8.72	8.20
MgO	25.29	25.45	24.85	25.50	25.62	25.60	31.99	32.09	32.25	32.33	32.10	31.16
MnO	0.30	0.25	0.35	0.31	0.33	0.28	0.19	0.21	0.20	0.25	0.18	0.18
CaO	2.35	1.95	2.66	2.21	1.98	1.97	0.80	0.84	0.97	0.98	1.04	1.88
Cr ₂ O ₃	0.22	0.28	0.25	0.21	0.27	0.28	0.43	0.39	0.22	0.35	0.19	0.60
Total	100.76	100.11	99.31	100.99	100.82	101.49	100.81	100.41	100.68	100.67	100.68	100.30
Formule structurale calculée sur base de 6 oxygènes												
Si	1.98	1.98	1.92	1.98	1.98	1.98	1.96	1.97	1.98	1.98	1.97	1.97
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
Al	0.04	0.04	0.13	0.04	0.04	0.04	0.07	0.06	0.05	0.05	0.05	0.07
Fe	0.49	0.49	0.47	0.49	0.49	0.50	0.25	0.25	0.24	0.24	0.25	0.24
Mg	1.36	1.37	1.35	1.36	1.37	1.37	1.65	1.66	1.66	1.67	1.66	1.62
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ca	0.09	0.08	0.10	0.09	0.08	0.08	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.07
Cr	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
total	3.99	3.98	4.00	3.99	3.99	3.99	3.99	3.99	3.99	3.99	3.99	3.99
Mg#	73.45	73.81	74.37	73.72	73.62	73.09	86.72	87.10	87.17	87.50	86.77	87.13
%En	69.69	70.65	69.95	70.14	70.36	69.94	85.14	85.42	85.30	85.54	84.82	83.73
%Wo	4.66	3.89	5.38	4.37	3.91	3.87	1.53	1.61	1.84	1.86	1.98	3.63
%Fs	25.66	25.46	24.67	25.49	25.73	26.19	13.33	12.97	12.86	12.60	13.20	12.64

Tableau 4.1 (suite): Composition chimique des phases silicatées du complexe de Musongati:

c) Composition chimique de l'orthopyroxène (suite)

No For./Échant.	61-261-262	61-261-262	61-261-262	61-261-262	61-261-262	61-261-262	BD-22	BD-22	BD-22	BD-22	BD-22	BD-22
Type de roche	harzburgite	harzburgite	harzburgite	harzburgite	harzburgite	harzburgite	norite	norite	norite	norite	norite	norite
Localisation	Geyuka	Geyuka	Geyuka	Geyuka	Geyuka	Geyuka	Makakwe	Makakwe	Makakwe	Makakwe	Makakwe	Makakwe
No analyses	2	3	4	5	6	7	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	56.68	56.34	56.52	55.83	56.01	56.04	54.13	55.35	55.42	54.95	55.25	54.57
TiO ₂	0.16	0.19	0.22	0.19	0.09	0.12	0.29	0.37	0.26	0.29	0.27	0.08
Al ₂ O ₃	1.55	1.15	1.71	1.69	1.97	1.94	2.66	1.14	1.27	1.55	1.35	2.01
FeO	8.50	8.34	8.21	7.74	8.10	9.10	13.27	14.25	14.19	14.61	15.49	14.22
MgO	31.52	31.37	31.06	30.56	30.68	31.38	26.13	26.59	27.01	26.72	26.59	26.54
MnO	0.26	0.21	0.17	0.23	0.21	0.19	0.25	0.20	0.19	0.28	0.25	0.19
CaO	1.44	1.28	1.71	2.65	2.29	0.98	1.92	2.02	1.72	2.07	1.48	1.05
Cr ₂ O ₃	0.43	0.37	0.63	0.73	0.82	0.82	0.51	0.45	0.37	0.39	0.37	0.50
Total	100.54	99.25	100.23	99.62	100.17	100.57	99.16	100.37	100.43	100.86	101.05	99.16
Formule structurale calculée sur base de 6 oxygènes												
Si	1.97	1.98	1.97	1.96	1.96	1.95	1.95	1.98	1.98	1.96	1.97	1.97
Ti	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
Al	0.06	0.05	0.07	0.07	0.08	0.08	0.11	0.05	0.05	0.07	0.06	0.09
Fe	0.25	0.25	0.24	0.23	0.24	0.27	0.40	0.43	0.42	0.44	0.46	0.43
Mg	1.63	1.64	1.61	1.60	1.60	1.63	1.40	1.42	1.44	1.42	1.41	1.43
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ca	0.05	0.05	0.06	0.10	0.09	0.04	0.07	0.08	0.07	0.08	0.06	0.04
Cr	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
total	3.99	3.99	3.98	3.99	3.99	3.99	3.98	3.98	3.98	3.99	3.99	3.98
Mg#	86.86	87.02	87.08	87.56	87.10	86.00	77.82	76.88	77.23	76.52	75.36	76.88
%En	84.11	84.58	83.96	82.73	82.94	84.13	74.45	73.55	74.37	73.07	72.87	75.01
%Wo	2.76	2.48	3.32	5.16	4.45	1.89	3.93	4.02	3.41	4.07	2.92	2.13
%Fs	13.12	12.94	12.72	12.11	12.61	13.98	21.62	22.43	22.22	22.86	24.21	22.86

Tableau 4.1 (suite): Composition chimique des phases silicatées du complexe de Musongati:

d) Composition chimique du plagioclase

No For./Échant.	59-431-432	59-431-432	59-431-432	59-431-432	59-431-432	59-431-432	BD-22	BD-22	BD-22	BD-22	BD-24	BD-24	BD-24	BD-24
Type de roche	harzburgite	harzburgite	harzburgite	harzburgite	harzburgite	harzburgite	norite	norite	norite	norite	gabbro-norite	gabbro-norite	gabbro-norite	gabbro-norite
Localisation	Rubara	Rubara	Rubara	Rubara	Rubara	Rubara	Makakwe	Makakwe	Makakwe	Makakwe	Macu	Macu	Macu	Macu
No analyses	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	1	2	3	4
SiO ₂	48.35	49.05	48.94	48.56	48.96	49.22	48.67	48.07	48.38	48.54	47.96	48.49	47.87	47.98
Al ₂ O ₃	32.23	33.05	32.77	33.18	32.79	32.8	33.73	33.91	33.81	33.42	33.62	33.85	33.17	33.49
CaO	15.66	16.73	16.71	16.66	16.69	16.56	17.03	17.6	17.86	17.22	17.28	17.33	17.19	17.34
Na ₂ O	2.09	1.79	1.83	1.8	1.91	1.96	1.51	1.29	1.29	1.39	1.6	1.38	1.65	1.31
Total	98.33	100.62	100.25	100.2	100.35	100.54	100.94	100.87	101.34	100.57	100.46	101.05	99.88	100.12
Formule structurale calculée sur base de 32 oxygènes														
Si	8.97	8.91	8.92	8.86	8.92	8.94	8.81	8.73	8.75	8.83	8.75	8.78	8.78	8.77
Al	7.05	7.08	7.04	7.14	7.04	7.03	7.20	7.26	7.21	7.16	7.23	7.23	7.17	7.22
Ca	3.11	3.26	3.26	3.26	3.26	3.22	3.30	3.42	3.46	3.36	3.38	3.36	3.38	3.40
Na	0.75	0.63	0.65	0.64	0.67	0.69	0.53	0.45	0.45	0.49	0.57	0.48	0.59	0.46
Si + Al	16.02	15.98	15.97	16.00	15.96	15.97	16.02	15.99	15.96	15.99	15.98	16.00	15.96	15.99
Ca + Na	3.86	3.89	3.91	3.89	3.93	3.92	3.83	3.88	3.91	3.85	3.94	3.85	3.97	3.86
%An	80.55	83.78	83.46	83.65	82.84	82.36	86.17	88.29	88.44	87.25	85.65	87.41	85.20	87.97

Les compositions chimiques de l'orthopyroxène déterminées sur les échantillons des unités dunitique (Buhinda), péridotitique (Rubara et Geyuka), et noritique de Makakwe (tableau 4.1c) sont pour le moins surprenantes, puisqu'elles ne concordent plus avec la typologie établie des unités rocheuses. Le Mg# enregistre ses faibles valeurs de 73.1 à 74.3 au sein de l'unité dunitique, alors qu'il augmente de 86 à 87.6 au sein de l'unité péridotitique, et atteint 75.4 à 77.8 dans les unités gabbronoritiques. De façon similaire Cr₂O₃ varie de 0.21 à 0.28% dans les dunites, de 0.19 à 0.82% dans les péridotites, et de 0.37 à 0.51% dans les gabbronorites. Parallèlement, on observe également le Ti qui varie de 0.26 à 0.39% dans les dunites, 0.09 à 0.37% dans les péridotites et 0.08 à 0.37% dans les gabbronorites. Ces résultats confirment que l'orthopyroxène dans les dunites cristallise à partir du liquide résiduel.

Tout comme l'orthopyroxène, les cristaux de plagioclase analysés montrent des compositions qui ne suivent pas l'évolution des types de roches ci-haut identifiés (tableau 4.1d). L'unité dunitique montre des cristaux de plagioclase souvent altérés et dont les analyses souffrent de problème de fermeture. Les résultats obtenus dans les unités péridotitique et mafique montrent des variations en %An de 80.6 à 83.8, et de 85.2 à 88.7 respectivement. Ceci serait également dû à la nature interstitielle du Pl dans les roches ultramafiques. Ceci pourrait en partie expliquer le passage graduel des roches ultramafiques porteuses de plagioclase à l'ouest, aux norites et gabbronorites à l'est, à partir d'un même magma parent. Toutefois à cause des processus de serpentinitisation qui ont touché toutes les roches ultramafiques, les compositions chimiques des minéraux à elles seules ne pourraient aboutir à une conclusion pétrogénétique sans équivoque. Ainsi, les transferts de Mg de l'olivine, l'altération précoce de l'orthopyroxène et du plagioclase dans les unités dunitique et

péridotitique, et même l'altération tardive du clinopyroxène et les pertes partielles en Ca et en Si, sont autant de phénomènes qui compliquent les interprétations. Dans la section suivante (4.4), nous avons alors entrepris une étude géochimique globale pour étayer non seulement l'histoire de la cristallisation de la roche-mère du complexe latéritisé de Musongati, mais aussi son aspect métallogénique.

4.3.5 Composition chimique des phases chromifères

4.3.5.1 Introduction

Les principaux éléments chimiques constitutifs des minéraux qui rentrent dans la structure stoechiométrique des spinelles chromifères, se comportent de façon contrastée durant la fusion partielle et la cristallisation fractionnée. Le Cr et le Mg rentrent dans les solides, tandis que l'Al rentre dans les liquides résiduels. En outre, le partage de Mg et de Fe^{2+} entre les spinelles, les magmas silicatés et les autres minéraux primaires, accuse une forte dépendance à la variation des températures, alors que le rapport $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ est très sensible aux variations de la fugacité d'oxygène (Roeder et al. 1979). Ces caractéristiques ont été exploitées pour étudier les compositions des spinelles à l'équilibre avec les roches-hôtes, pouvant refléter les conditions ou processus de mise en place de ces dernières. Il est aujourd'hui reconnu que les compositions des spinelles chromifères peuvent servir d'indicateur pétrogénétique et de cadre tectonique pour les complexes ophiolitiques et les intrusions litées (Dickey 1975; Irvine 1977; Dick et Bullen 1984; Leblanc et Nicolas 1992; Stowe 1994).

Dans cette section, nous utiliserons les données des analyses à la microsonde électronique pour tenter une distinction du complexe de Musongati entre les ophiolites et les

intrusions litées (tableaux 4.2 et 4.3). Dans les calculs de la formule structurale, le Fe^{3+} a été calculé à partir du Fe total, sur la base stoechiométrique des chromites. Dans la formule générale des spinelles chromifères $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})(\text{Cr}, \text{Al}, \text{Fe}^{3+})_2\text{O}_4$, on suppose également que le rapport $\text{R}^{3+}/\text{R}^{2+}$, est de 2/1 ($\text{R}^{3+} = \text{Cr}, \text{Al}, \text{Fe}^{3+}$; $\text{R}^{2+} = \text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mn}$) (Deer et al. 1989).

4.3.5.2 Interprétation des résultats

Les rapports Cr\# ($\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$), Mg\# ($\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$), Cr/Fe^* ($\text{Fe}^* = \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}$) et les teneurs en Ti et en Mn, calculés à partir des pourcentages cationiques (tableau 4.3) ont été sélectionnés afin de procéder à la vérification de la validité des hypothèses privilégiant les ophiolites ou les intrusions litées pour la mise en place du complexe de Musongati.

Le rapport Cr#

L'Al se substitue aisément au Cr dans les spinelles, si bien que même une faible décroissance en Cr# à travers une séquence litée est souvent attribuée à l'appauvrissement en Cr dans le liquide résiduel. Pour les ophiolites, sections de la lithosphère océanique subductées, les larges variations en Cr# constituent la caractéristique géochimique la plus distinctive des autres complexes de roches mantelliques. En effet, les ophiolites montrent de larges fluctuations du rapport Cr# de l'ordre de 0.10 à 0.85, même à l'intérieur d'un seul complexe. Ceci représenterait les différents degrés croissants de fusion partielle du matériel mantellique parent (Stowe 1994), la cristallisation aux différentes températures, la roche mantellique hôte, la profondeur, etc. Les spinelles des cumulats accusent les plus faibles valeurs, ce qui les distinguent sensiblement des chromites podiformes.

Tableau 4.2: Composition chimique des spinelles chromifères des unités dunitique et périclétique du complexe de Musongati
 (* = Les valeurs utilisées ont été préalablement recalculées à 100%). On n'a pas observé une quelconque zonation chimique parmi les grains analysés, aussi bien pour ceux qui sont inclus dans les cristaux d'olivine, que pour ceux associés aux espaces interstitiels et au pyroxène

No For./Échant.	286-24-25	286-24-25	286-24-25	286-24-25	286-24-25	286-24-25	286-24-25	286-24-25	286-24-25	247-120-138	247-120-138	247-120-138	MUS-2
Type de roche	dunite	dunite	dunite	dunite	dunite	dunite	dunite	dunite	dunite	dunite	dunite	dunite	Péridot. à Pl
localisation	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Marumanga
No analyses	1	2	3	4	5	6	8	9	1	2	3	1	
TiO2	2.60	2.49	2.79	1.48	1.33	1.37	1.32	2.89	1.68	1.82	1.97	1.68	
Al2O3	16.47	16.48	18.15	21.28	20.91	21.06	21.04	17.09	20.47	20.17	19.37	21.27	
FeO	26.09	26.48	24.92	21.04	20.25	20.77	20.46	27.12	23.03	22.68	24.06	23.95	
MgO	8.34	8.62	8.97	12.56	12.80	12.56	12.18	7.84	11.02	10.70	10.80	8.35	
MnO	0.35	0.35	1.01	0.22	0.31	0.23	0.23	0.29	0.34	0.26	0.31	0.34	
Cr2O3	45.87	45.25	44.16	44.25	44.73	44.36	44.48	43.30	45.32	44.09	43.18	44.22	
Total	99.72	99.67	100.00	100.83	100.33	100.35	99.71	98.53	101.86	99.72	99.69	99.81	
Formule structurale calculée sur la base de 32 oxygènes													
Ti	0.51	0.49	0.54	0.28	0.25	0.26	0.25	0.58	0.31	0.35	0.38	0.32	
Al	5.09	5.10	5.54	6.23	6.15	6.20	6.23	5.35	6.01	6.05	5.85	6.40	
Fe+2	4.84	4.81	4.50	3.57	3.44	3.55	3.61	5.04	4.05	4.08	4.13	4.76	
Fe+3	0.88	1.01	0.89	0.80	0.78	0.79	0.69	0.99	0.75	0.74	1.02	0.35	
Mg	3.26	3.37	3.46	4.65	4.76	4.67	4.56	3.10	4.09	4.06	4.12	3.18	
Mn	0.08	0.08	0.22	0.05	0.07	0.05	0.05	0.07	0.07	0.06	0.07	0.07	
Cr	9.51	9.40	9.03	8.69	8.82	8.75	8.83	9.09	8.93	8.86	8.75	8.93	
Total	24.18	24.26	24.18	24.26	24.27	24.27	24.22	24.20	24.22	24.20	24.32	24.01	
Cr/Fe	1.66	1.62	1.68	1.99	2.09	2.02	2.06	1.51	1.86	1.84	1.70	1.75	
Cr/(Cr+Al)	0.65	0.65	0.62	0.58	0.59	0.59	0.59	0.63	0.60	0.59	0.60	0.58	
Mg/(Mg+Fe2+)	0.40	0.41	0.43	0.57	0.58	0.57	0.56	0.38	0.50	0.50	0.50	0.40	

Tableau 4.2 (suite): Composition chimique des spinelles chromifères des unités dunitique et périclittique du complexe de Musongati
 (* = Les valeurs utilisées ont été préalablement recalculées à 100%). On n'a pas observé une quelconque zonation chimique parmi les grains analysés, aussi bien pour ceux qui sont inclus dans les cristaux d'olivine, que pour ceux associés aux espaces interstitiels et au pyroxène

No For./Échant.	MUS-2	MUS-2	MUS-2	MUS-2	*59-431-432	*59-431-432	*59-431-432	*59-431-432	*59-431-432	*59-431-432	*59-431-432
Type de roche	Péridot. à PI	Péridot. à PI	Péridot. à PI	Péridot. à PI	harzburgite	harzburgite	harzburgite	harzburgite	harzburgite	harzburgite	harzburgite
localisation	Marumanga	Marumanga	Marumanga	Marumanga	Rubaara	Rubara	Rubara	Rubara	Rubara	Rubara	Rubara
No analyses	2	3	4	5	1	2	3	4	5	6	7
TiO ₂	1.78	1.77	1.68	1.76	1.51	1.97	1.93	1.13	2.00	2.16	1.50
Al ₂ O ₃	21.03	20.23	20.37	20.16	11.40	11.13	11.38	11.82	11.09	10.82	13.50
FeO	23.71	24.01	23.41	24.09	41.35	41.59	40.51	41.65	41.17	42.10	38.89
MgO	8.15	8.72	8.50	8.56	6.12	5.90	5.64	5.69	6.01	6.01	7.48
MnO	0.34	0.27	0.29	0.32	0.35	0.41	0.57	0.40	0.36	0.29	0.34
Cr ₂ O ₃	44.64	44.76	45.41	44.88	39.27	39.01	39.98	39.32	39.37	38.61	38.29
Total	99.65	99.76	99.66	99.77	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Formule structurale calculée sur la base de 32 oxygènes											
Ti	0.34	0.34	0.32	0.34	0.32	0.42	0.41	0.24	0.43	0.46	0.31
Al	6.34	6.11	6.15	6.10	3.81	3.72	3.79	3.95	3.70	3.63	4.41
Fe ⁺²	4.79	4.68	4.69	4.71	6.71	6.75	6.71	6.88	6.69	6.77	6.12
Fe ⁺³	0.28	0.47	0.32	0.46	3.08	3.11	2.86	3.00	3.06	3.24	2.89
Mg	3.11	3.33	3.25	3.27	2.58	2.49	2.37	2.40	2.54	2.54	3.09
Mn	0.07	0.06	0.06	0.07	0.08	0.10	0.14	0.10	0.09	0.07	0.08
Cr	9.03	9.07	9.20	9.11	8.79	8.75	8.93	8.81	8.81	8.68	8.39
Total	23.97	24.07	24.00	24.06	25.38	25.35	25.23	25.38	25.32	25.39	25.29
Cr/Fe	1.78	1.76	1.83	1.76	0.90	0.89	0.93	0.89	0.90	0.87	0.93
Cr/(Cr+Al)	0.59	0.60	0.60	0.60	0.70	0.70	0.70	0.69	0.70	0.71	0.66
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.39	0.42	0.41	0.41	0.28	0.27	0.26	0.26	0.27	0.27	0.34

Tableau 4.2 (suite): Composition chimique des spinelles chromifères des unités dunitique et périclétique du complexe de Musongati
 (* = Les valeurs utilisées ont été préalablement recalculées à 100%). On n'a pas observé une quelconque zonation chimique parmi les grains analysés, aussi bien pour ceux qui sont inclus dans les cristaux d'olivine, que pour ceux associés aux espaces interstitiels et au pyroxène

No For./Échant.	*59-431-432	*59-431-432	60-141-142	60-141-142	60-141-142	60-141-142	60-141-142	60-141-142	60-141-142	60-141-142	60-141-142
Type de roche	harzburgite	harzburgite	harzburgite	harzburgite	harzburgite	harzburgite	harzburgite	harzburgite	harzburgite	harzburgite	harzburgite
Localisation	Rubara	Rubara	Geyuka	Geyuka	Geyuka	Geyuka	Geyuka	Geyuka	Geyuka	Geyuka	Geyuka
No analyses	8	9	1	2	3	4	5	6	7	8	9
TiO ₂	3.32	1.08	0.58	0.56	0.46	1.26	1.40	1.30	0.99	1.04	1.36
Al ₂ O ₃	13.14	14.12	23.20	23.00	22.88	22.32	22.07	21.90	21.18	22.54	21.64
FeO	35.73	37.90	19.25	19.32	19.64	20.33	20.58	20.08	21.03	21.11	20.50
MgO	10.69	8.30	11.56	12.08	12.06	11.78	11.39	11.74	11.06	11.19	11.57
MnO	0.21	0.37	0.27	0.30	0.23	0.28	0.22	0.23	0.29	0.29	0.29
Cr ₂ O ₃	36.91	38.24	45.14	44.50	44.50	45.21	45.24	45.09	46.12	45.04	45.03
Total	100.00	100.00	100.00	99.76	99.77	101.18	100.90	100.34	100.67	101.21	100.39
Formule structurale calculée sur la base de 32 oxygènes											
Ti	0.68	0.22	0.11	0.10	0.09	0.23	0.26	0.24	0.19	0.19	0.26
Al	4.20	4.58	6.79	6.74	6.72	6.49	6.45	6.42	6.24	6.57	6.36
Fe ⁺²	4.90	5.84	3.74	3.61	3.65	3.73	3.83	3.71	3.95	3.93	3.77
Fe ⁺³	3.21	2.88	0.25	0.41	0.44	0.46	0.43	0.47	0.45	0.43	0.51
Mg	4.32	3.40	4.27	4.48	4.48	4.33	4.21	4.35	4.12	4.12	4.30
Mn	0.05	0.09	0.06	0.06	0.05	0.06	0.05	0.05	0.06	0.06	0.06
Cr	7.91	8.32	8.85	8.75	8.76	8.81	8.86	8.87	9.12	8.80	8.88
Total	25.26	25.33	24.07	24.15	24.18	24.12	24.09	24.11	24.13	24.12	24.13
Cr/Fe	0.98	0.95	2.22	2.18	2.14	2.10	2.08	2.12	2.07	2.02	2.08
Cr/(Cr+Al)	0.65	0.64	0.57	0.56	0.57	0.58	0.58	0.58	0.59	0.57	0.58
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.47	0.37	0.53	0.55	0.55	0.54	0.52	0.54	0.51	0.51	0.53

Tableau 4.2 (suite): Composition chimique des spinelles chromifères des unités dunitique et péridotitique du complexe de Musongati
 (* = Les valeurs utilisées ont été préalablement recalculées à 100%). On n'a pas observé une quelconque zonation chimique parmi les grains analysés, aussi bien pour ceux qui sont inclus dans les cristaux d'olivine, que pour ceux associés aux espaces interstitiels et au pyroxène

No For./Échant.	60-141-142	60-141-142	60-141-142	61-261-262	61-261-262	61-261-262	61-261-262	61-261-262	61-261-262	61-261-262	61-261-262
Type de roche	harzburgite	harzburgite	harzburgite	harzburgite	harzburgite	harzburgite	harzburgite	harzburgite	harzburgite	harzburgite	harzburgite
localisation	Geyuka	Geyuka	Geyuka	Geyuka	Geyuka	Geyuka	Geyuka	Geyuka	Geyuka	Geyuka	Geyuka
No analyses	10	11	12	1	2	3	4	5	6	7	8
TiO ₂	1.18	1.23	1.12	1.99	2.06	1.95	1.57	1.53	1.61	1.69	1.72
Al ₂ O ₃	22.75	22.10	22.18	19.57	17.72	17.98	19.63	19.34	20.42	20.08	19.61
FeO	19.66	19.98	20.20	24.35	25.96	25.46	24.17	23.80	24.00	24.56	24.82
MgO	11.97	12.08	11.79	10.53	9.54	10.09	10.75	10.81	10.93	11.23	9.61
MnO	0.29	0.28	0.25	0.34	0.36	0.27	0.27	0.29	0.29	0.28	0.26
Cr ₂ O ₃	44.71	44.32	45.05	44.56	43.77	43.74	43.95	43.80	44.02	43.60	43.90
Total	100.56	100.00	100.59	101.34	99.41	99.49	100.34	99.57	101.27	101.44	99.92
Formule structurale calculée sur la base de 32 oxygènes											
Ti	0.22	0.23	0.21	0.38	0.40	0.38	0.30	0.30	0.30	0.32	0.33
Al	6.62	6.49	6.49	5.82	5.45	5.51	5.89	5.85	6.05	5.95	5.94
Fe+2	3.64	3.61	3.72	4.23	4.56	4.41	4.19	4.14	4.14	4.10	4.51
Fe+3	0.43	0.55	0.47	0.91	1.11	1.13	0.96	0.97	0.90	1.06	0.82
Mg	4.41	4.49	4.36	3.96	3.71	3.91	4.08	4.13	4.09	4.21	3.68
Mn	0.06	0.06	0.05	0.07	0.08	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06
Cr	8.73	8.73	8.83	8.89	9.03	8.98	8.85	8.89	8.75	8.67	8.91
Total	24.10	24.16	24.13	24.27	24.35	24.37	24.33	24.34	24.30	24.37	24.24
Cr/Fe	2.15	2.10	2.11	1.73	1.59	1.62	1.72	1.74	1.73	1.68	1.67
Cr/(Cr+Al)	0.57	0.57	0.58	0.60	0.62	0.62	0.60	0.60	0.59	0.59	0.60
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.55	0.55	0.54	0.48	0.45	0.47	0.49	0.50	0.50	0.51	0.45

Tableau 4.2 (suite): Composition chimique des spinelles chromifères des unités dunitique et périclétique du complexe de Musongati
 (* = Les valeurs utilisées ont été préalablement recalculées à 100%). On n'a pas observé une quelconque zonation chimique parmi les grains analysés, aussi bien pour ceux qui sont inclus dans les cristaux d'olivine, que pour ceux associés aux espaces interstitiels et au pyroxène

No For./Échant.	61-261-262	61-261-262	61-261-262	61-261-262	61-261-262
Type de roche	harzburgite	harzburgite	harzburgite	harzburgite	harzburgite
localisation	Geyuka	Geyuka	Geyuka	Geyuka	Geyuka
No analyses	9	10	11	12	13
TiO ₂	1.70	1.80	1.85	1.49	1.55
Al ₂ O ₃	19.60	17.64	17.12	19.67	20.44
FeO	25.28	26.60	26.17	24.05	24.37
MgO	10.32	8.83	8.96	10.89	10.48
MnO	0.23	0.30	0.33	0.34	0.20
Cr ₂ O ₃	43.97	44.99	45.14	43.95	43.56
Total	101.10	100.16	99.57	100.39	100.60
Formule structurale calculée sur la base de 32 oxygènes					
Ti	0.32	0.35	0.36	0.29	0.30
Al	5.86	5.41	5.29	5.90	6.11
Fe ⁺²	4.38	4.82	4.74	4.14	4.29
Fe ⁺³	0.99	0.97	0.99	0.97	0.87
Mg	3.90	3.43	3.50	4.13	3.96
Mn	0.05	0.07	0.07	0.07	0.04
Cr	8.82	9.26	9.35	8.84	8.72
Total	24.33	24.31	24.31	24.34	24.29
Cr/Fe	1.64	1.60	1.63	1.73	1.69
Cr/(Cr+Al)	0.60	0.63	0.64	0.60	0.59
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.47	0.42	0.42	0.50	0.48

Tableau 4.3: Tableau comparatif des compositions chimiques des chromites des ophiolites, des intrusions litées et du complexe intrusif de Musongati (les valeurs des ophiolites et des intrusions litées sont tirées de Irvine 1977, Dick et Bullen 1984, Stowe 1994). (N.B.: Les complexes lités archéens dans les gneiss à haut degré de métamorphisme, ainsi que les complexes des ceintures des roches vertes n'ont pas été pris en considération).

	Ophiolites: cumulats lités et tectonites mantelliques	Intrusions litées continentales	Complexe de Musongati: dunites et péridotites
Cr# (Cr/Cr+Al)	0.11-0.85	0.60-0.80	0.56-0.71
Mg# (Mg/Mg+Fe²⁺)	0.36-0.74	0.24-0.67	0.26-0.58
Cr/Fe (Cr/Fe²⁺+Fe³⁺)	0.80-4.6	0.95-3.9	0.87-2.22
Ti⁴⁺ cations/32 oxygènes	0.01-0.05	0.02-1.06	0.09-0.68 (0.46-3.32% poids)

Les intrusions litées se distinguent des ophiolites par un Cr# élevé et relativement constant. Le Cr# dans les intrusions litées s'étend sur un intervalle restreint, qui pour la plupart d'entre elles se situe entre 0.60-0.80.

Le Cr# du complexe de Musongati qui varie entre 0.56-0.71 ne démontre pas une large fluctuation, mais les valeurs se placent dans le domaine transitionnel riche en Cr, entre les ophiolites et les intrusions litées sur le diagramme Cr# versus Mg# (figure 4.2, tableau 4.3).

Le rapport Mg#

Contrairement au rapport Cr#, le rapport Mg# n'est pas sensible au degré de la fusion partielle. En revanche, il est hautement sensible au degré de la cristallisation fractionnée, en particulier celle de l'olivine (Wilson 1984), qui peut se trouver sur la cotectique avec la chromite et précipiter simultanément (Irvine 1977). Les ophiolites montrent généralement un rapport Mg# de départ assez élevé d'environ 0.60. Ce rapport reste plus ou moins constant au sein d'un même complexe. La plupart des ophiolites ont un Mg# généralement supérieur à celui des intrusions litées et qui se situe entre 0.55-0.80. Par contre, les intrusions litées ont un Mg# relativement bas (0.15-0.70) et très variable de la base au sommet, en réponse à la cristallisation fractionnée, d'autant plus que Fe^{2+} dans le magma résiduel décroît avec le degré de la différenciation du magma parent. Le Mg# des chromites du complexe de Musongati varie entre 0.26-0.58. Sur le diagramme Cr# versus Mg# (figure 4.2), en comparaison avec les intrusions litées (Great Dyke, Bushveld, Stillwater et Bird River) et les ophiolites (Troodos, Bay of Islands et Oman), on peut constater que certains échantillons du complexe de Musongati se placent dans le domaine transitionnel entre les deux cadres tectoniques. Cependant, sa tendance aux intrusions litées est assez perceptible, à travers les

larges variations en Mg# et un Cr# presque constant. Ceci pourrait suggérer que le magma parent tholéiitique du complexe de Musongati était peu évolué par rapport aux magmas parents des intrusions litées.

Le titane: Ti

Le titane est souvent décrit comme le meilleur indicateur de la différenciation magmatique, pouvant séparer les domaines des ophiolites du type alpin de ceux des intrusions litées et des complexes du type alaskan ou concentrique, sur le diagramme discriminant Cr-Al-(Fe³⁺+Ti) (Dickey 1975; Jan et al. 1985; Teigler et Eales 1993). Cependant, sur le diagramme Cr-Al-(Fe³⁺+Ti), le complexe de Musongati ne se démarque pas sensiblement des ophiolites (figure 4.3). Toutefois, selon Stowe (1994), les teneurs en Ti des intrusions litées varient entre 0.1 et 0.3 en unités cationiques, alors qu'elles tombent en dessous de 0.05 dans les dépôts du type podiforme. Dickey (1975) et Duke (1977) établissent la valeur distinctive de Ti entre les intrusions litées et les ophiolites à 0.3%, que ces dernières ne dépassent que très rarement. Sur cette base des teneurs en Ti des spinelles chromifères, le complexe de Musongati dont les valeurs en Ti fluctuent entre 0.46 et 3.32 en % poids (0.09-0.68 unités cationiques), apparaît beaucoup plus proche des intrusions litées du type Bushveld que des ophiolites (tableau 4.3).

Le rapport Cr/Fe* (Fe*=Fe²⁺+Fe³⁺)

Le rapport Cr/Fe* diminue habituellement de bas en haut dans les intrusions litées. Ceci est attribuable à l'appauvrissement du Cr et à l'enrichissement en Fe dans les liquides

résiduels lors de la cristallisation fractionnée (Hubert et Von Gruenewaldt 1985). Dans la plupart des intrusions litées, le rapport Cr/Fe^* est inférieur à 2.5. Les complexes de Bushveld, Stillwater, et Muskox montrent des valeurs maximales en Cr/Fe^* de 2.5, 2.1 et 1.2 respectivement, tandis que pour les ophiolites, ce rapport se situe généralement entre 2.5 et 4.5 (Craig et Vaughan 1981; Teigler et Eales 1993; Stowe 1994). Le rapport Cr/Fe^* du complexe de Musongati, diminue des dunites aux péridotites, en passant de 0.87 à 2.22. Dans la plupart des cas, ce rapport reste sensiblement inférieur à 2.5, ce qui privilégie une origine d'une intrusion litée. De plus, les rapports Mg\# et Cr/Fe^* du complexe de Musongati sont plus élevés que les moyennes des intrusions litées, ce qui suggère un magma parent plus primitif.

Le manganèse

L'entrée du Mn dans le réseau de la chromite serait en effet limitée par son large rayon ionique (Stowe 1994). Il aura donc tendance à entrer dans le réseau de l'olivine qui avec la chromite se trouve souvent sur la cotectique lors la cristallisation. Il s'ensuit que le Mn décroît simultanément avec les rapports Mg\# des chromites et des olivines dans les intrusions litées. Le complexe de Musongati accuse des valeurs du rapport Mg\# qui varient respectivement de 26 à 58 pour les chromites, et de 83 à 89 pour les olivines, tandis le Mn des chromites varie de 0.05 à 0.14 dans les unités ultramafiques (figure 4.4). Ces valeurs restent fort proches des domaines ophiolitiques, bien que les gradations montrent des évidences de la cristallisation fractionnée.

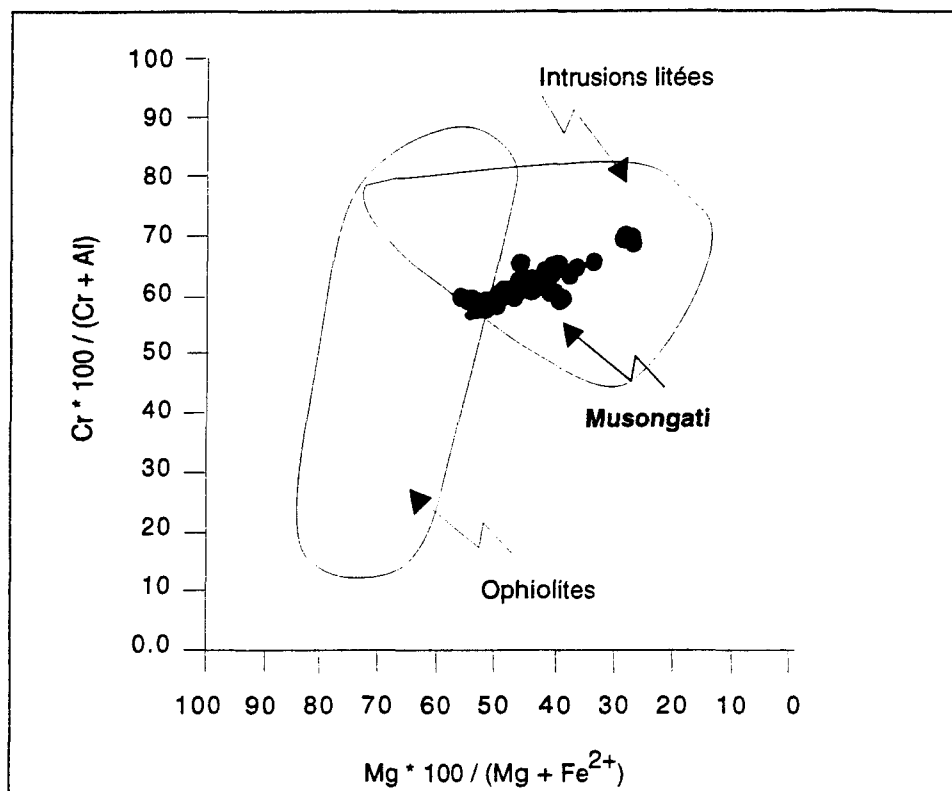


Figure 4.2: Diagramme de variation des rapports $Mg\#$ ($Mg/Mg+Fe^{2+}$) vs $Cr\#$ ($Cr/Cr+Al$) des spinelles chromifères du complexe de Musongati. Les champs des intrusions litées et des ophiolites sont tirés de Duke (1983), Dick et Bullen (1984).

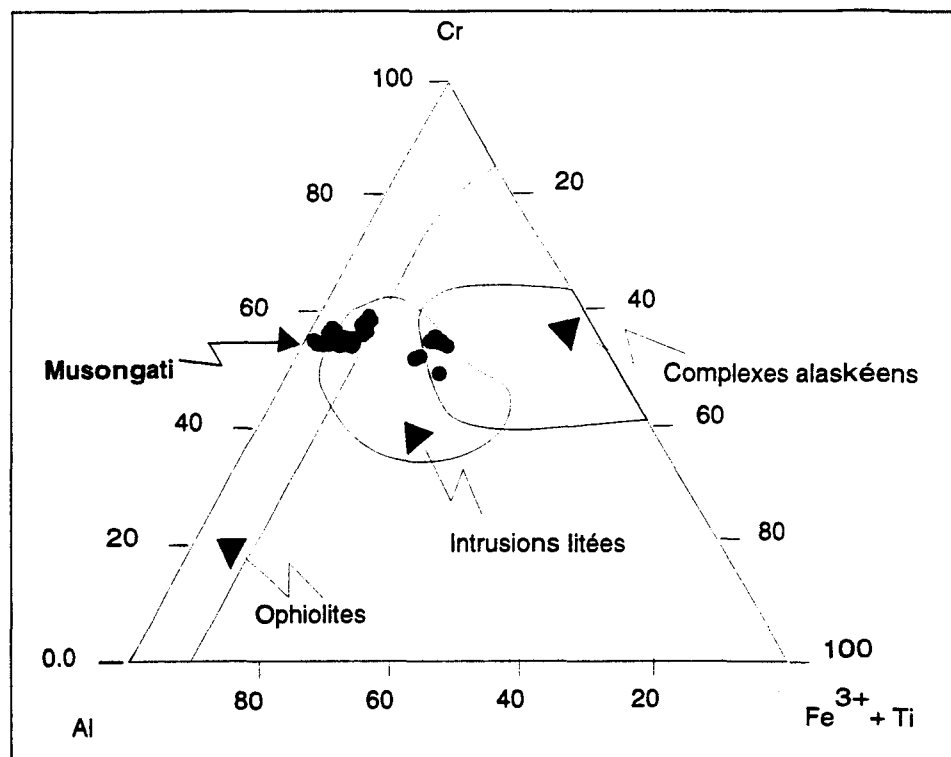


Figure 4.3: Diagramme ternaire Cr- Al- ($Fe^{3+} + Ti$) des proportions des cations trivalents des spinelles chromifères du complexe de Musongati. Les champs des intrusions litées, des ophiolites et des complexes alaskéens sont tirés de Dickey (1975), Dick et Bullen (1984), et Qasim et al. (1985).

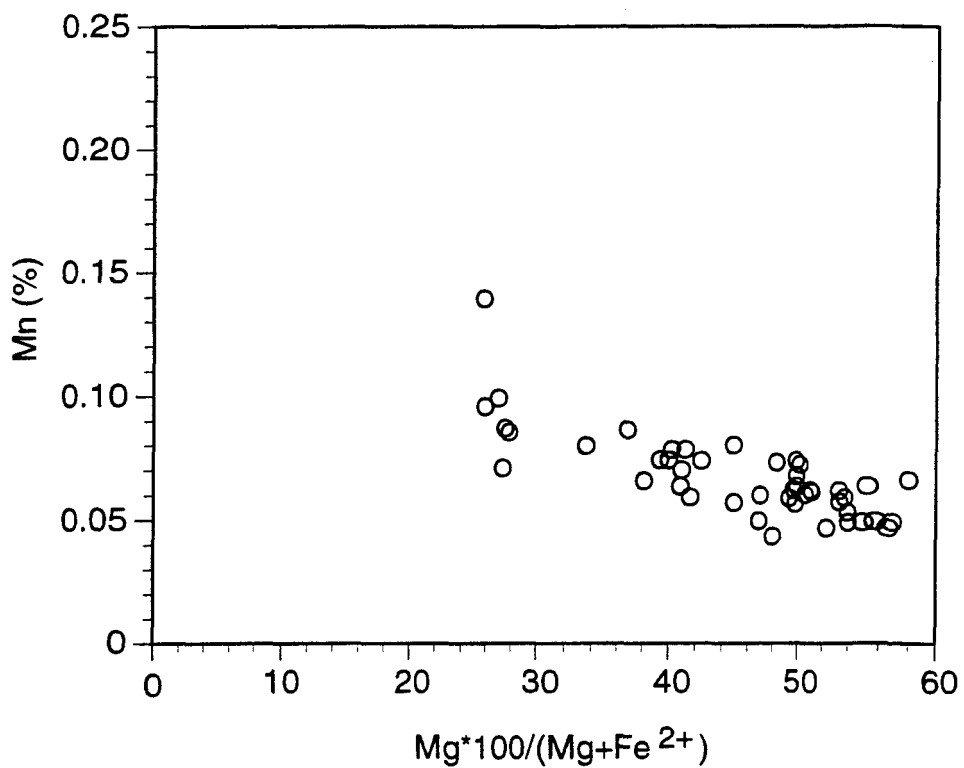


Figure 4.4: Diagramme de variation des rapports Mg# vs Mn des spinelles chromifères du complexe de Musongati.

4.3.5.3 Conclusion

Le complexe de Musongati montre des valeurs des rapports $Mg\#$, $Cr\#$ et Cr/Fe^* qui décroissent des unités ultramafiques aux unités mafiques. Les variations de ces rapports privilégient l'origine d'une intrusion litée. Les teneurs Ti et en V des phases chromifères sont légèrement au dessus des valeurs moyennes des ophiolites, et augmentent graduellement à travers toutes les unités lithologiques. La concentration en Ti située entre 0.46 et 3.32 % poids, est très caractéristique d'une intrusion litée du type Bushveld ou Skaergaard. Le complexe de Musongati présente donc des évidences d'une intrusion litée, bien que ses caractéristiques géochimiques soient parfois intermédiaires entre les types lité et alpin. Plusieurs chercheurs (Hill et Roedder 1974; Hulbert et Von Gruenewaldt 1985) croient que l'augmentation de la température au stade de la cristallisation a comme résultat la montée de la fugacité d'oxygène et une tendance à provoquer la précipitation des spinelles chromifères. Les diminutions des rapports $Cr\#$ et $Mg\#$ des chromites refléteraient les décroissances ultérieures des températures du système. Nous suggérons que le complexe de Musongati dont les valeurs typiques en Cr_2O_3 oscillent entre 46 et 36 % poids, a probablement connu un nouveau flux de magma riche en Cr_2O_3 . Celui-ci aurait été introduit dans le système d'un magma tholéiitique initial plus fractionné, et l'interaction entre ces deux liquides aurait provoqué la précipitation des chromites dont la composition est transitionnelle entre les ophiolites et les intrusions litées. Le fait que les chromites restent confinés aux unités dunitiques et péridotitiques, et leur association particulière aux minéraux postcumulus soulignent l'importance du rôle des processus de la différenciation magmatique d'un magma très primitif.

4.3.6 Composition chimique des phases sulfurées primaires

4.3.6.1 Introduction

Les gisements magmatiques de sulfures de nickel les plus connus sont associés aux roches komatiitiques ou tholéiitiques, dans les ceintures des roches vertes ou dans les intrusions intra-continentales (à l'intérieur des cratons). Le complexe de Musongati est quant à lui caractérisé par le type disséminé ou l'absence de sulfures. Eu égard à l'absence de sulfures magmatiques, les complexes ophiolitiques sont particulièrement remarquables, même si l'on commence à en décrire quelques occurrences dans certaines ophiolites démembrées (Foose 1985; Leblanc 1986; Barnes et al. 1988). Les sulfures étant reconnus comme étant l'élément pivot dans la concentration des EGP (Barnes et al. 1988; Naldrett 1989), nous tenterons dans ce chapitre un éclaircissement sur la genèse des sulfures dans le complexe de Musongati, en s'appuyant sur les compositions chimiques des sulfures observées. Les compositions des sulfures seront également utilisées dans les calculs de la fraction sulfurée dans la roche-mère, afin de recalculer les EGP à 100% sulfures.

4.3.6.2 Présentation des résultats et discussion

Au total, 60 lames minces polies ont été utilisées dans la description des sulfures et de leur relation avec les silicates. Sept lames minces polies choisies dans les différentes unités du complexe ont été analysées à la microsonde électronique. Les minéralisations disséminées et sporadiques qu'on rencontre à Musongati peuvent être regroupées en 4 principales catégories (voir les détails aux sections 4.3.1 et 4.3.2): a) les sulfures logés dans les minéraux intercumulus, b) les sulfures interstitiels entre les phases silicatées, c) les sulfures remplissant les fractures et les microfractures, d) les inclusions ou associations de sulfures

avec les chromites. Les sulfures principaux sont par ordre d'importance $Pn \gg Po > Cp$. Les sulfures secondaires sont la violarite, la bravoïte et la pyrite.

Pentlandite $(Fe,Ni)_9S_8$

La pentlandite présente trois principales variétés de textures : a) une variété d'agrégats granulaires xénomorphes qui forme plus de 80% des Pn observées; b) des bordures dentelées autour des cristaux de Po; c) des textures lamellaires en flammes ou plumoïdes à l'intérieur des grains de Po. Les contacts entre les grains de Po et de Pn sont souvent francs, mis à part les formes d'exsolution. La fracturation est importante dans les masses granulaires, mais elle est presque absente dans les variétés d'exsolution. Les associations Pn-Po-Cp sont assez caractéristiques du complexe de Musongati. Un remplacement supergène des Pn par la violarite ou la bravoïte est assez commun dans les dunites et les péridotites étudiées.

Les résultats des analyses à la microsonde électronique, sur des grains de différentes morphologies et des différentes unités, montrent une composition minéralogique assez variable. Les concentrations en Ni s'étendent sur un intervalle de 27 à 35%, 0.2 à 7.3% pour le Co et 0.6 à 9.79% pour le Cu (tableau 4.4a).

Nous pensons que les grains de Pn localisés pour la plupart dans le pyroxène interstitiel, ont été incorporés et précipités dans le liquide interstitiel en cristallisation. Il est communément accepté que la Pn est le produit d'exsolution subsolidus à partir du MSS ("Monosulfide Solid Solution") (Craig et Vaughan 1981; Naldrett 1984). À Musongati, on constate que la concentration du Co dans la Pn atteint 7% poids. Or, Vaasjoski et al. (1974) montrent de façon expérimentale que la stabilité thermique de la Pn croît avec sa teneur en Co.

Tableau 4.4: Composition chimique des phases sulfurées des unités dunitique et péridotitique du complexe de Musongati

a) Pentlandite

No For./Échant.	249-50-55	249-50-55	249-50-55	249-50-55	247-150	247-150	247-150	247-150	247-150	247-150	MUS-1	MUS-1
Type de roche	dunite	dunite	dunite	dunite	dunite	dunite	dunite	dunite	dunite	dunite	péridotite à Pl	péridotite à Pl
Localisation	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Marumanga	Marumanga
Nbre analyses	1	2	1	2	1	2	3	4	5	6	1	2
S	33.63	33.61	33.36	33.54	32.23	32.54	31.98	33.40	33.61	33.10	33.28	32.33
Co	0.53	0.48	1.46	1.56	0.51	0.51	0.57	0.50	0.59	0.49	0.68	0.80
Fe	35.00	34.85	24.73	24.87	33.31	30.99	31.58	32.02	31.73	31.02	34.39	35.73
Ni	32.49	31.58	30.02	30.78	32.33	35.95	35.86	34.52	34.45	36.02	29.86	30.66
Cu	<0.20	<0.20	9.36	9.79	<0.20	<0.20	<0.20	<0.20	<0.20	<0.20	0.66	<0.20
Total	101.65	100.52	98.93	100.54	98.38	100.00	100.00	100.44	100.38	100.63	98.87	99.52
proportions atomiques												
S	7.97	8.03	8.16	8.10	7.91	7.88	7.77	8.01	8.05	7.94	8.08	7.85
Co	0.07	0.06	0.19	0.20	0.07	0.07	0.08	0.07	0.08	0.06	0.09	0.11
Fe	4.76	4.78	3.47	3.45	4.69	4.31	4.40	4.41	4.36	4.27	4.79	4.98
Ni	4.20	4.12	4.01	4.06	4.33	4.75	4.76	4.52	4.51	4.72	3.96	4.07
Cu			1.16	1.19								
Total	17.00	17.00	17.00	17.00	17.00	17.00	17.00	17.00	17.00	17.00	17.00	17.00

Tableau 4.4 (suite): Composition chimique des phases sulfurées des unités dunitique et péridotitique du complexe de Musongati

a) Pentlandite (suite)

No For./Échant.	MUS-1	MUS-1	MUS-1	MUS-1	MUS-1	59-431-432	59-431-432	59-431-432	59-431-432
Type de roche	péridotite à Pl	péridotite à Pl	péridotite à Pl	péridotite à Pl	péridotite à Pl	harzburgite	harzburgite	harzburgite	harzburgite
Localisation	Marumanga	Marumanga	Marumanga	Marumanga	Marumanga	Rubara	Rubara	Rubara	Rubara
Nbre analyses	3	4	5	6	7	1	2	3	4
S	33.37	33.17	33.62	33.48	33.46	32.95	33.54	33.78	33.53
Co	0.37	0.21	0.22	0.26	0.80	7.34	7.28	1.57	1.54
Fe	35.77	35.03	37.37	35.48	34.53	30.51	30.34	35.02	34.82
Ni	29.78	31.24	30.06	30.74	31.98	28.32	27.63	30.40	31.31
Cu	<0.20	<0.20	<0.20	<0.20	<0.20	<0.20	<0.20	<0.20	<0.20
Total	99.29	99.65	101.27	99.96	100.77	99.12	98.79	100.77	101.20
proportions atomiques									
S	8.06	8.00	7.98	8.04	7.99	8.01	8.14	8.05	7.98
Co	0.05	0.03	0.03	0.03	0.10	0.97	0.96	0.20	0.20
Fe	4.96	4.85	5.09	4.89	4.73	4.26	4.23	4.79	4.76
Ni	3.93	4.12	3.90	4.03	4.17	3.76	3.66	3.96	4.07
Cu									
Total	17.00	17.00	17.00	17.00	17.00	17.00	17.00	17.00	17.00

Tableau 4.4 (suite): Composition chimique des phases sulfurées des unités dunitique et péridotitique du complexe de Musongati (suite)

b) Pyrrhotite

No For./Échant.	247-120-138	247-120-138	247-120-138	247-120-138	MUS-1	MUS-1	MUS-1	59-431-432	59-431-432	59-431-432	59-431-432	59-431-432	BD-24	BD-24
Type de roche	dunite	dunite	dunite	dunite	péridotite à Pl	péridotite à Pl	péridotite à Pl	harzburgite	harzburgite	harzburgite	harzburgite	harzburgite	gabbronorite	gabbronorite
Localisation	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Marumanga	Marumanga	Marumanga	Rubara	Rubara	Rubara	Rubara	Rubara	Macu	Macu
Nbre analyses	1	2	3	4	1	2	3	1	2	3	1	2	1	2
	Po hexagon.	Po hexagon.	Po hexagon.	Po monoclin.	Po monoclin.	Po monoclin.	Po monoclin.	Po monoclin.	Po monoclin.	Po monoclin.	Po monoclin.	Po monoclin.	Po hexagon.	Po hexagon.
S	39.04	38.89	38.99	39.33	36.79	36.64	36.53	36.25	36.89	36.51	36.53	36.53	38.59	38.73
Fe	60.34	59.91	60.18	60.20	62.98	61.41	62.40	62.60	62.58	62.50	62.61	62.61	61.12	60.75
Ni	0.62	<0.15	<0.15	0.21	0.16	<0.15	<0.15	<0.15	<0.15	<0.15	<0.15	<0.15	<0.15	<0.15
Cu	<0.21	<0.21	<0.21	<0.21	0.23	<0.21	<0.21	0.23	<0.21	<0.21	<0.21	<0.21	<0.21	<0.21
Total	100.00	98.80	99.17	99.74	100.16	98.05	98.93	99.08	99.47	99.01	99.14	99.14	99.71	99.48
proportions atomiques														
S	10.02	9.02	9.01	7.97	8.05	8.15	8.08	8.02	8.11	8.07	8.06	8.06	9.95	10.00
Fe	8.89	7.98	7.99	7.01	7.91	7.85	7.92	7.95	7.89	7.93	7.94	7.94	9.05	9.00
Ni	0.09	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cu	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	19.00	17.00	17.00	15.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	19.00	19.00

Tableau 4.4 (suite): Composition chimique des phases sulfurées des unités dunitique et péridotitique du complexe de Musongati (suite)

c) Chalcopyrite

No For./Échant.	247-120-138	247-120-138	309-45-47	309-45-47	MUS-1	MUS-1	MUS-1	MUS-1	MUS-1	MUS-1	59-431-432	59-431-432
Type de roche	dunite	dunite	harzburgite	harzburgite	péridotite à Pl	péridotite à Pl	péridotite à Pl	péridotite à Pl	péridotite à Pl	péridotite à Pl	péridotite à Pl	péridotite à Pl
Localisation	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Marumanga	Marumanga	Marumanga	Marumanga	Marumanga	Marumanga	Rubara	Rubara
Nbre analyses	1	2	1	2	1	2	3	4	5	6		
S	35.13	34.54	34.86	34.86	34.65	34.66	34.61	34.43	35	35.02	34.5	34.5
Fe	29.78	30.34	29.55	29.55	32.48	29.37	30.12	29.86	29.83	30.43	30.18	30.18
Cu	35.6	35.63	34.98	34.98	28.12	35.31	34.33	35.06	32.9	33.98	34.94	34.94
Ni	0.26	0.37	<0.15	<0.15	5.33	<0.15	1.44	<0.15	3.27	1.38	0.42	0.42
Total	100.77	100.88	99.39	99.39	100.58	99.34	100.5	99.35	101	100.81	100.04	100.04
Proportions atomiques												
S	2.00	1.97	2.01	2.01	1.97	2.00	1.98	1.99	1.99	1.99	1.98	1.98
Fe	0.97	0.99	0.98	0.98	1.06	0.97	0.99	0.99	0.97	0.99	0.99	0.99
Cu	1.02	1.03	1.02	1.02	0.81	1.03	0.99	1.02	0.94	0.97	1.01	1.01
Ni	0.01	0.01	0.00	0.00	0.17	0.00	0.04	0.00	0.10	0.04	0.01	0.01
Total	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00

Ils suggèrent que les Pn riches en Co devraient cristalliser à haute température. Il est donc possible que les masses granulaires de Pn de Musongati, riches en Co, se soient exsolvées du MSS à des températures proches de 500 °C et supérieures à 300 °C. Ces intervalles de température pour la cristallisation des Pn ont été déjà proposés par Garuti et al. (1986). Quant aux Pn en lamelles d'exsolution, elles prennent place à plus basse température que les Pn de structure massive, pouvant se situer en dessous de 140 °C. Les altérations supergènes en violarite et en bravoïte marqueraient le stade précoce de la latéritisation.

Pyrrhotite (Fe_{1-x}S)

La pyrrhotite vient en seconde position en termes d'occurrences des sulfures après la Pn dans les unités dunitiques et péridotitiques. Les agrégats granulaires allotriomorphes et leurs relations avec les grains de Pn et de Cp sont décrits en détail dans les sections 4.3.1, 4.3.2. et 4.3.3.

Les résultats d'analyse à la microsonde électronique des grains de Po, dans les différentes unités du complexe de Musongati, révèlent l'existence des trois variétés minéralogiques connues (tableau 4.4b): a) la troïlite (FeS), la Po hexagonale ($\sim\text{Fe}_9\text{S}_{10}$) et la Po monoclinale ($\sim\text{Fe}_7\text{S}_8$). Les grains de Po contiennent parfois de faibles teneurs Ni (0.1 à 0.6%) et en Cu ($\sim 0.20\%$).

La variété la plus répandue est la forme hexagonale, mais on observe souvent un remplacement supergène de Po hexagonales par des variétés monoclinales. L'altération progressive conduit à un réseau de fracturation de la Po originale avec une teinte blanche bleuâtre par endroits. Ces genres d'altération ressemblent à ceux déjà relatés par Thalhammer

et al. (1985), dans les phases intermédiaires entre les Po et la troïlite. En outre, l'intime association des phases troïlite et Po hexagonale observée à Musongati, apparaît comme étant le résultat d'un rééquilibrage à basse température des Po riches en ions métalliques. Ceci suggère une basse fugacité de soufre du liquide silicaté résiduel (Garuti et. 1986) qui serait probablement à la base de la précipitation de sulfures dans les péridotites.

Chalcopyrite (CuFeS_2)

La chalcopyrite est souvent logée dans les veinules et fractures des sulfures associés et des silicates hôtes (cfr. détails aux paragraphes 4.3.1, 4.3.2. et 4.3.3). La composition minéralogique montre une stoechiométrie constante (tableau 4.4c). Des teneurs en nickel de 0.26% à 5.33% sont souvent enregistrées.

La position texturale de la Cp dans les veinules et les fractures de la roche hôte, et ses associations primaires et secondaires avec Pn et Po, suggèrent une formation en deux étapes principales: a) au départ, le minéral a cristallisé à partir d'un liquide riche en Cu et aux températures intermédiaires, souvent sous forme d'exsolutions; b) la Cp a subi une remobilisation et un lessivage sélectifs ou préférentiels, par des fluides deutériques ou météoriques.

4.3.6.3 Conclusions

Le caractère disséminé de la distribution des sulfures dans les péridotites suggère que la cristallisation des phases sulfurées eût lieu seulement à l'étape tardive dans l'histoire de l'évolution magmatique de l'intrusion. Les sulfures dans les roches ultramafiques ont été

dans l'ensemble mobilisés et en partie redéposés le long des veines et fractures déformées. La serpentinisation causée par l'action hydrothermale est probablement responsable de la libération des éléments métalliques des silicates. La disponibilité du Fe, du Ni, du Co et du Cu devient étroitement liée à la désintégration des olivines et des sulfures primaires, accompagnée par la formation des sulfures secondaires tels que la Pn, la Py, la violarite. Cependant, la serpentinisation est en soi un processus des températures basses à intermédiaires. Par ailleurs, bien qu'elles peuvent atteindre 100 °C à l'étape tardive de la minéralisation, les températures de la formation des arséniures associés à ces genres de sulfures sont en général estimées entre 400 et 500 °C.

L'étude des compositions minéralogiques des textures suggère que les sulfures ont été mobilisés au cours de plusieurs étapes et à différentes températures. L'étape des basses températures à températures intermédiaires sous l'influence des fluides deutériques, accentuée et/ou oblitérée par les fluides météoriques, a laissé une signature dans les roches étudiées. Dans ce contexte, alors que la troïlite reste le signe manifeste des basses fugacités d'oxygène et de soufre entraînant des précipitations de sulfures, l'apparition des bandes de pyrite sur les contours de Po ou dans les veinules peut être liée à une "sulfurisation" (réaction entre le soufre d'une source externe au système, et les cations tels que Fe, Ni, Co, Cu, en solutions solide dans les minéraux constitutifs de la roche ou dans le magma silicaté) et/ou d'une oxydation.

4.3.7 Composition chimique des phases arsénifères

Dans la roche-mère du complexe de Musongati, nous avons observé et analysé à la microsonde électronique les compositions chimiques quantitatives des grains de maucherite ($\text{Ni}_{<3}\text{As}_2$) et de niccolite ($\text{Ni} \cong \text{As}$).

Les résultats analytiques des phases arsénifères de Musongati présentés au tableau 4.5, sont similaires à la grande variété des arséniures déjà reportés dans les différents massifs de serpentinites d'origine ophiolitique ou dans les intrusions litées (Ashley 1983; Leblanc 1986; Thalhammer et al. 1986; Leblanc 1988; Severson et Barnes 1991; Ripley et Chryssoulis 1994). Il ressort des modèles proposés par ces auteurs que 4 principales sources d'As peuvent être envisagées: a) les solutions hydrothermales tardi-magmatiques associées aux processus de serpentinisation; b) les roches encaissantes que traversent les solutions hydrothermales avant d'atteindre les massifs ultramafiques et/ou mafiques; c) le liquide immiscible Ni-As issu de la fusion partielle mantellique, d) une exsolution à partir des sulfures.

Le but de cette section est de retracer, de par la texture et les compositions chimiques, l'origine des arséniures ainsi que leur rôle dans la minéralisation en EGP qui leur sont assez souvent associés.

Les grains de maucherite ont été observés dans l'échantillon 58-136. La morphologie, les dimensions des grains et les associations montrent de grandes variations au niveau d'une même lame mince polie. Les dimensions de maucherite et de niccolite atteignent 0.1 mm sur le grand axe. Les formes vont des cristaux automorphes aux cristaux lamellaires, en passant par les formes subautomorphes et arrondies.

Tableau 4.5: Composition chimique des phases arsénifères provenant de l'unité périodotitique de Rubara

minéral	maucherite	maucherite	maucherite	maucherite		Nicolite	Nicolite		Bravoite	Bravoite
No For./Échant.	58-136	58-136	58-136	58-136		58-136	58-136		247-120-138	247-120-138
Type de roche	harzburgite	harzburgite	harzburgite	harzburgite		harzburgite	harzburgite		dunite	dunite
Localisation	Rubara	Rubara	Rubara	Rubara		Rubara	Rubara		Buhinda	Buhinda
Nbre analyses	1	2	3	4		1	2		1	2
Ni	49.32	50.18	49.78	49.10		41.53	43.02		13.73	16.79
As	47.54	45.94	46.84	45.46		54.84	54.51		traces	traces
Fe	2.47	2.04	1.91	3.54		2.15	1.98		28.85	20.69
Co	1.21	1.92	1.85	1.92		1.48	1.14		21.67	27.64
S									35.75	34.89
Total	100.54	100.08	100.38	100.02		100.00	100.65		100.00	100.00
Proportions atomiques										
Ni	1.36	1.39	1.38	1.36		0.94	0.97		0.42	0.52
As	1.03	1.00	1.02	0.99		0.97	0.96			
Fe	0.07	0.06	0.06	0.10		0.05	0.05		0.93	0.67
Co	0.03	0.05	0.05	0.05		0.03	0.03		0.66	0.85
S									2.00	1.97
Total	2.50	2.50	2.50	2.50		2.00	2.00		4.00	4.00

Les sulfures et les arséniures présentent souvent des associations de plages rappelant une solution solide sulfurée riche en Ni et en As. Les plages des arséniures sont en intercroissance avec la Po, la Pn et la Cp, dans les pyroxènes et dans les chromites. Les arséniures sont spatialement et probablement génétiquement associés aux grains de Po, et de Pn. Il est cependant impossible de distinguer la maucherite de la niccolite sous la lumière réfléchie.

Les compositions chimiques de maucherite et de niccolite sont présentées au tableau 4.5. Les compositions sont relativement homogènes et indépendantes de la morphologie, des associations avec les sulfures, les silicates ou les oxydes. Ceci laisse supposer que ces arséniures sont probablement reliés aux mêmes sources magmatiques. Les textures automorphes et subautomorphes suggèrent une cristallisation primaire, alors que les textures lamellaires ou en aiguilles représenteraient des exsolutions à partir d'une solution solide riche en Ni et en As. La minéralisation en arséniures est toutefois rattachée à des zones où les stress tectoniques ont laissé des signatures de déformation dans la roche encaissante. Mais on retrouve également des arséniures liées aux sulfures qui à leur tour sont en association étroite avec les chromites. Par ailleurs, les minéralisations Ni-As associées aux chromites sont souvent attribuées aux processus de différenciation magmatique à partir d'un liquide généré au manteau supérieur (Leblanc 1986). A Musongati, les rares variations chimiques qui accompagnent ces associations peuvent donc être attribuées aux modifications post-déformationnelles liées aux fluides pauvres en As qui réagissent avec la niccolite pour donner la maucherite.

Des inclusions des EGP et de l'Ag dans les arséniures ont été déjà reportées par Changkakoti et Morton (1986), Severson et Barnes (1991), Ripley et Chrysoulis (1994). Les minéraux de maucherite du complexe de Duluth montrent des concentrations maximales

en Pd, Rh, Pt et Ir de 119 ppb, 192 ppb, 10 ppb et 5 ppb respectivement (Ripley et Chrysoulis 1994). On en conclut que de toute évidence, les minéraux de maucherite pourraient constituer un important contributeur en EGP. Il convient de noter que les analyses dont les totaux étaient faibles n'ont pas été présentées ici, alors que les analyses en Ag et en EGP autres que le Pt n'ont pas été faites sur les minéraux arsénifères observés à Musongati.

4.4 GÉOCHIMIE

Cette section vise trois principaux objectifs:

- 1) la nécessité de comprendre dans quelle mesure la cristallisation fractionnée a affecté la géochimie de la roche totale. En particulier, nous voulons comprendre à partir de cette étude géochimique lesquelles des phases primaires contrôlent les distributions du Ni, Cu, Co et EGP, afin de mieux suivre le comportement de ces éléments au cours de la latéritisation;
- 2) cette étude est fondamentale, dans le sens où son but essentiel repose également sur la caractérisation géochimique de la roche à partir de laquelle les latérites se sont formées, afin de pouvoir procéder au calcul des balances de masse dans les prochaines sections;
- 3) le point le moins important de ce chapitre consiste en une brève discussion, à partir de la géochimie de la roche totale, sur le contexte géotectonique du complexe de Musongati. Nous voulons savoir à partir de l'étude géochimique de la roche-mère, si le complexe représente une ophiolite ou une intrusion litée.

Pour atteindre ces buts, 38 échantillons ont été analysés, dont 33 péridotites, 4 gabbroïtes, et un schiste (roche encaissante du complexe de Musongati). Les résultats analytiques sont présentés aux tableaux 4.6, 4.7, 4.8 et 4.9.

Tableau 4.6: Résultats analytiques des oxydes majeurs et calculs normatifs CIPW pour les échantillons des unités dunitique, péridotitique et gabbronoritique du complexe de Musongati (Total* = la somme des valeurs anhydres des oxydes majeurs, Cr, Ni, V, Cu et S, recalculées à 100%). Dans les calculs des normes CIPW, le rapport Fe2+/Fe3+ = 0.85, et les valeurs ont été recalculées à 100%.

No For/Échant.	247-55-58-2	247-58-59	247-59-65	247-65-70	247-70-100	247-100-120	247-120-138	247-150	269-40-45	269-45-47	269-46-47
Z (interv.en m)	55-58	58-59	59-65	65-70	70-100	100-120	120-138	150.00	40-45	45-47	46-47
Lithol.	harzburgite	harzburgite	dunite	dunite	dunite	dunite	dunite	dunite	harzburgite	harzburgite	harzburgite
Zone	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda
SiO ₂	41.76	42.15	39.33	39.29	38.92	38.11	37.22	37.67	43.21	41.12	39.79
TiO ₂	0.05	0.05	0.04	0.05	0.04	0.06	0.03	0.07	0.06	0.09	0.07
Al ₂ O ₃	0.58	0.70	0.67	0.66	0.56	0.65	0.57	0.64	1.03	0.78	0.92
FeO	11.36	11.18	10.10	9.50	9.97	11.14	12.86	12.24	11.32	10.75	10.66
MnO	0.14	0.15	0.16	0.14	0.15	0.14	0.15	0.15	0.16	0.16	0.16
MgO	43.76	43.68	45.63	45.37	45.32	44.59	45.39	45.38	41.94	43.97	44.47
CaO	0.24	0.08	0.58	0.57	0.49	0.67	0.16	0.32	0.24	0.61	0.67
Na ₂ O	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03
K ₂ O	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	0.01	0.01	0.02
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
P.A.F.	13.16	13.46	11.67	13.52	12.23	14.62	13.06	13.82	11.82	11.41	9.74
Total*	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Fe(S)	0.04		0.70	1.24	1.21	1.33	0.66	0.64	0.02	0.24	0.62
Mg#	79.40	79.62	81.87	82.69	81.96	80.02	77.92	78.76	78.74	80.35	80.67
Densité	2.55	2.66	2.82	2.74	2.77	2.86	2.78	2.88	2.25	2.27	2.33
Calculs normatifs CIPW											
Quartz	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Corindon	0.12	0.55	-	-	-	-	0.27	0.05	0.56	-	-
Zircon	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.01
Orthose	0.06	-	-	-	-	-	-	-	0.06	0.06	0.13
Albite	0.17	0.17	0.18	0.18	0.18	0.18	-	-	0.25	0.25	0.30
Anorthite	1.15	0.35	1.79	1.79	1.51	1.76	0.73	1.53	1.16	2.00	2.39
Diopside	-	-	0.88	0.91	0.77	1.31	-	-	-	0.80	0.78
Hyperstène	16.32	19.21	3.06	5.02	3.78	0.68	3.47	2.54	26.03	11.95	5.77
Olivine	78.88	76.46	91.01	89.11	90.68	92.62	91.70	92.23	68.58	81.67	87.36
Magnetite	2.76	2.73	2.52	2.41	2.52	2.82	3.07	2.95	2.77	2.65	2.65
Chromite	0.40	0.41	0.46	0.46	0.46	0.48	0.69	0.55	0.46	0.43	0.43
Ilménite	0.10	0.10	0.08	0.10	0.08	0.12	0.06	0.13	0.11	0.17	0.13
Apatite	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03

Tableau 4.6 (suite): Résultats analytiques des oxydes majeurs et calculs normatifs CIPW pour les échantillons des unités dunitique, péridotitique et gabbronoritique du complexe de Musongati (Total* = la somme des valeurs anhydres des oxydes majeurs, Cr, Ni, V, Cu et S, recalculées à 100%). Dans les calculs des normes CIPW, le rapport Fe2+/Fe3+ = 0.85, et les valeurs ont été recalculées à 100%.

No For/Échant. Z (interv.en m)	269-47- 47-	298-29-34 29-34	249-50-55 50-55	239-53-56 53-56	287-23-24 23-24	309-45-47 45-47	286-24-25 24-25	235-63-64 63-64	218-44-45 44-45	306-43-44 43-44	276-52-53 52-53
Lithol.	harzburgite	harzburgite	dunite	harzburgite	harzburgite	harzburgite	harzburgite	harzburgite	dunite	harzburgite	harzburgite
Zone	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda
SiO ₂	39.79	43.92	38.27	40.30	39.79	39.19	40.59	38.52	39.33	39.21	39.97
TiO ₂	0.07	0.05	0.01	0.06	0.04	0.06	0.05	0.08	0.09	0.06	0.02
Al ₂ O ₃	0.92	1.17	0.40	1.71	0.97	0.99	1.02	1.65	0.52	1.12	0.42
FeO	10.66	15.20	10.21	10.75	10.39	10.80	11.27	11.14	10.46	13.21	11.98
MnO	0.16	0.16	0.15	0.17	0.16	0.17	0.14	0.16	0.16	0.16	0.15
MgO	44.47	36.82	45.78	43.49	45.29	42.14	44.64	41.07	45.89	42.86	43.75
CaO	0.67	0.01	0.31	0.97	0.39	0.80	0.34	1.44	0.34	0.71	0.25
Na ₂ O	0.03	0.02	0.02	0.04	0.03	0.03	0.02	0.04	0.02	0.03	0.02
K ₂ O	0.02	< 0.1	0.01	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	< 0.1	0.02	< 0.1
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
P.A.F.	9.74	12.66	16.11	7.64	11.34	12.25	14.31	9.71	13.19	11.84	15.12
Total*	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Fe(S)	0.62		1.32	0.35	0.54	1.69		1.84	0.55		0.57
Mg#	80.67	70.78	81.76	80.18	81.34	79.60	79.84	78.67	81.44	76.45	78.51
Densité	2.77	2.21	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Calculs normatifs CIPW

Quartz	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Corindon	-	-	-	-	0.20	-	0.38	-	-	-	-
Zircon	-	1.15	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	-
Orthose	0.12	-	-	0.19	0.20	0.15	0.14	0.13	-	0.14	-
Albite	0.26	0.17	0.19	0.33	0.28	0.27	0.17	0.36	0.17	0.24	0.17
Anorthite	2.39	-	1.05	4.49	1.92	2.65	1.61	4.54	1.37	2.90	1.08
Diopside	0.77	-	0.40	0.28	-	1.18	-	2.36	0.24	0.48	0.10
Hyperstène	5.88	39.72	1.09	7.12	5.62	10.13	9.33	6.13	3.36	3.73	10.31
Olivine	87.35	54.47	94.10	84.35	88.42	82.10	84.76	82.68	91.57	88.58	84.51
Magnetite	2.65	3.72	2.59	2.65	2.57	2.77	2.75	2.86	2.60	3.24	2.98
Chromite	0.42	0.63	0.52	0.44	0.67	0.59	0.72	0.72	0.49	0.54	0.79
Ilménite	0.13	0.10	0.02	0.12	0.08	0.12	0.09	0.16	0.17	0.11	0.04
Apatite	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02

Tableau 4.6 (suite): Résultats analytiques des oxydes majeurs et calculs normatifs CIPW pour les échantillons des unités dunitique, péridotitique et gabbronoritique du complexe de Musongati (Total* = la somme des valeurs anhydres des oxydes majeurs, Cr, Ni, V, Cu et S, recalculées à 100%). Dans les calculs des normes CIPW, le rapport Fe2+/Fe3+ = 0.85, et les valeurs ont été recalculées à 100%.

No For./Échant.	BD-2	MUS-1	MUS-2	MUS-3	113-30-36	107-42-43.5	59-431-432	89-54-61	104-30-36
Z (interv.en m)	Affleurement	Affleurement	Affleurement	Affleurement	30-36	42-43.5	431-432	54-61	30-36
Lithol.	Péridotite à Pl	Péridotite à Pl	Péridotite à Pl	Péridotite à Pl	Péridotite à Pl	harzburgite	harzburgite	harzburgite	Péridotite à Pl
Zone	Marumanga	Marumanga	Marumanga	Marumanga	Rubara	Rubara	Rubara	Rubara	Rubara
SiO2	42.15	41.41	40.66	40.28	42.02	41.59	39.99	39.96	42.79
TiO2	0.08	0.09	0.12	0.07	0.05	0.13	0.34	0.10	0.03
Al2O3	4.02	4.17	3.68	5.20	3.98	1.90	2.69	2.54	4.64
FeO	12.48	12.50	14.27	12.64	14.95	14.05	12.28	12.05	12.55
MnO	0.21	0.21	0.21	0.20	0.22	0.12	0.20	0.18	0.19
MgO	33.96	33.54	36.06	34.10	35.90	39.75	39.55	39.86	37.58
CaO	3.87	5.21	2.63	3.43	0.40	0.42	1.82	0.97	0.14
Na2O	0.28	0.29	< 0.1	0.36	0.03	0.03	0.11	0.07	0.06
K2O	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.14	< 0.1	0.07
P2O5	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01
P.A.F.	4.08	4.31	5.82	5.33	13.37	11.40	9.73	14.70	7.08
Total*	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Fe(S)	0.46	0.34	0.17	0.75		0.08	0.41	1.09	
Mg#	73.12	72.86	71.65	72.95	70.59	73.88	76.31	76.79	74.97
Densité	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Calculs normatifs CIPW									
Quartz	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Corindon	-	-	-	-	3.26	1.10	-	0.72	4.30
Zircon	0.01	0.01	-	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
Orthose	0.06	0.06	0.13	0.06	0.07	0.13	0.87	-	0.42
Albite	2.42	2.54	-	3.15	0.29	0.25	0.97	0.58	0.52
Anorthite	9.90	10.23	10.18	12.93	1.97	2.06	6.54	4.95	0.64
Diopside	7.67	12.77	2.38	3.61	-	-	1.94	-	-
Hyperstène	14.20	4.34	13.36	7.12	32.90	21.97	6.94	15.13	34.53
Olivine	61.57	66.10	70.09	68.76	56.60	70.61	78.03	74.50	56.42
Magnetite	3.09	3.08	3.52	3.16	3.65	3.45	3.03	3.03	3.08
Chromite	0.90	0.67	0.07	1.04	1.13	0.13	0.92	0.86	-
Ilménite	0.16	0.18	0.22	0.14	0.09	0.25	0.66	0.19	0.06
Apatite	0.02	0.02	0.05	0.02	0.02	0.03	0.08	0.03	0.02

Tableau 4.6 (suite): Résultats analytiques des oxydes majeurs et calculs normatifs CIPW pour les échantillons des unités dunitique, péridotitique et gabbronoritique du complexe de Musongati (Total* = la somme des valeurs anhydres des oxydes majeurs, Cr, Ni, V, Cu et S, recalculées à 100%). Dans les calculs des normes CIPW, le rapport Fe2+/Fe3+ = 0.85, et les valeurs ont été recalculées à 100%.

No For./Échant.	60-141-142	BD-1	BD-23-1	BD-23-2	BD-24	BD-25
Z (interv.en m)	141-142	Affleurement	Affleurement	Affleurement	Affleurement	Affleurement
Lithol.	harzburgite	gabbronorite	norite	norite	gabbro-norite	gabbro-norite
Zone	Geyuka	Buhinda-Est	Makakwe	Makakwe	Macu	Buhoro
SiO ₂	40.49	52.99	49.60	50.08	49.47	50.09
TiO ₂	0.11	0.71	0.20	0.24	0.38	0.37
Al ₂ O ₃	2.47	16.15	19.26	19.02	17.63	15.02
FeO	12.36	7.94	6.30	6.38	9.51	10.60
MnO	0.18	0.15	0.12	0.12	0.20	0.21
MgO	40.52	7.53	11.63	11.53	7.35	7.81
CaO	1.56	10.29	10.50	10.45	12.38	12.17
Na ₂ O	0.20	1.58	0.86	0.88	1.20	1.85
K ₂ O	0.12	1.18	0.15	0.15	0.18	0.15
P ₂ O ₅	0.04	0.07	0.01	0.01	0.01	0.01
P.A.F.	5.96	2.37	0.31	0.68	0.07	0.05
Total*	100	100	100	100	100	100
Fe(S)	0.12	0.25	0.30	0.17	0.32	0.28
Mg#	76.62	48.66	64.88	64.40	43.58	42.45
Densité	-	-	-	-	-	-
Calculs normatifs CIPW						
Quartz	-	5.28	1.13	1.80	2.60	0.44
Corindon	-	-	-	-	-	-
Zircon	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
Orthose	0.70	7.10	0.89	0.89	1.08	0.89
Albite	1.69	13.55	7.37	7.52	10.31	15.90
Anorthite	5.58	33.89	48.96	47.94	42.91	32.77
Diopside	1.59	14.11	2.95	3.46	15.94	23.46
Hyperstène	5.70	22.43	36.50	36.12	24.04	23.14
Olivine	80.99	-	-	-	-	-
Magnetite	3.03	1.94	1.54	1.55	2.34	2.60
Chromite	0.40	0.14	0.24	0.24	0.03	0.05
Ilménite	0.20	1.37	0.38	0.45	0.73	0.71
Apatite	0.10	0.17	0.02	0.02	0.02	0.02

Tableau 4.7: Moyennes des résultats analytiques des oxydes majeurs, et des calculs normatifs CIPW pour les échantillons de la roche-mère des unités dunitique, péridotitique et mafique du complexe de Musongati

	Moyenne dunité	Moyenne harzburgite	Moyenne péridotite à Pl	Moyenne norite	Moyenne gabbro-norite
SiO ₂	38.52	40.63	41.55	49.84	49.78
TiO ₂	0.05	0.08	0.07	0.22	0.38
Al ₂ O ₃	0.58	1.31	4.28	19.14	16.32
FeO	13.38	13.71	15.11	7.38	11.60
MnO	0.15	0.16	0.20	0.12	0.20
MgO	45.42	42.34	35.19	11.58	7.58
CaO	0.43	0.68	2.61	10.47	12.28
Na ₂ O	0.02	0.04	0.21	0.87	1.52
K ₂ O	0.01	0.04	0.02	0.15	0.16
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
P.A.F.	13.53	11.44	6.67	0.50	0.06
Total*	100	100	100	100	100
Fe(S)	0.96	0.59	0.43	0.23	0.30
Mg#	10.81	11.74	13.23	6.34	10.05
Densité	80.80	78.24	72.69	64.64	43.01
Calculs normatifs CIPW					
Quartz	-	-	-	1.46	1.52
Corindon	0.04	0.20	1.26		
Zircon	-	0.07	0.01	0.01	0.01
Orthose	-	0.17	0.13	0.89	0.99
Albite	0.13	0.38	1.49	7.44	13.10
Anorthite	1.44	2.65	7.64	48.45	37.84
Diopside	0.56	0.57	4.40	3.21	19.70
Hyperstène	2.88	12.61	17.74	36.31	23.59
Olivine	91.63	79.68	63.26	-	-
Magnetite	2.68	2.91	3.26	1.55	2.47
Chromite	0.52	0.55	0.64	0.24	0.04
Ilménite	0.10	0.16	0.14	0.42	0.72
Apatite	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02

Tableau 4.8: Résultats analytiques anhydres des éléments traces pour les échantillons de la roche-mère des unités dunitique, péridotitique et mafique du complexe de Musongati.

No For./Échant.	247-55-58-2	247-58-59	247-59-65	247-65-70	247-70-100	247-100-120	247-120-138	247-150
Z (interv.en m)	55-58	58-59	59-65	65-70	70-100	100-120	120-138	150.00
Lithol.	harzburgite	harzburgite	dunite	dunite	dunite	dunite	dunite	dunite
Zone	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda
Cr ppm	1851	1910	2068	2026	2021	2122	3220	2542
Ni	4105	4353	4573	4080	4751	3115	3241	3814
Co	194.0	184.1	192.9	177.5	191.6	222.4	216.6	241.5
Sc	6.6	7.0	6.7	6.6	6.2	5.2	5.2	5.4
V	45	48	47	33	49	43	47	43
Cu	490	604	793	683	876	583	707	813
Zn	116	132	1364	81	79	60	42	73
S	1268	474	5711	8804	8953	8942	4905	5036
As	0.2	0.1	0.3	0.2	0.4	0.4	0.2	0.2
Se	<1.1	<0.95	1.8	1.5	2.3	2.2	<1.3	1.4
Sb	0.03	0.03	0.04	0.05	0.07	0.09	0.15	1.29
Au	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Rb ppm	<7.8	<6.9	<7.7	5.15	5.28	<7.3	<6	<7.3
Cs	<0.29	0.27	<0.44	<0.37	0.32	<0.43	<0.28	<0.4
Ba	29.93	34.73	<30	<22	<20	<22	<25	<24
Ta	0.10	<0.12	<0.14	0.12	<0.17	<0.21	<0.14	<0.14
Hf	<0.13	0.15	0.11	0.28	<0.16	<0.12	<0.15	<0.13
Th	0.16	0.12	0.12	<0.12	<0.14	0.09	<0.13	<0.12
U	<0.09	<0.07	<0.07	0.09	<0.11	<0.09	<0.15	<0.08
La ppm	0.26	0.24	0.25	0.22	0.72	0.14	0.15	0.25
Ce	<0.84	<0.77	0.76	0.51	<0.58	0.63	<1.2	<0.086
Nd	<1.4	<1.8	<1.6	<1.1	<1.5	<1.7	<1.8	<1.8
Sm	0.08	0.81	0.07	0.06	0.03	0.03	0.02	0.08
Eu	<0.054	0.05	0.06	0.04	<0.047	<0.046	<0.77	0.05
Tb	<0.064	<0.085	<0.063	<0.068	<0.049	<0.055	<0.081	<0.05
Yb	0.10	0.10	0.08	0.09	0.07	0.08	<0.042	0.10
Lu	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	<0.013	0.01
Os ppb	1.58	4.35	2.00	3.10	2.12	4.17	1.66	3.22
Ir	3.28	5.52	3.80	3.82	3.59	5.93	4.70	5.09
Ru	19	33	30	23	21	31	30	25
Rh	7.39	10.71	6.89	9.01	9.87	14.83	9.22	12.15
Pt	54	82	59	43	50	80	66	71
Pd	143	190	143	127	144	218	137	183
Pt/Pt*	0.53	0.58	0.60	0.41	0.43	0.45	0.60	0.48
Ce/Ce*			1.37	1.02		2.20		
Ni/Cu	8.38	7.21	5.77	5.97	5.42	5.34	4.58	4.69
Pd/Ir	43.53	34.40	37.66	33.32	40.18	36.73	29.12	35.90
Ni/Pd	28.72	22.93	31.97	32.07	32.91	14.29	23.66	20.87
Cu/Ir	149	109	209	179	244	98	150	160
Cu/Pd	3429	3180	5544	5368	6070	2675	5164	4448
Pt/Pd	0.38	0.43	0.41	0.34	0.35	0.37	0.48	0.39
Pt/Au	1.89	4.56	2.93	2.60	2.14	3.33	4.22	3.90
Ir/Ni nm	0.36	0.58	0.38	0.43	0.34	0.87	0.66	0.61

Tableau 4.8 (suite): Résultats analytiques anhydres des éléments traces pour les échantillons de la roche-mère des unités dunitique, péridotitique et mafique du complexe de Musongati.

No For./Échant.	249-50-55	218-44-45	269-40-45	269-45-47	269-46-47	269-47-	298-29-34	239-53-56
Z (interv.en m)	50-55	44-45	40-45	45-47	46-47	47-	29-34	53-56
Lithol.	dunite	dunite	harzburgite	harzburgite	harzburgite	harzburgite	harzburgite	harzburgite
Zone	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda
Cr ppm	2280	2208	2061	1921	1913	1913	2868	1962
Ni	5606	4732	3535	4044	3985	3985	5488	2764
Co	216.1	188.8	169.8	177.6	193.5	173.7	266.0	168.1
Sc	5.5	5.3	7.9	8.3	7.7	7.7	5.9	8.6
V	25	27	40	63	33	33	71	48
Cu	471	632	462	619	392	392	946	229
Zn	54	55	157	68	55	74	80	59
S	9771	4732	943	2573	4810	4810	66	2588
As	<0.15		0.3	0.4	0.3	0.3	8.7	0.3
Se	2.5	2.5	<1.6	3.1	2.1	2.1	1.6	<1.6
Sb	0.99	0.96	0.07	0.05	0.40	0.40	0.53	0.60
Au	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01
Rb ppm	5.46	5.29	<6.2	7.49	<4.9	<4.9	5.96	3.50
Cs	<0.43	<0.43	0.34	<0.27	<0.24	<0.24	0.38	<0.48
Ba	18.18	17.61	38.56	21.90	17.12	17.12	27.29	21.59
Ta	<0.13	<0.13	<0.17	0.18	0.16	0.16	<0.2	0.17
Hf	0.13	0.12	0.33	0.27	0.37	0.37	<0.17	0.33
Th	<0.13	<0.13	<0.06	0.16	0.23	0.23	0.48	0.31
U	0.08	0.08	<0.057	0.08	0.08	0.08	0.12	<0.086
La ppm	0.19	0.19	0.36	0.82	0.59	0.59	1.04	0.64
Ce	1.26	1.23	0.55	1.32	1.44	0.72	1.78	1.39
Nd	1.22	1.18	<2.0	1.15	1.63	1.63	<1.7	<1.6
Sm	0.03	0.03	0.10	0.21	0.17	0.17	0.35	0.18
Eu	<0.066	<0.066	0.10	0.11	0.11	0.11	0.08	0.09
Tb	<0.077	<0.077	<0.05	<0.07	<0.04	<0.06	<0.086	0.09
Yb	0.04	<0.34	0.13	0.20	0.20	0.18	0.21	0.17
Lu	0.01	0.01	0.02	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03
Os ppb	2.56	4.19	6.02	2.70	1.88	1.88	4.00	1.95
Ir	4.85	3.74	10.22	4.42	3.39	3.39	9.02	3.03
Ru	27	23	55	27	17	17	46	10
Rh	14.30	16.53	20.16	7.66	7.32	7.32	17.42	6.53
Pt	67	150	167	81	61	61	178	50
Pd	216	448	361	164	152	152	313	110
Pt/Pt*	0.39	0.56	0.63	0.73	0.59	0.59	0.77	0.60
Ce/Ce*	3.37	3.37	0.70	0.74	1.11	0.55	0.74	0.98
Ni/Cu	11.91	7.48	7.64	6.53	10.15	10.15	5.80	12.06
Pd/Ir	44.45	119.75	35.34	36.98	44.71	44.71	34.74	36.19
Ni/Pd	26.00	10.57	9.78	24.73	26.28	26.28	17.52	25.22
Cu/Ir	97	169	45	140	116	116	105	76
Cu/Pd	2184	1412	1280	3784	2589	2589	3019	2091
Pt/Pd	0.31	0.34	0.46	0.50	0.40	0.40	0.57	0.46
Pt/Au	2.42	5.58	8.96	3.08	2.66	2.66	8.32	4.36
Ir/Ni nm	0.39	0.36	1.31	0.50	0.39	0.39	0.75	0.50

Tableau 4.8 (suite): Résultats analytiques anhydres des éléments traces pour les échantillons de la roche-mère des unités dunitique, péridotitique et mafique du complexe de Musongati.

No For/Échant.	287-23-24	309-45-47	286-24-25	235-63-64	306-43-44	276-52-53	113-30-36
Z (interv.en m)	23-24	45-47	24-25	63-64	43-44	52-53	30-36
Lithol.	harzburgite	harzburgite	harzburgite	harzburgite	harzburgite	harzburgite	Péridotite à Pl
Zone	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Rubara
Cr ppm	3011	2532	3284	3078	2455	3549	5162
Ni	2913	6035	2803	3859	6406	4159	2305
Co	161.1	230.9	163.1	184.2	238.8	239.4	166.8
Sc	7.4	8.2	7.0	9.1	6.8	5.8	13.3
V	30	44	29	74	37	39	70
Cu	113	802	178	622	981	590	105
Zn	57	61	53	57	58	60	78
S	3725	12390	208	12383	1539	4597	73
As	0.1	0.9	0.2	4.8	1.0	0.3	<0.082
Se	<1.1	3.1	<1.2	1.7	3.5	7.8	<1.3
Sb	0.35	0.37	0.28	2.35	0.38	0.33	0.25
Au	0.01	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.00
Rb ppm	5.12	<3	<4.2	<4.4	7.75	9.63	<6.7
Cs	0.32	<0.045	0.36	<0.43	<0.47	<0.46	0.68
Ba	<23	<20	25.77	<26	<39	<25	72.45
Ta	0.19	<0.11	<0.097	0.13	0.11	<0.17	<0.14
Hf	0.32	0.16	0.13	0.24	0.09	<0.089	<0.1
Th	0.39	0.33	0.21	0.29	0.35	0.21	0.19
U	0.07	0.09	<0.065	<0.099	0.12	0.16	<0.1
La ppm	0.65	0.49	0.63	0.64	0.61	0.19	0.87
Ce	1.43	1.25	<1	1.31	<1.2	1.59	
Nd	1.26	<1.6	2.12	2.31	<1.6	1.59	
Sm	0.17	0.19	0.17	0.23	0.14	0.04	0.15
Eu	0.06	0.09	0.06	0.09	0.07	0.05	0.08
Tb	<0.051	<0.54	<0.072	<0.058	<0.075	<0.064	
Yb	0.16	0.18	0.14	0.22	0.12	0.08	0.21
Lu	0.02	0.02	0.02	0.04	0.02	<0.012	0.04
Os ppb	<1.6	4.62	3.17	7.40	5.88	3.80	1.76
Ir	0.06	5.64	7.27	9.76	6.33	5.23	0.94
Ru	<8.0	30	36	49	33	30	9
Rh	<0.43	15.57	13.41	19.79	15.34	13.83	0.68
Pt	6	89	86	85	76	68	7
Pd	5	269	146	283	268	205	10
Pt/Pt*		0.44	0.62	0.36	0.38	0.41	0.91
Ce/Ce*	1.01	1.08		0.89		4.09	
Ni/Cu	25.70	7.53	15.73	6.20	6.53	7.05	21.93
Pd/Ir	79.61	47.58	20.02	28.99	42.34	39.18	10.56
Ni/Pd	616.50	22.47	19.25	13.64	23.92	20.31	231.37
Cu/Ir	1910	142	24	64	155	113	111
Cu/Pd	23992	2986	1223	2201	3663	2881	10548
Pt/Pd	1.35	0.33	0.59	0.30	0.28	0.33	0.75
Pt/Au	0.56	3.35	4.33	2.89	2.58	1.98	2.95
Ir/Ni nm	0.01	0.43	1.18	1.15	0.45	0.57	0.19

Tableau 4.8 (suite): Résultats analytiques anhydres des éléments traces pour les échantillons de la roche-mère des unités dunitique, péridotitique et mafique du complexe de Musongati.

No For./Échant.	107-42-43.5	59-431-432	89-54-61	104-30-36	60-141-142	BD-2	MUS-1
Z (interv.en m)	42-43.5	431-432	54-61	30-36	141-142	Affleurement	Affleurement
Lithol.	harzburgite	harzburgite	Péridotite à Pl	harzburgite	harzburgite	Péridotite à Pl	Péridotite à Pl
Zone	Rubara	Rubara	Rubara	Rubara	Geyuka	Marumanga	Marumanga
Cr ppm	589	4152	3815	1198	1789	4039	3058
Ni	1665	1907	2077	3765	1606	1617	1448
Co	120.2	161.0	202.0	156.9	171.4	155.2	142.3
Sc	11.3	11.5	10.6	9.3	9.0	19.3	20.5
V	81	104	65	35	46	90	87
Cu	33	175	714	437	101	314	248
Zn	36	70	69	69	62	77	72
S	395	2594	7106	93	643	2852	2030
As	4.8	0.4	<0.55	<0.20	0.3	<0.29	<0.29
Se	<1.1	<2.2	1.8	<1.1	<1.6	<2	<2.8
Sb	3.75	0.55	0.22	0.37	0.27	0.40	0.03
Au	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01
Rb ppm	<3.9	11.96	12.73	<5.6	10.49	10.03	8.47
Cs	0.34	0.40	<0.55	0.38	0.44	<0.37	
Ba	<22	26.52	21.66	65.05	44.73		42.95
Ta	<0.16	0.19	0.14	<0.1	0.31	0.22	0.25
Hf	0.34	0.48	0.16	<0.088	0.30	0.16	0.19
Th	0.23	0.46	<0.21	0.18	0.78	<0.11	<0.073
U	<0.073	0.14	<0.17	<0.086	0.31	<0.19	<0.084
La ppm	0.66	1.79	0.40	0.40	2.73	0.34	1.86
Ce	1.42	5.89		0.82	4.32		1.20
Nd	2.16	1.78			2.11		2.69
Sm	0.31	0.61	0.17	0.09	0.67	0.15	0.33
Eu	0.19	0.20	0.10	0.11	0.18	0.07	0.16
Tb	0.09	0.11	0.07		0.14		0.11
Yb	0.31	0.46	0.22	0.15	0.36	0.22	0.26
Lu	0.05	0.08	0.04	0.02	0.04	0.03	0.05
Os ppb	2.65	1.13	<1.5	1.59	<4.3	4.49	<1.7
Ir	4.47	1.35	0.28	2.04	0.08	6.15	0.19
Ru	9	<7.6	<14	8	<4.7	29	0
Rh	7.43	1.85	0.32	3.57	0.26	11.97	9.49
Pt	27	22	8	31	<6.5	72	6
Pd	29	33	8	115	<3.2	173	11
Pt/Pt*	0.59	0.88	1.56	0.49		0.50	0.18
Ce/Ce*	0.87	1.43		0.96	0.73		0.32
Ni/Cu	49.87	10.88	2.91	8.62	15.92	5.16	5.85
Pd/Ir	6.53	24.75	27.56	56.35		28.16	57.60
Ni/Pd	57.04	57.15	273.59	32.83		9.34	133.86
Cu/Ir	7	130	2591	215	1273	51	1318
Cu/Pd	1144	5253	94031	3810		1811	22882
Pt/Pd	0.93	0.65	1.00	0.27		0.41	0.53
Pt/Au	14.36	2.26	4.47	4.71		11.07	1.06
Ir/Ni nm	1.22	0.32	0.06	0.25	0.02	1.73	0.06

Tableau 4.8 (suite): Résultats analytiques anhydres des éléments traces pour les échantillons de la roche-mère des unités dunitique, péridotitique et mafique du complexe de Musongati.

No For./Échant.	MUS-2	MUS-3	BD-1	BD-23-1	BD-23-2	BD-24	BD-25
Z (interv.en m)	Affleurement	Affleurement	Affleurement	Affleurement	Affleurement	Affleurement	Affleurement
Lithol.	Péridotite à Pl	Péridotite à Pl	gabbro-norite	norite	norite	gabbro-norite	gabbro-norite
Zone	Marumanga	Marumanga	Buhinda-Est	Makakwe	Makakwe	Macu	Buhoro
Cr	ppm	332	4620	640	1126	1117	142
Ni		2143	2123	16	15	50	13
Co		0.0	166.7	51.9	66.6	56.7	60.3
Sc		15.2	13.0	35.1	24.2	24.6	54.6
V		108	76	171	258	270	436
Cu		846	518	16	13	108	39
Zn			77	75	45	46	61
S		1525	4917	820	1111	366	1239
As		1.1	<0.18	2.0	0.6	0.5	1.2
Se		<2.7	3.4 <3.0	1.9	1.5	<2.9	2.1
Sb		0.21	<0.021	0.78	0.33	0.45	0.26
Au		0.01	0.02 <0.0019	<0.0012	0.0013	<0.0024	<0.001
Rb	ppm	3.64	<6.5	49.39	3.31	9.63	10.24
Cs				1.80	0.32	0.62	0.52
Ba				233	38.54	82.01	49.97
Ta		0.14	0.12	1.14	0.99	0.84	0.81
Hf		0.11	0.19	2.48	2.22	0.81	0.64
Th		0.13	<0.064	4.88	0.83	0.86	1.00
U		<0.097	<0.093	1.15	0.19	0.16	0.20
La	ppm	0.41	0.30	15.76	3.17	4.20	3.69
Ce		1.56	2.33	32.99	3.49	3.91	7.87
Nd				12.13	2.33	4.48	3.37
Sm		0.18	0.12	3.55	0.67	0.83	0.86
Eu		0.12	0.09	1.01	0.69	0.75	1.08
Tb				0.71	0.06	0.12	0.16
Yb		0.18	0.15	2.17	0.50	0.64	0.81
Lu		0.03	0.03	0.38	0.10	0.12	0.15
Os	ppb	<2.0	<0.99 <0.91	<1.3	0.85	<2.2	<0.84
Ir		0.08	0.03 <0.06	0.13	0.04	<0.058	<0.067
Ru		0	<5.0 <8.6	6	<7.9	<5.6	<7.2
Rh		<4.8	<0.49 <0.28	<0.51	<0.26	<0.51	<0.50
Pt		9	<4.7 <4.4	4	<3.7	<6.2	<4.8
Pd		11	<6.4 <3.3	6	<4.2	7	<0.61
Pt/Pt*							
Ce/Ce*		1.58	3.27	0.99	0.52	0.45	1.00
Ni/Cu		2.53	4.10	1.00	1.15	0.46	0.33
Pd/Ir		134.91			43.57		1.47
Ni/Pd		199.50			2.63		1.78
Cu/Ir		10625	16512		99	2685	
Cu/Pd		78753			2281		
Pt/Pd		0.81			0.72		
Pt/Au		1.10					
Ir/Ni nm		0.02	0.01		3.96	0.37	

Tableau 4.9: Moyennes des résultats analytiques anhydres des éléments traces pour les échantillons de la roche-mère des unités dunitique, péridotitique et mafique du complexe de Musongati (le dyke de Buhinda est n'a pas été inclus dans le calcul des moyennes des gabbronorites).

		moyenne dunite	moyenne harzburgite	moyenne Péridotite à Pl	moyenne norite	moyenne gabbronorite
Cr	ppm	2311	2335	3504	1122	185
Ni		4239	3743	1952	32	17
Co		205.9	186.3	138.8	61.6	66.6
Sc		5.8	8.0	15.3	24.4	55.5
V		39	50	83	264	440
Cu		695	454	457	61	27
Zn		226	73	75	45	61
S		7107	3117	3084	738	1104
As		0.3	1.4	1.1	0.6	1.2
Se		2.0	3.1	2.6	1.7	2.1
Sb		0.46	0.62	0.22	0.39	0.52
Au		0.02	0.02	0.01	0.00	<0.002
Rb	ppm	5.29	7.74	8.72	6.47	10.24
Cs		0.32	0.36	0.68	0.47	0.48
Ba		17.89	30.86	45.69	60.28	49.97
Ta		0.12	0.17	0.17	0.91	0.74
Hf		0.16	0.28	0.16	1.52	0.64
Th		0.11	0.30	0.16	0.85	0.59
U		0.08	0.13		0.17	0.20
La	ppm	0.26	0.74	0.70	3.68	2.54
Ce		0.88	1.80	1.70	3.70	7.87
Nd		1.20	1.77	2.69	3.40	3.31
Sm		0.04	0.26	0.18	0.75	0.80
Eu		0.05	0.10	0.10	0.72	0.88
Tb			0.11	0.09	0.09	0.17
Yb		0.08	0.19	0.21	0.57	0.87
Lu		0.01	0.03	0.04	0.11	0.15
Os	ppb	2.88	3.41	3.12	0.85	<2.2
Ir		4.44	4.69	1.28	0.09	<0.058
Ru		26	28	10	6	<5.6
Rh		11.60	10.33	5.61	<0.51	<0.51
Pt		74	72	20	4	<6.2
Pd		202	173	42	6	7
Pt/Pt*		0.49	0.57	0.79		
Ce/Ce*		2.27	1.13	1.72	0.49	1.00
Ni/Cu		6.40	12.33	7.08	0.81	0.90
Pd/Ir		47.14	38.59	51.76	43.57	
Ni/Pd		24.04	61.45	169.53	2.63	1.78
Cu/Ir		163	272	5201	1392	
Cu/Pd		4108	4065	41605	2281	
Pt/Pd		0.37	0.51	0.70	0.72	
Pt/Au		3.39	4.32	4.13		
Ir/Ni nm		0.50	0.58	0.34	2.17	

4.4.1 Contexte de la cristallisation

Les concentrations de certains éléments dans la roche-mère sont si près de la limite de détection que l'évaluation ultérieure de leur comportement, l'évaluation quantitative particulièrement, devra être prise sous toute réserve. Il s'agit des éléments suivants: Na, K, P, Zn, As, Se, Sb, Ru, Rb, Cs, Ba, Ta, U, Ce, Nd, Tb.

Les observations pétrographiques indiquent que a) les dunites et les harzburgites forment des cumulats d'olivine et de chromite, b) les péridotites présentent des cumulats d'olivine, de chromite et de plagioclase, c) les roches mafiques contiennent des cumulats de plagioclase et de pyroxène. À travers l'étude des relations texturales, il n'a pas été possible d'en déduire si les sulfures représentent ou non des cumulats. En ne considérant pour le moment que les roches ultramafiques, si l'olivine constitue la phase cumulus, on s'attend à ce que les éléments Fe, Mg, Mn, Ni et Co se comportent comme des éléments compatibles. La chromite aura un effet considérable sur le Cr et le Sc, et à un moindre degré sur le Ti, l'Al et le Mg. Lors de la cristallisation de l'olivine et de la chromite, l'Os, l'Ir et le Ru se comportent comme des éléments compatibles. Ils peuvent donc être affectés par la cristallisation de l'olivine et de la chromite. Tous les éléments chalcophiles (Ni, Cu, Co, EGP et Au) sont fortement affectés par l'accumulation des sulfures et peuvent ainsi devenir compatibles. La cristallisation du plagioclase exercera une influence sur les éléments tels que Al, Eu, Ca, Na. Les seuls éléments incompatibles à toutes les trois phases cumulus (olivine, chromite, plagioclase) sont Hf, Th, et les REE.

Afin d'investiguer les effets de chacune de ces trois phases sur la composition chimique de la roche-mère totale, nous avons considéré le comportement de certains de leurs éléments constitutifs sur une série de diagrammes binaires (figures 4.5, 4.6 et 4.7).

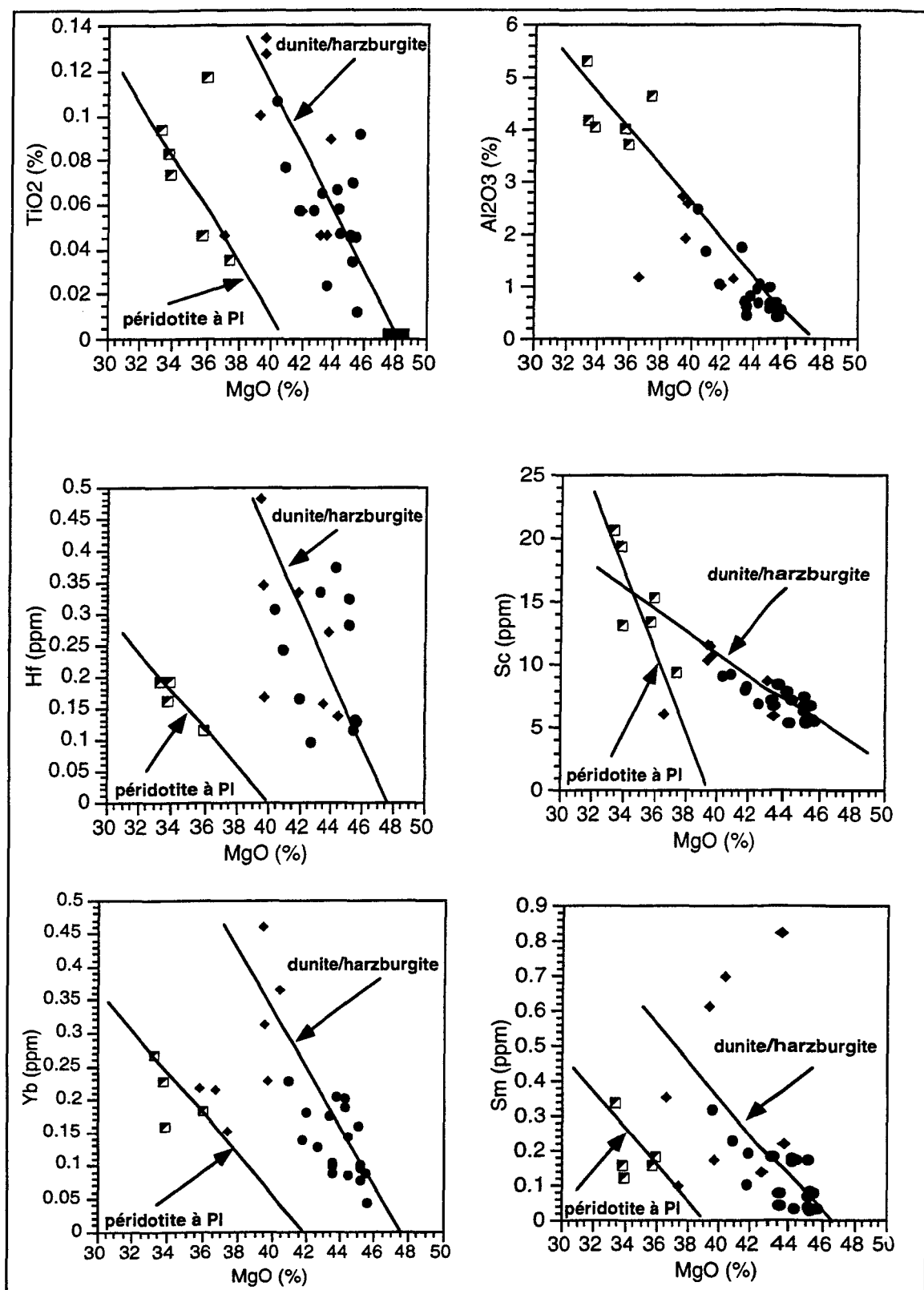


Figure 4.5: Diagrammes binaires illustrant l'histoire de la cristallisation de la roche-mère du complexe de Musongati, en utilisant MgO comme indice de différenciation:
 ● = dunite, ◆ = harzburgite, ◻ = péridotite à plagioclase

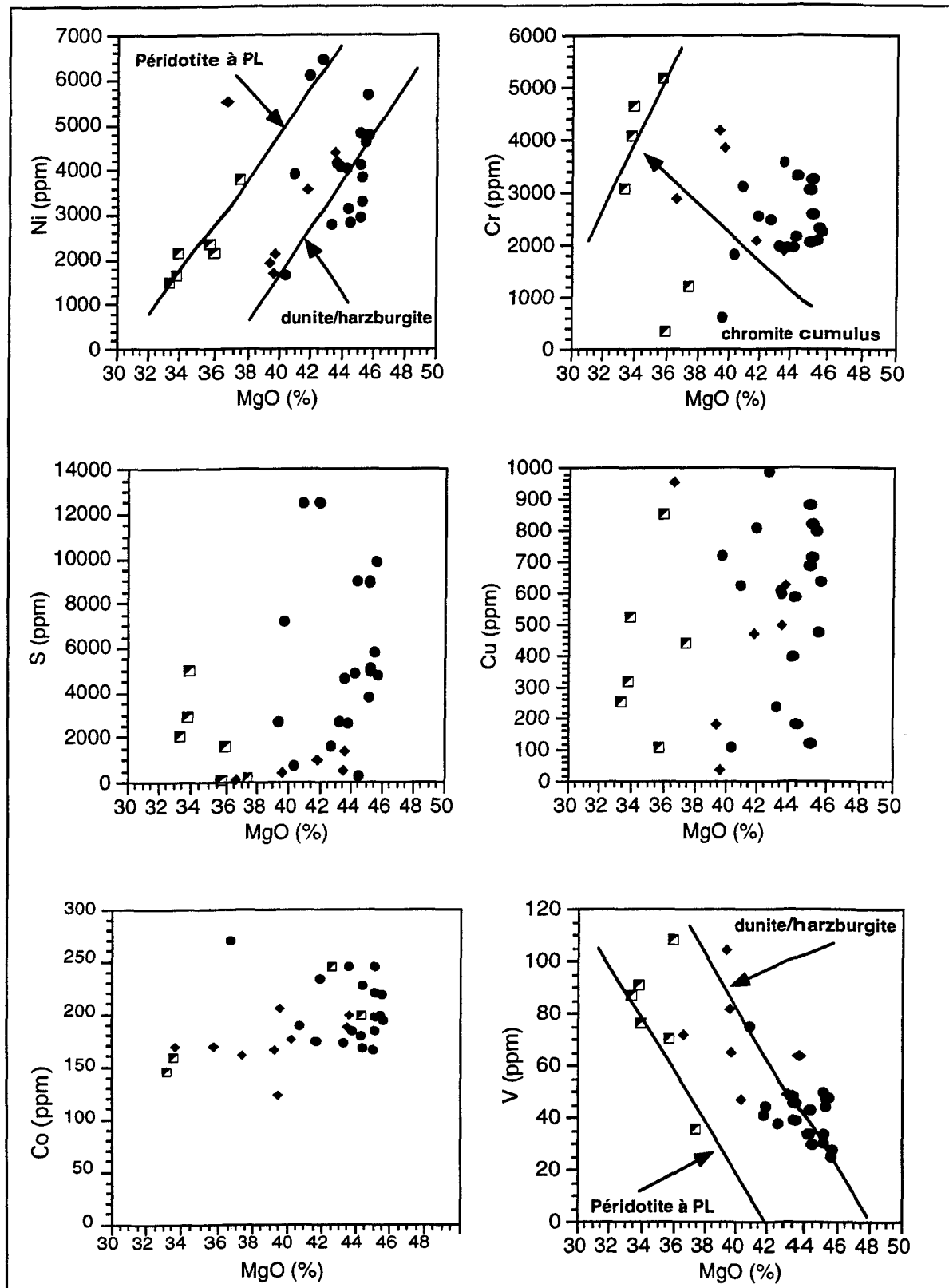


Figure 4.5 (suite): Diagrammes binaires illustrant l'histoire de la cristallisation de la roche-mère du complexe de Musongati, en utilisant MgO comme indice de différenciation: ● = dunite, ◆ = harzburgite, ◻ = péridotite à plagioclase

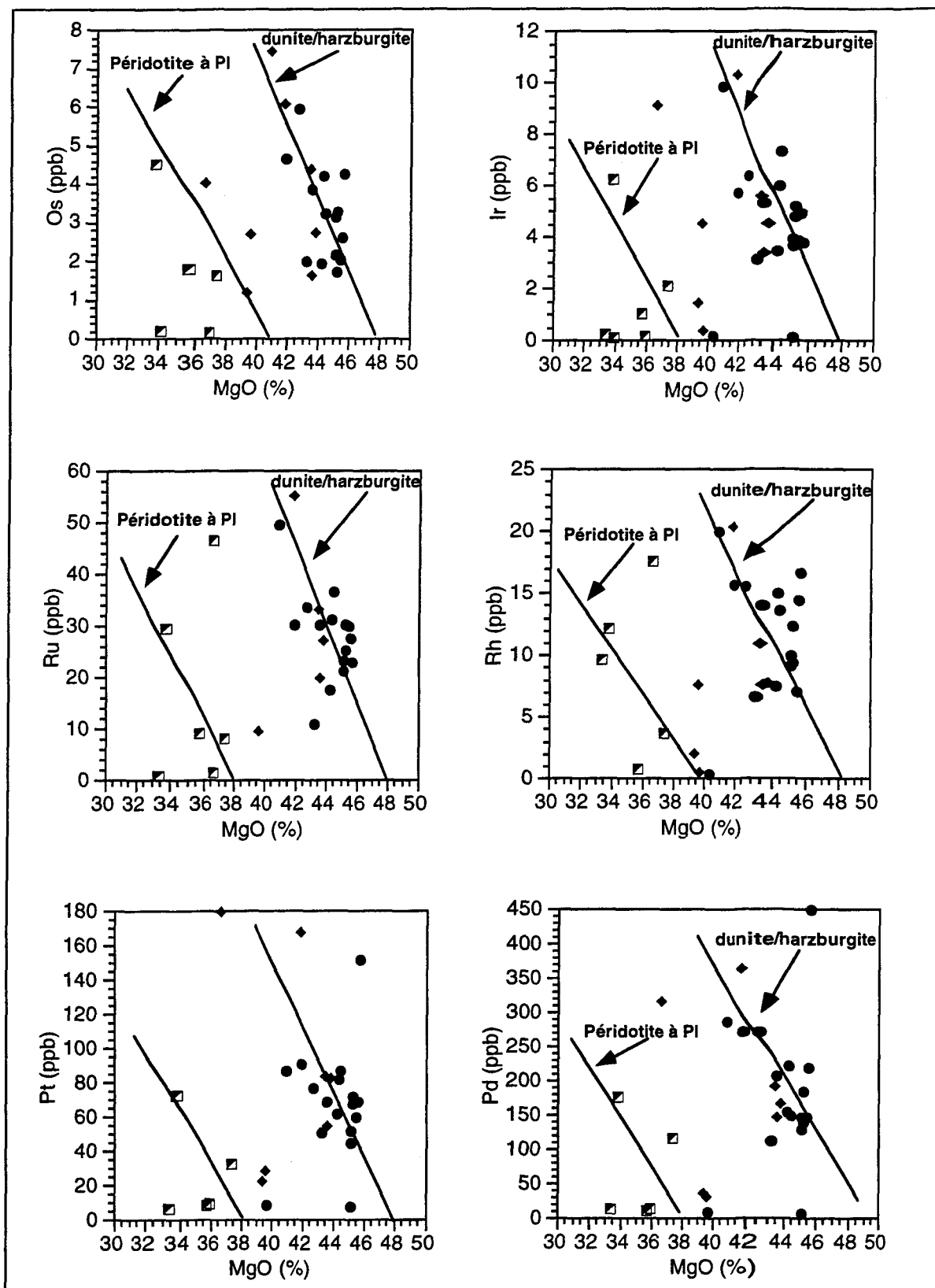


Figure 4.5 (suite): Diagrammes binaires illustrant l'histoire de la cristallisation de la roche-mère du complexe de Musongati, en utilisant MgO comme indice de différenciation:
 ● = dunite, ◆ = harzburgite, ◻ = péridotite à plagioclase

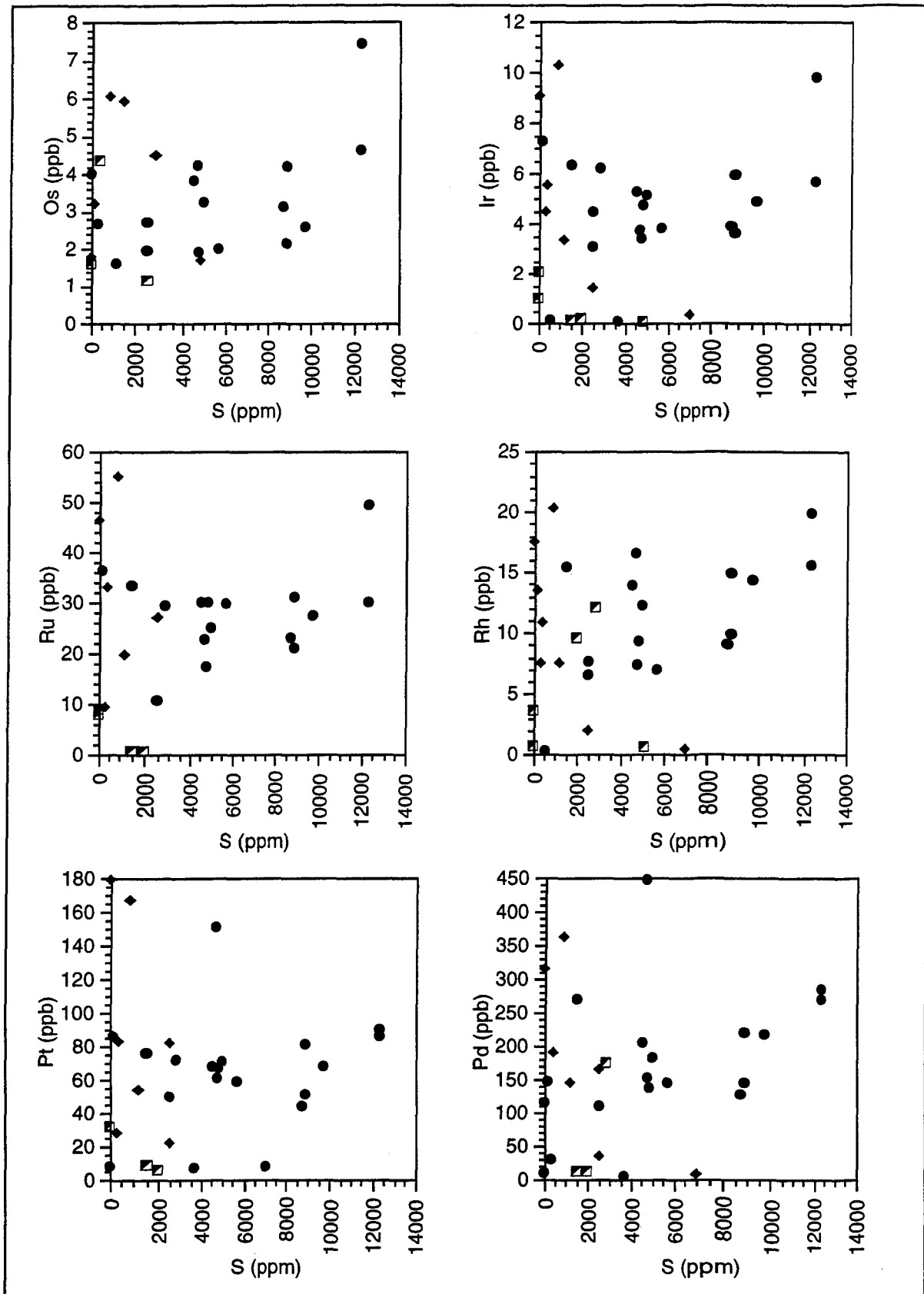


Figure 4.6: Diagrammes binaires illustrant l'histoire de la cristallisation de la roche-mère du complexe de Musongati, en utilisant le S et le Cr comme indices de différenciation:

● = dunite, ◆ = harzburgite, ◻ = péridotite à plagioclase

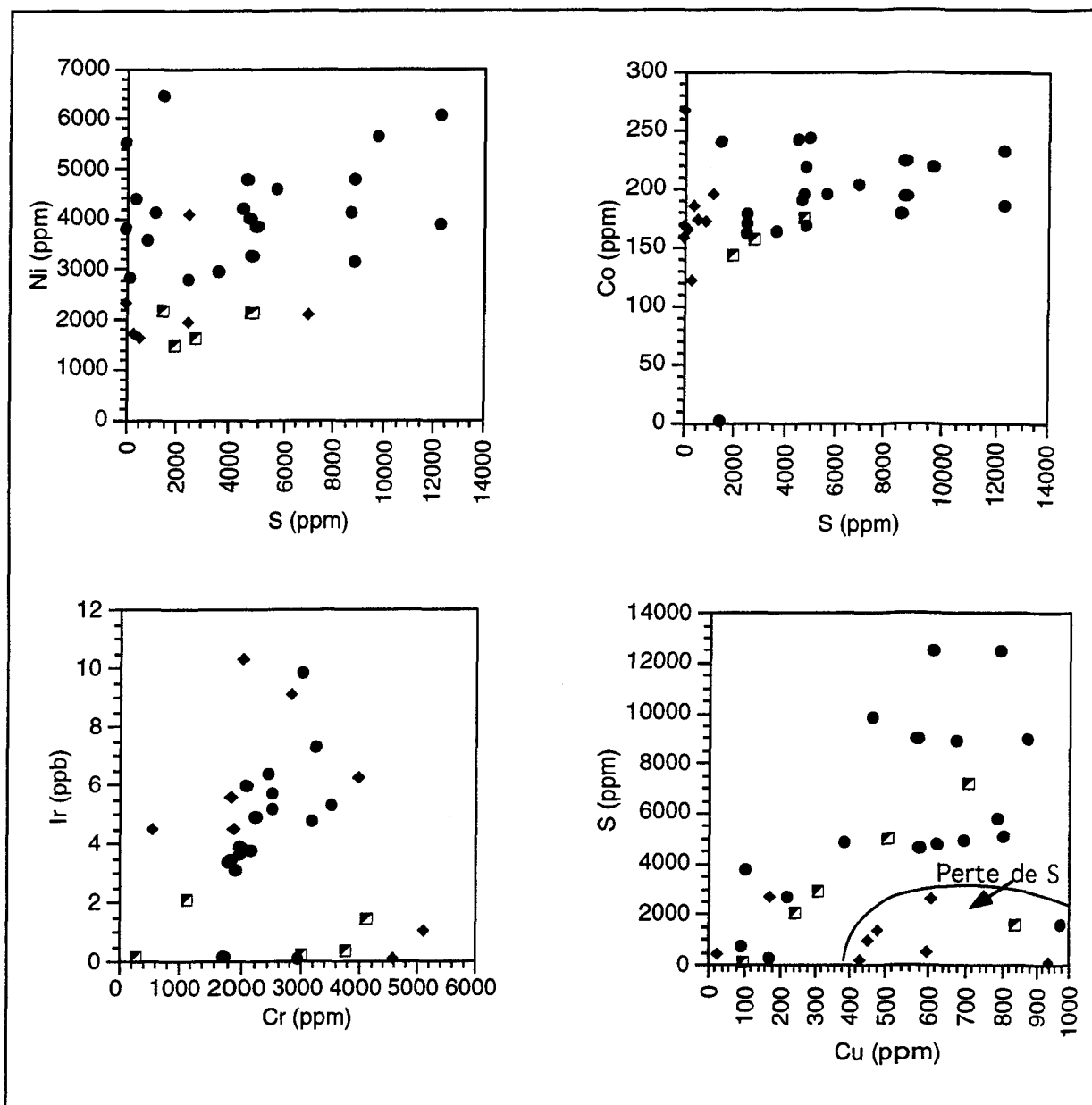


Figure 4.6 (suite): Diagrammes binaires illustrant l'histoire de la cristallisation de la roche-mère du complexe de Musongati, en utilisant le S et le Cr comme indices de différenciation:
 ● = dunite, ◆ = harzburgite, ◻ = péridotite à plagioclase

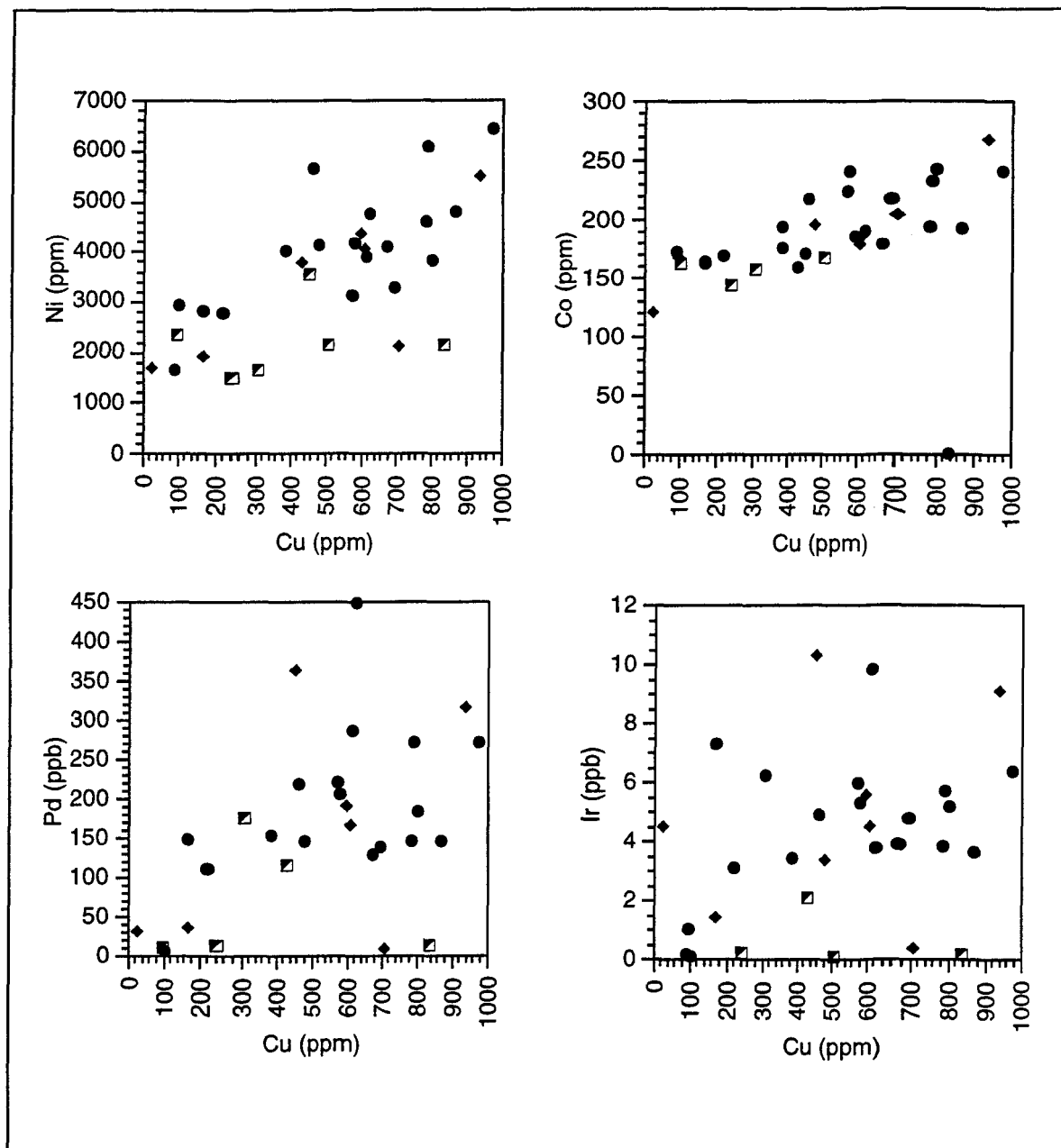


Figure 4.7: Diagrammes binaires illustrant l'histoire de la cristallisation de la roche-mère du complexe de Musongati, en utilisant le Cu comme indice de différenciation:

● = dunite, ◆ = harzburgite, ◻ = péridotite à plagioclase

Le MgO est le constituant majeur de l'olivine et il a été choisi pour représenter l'olivine. Les éléments comme Hf, Th et les REE peuvent être également utilisés pour représenter la composante du liquide piégé. Sur les diagrammes Hf versus MgO, Sm versus MgO et Yb versus MgO, on constate que les dunites et les harzburgites se placent le long d'une même direction, représentant possiblement un mélange de l'olivine et du liquide piégé (figure 4.5). Les péridotites à plagioclase ne se placent pas sur la même direction, et semblent renfermer moins d'éléments immobiles que les dunites et les harzburgites, pour une concentration donnée de MgO. Une observation similaire peut être déduite des diagrammes binaires TiO_2 versus MgO et V versus MgO. Les péridotites à plagioclase semblent renfermer près de la moitié des éléments incompatibles, pour une concentration donnée de MgO. Ceci indique qu'elles contiennent moins de liquide piégé que les dunites et les harzburgites, et qu'une autre phase cumulus est probablement présente dans ces roches. Mais il est possible que ce soit un phénomène lié au changement de la composition du liquide piégé. Cependant, un graphique Al_2O_3 versus MgO jette une certaine lumière sur la nature de cette autre phase cumulus. On observe sur la figure 4.5, que les données des dunites montrant les plus faibles teneurs en Al_2O_3 , celles des harzburgites aux concentrations intermédiaires en Al_2O_3 , et celles péridotites à plagioclase accusant les plus fortes concentrations en Al_2O_3 , se placent sur une même et unique direction. Les péridotites à plagioclase contiennent 4 à 6 % de Al_2O_3 , et 32 à 36 % MgO. Du point de vue pétrographique, elles contiennent 60 à 70 % d'olivine, 10 à 20% de pyroxène interstitiel, et 10 à 20% de plagioclase interstitiel. Si le plagioclase est considéré comme une phase cumulus, il devient dès lors possible d'expliquer les concentrations élevées en Al_2O_3 , ainsi que les faibles concentrations en éléments incompatibles dans ces roches.

Sur le diagramme MgO versus Cr, les dunites, les harzburgites et deux échantillons des péridotites à plagioclase montrent une corrélation positive, indiquant que l'olivine et la chromite cristallise en même temps ensemble. Les dunites contiennent 0.2 à 0.3% Cr. La concentration en Cr des chromites est aux environs de 30% (voir les sections précédentes). Ceci implique que les dunites contiennent 0.5 à 1% de cumulats de chromite, ce qui concorde avec les observations pétrographiques. Quatre des péridotites à plagioclase semblent plus riches en Cr que les dunites et les harzburgites. Elles contiennent 0.3 à 0.55% Cr, ce qui implique une présence dans ces roches de 1 à 2 % de cumulats de chromites. La présence de cumulats de chromite dans les roches n'a pas d'effet majeur sur les concentrations en Al_2O_3 ou en TiO_2 , car la chromite ne représente que 0.5 à 2% de la roche. Ceci implique un effet maximal de 0.4% (0.02×20) sur Al_2O_3 et de 0.04% (0.02×2) sur le TiO_2 .

Un autre élément qu'il est important de considérer dans le contexte de la cristallisation de la chromite est l'Ir. Il a déjà été démontré que dans les ophiolites, Os, Ir et Ru sont très concentrés dans les chromites (Agiorgitis et Wolf 1978; Talkington et al. 1983; Barnes et al 1985; Barnes et al. 1987; Crocket et MacRae 1986; Teigler et Eales 1993). Le diagramme Ir versus Cr montre une faible corrélation positive (figure 4.6). Cependant, quatre des péridotites à plagioclase, lesquelles sont enrichies en chromite (voir plus haut), ne se placent pas sur la même tendance de corrélation. Comme on le verra plus tard, les sulfures représentent aussi une phase cumulus, et la corrélation apparente entre l'Ir et le Cr pourrait résulter des accumulations de chromite et des sulfures dans la même roche plutôt qu'une partition de l'Ir dans la chromite.

Ni et Co montrent une forte corrélation positive avec MgO (figure 4.5). Ceci est probablement en partie dû au contrôle de l'olivine sur ces éléments. Cependant, l'olivine dans ces roches ne contient que 0.2 à 0.3% Ni, tandis que les dunites en contiennent jusqu'à

0.7% Ni. Ainsi, une partie du Ni est présente sous une autre phase, qui est fort probablement la phase sulfurée.

Le S et les EGP ne montrent pas de relation claire avec les concentrations en MgO, bien que les dunites aient généralement des valeurs élevées en S et en EGP (figure 4.6). Les dunites contiennent 0.4 à 1% de S. Ceci implique que les roches contiennent entre 1 et 3% de sulfures (comme on l'a observé dans les descriptions pétrographiques). La quantité maximale de soufre qu'un liquide mafique peut contenir est 0.15% (Wendlandt 1982). Nos échantillons de roches ultramafiques contiennent seulement 10% du liquide piégé. Ceci revient à dire que 0.015% S seulement représente le liquide capté, tandis le reste représente un cumulat.

Le diagramme Cu versus MgO montre une complète dispersion des données. Si l'on peut supposer que les dunites contiennent plus de sulfures que les autres unités, comme le suggère le diagramme S versus MgO, il est possible de prévoir le comportement du Cu en envisageant un diagramme Cu versus MgO similaire à celui de S versus MgO. Cependant, le diagramme Cu-S montre une faible corrélation entre ces éléments (figure 4.6). Ce manque de corrélation est probablement lié à la mobilité du S. Toutefois, on observe une corrélation positive sur les diagrammes Ni-Cu, Co-Cu, et EGP-Cu (figure 4.7), alors que les paires Ni-S, Co-S et EGP-S montrent une pauvre corrélation entre les métaux et le soufre (figure 4.6). Ainsi, il devient plus probable que le S soit plus mobile que le Cu. Ceci est en accord avec les observations pétrographiques qui montrent que la plupart des sulfures sont altérés. En réexaminant le diagramme Cu-S, on s'aperçoit qu'une corrélation positive entre le Cu et le S pourrait être obtenue, en assumant que la cause à l'origine du manque de corrélation était la perte du S, et en éliminant 8 échantillons (247-55-58-2, 247-58-59, 269-40-45, 269-45-47, 104-30-36, 306-43-44, 298-29-34, MUS-2) dont les teneurs en Cu sont élevées, mais dont

les teneurs en S sont très faibles (figure 4.6). De par le même raisonnement de la perte du S, une corrélation beaucoup plus claire émerge entre le S et les métaux, en éliminant les mêmes 8 échantillons précédents des diagrammes métal-S.

En conclusion, les phases cumulus dans les dunites et les harzburgites sont l'olivine, la chromite et les sulfures. Dans les péridotites à plagioclase, les phases cumulus sont l'olivine, la chromite, les sulfures et le plagioclase. L'or, le Cu, le Pd, le Pt et le Rh sont principalement contrôlés par les sulfures. L'Ir et possiblement le Ru et l'Os sont contrôlés en partie par les sulfures, mais aussi par les chromites et l'olivine. Le S semble mobile dans 8 des échantillons de la roche-mère.

4.4.2 Éléments du groupe du platine

4.4.2.1 Introduction

Les six éléments du groupe du platine (EGP)-Os, Ir, Ru, Rh, Pt, Pd- sont étroitement liés dans certains aspects, mais leur comportement géochimique diffèrent sensiblement de celui de leurs congénères, les métaux de transition Fe, Ni and Co (Cabri 1984; Naldrett et al. 1984). La nature sidérophile des EGP a conduit à leur concentration dans le noyau de la Terre et à leur appauvrissement dans la croûte. L'interaction du matériel mantellique et de la croûte au cours de l'histoire de la formation de la Terre, a cependant abouti, dans certains contextes géologiques, à la formation des dépôts économiques de ces éléments dans la croûte.

Nous avons vu que la roche-mère à la base des latérites nickélifères de Musongati est constituée par des roches ultramafiques. Les études menées sur la fractionation distinctive

des EGP dans ces types de roches ont abouti à leur subdivision en 2 groupes principaux, selon leurs comportements géochimiques (Barnes et al. 1985): a) le groupe des éléments compatibles (IPGE): Os-Ir-Ru, et b) le groupe des éléments incompatibles (PPGE): Rh-Pt-Pd. Le premier groupe possède une affinité à l'olivine et à la chromite en l'absence des sulfures. Cependant, les deux groupes restent exclusivement chalcophiles dans les systèmes porteurs de sulfures (*sulfide-bearing systems*) qui supplantent n'importe quel autre tendance géochimique en relation avec des silicates et ou des oxydes (Hamlyn et Keays 1986; Naldrett et Duke 1980; Naldrett 1989). Les sulfures jouent donc le rôle de premier plan dans les processus de collectage des EGP, à côté des chromites et des olivines. L'immiscibilité des sulfures et leur ségrégation à une certaine étape de l'évolution d'un magma, depuis la fusion partielle dans le manteau jusqu'à sa mise en place dans la croûte, se trouve à l'origine de l'appauvrissement ou de l'enrichissement en EGP des complexes rocheux (Naldrett et al. 1984; Barnes et al. 1988).

Dans cette section, on s'attachera spécifiquement à l'étude de la distribution des EGP, ainsi que des éléments Ni, Cu et Au dans les unités lithologiques du complexe de Musongati, les relations inter-éléments, les relations pétrogénétiques avec les complexes lités et ophiolitiques. Le but recherché consiste à mieux comprendre les mécanismes de la fractionation des EGP, eu égard au caractère génétique du magma tholéiitique parent, le degré d'enrichissement et l'héritage de la roche-mère en ces métaux avant la latéritisation. À l'aide des spectres de normalisation par rapport au manteau, et dans l'ordre Ni-Os-Ir-Ru-Rh-Pt-Pd-Au-Cu (Barnes et al. 1988), nous tenterons de dépister l'effet des sulfures, des olivines et des chromites sur la distribution des EGP dans la roche-mère du complexe de Musongati. Le nickel, l'élément à la fois chalcophile et sidérophile a été placé à côté de l'osmium, grâce à leurs caractères réfractaires similaires. Le cuivre, l'élément incompatible et exclusivement chalcophile au cours de la fusion partielle, est proche du comportement de l'or dont il est

placé à la droite. Nous utiliserons également l'approche des champs issus des rapports Pd/Ir vs Ni/Cu et Ni/Pd vs Cu/Ir, pour tenter de dégager une hypothèse sur la nature ophiolitique ou stratiforme du complexe de Musongati. Enfin, la modélisation à partir des données recalculées à 100% sulfures nous permettra de comprendre les conditions sous lesquelles ces sulfures ont été probablement formés.

4.4.2.2 Diagrammes Pd/Ir versus Ni/Cu, et Ni/Pd versus Cu/Ir

La figure 4.8 montre les champs couverts par la plupart des suites magmatiques, dont les intrusions litées et les ophiolites, sur les diagrammes Pd/Ir vs Ni/Cu et Ni/Pd vs Cu/Ir (Barnes et al. 1988). Les rapports des métaux du complexe de Musongati, en particulier les rapports de l'unité dunitique, se placent à la fois dans les domaines d'intersection des champs ophiolitiques, des intrusions litées et des tholéiites magnésiennes (*high-MgO tholeiites*). Ceci suggère le caractère primitif de la source magmatique de la roche-mère dont la composition serait proche de celle des tholéiites magnésiennes. En effet, les péridotites de Musongati sont plus riches en olivine et en chromite par rapport aux tholéiites magnésiennes. Ceci est en partie corroboré par les observations pétrographiques qui indiquent que ces roches forment des cumulats d'olivine, de chromite et de sulfures accessoires (voir section 4.2).

Comme les coefficients de partage du nickel et du cuivre dans les sulfures sont similaires, l'effet des sulfures ne peut pas être détecté sur les diagrammes Pd/Ir vs Ni/Cu (figure 4.8a). On peut cependant observer l'influence de la ségrégation des sulfures sur les diagrammes Ni/Pd vs Cu/Ir (figure 4.8b), puisque les coefficients de partage du Ni et du Cu dans les sulfures sont de loin plus bas que ceux du Pd et de l'Ir.

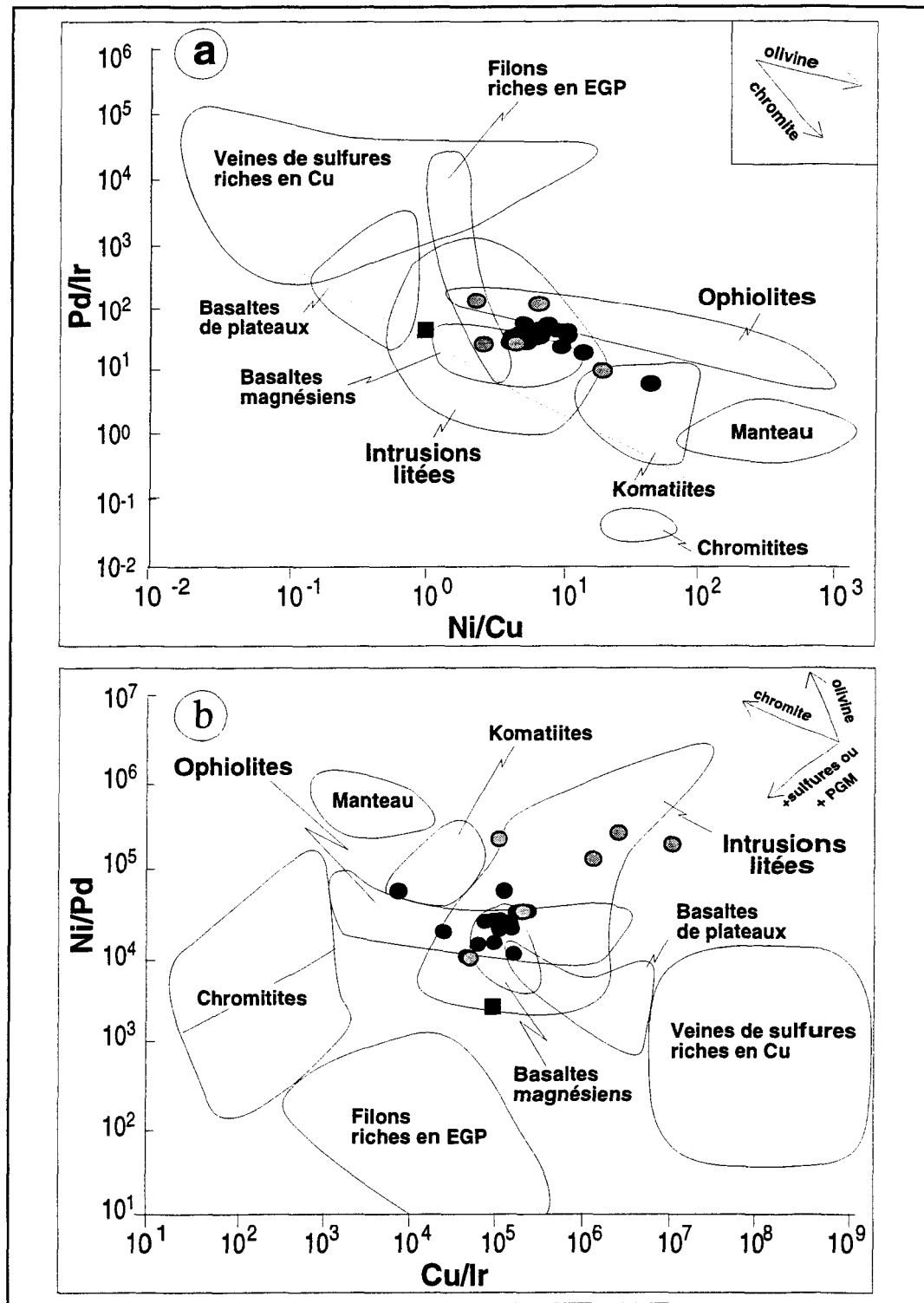


Figure 4.8: Diagrammes de variations des rapports a) Pd/Ir vs Ni/Cu, et b) Ni/Pd vs Cu/Ir des unités dunitique, péridotitique et gabbro-noritique du complexe de Musongati.

(les champs des différentes roches mantelliques sont tirées de Barnes et al. 1988);

● = dunite + harzburgite, ⊙ = péridotite à Pl, ■ = gabbro-norite, PGM = minéraux du groupe du platine.

Sur ce diagramme, les échantillons analysés ne montrent aucun signe d'extraction de sulfures des silicates. Ainsi, les sulfures observés représentent probablement les sulfures primaires riches en EGP.

4.4.2.3 Les teneurs en EGP, Ni, Cu et Au normalisées au manteau

Les profils des teneurs de la roche-mère en EGP, Ni, Cu, et Au normalisées par rapport aux valeurs mantelliques (Barnes et al. 1988) sont présentés à la figure 4.9. La normalisation de toutes les unités de la roche-mère montre un enrichissement ou un appauvrissement en EGP, Ni, Cu et Au, par rapport au manteau supérieur, couvrant les intervalles suivants: Ni=0.01-3.20; Os=0.15-1.76; Ir=0.01-2.22; Ru=0.07-8.81; Rh=0.16-12.37; Pt=0.49-10.74; Pd=1.29-64.28; Au=1.08-28.52; Cu=0.46-35.04; Pd/Ir_{nm} =6.53-57.6; Ni/Ir_{nm} =0.25-3.11 (avec 2 valeurs sporadiques de 4.07 et 5.37 dans les péridotites et les gabbro-norites respectivement; nm = normalisé au manteau); Cu/Pd_{nm} =0.18-0.95 (3 valeurs de 1.66, 3.60, 12.38 et 14.78 ont été enregistrées dans les péridotites à plagioclase). Prises séparément, les dunites sur lesquelles se développent les profils latéritiques nickélifères étudiées, montrent des valeurs normalisées couvrant des intervalles un peu plus restreints: Ni=1.56-2.38; Os=0.39-0.99; Ir=0.77-1.35; Ru=3.10-5.49; Rh=4.30-9.27; Pt=5.23-9.78; Pd=28.92-49.53; Au=13.12-22; Cu=14.02-31.29; Pd/Ir_{nm} =29.12-44.71; Ni/Ir_{nm} =1.15-2.91; Cu/Pd_{nm} =0.41-0.95. Le niveau, l'allure et la pente positive des spectres ressemblent à ceux des tholéiites, avec un enrichissement en Ni et en Cu. Les EGP sont légèrement fractionnés, avec un rapport Pd/Ir_{nm} très faible en comparaison avec celui des tholéiites sans sulfures (Pd/Ir_{nm} ≈ 100). Cependant, les variations du rapport Pd/Ir_{nm} du complexe de Musongati restent dans l'intervalle de 6 à 58, alors que celles des tholéiites sulfurées couvrent l'intervalle de 8 à 300 (Barnes et al. 1985).

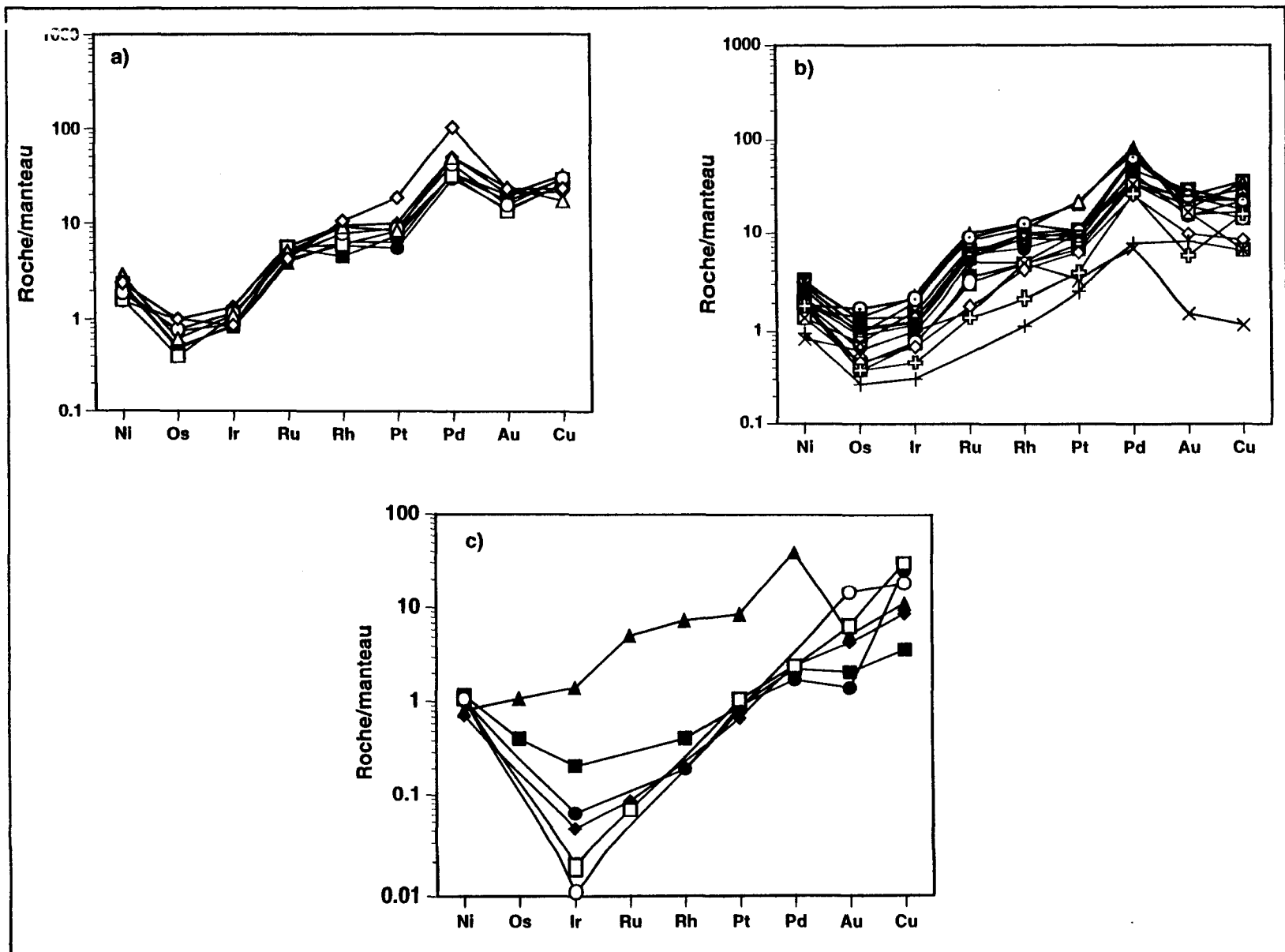


Figure 4.9: Diagramme des EGP, Ni, Cu et Au, normalisés au manteau supérieur, pour a) les dunites, b) les harzburgites, et c) les péridotites à plagioclase.

Sur les spectres normalisés par rapport au manteau, la portion Os-Ir-Ru est relativement plat, alors qu'on observe une constante et régulière remontée de Ru à Pd. Le nickel est légèrement enrichi par rapport à l'iridium, tandis que le Cu est légèrement appauvri par rapport au palladium.

La plupart des roches ultramafiques dépourvues de sulfures, montrent des spectres des métaux normalisés au manteau relativement plats. C'est le cas par exemples des complexes de Bushveld (Davies et Tredoux 1985; Great Dyke (Prendergast et Keays 1989) et de Muskox (Barnes et Francis 1995). Le complexe de Musongati montre des spectres normalisés au manteau plus fractionnés que ceux de ces intrusions, avec un rapport Pd/Ir de 1-10 versus 6-60.

Ces contrastes s'expliquent probablement par la présence de sulfures dans les roches de Musongati. Les roches porteuses de sulfures montrent généralement des spectres plus fractionnés que celles pauvres en sulfures. C'est le cas par exemples de Lac des Iles (Brugmann et al. 1989) et de Muskox (Barnes et Francis 1995). Ainsi, afin de pousser plus loin le traitement et l'analyse des données du complexe de Musongati, leur normalisation à 100% sulfures devient une condition *sine qua non*.

4.4.2.4 Composition des sulfures

La concentration des EGP dans les échantillons dépend de la quantité des sulfures qu'ils contiennent. Il s'ensuit que la comparaison des valeurs absolues d'un dépôt à l'autre se trouve sérieusement affectée et pourrait même s'avérer fausse. Afin de surmonter ce problème, les chercheurs dans le domaine des EGP suivent aujourd'hui l'exemple de Naldrett

et al. (1979) et Keays et al. (1982), en supposant que la plupart des EGP rentrent dans le liquide sulfuré lors de la cristallisation de la roche, et en recalculant les résultats analytiques à 100% sulfures. Pour recalculer les données analytiques à 100% sulfures, nous avons également supposé que les sulfures consistent essentiellement en pyrrhotite, en pentlandite et en chalcopryrite. Les compositions stoechiométriques utilisées ont été déduites des analyses des sulfures à la microsonde électronique (voir section 4.2.6). La méthode de calcul de la composition des sulfures est tirée de Barnes et al. (1995).

La concentration d'un élément dans la fraction sulfurée d'une roche (C_S), est égale au rapport de la concentration de l'élément dans la roche (C_R) sur le poids de la fraction des sulfures que contient cette roche (W):

$$C_S = C_R / W \quad (1)$$

$$W = S_t + (Ni_t - Ni_{sil}) + (Cu_t - Cu_{sil}) + Fe_{sul} \quad (2)$$

où S_t = S total; Ni_t = Ni total; Ni_{sil} = Ni dans les silicates; Cu_t = Cu total;

Cu_{sil} = Cu dans les silicates; Fe_{sul} = quantité de fer dans les sulfures.

$$Fe_{sul} = Fe_{pn} + Fe_{cp} + Fe_{po} \quad (3)$$

où Fe_{pn} = concentration de Fe dans la pentlandite,

Fe_{cp} = concentration de Fe dans la chalcopryrite

Fe_{po} = concentration de Fe dans la pyrrhotite

$$Fe_{pn} = [(Ni_r - Ni_{sil})/58.7] * 55.847$$

$$Fe_{cp} = [(Cu_r - Cu_{sil})/63.546] * 55.847$$

En assumant selon nos résultats d'analyse à la microsonde, la formule de la pyrrhotite comme étant $\text{Fe}_{12}\text{S}_{13}$, on obtient:

$$\text{Fe}_{\text{po}} = 12/13 * [\text{S}/32 - ((\text{Ni}/58.7) * 8/4.5) - ((\text{Cu}/63.54) * 2)] * 55.847$$

En substituant les résultats de Fe_{pn} , Fe_{cp} , Fe_{po} dans la relation (3), on obtient une formule générale pour le calcul de Fe_{sul} :

$$\text{Fe}_{\text{sul}} = 1.611 * \text{S} - 0.6099 * \text{Ni} - 0.74376 * \text{Cu} \quad (4)$$

En substituant la relation (4) dans l'équation (2), on obtient le % poids de la fraction sulfurée:

$$\text{W} = [(2.611 * \text{S}) + (0.3901 * \text{Ni}) + (0.25624 * \text{Cu})] / 100 \quad (5)$$

Enfin, la substitution du résultat de l'équation (5) dans l'équation (1) donne la concentration d'un élément considéré dans les sulfures du complexe de Musongati.

Les résultats des calculs à 100% sulfures dans les dunites et les péridotites montrent les concentrations suivantes (tableau 4.10): Ni=4-16%; Cu=1-5%; S=33-37%; Os=85-350 ppb; Ir=145-350 ppb; Ru=800-3500 ppb; Rh=380-1200 ppb; Pt=1800-7000 ppb; Pd=2500-16000 ppb; Au=700-2000 ppb. Les compositions des sulfures de Musongati projetées sur les diagrammes ternaires $\text{Fe}_{1-x}\text{-S-Ni}_{1-x}$ et Fe-S-Cu (figure 4.10), tombent du côté riche en soufre dans le champ d'un MSS (*Monosulfide Solid Solution*) à 1100 °C dans les limites observées par Kullerud (1969). Cette position suggère à la fois l'origine magmatique des sulfures étudiées et un degré de fractionnement relativement élevé. Les teneurs en EGP, Ni et Cu, et les rapports Ni/Cu (1.75-5), Pd/Ir (30-80), Rh/Ir (2-5), Pd/Pt (2-3) sont une fois de plus très similaires à ceux des komatiites basaltiques en général, et particulièrement aux sulfures de Cape Smith rapportés par Barnes et al. (sous presse).

Tableau 4.10: Teneurs en EGP et en métaux chalcophiles recalculées à 100% sulfures, pour les unités dunitique et péridotitique du complexe de Musongati. Les échantillons accusant des pertes en soufre ont été omis de la liste.

No For./Échant.	247-59-65	247-65-70	247-70-100	247-100-120	247-120-138	247-150	269-46-47	269-47-	249-50-55	239-53-56	309-43-44	235-63-64	Moyenne-Buhinda	
Z (interv.en m)	59-65	65-70	70-100	100-120	120-138	150.00	46-47	47-	50-55	53-56	43-44	63-64		
Lithologie	dunite	dunite	dunite	dunite	dunite	dunite	harzburgite	harzburgite	dunite	harzburgite	harzburgite	harzburgite		
Localisation	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda		
Fe	%	43.68	51.75	49.02	55.54	49.13	45.52	46.50	46.50	48.79	49.66	49.53	55.25	49.24
Ni		15.96	8.68	11.15	4.66	9.21	12.90	14.77	14.77	13.34	10.74	11.82	5.60	11.13
Cu		4.92	2.85	3.55	2.44	5.25	5.78	2.92	2.92	1.74	3.22	2.35	1.87	3.32
S		35.43	36.72	36.29	37.36	36.41	35.81	35.81	35.81	36.14	36.38	36.30	37.28	36.31
Os	ppb	124	129	86	174	123	229	140	140	95	275	135	223	156
Ir		236	159	146	248	349	362	252	252	179	426	165	294	256
Ru		1838	948	844	1285	2221	1758	1290	1290	1004	1473	878	1485	1360
Rh		427	376	400	620	684	864	545	545	529	917	456	596	580
Pt		3665	1812	2038	3354	4929	5043	4542	4542	2491	7016	2612	2566	3718
Pd		8875	5307	5851	9107	10165	12990	11286	11286	7975	15405	7868	8515	9552
Au		1253	696	953	1006	1168	1294	1709	1709	1029	1610	779	889	1175
Ni/Cu		3.24	3.05	3.14	1.91	1.75	2.23	5.06	5.06	7.66	3.33	5.03	2.99	3.70
Pd/Ir		37.66	33.32	40.18	36.73	29.12	35.90	44.71	44.71	44.45	36.19	47.58	28.99	38.29
Rh/Ir		1.81	2.36	2.75	2.50	1.96	2.39	2.16	2.16	2.95	2.15	2.76	2.03	2.33
Pd/Pt		2.42	2.93	2.87	2.72	2.06	2.58	2.48	2.48	3.20	2.20	3.01	3.32	2.69
% sulfures		1.61	2.40	2.47	2.39	1.35	1.41	1.34	1.34	2.70	0.71	3.41	3.32	2.04

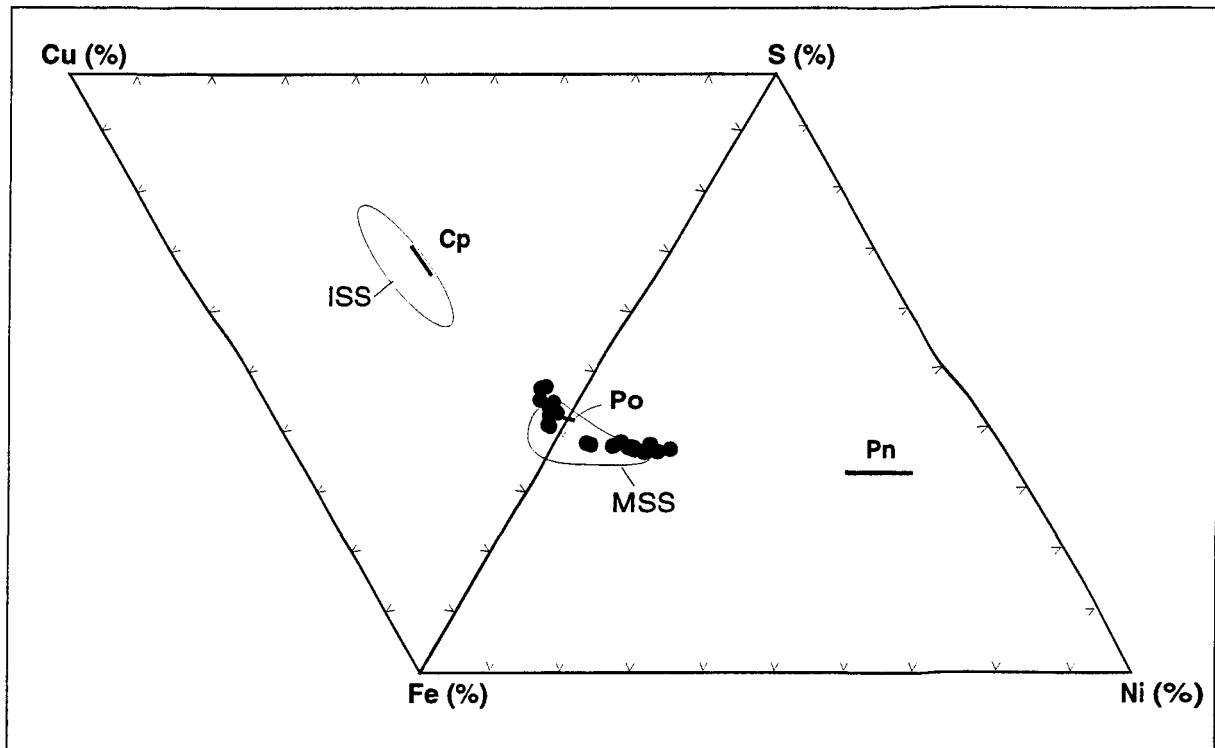


Figure 4.10: Diagrammes ternaires Fe-S-Ni et Fe-Cu-S montrant la position de la fraction sulfurée des unités dunitique et péridotitique du complexe de Musongati. Les teneurs en Fe, Ni, S, et Cu ont été recalculées à 100% sulfures. Les champs de stabilité de la solution solide monosulfurée (MSS) à 1100 °C et de la solution solide intermédiaire (ISS) à 700 °C sont tirés de Kullerud et al. 1969.

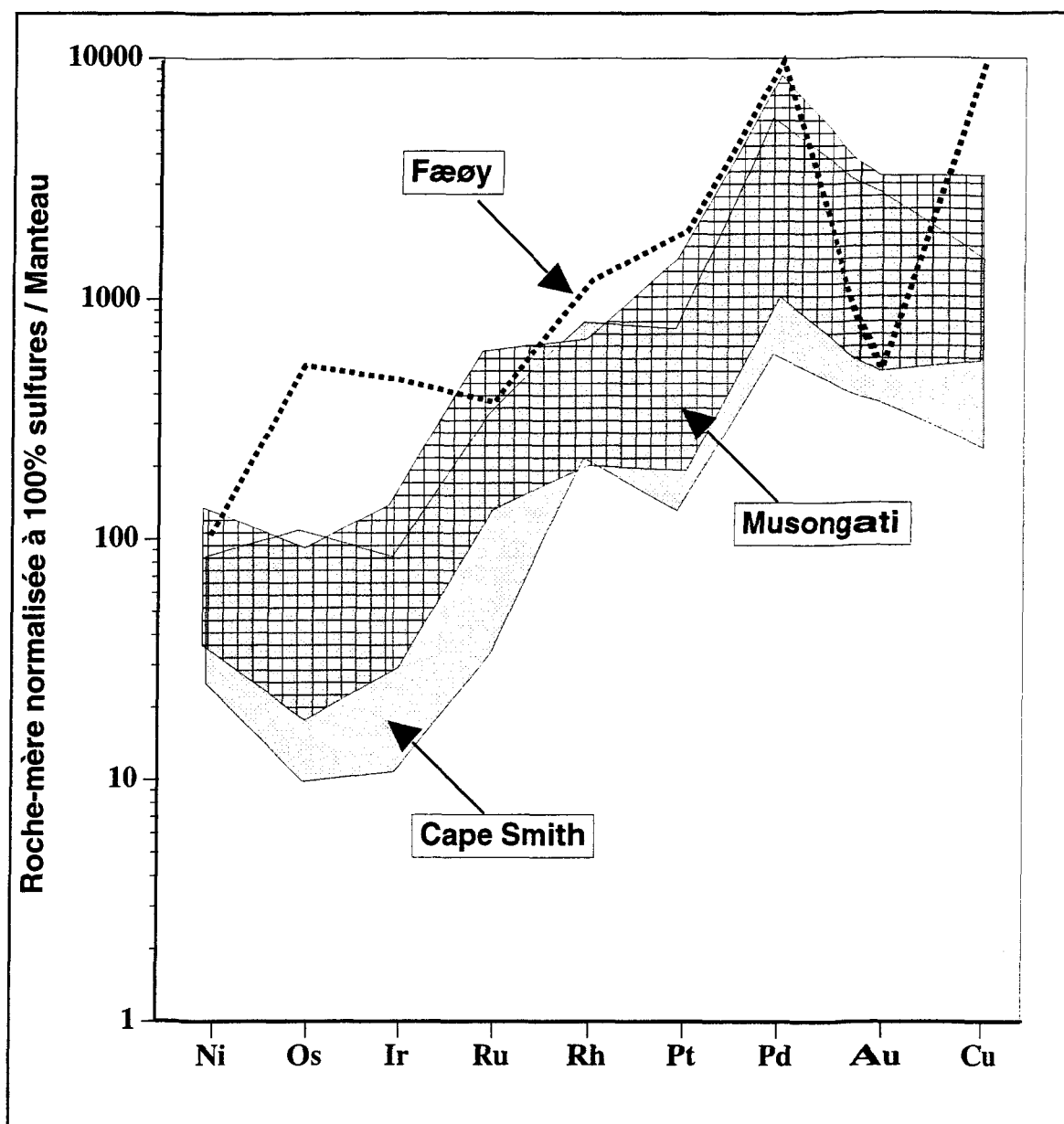


Figure 4.11: Diagramme des teneurs de la roche-mère en EGP, Ni, Cu et Au recalculées à 100% sulfures, et normalisées aux valeurs mantelliques pour les unités dunitique et péridotitique du complexe de Musongati.

Les valeurs de normalisation et les concentrations des métaux de l'ophiélite de Fæøy sont tirées de Barnes et al. (1988). Les teneurs des métaux de Cape Smith sont tirées de Barnes et al. (sous presse).

L'allure et le niveau des profils des spectres des EGP normalisés aux valeurs mantelliques tombent également dans les intervalles des intrusions de la ceinture de Cape Smith (figure 4.11). Ainsi, la composition des komatiites basaltiques à texture spinifex a été utilisée pour la modélisation numérique de la composition des sulfures

Les intrusions litées et les portions non-tectonisées des ophiolites sont généralement difficiles à séparer sur ce type de spectre. Toutes les raisons évoquées de nature à influencer l'allure des spectres impliquent le rôle joué par les sulfures, les chromites et les olivines, depuis la fusion partielle au niveau du manteau jusqu'à la mise en place d'un complexe, en passant par les processus de cristallisation et de refroidissement du magma parent. Alors que les sulfures jouent le rôle d'avant-gardiste dans les processus de collectage de tous les EGP, il est également admis que la chromite et l'olivine tendent à leur tour à devenir enrichis en Os, Ir et Ru (Barnes et al. 1985; Brüggmann et al. 1985; Crocket et MacRae 1986), dépendamment du timing relatif de la cristallisation et de la saturation des sulfures (Lee et Tredoux 1986; Barnes et Naldrett 1987). Naldrett et al. (1987) montrent que la précipitation des sulfures est contemporaine à la solidification des roches hôtes. Comme les différences des spectres du complexe de Musongati avec les complexes lités sulfurés sont flagrantes, une autre possibilité d'interprétation des données de Musongati serait la considération des sulfures associés aux complexes ophiolitiques. Malheureusement, les données sur les ophiolites porteuses de sulfures sont rares, d'autant plus que les EGP dans ce type de roches représentent peu d'intérêt économique. Cependant, Barnes et al. (1988), dans leur étude sur les sulfures dans les calédonides norvégiens, notent que les données des lentilles de Fæøy (complexe ophiolitique de Karmøy) ressemblent étroitement aux données des sulfures en association avec les basaltes komatiitiques de type Katiniq (Ceinture de Cape Smith, Canada). Les niveaux et la pente positive des spectres des dunites de Musongati, sont à leur tour

étrangement comparables à ceux de Fæøy et de Katiniq (figure 4.11). Ces ressemblances suggèrent la nature primitive du magma parent tholéiitique à la base de la formation du complexe de Musongati. Si on admet la véracité des estimations voulant que les degrés de fusion partielle du manteau à la base de la formation de la plupart des tholéiites continentales soient inférieures à 13% (Barnes et al 1985), alors qu'il faudrait 25% à 38% pour dissoudre la totalité des sulfures (Sun 1982; Barnes et al. 1985), on peut suggérer que les spectres de normalisation des EGP de la roche-mère de Musongati ont été affectés par de faibles degrés de fusion partielle à l'origine du magma parent.

4.4.2.5 Modélisation numérique de la composition des sulfures

Nous avons modélisé les conditions sous lesquelles on assiste à la séparation des sulfures lors de la ségrégation magmatique, a) d'une part, en recalculant les compositions des sulfures à 100%, et b) d'autre part, en utilisant le rapport Cu/Pd.

a) L'approche des concentrations recalculées à 100% sulfures

Campbell et Naldrett (1979) ont montré que la composition du liquide sulfuré est fortement influencée par la quantité des sulfures ségrégués. Celle-ci peut alors se traduire par le rapport du liquide silicaté sur le liquide sulfuré que l'on a baptisé le facteur R:

$$R = \text{liquide silicaté (\% poids)} / \text{liquide sulfuré (\% poids)} \quad (1)$$

La composition des sulfures peut alors être modélisée en utilisant l'équation:

$$C_c/C_l = D(R+1)/(R+D) \quad (2)$$

Où C_c = la concentration de l'élément dans les sulfures, C_l = la concentration initiale de l'élément dans le liquide silicaté avant l'équilibration, D = le coefficient de partage entre le liquide sulfuré et le liquide silicaté.

Au vu des similitudes entre les teneurs en EGP, Ni, Cu, et Au de Katiniq et les roches ultramafiques de Musongati, nous avons choisi d'utiliser les compositions des basaltes komatiitiques à texture spinifex de l'intrusion Katiniq de la ceinture du Cape Smith (Barnes et al. 1992), pour la composition du liquide initial. Pour ce qui est de la composition des sulfures, nous nous sommes limités à l'unité dunitique de Buhinda pour laquelle nous disposons des données pour tous les EGP au dessus de la limite de détection. Au total, une moyenne de 12 échantillons de la roche-mère a été calculée.

La concentration des éléments dans les sulfures étant connue, la concentration du liquide silicaté initial étant choisie (tableau 4.11), l'équation (2) ne reste qu'avec deux inconnues D et R . Campbell et Barnes (1984) montrent que lorsque D est beaucoup plus élevé que R , ce qui est le cas pour des éléments comme les EGP, l'équation (2) revient approximativement à l'expression:

$$C_c/C_l = R+1 \quad (3)$$

Cette relation est illustrée sur la figure 4.12 qui rend compte des intervalles de variation du facteur d'enrichissement des sulfures (C_C/C_I) versus le facteur-R, pour différentes valeurs de D. On y déduit que la composition des sulfures du complexe de Musongati peut être modélisée en utilisant un facteur-R compris entre 500 et 1100. La variation des coefficients de partage des EGP de 10 000 à 100 000 n'ont qu'un effet insignifiant sur la composition des sulfures. Les résultats obtenus par modélisation numérique en utilisant un facteur-R de 1100, pour un C_I égal à la composition des basaltes à spinifex de Katiniq, sont très proches des valeurs moyennes analytiques recalculées à 100% sulfures (tableau 4.11): Ni=10.5%, Cu=3.52%, Os=298 ppb, Ir=347 ppb, Rh=645 ppb, Pt=6150 ppb, Pd=7935 ppb, Au=486 ppb.

b) Modélisation de la composition des sulfures, par l'usage de l'approche des rapports Cu/Pd

Nous avons déjà souligné plus haut les inconvénients liés aux compositions des sulfures recalculées à 100% sulfures, tels que l'influence de l'olivine et de la chromite sur les IPGE, ou la mobilité du soufre. L'avantage de l'utilisation du rapport Cu/Pd repose d'une part sur le fait que, pour les cumulats et les liquides évolués, ce rapport ne change sensiblement que s'il y a ségrégation des sulfures. D'autre part, les oxydes et les silicates sont dépourvus de teneurs significatives en Cu ou en Pd capables d'affecter le rapport Cu/Pd. Ceci a amené Barnes et al. (1993) à proposer un diagramme Cu/Pd versus Pd, capable de discriminer le domaine mantellique des domaines appauvris et enrichis en EGP, et ce sans recourir nécessairement à la présence du soufre. Sur ce diagramme, les échantillons du complexe de Musongati se placent essentiellement dans le domaine mantellique, entre les valeurs Cu/Pd de 1140 à 9400 et les valeurs de Pd de 5 à 448 (figure 4.13).

Tableau 4.11: Compositions modélisées des sulfures pour l'unité dunitique du complexe de Musongati. Les résultats utilisés pour Katiniq, ainsi que la moyenne 2-3 et Katiniq, sont tirés de Barnes et al. (1992). Les échantillons accusant une perte en soufre n'ont pas été pris en considération dans les calculs. CI = composition du liquide initial. Moyenne = moyenne de 2-3 et Katiniq.

	Ni %	Cu %	Os ppb	Ir ppb	Rh ppb	Pt ppb	Pd ppb	Au ppb
D (Coefficient de partage)	300	300	10000	10000	10000	10000	10000	10000
R = 1100, CI = moyenne	8.57	3.18	446	372	645	9621	8381	987
R = 1100, CI = Katiniq	10.05	3.52	298	347	645	6150	7935	486
R = 1000, CI = moyenne	8.57	3.18	410	341	592	8827	7690	905
R = 1000, CI = Katiniq	9.84	3.44	273	319	592	5642	7280	446
R = 900, CI = moyenne	8.36	3.10	372	310	537	8018	6985	822
R = 900, CI = Katiniq	9.60	3.36	248	289	537	5125	6613	405
R = 800, CI = moyenne	8.10	3.00	334	278	482	7194	6267	738
R = 800, CI = Katiniq	9.31	3.25	223	260	482	4598	5933	363
Katiniq, spinifex	0.043	0.015	0.30	0.35	0.65	6.20	8.00	0.49
Moyenne de 2-3 et Katiniq	0.037	0.014	0.45	0.38	0.65	9.70	8.45	1.00
Moyenne de Buhinda	11.13	3.32	156	256	580	3718	9552	1175
Buhinda-modèle, R=1100, CI = Katiniq spinifex	10.05	3.52	298	347	645	6150	7935	486

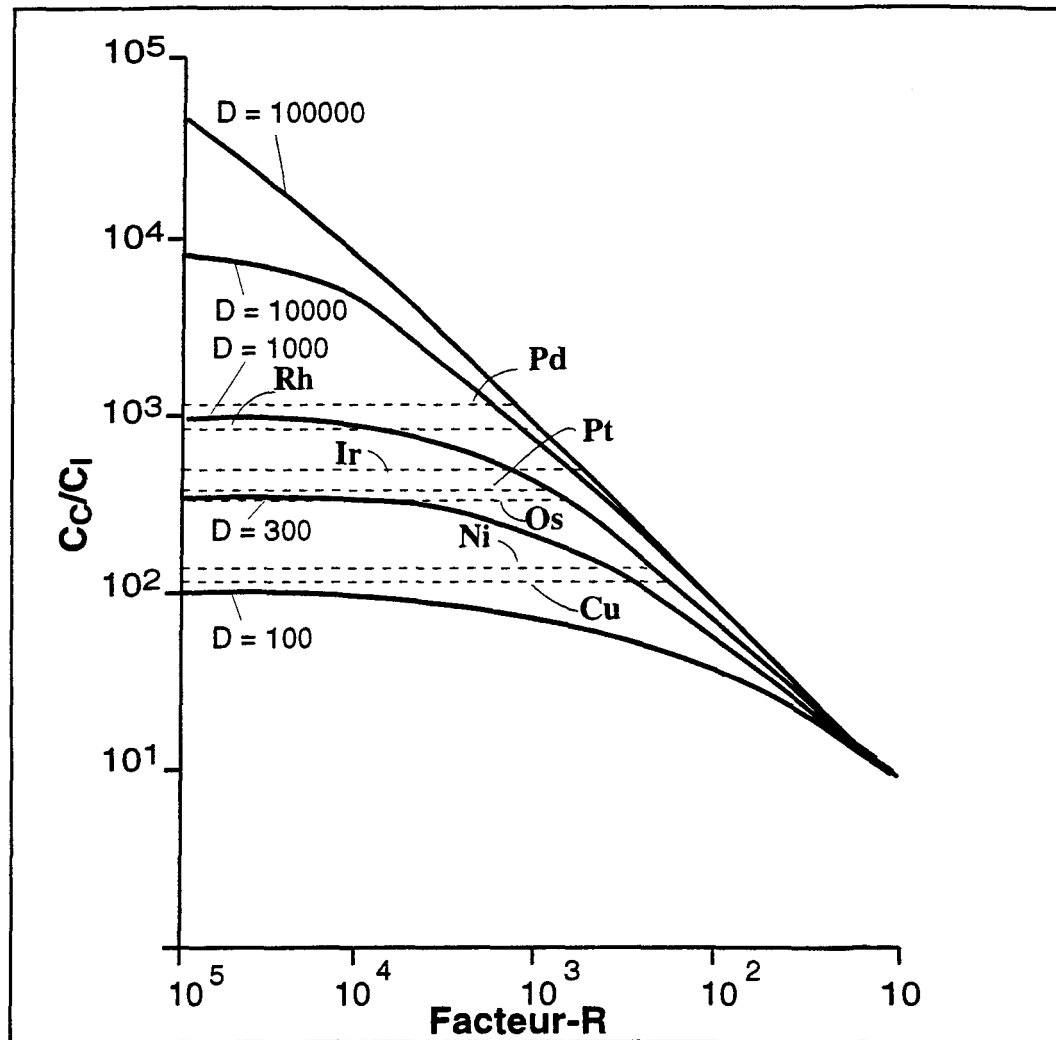


Figure 4.12: Diagramme montrant les intervalles de variation du facteur d'enrichissement des sulfures (C_c / C_i) versus le facteur-R, pour différentes valeurs du coefficient de partage D .

C_c = concentration d'un métal dans les sulfures; C_i = concentration d'un métal dans le liquide silicaté; D = coefficient de partage entre les liquides silicaté et sulfuré; R = (% poids du liquide silicaté) / (% poids du liquide sulfuré).

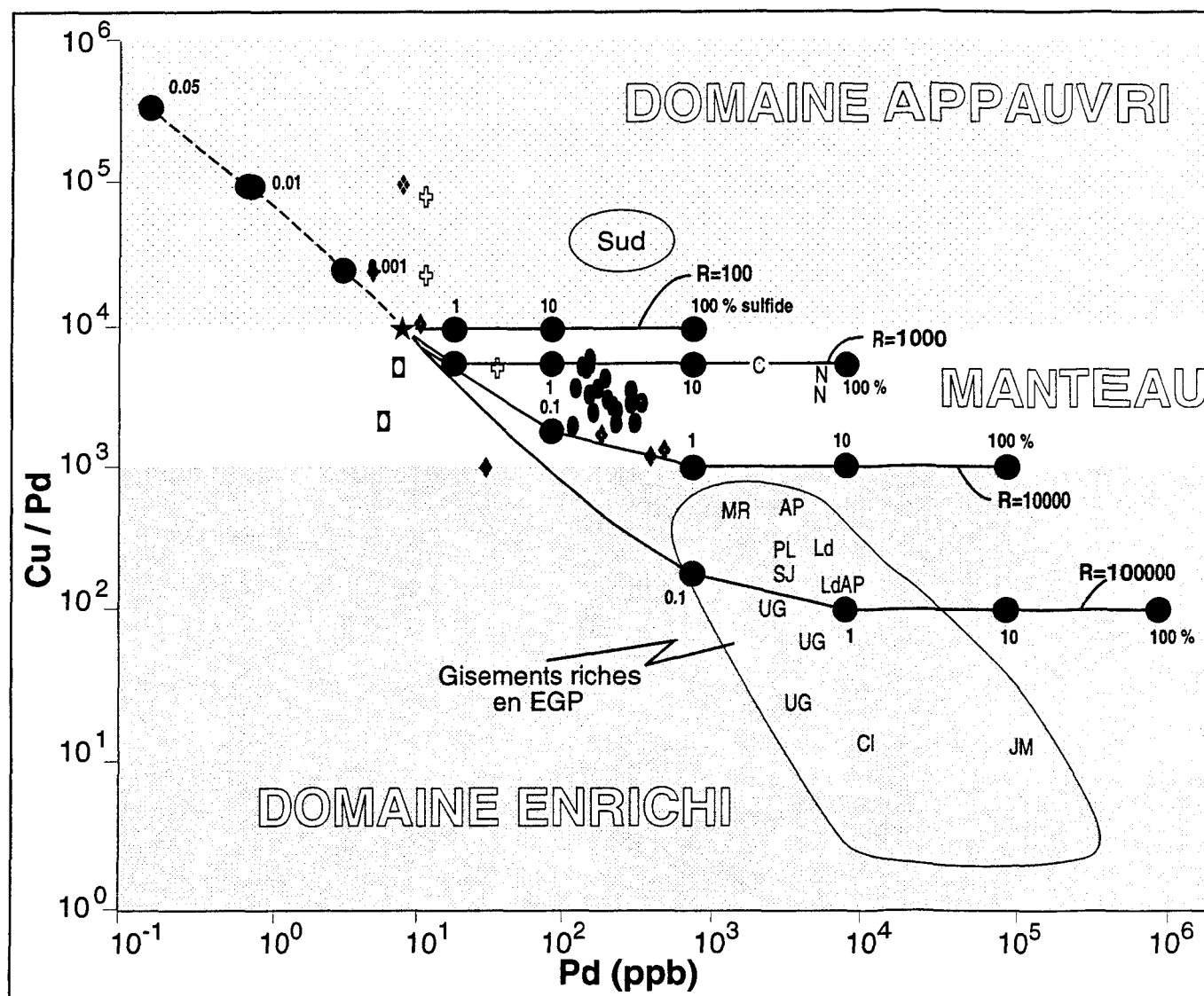


Figure 4.13: Diagramme Cu/Pd montrant la position des unités dunitique, péridotitique et gabbronoritique du complexe de Musongati (Burundi), par rapport au manteau et aux domaines enrichi et appauvri en EGP (● = dunite, ◆ = harzburgite, ⊕ = péridotite à PI, ◻ = gabbronorite, ★ = composition du magma parent).

AP et SJ = Reefs AP et SJ de Penikat (Alapieti et al. 1990), C = Dépôts de Cape Smith (Barnes et al. 1993), Cl = Cliff de Unset (Gunn et al. 1985), JM = Reef J-M de Stillwater (Barnes and Naldrett 1985), Ld = Zone Roby du Lac des Iles (Brugmann et al. 1989), MR et UG-2 = Reef Merensky et Reef UG-2 de Bushveld (Lee 1983; Naldrett et al. 1986), N = Noril'sk (Smirnov 1966), Sud = dépôts de Sudbury (Naldrett 1981).

Les harzburgites et les péridotites à plagioclase montrent des rapports Cu/Pd souvent supérieurs ou proches de ceux du manteau. Les gabbonorites montrent plutôt un rapport Cu/Pd inférieur ou proche de celui du domaine mantellique. Toutes ces roches peuvent donc être considérées comme non-appauvries en EGP.

4.4.2.6 Conclusion sur l'étude des EGP dans la roche-mère

Quelle que soit l'affiliation considérée du complexe de Musongati, deux mécanismes de formation et de distribution des EGP peuvent être envisagés: a) l'immiscibilité et la ségrégation des sulfures, et b) l'apport des fluides hydrothermaux. D'une part, l'hypothèse hydrothermale est supportée par la présence des biotites, les pegmatites sporadiques, la prédominance de la pentlandite d'origine probablement secondaire, ainsi que les textures secondaires des sulfures. D'autre part, la ségrégation des sulfures magmatiques est supportée par la composition chimique des sulfures dont les concentrations atteignent 2%, les rapports des métaux, les compositions recalculées à 100% sulfures, les relations avec la roche encaissante et le facteur-R situé entre 1000 et 11000.

Les spectres des EGP des unités dunitiques de Buhinda sont sensés représenter le spectre du liquide silicaté au moment de la saturation des sulfures, en l'occurrence un magma tholéiitique basaltique primitif, issu de 13 à 15% de fusion partielle. Sur les diagrammes Pd/Ir vs Ni/Cu et Ni/Pd vs Cu/Ir, la plupart des échantillons du complexe de Musongati se placent dans le champ des tholéiites magnésiennes (*high-MgO tholeiites*). Ceci est en accord avec une source hôte magnésienne pour les unités dunitiques et péridotitiques de Musongati.

Les analyses chimiques de la roche totale, les rapports des éléments incompatibles et les normalisations par rapport au manteau viennent appuyer cette hypothèse. Les roches gabbro-noritiques au sommet du complexe sont considérablement appauvries en EGP, à cause de leurs partitions préférentielles dans les sulfures, l'olivine, les oxydes et possiblement le pyroxène.

Les calculs de la composition des sulfures, les normalisations à 100% sulfures, les arséniures, les modélisations numériques des sulfures sont également en accord avec une origine magmatique des EGP.

4.4.3 Caractérisation géochimique de la roche-mère

Les roches ultramafiques représentent les unités rocheuses de loin les plus importantes sur lesquelles se développent les latérites nickélifères. Comme discuté plus haut dans les sections pétrographiques, on peut distinguer essentiellement trois unités ultramafiques: les dunites, les harzburgites et les péridotites à Pl (figure 4.1, tableaux 4.6 et 4.7). Une moyenne arithmétique simple des résultats analytiques géochimiques peut être calculée pour chaque type de roche (tableaux 4.7 et 4.9). Ces moyennes pourraient être utilisées comme la valeur initiale pour les processus de latéritisation dans les prochains chapitres. Cependant, certains éléments (en particulier les EGP et les REE) montrent parfois une distribution anormale, avec des teneurs qui s'étalent sur de larges intervalles. Pour cette raison, la représentativité de ces moyennes peut être mise en doute. Par conséquent, des diagrammes de fréquences (figure 4.14) ont été construits pour chaque élément afin d'en définir le mode. Ces modes sont observables sur les fréquences les plus élevées, représentant ainsi la composition la plus proche des roches ultramafiques latéritisées (figure 4.14). En analysant

les résultats, on s'aperçoit que les modes obtenus sont similaires aux moyennes arithmétiques, excepté pour Pd et Rh pour lesquels le mode est sensiblement inférieur à la moyenne.

4.4.4 Le complexe de Musongati: une ophiolite ou une intrusion litée?

Toutes les évidences suggèrent que le complexe intrusif de Musongati s'est formé à partir d'un magma tholéiitique contenant des concentrations légèrement élevées en MgO (présence de cumulats de chromite, l'olivine et la chromite représentant les premières phases cumulus, %Fo = 89). Les diagrammes des REE normalisées par rapport aux chondrites sont relativement plats, ou tendent à être plats avec un léger enrichissement en éléments incompatibles (figure 4.15). Ce qui indique sans équivoque une tholéiite primitive. Le fait que les spectres des éléments traces montrent un léger enrichissement en éléments incompatibles, suggère que le complexe de Musongati représente une intrusion plutôt qu'une ophiolite. En effet, les ophiolites sont normalement appauvries en éléments très incompatibles. Ceci est en accord avec la conclusion de l'étude de la composition chimique des spinelles chromifères (voir section 4.3.5).

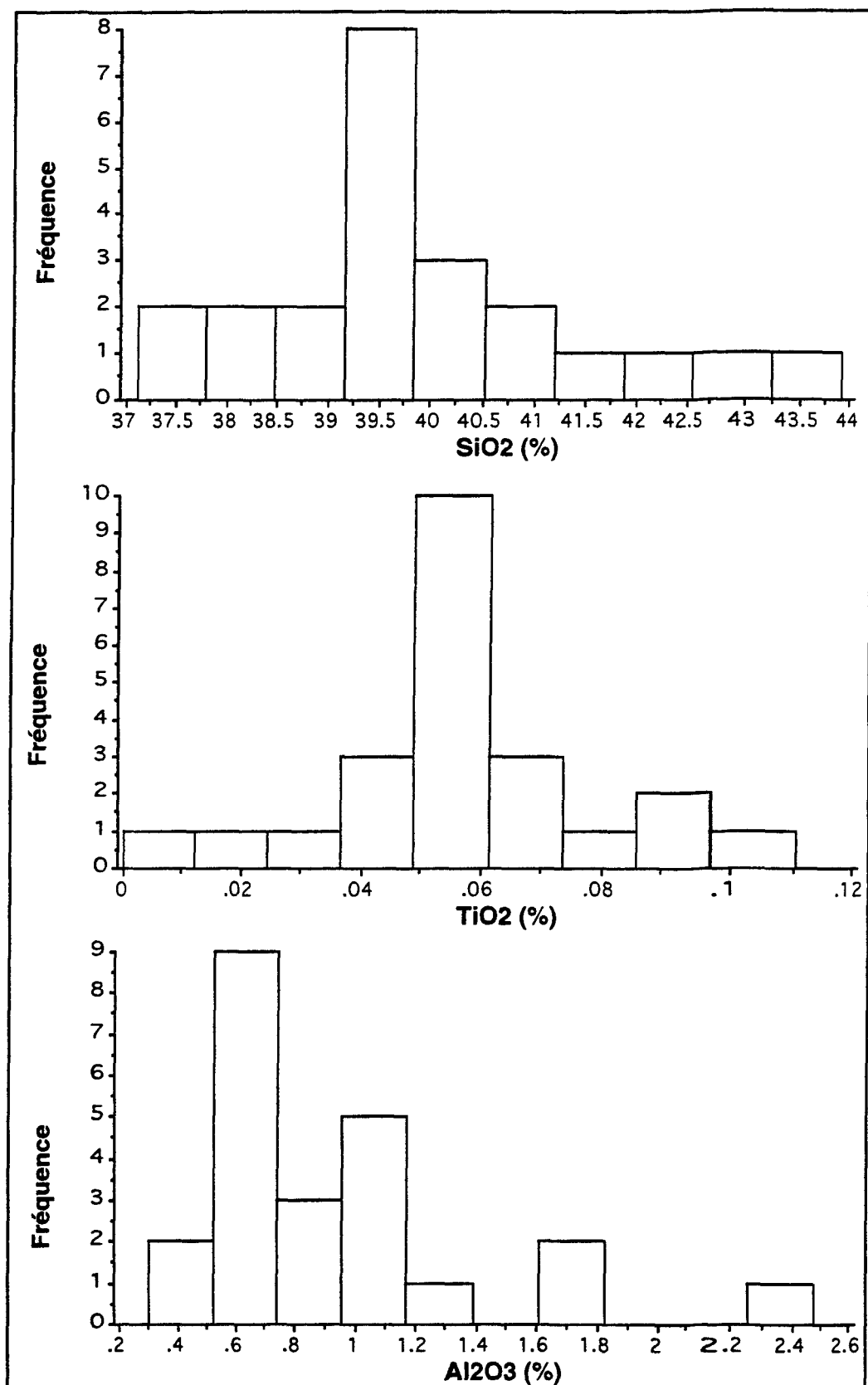


Figure 4.14: Histogrammes illustrant la fréquence des concentrations des éléments dans la roche-mère pour les unités dunitique et péridotitique du complexe de Musongati. La fréquence la plus élevée donne le mode de la concentration de l'élément.

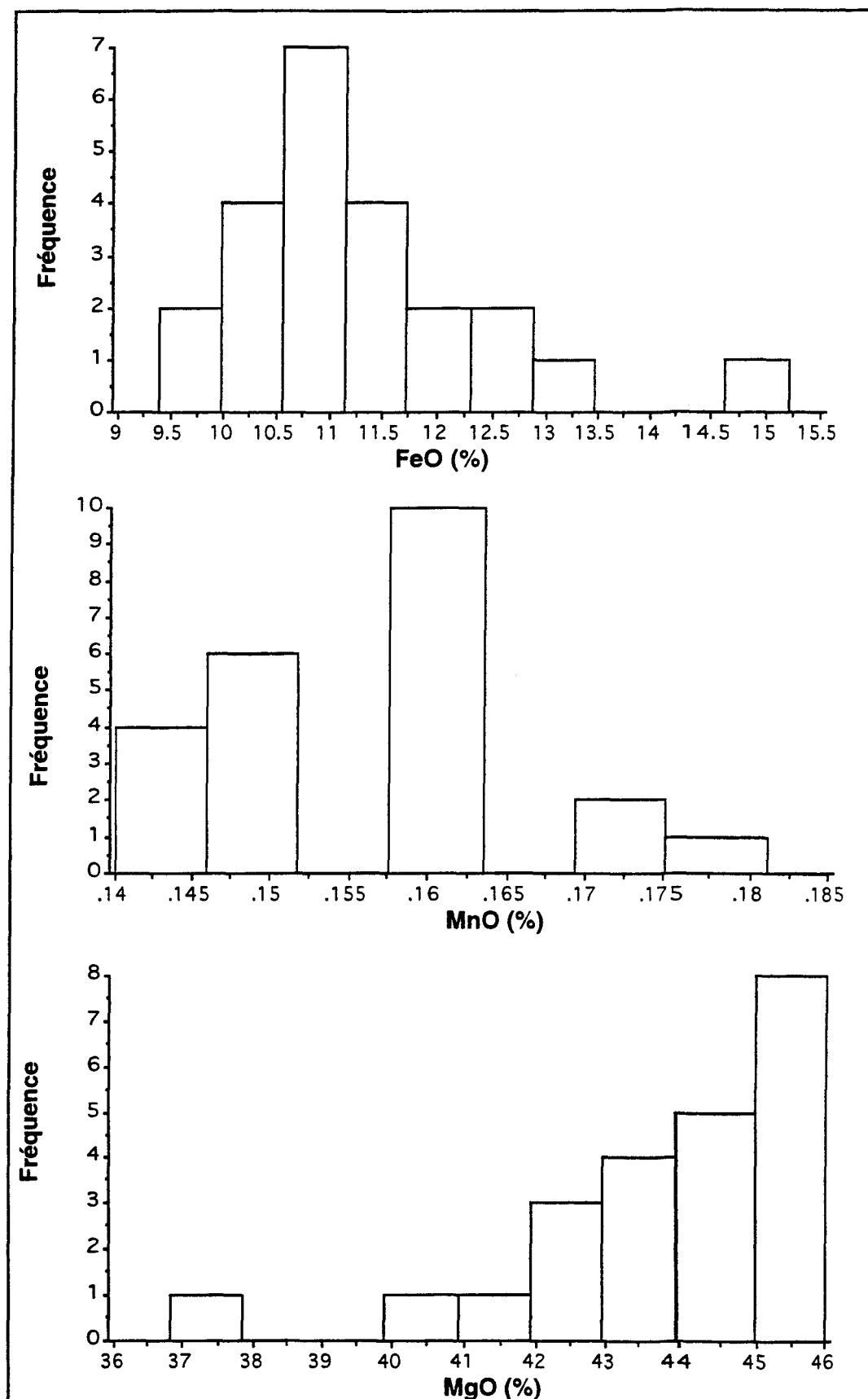


Figure 4.14 (suite): Histogrammes illustrant la fréquence des concentrations des éléments dans la roche-mère pour les unités dunitique et péridotitique du complexe de Musongati. La fréquence la plus élevée donne le mode de la concentration de l'élément.

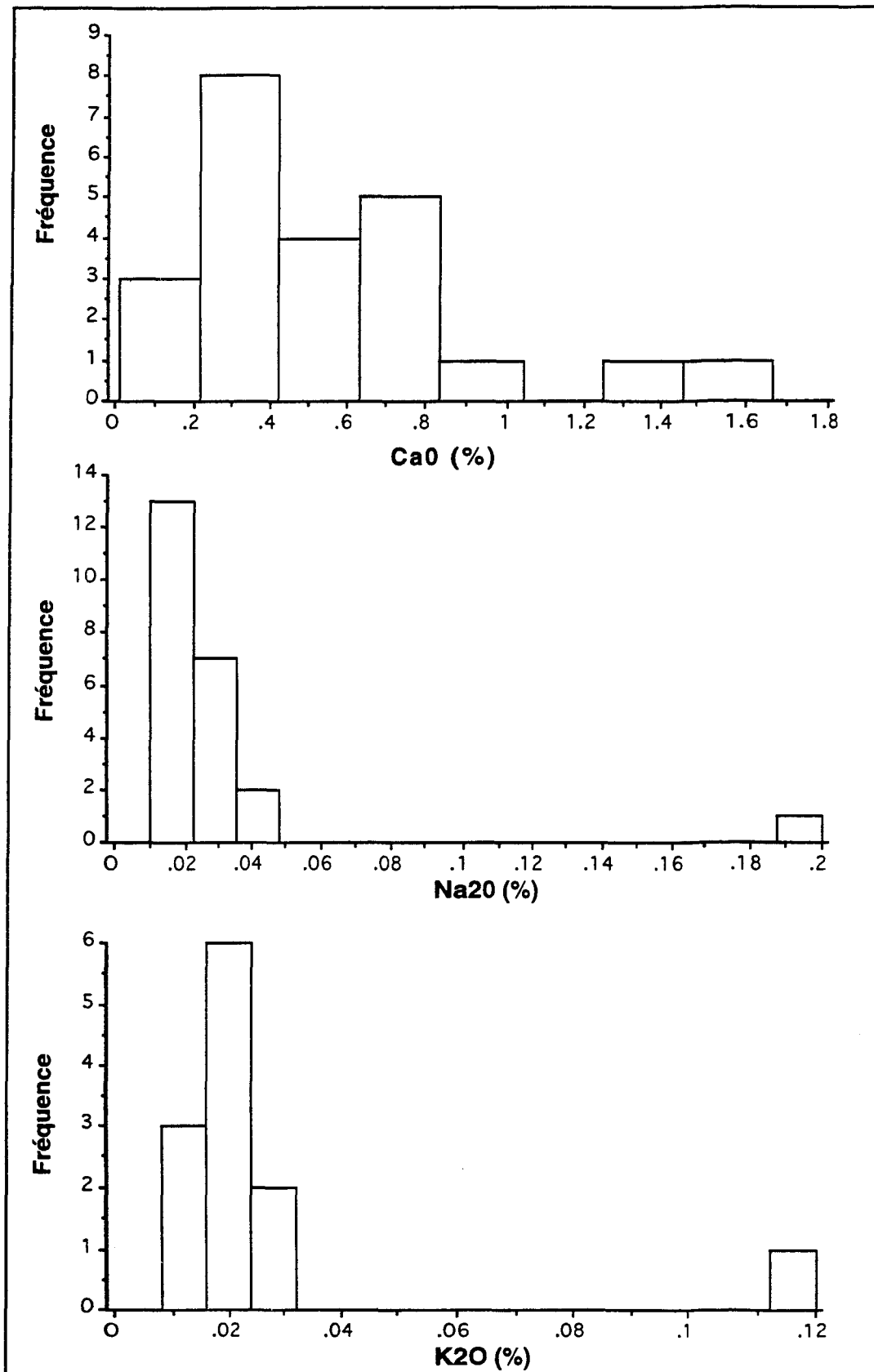


Figure 4.14 (suite): Histogrammes illustrant la fréquence des concentrations des éléments dans la roche-mère pour les unités dunitique et péridotitique du complexe de Musongati. La fréquence la plus élevée donne le mode de la concentration de l'élément.

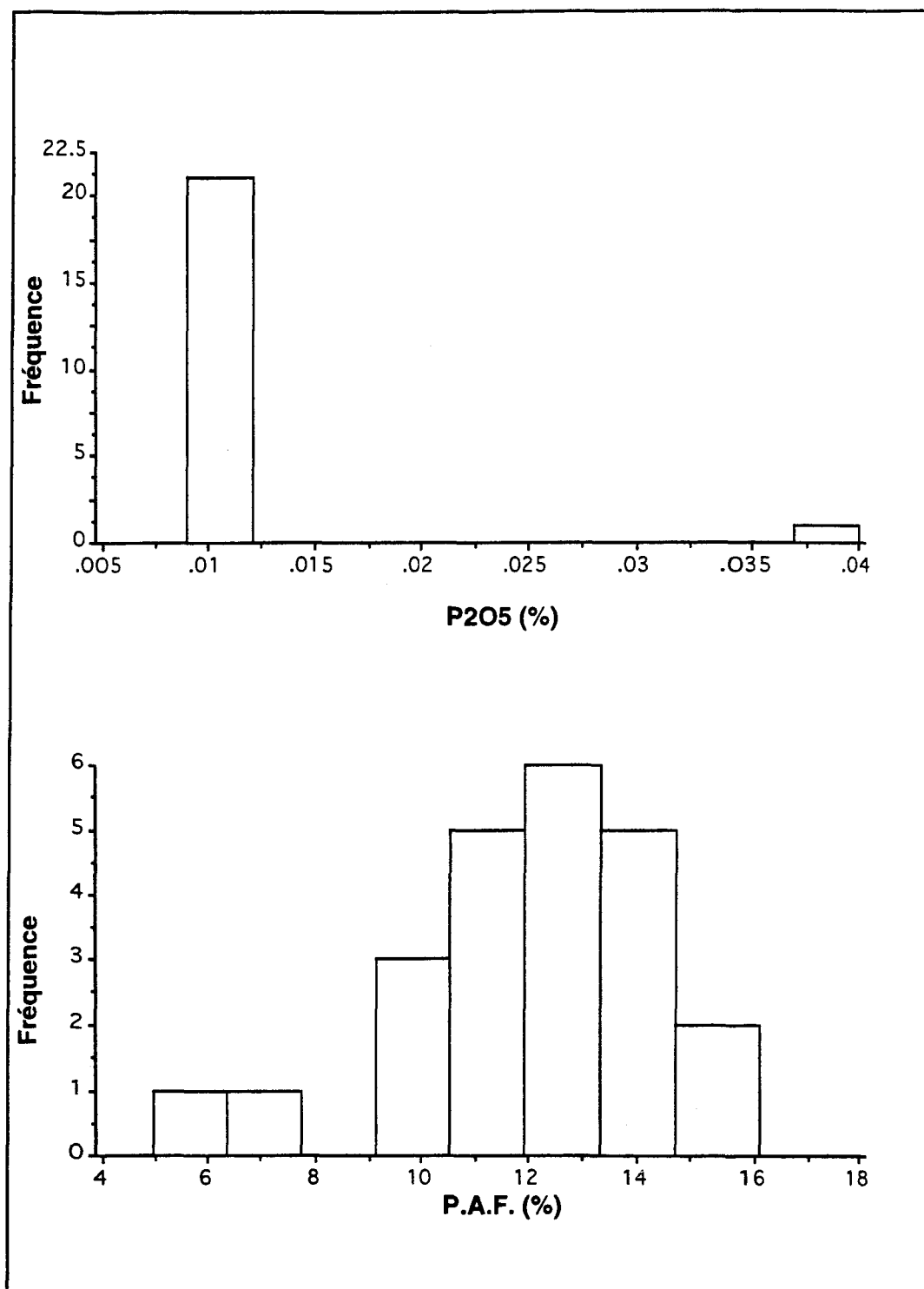


Figure 4.14 (suite): Histogrammes illustrant la fréquence des concentrations des éléments dans la roche-mère pour les unités dunitique et périoditique du complexe de Musongati. La fréquence la plus élevée donne le mode de la concentration de l'élément.

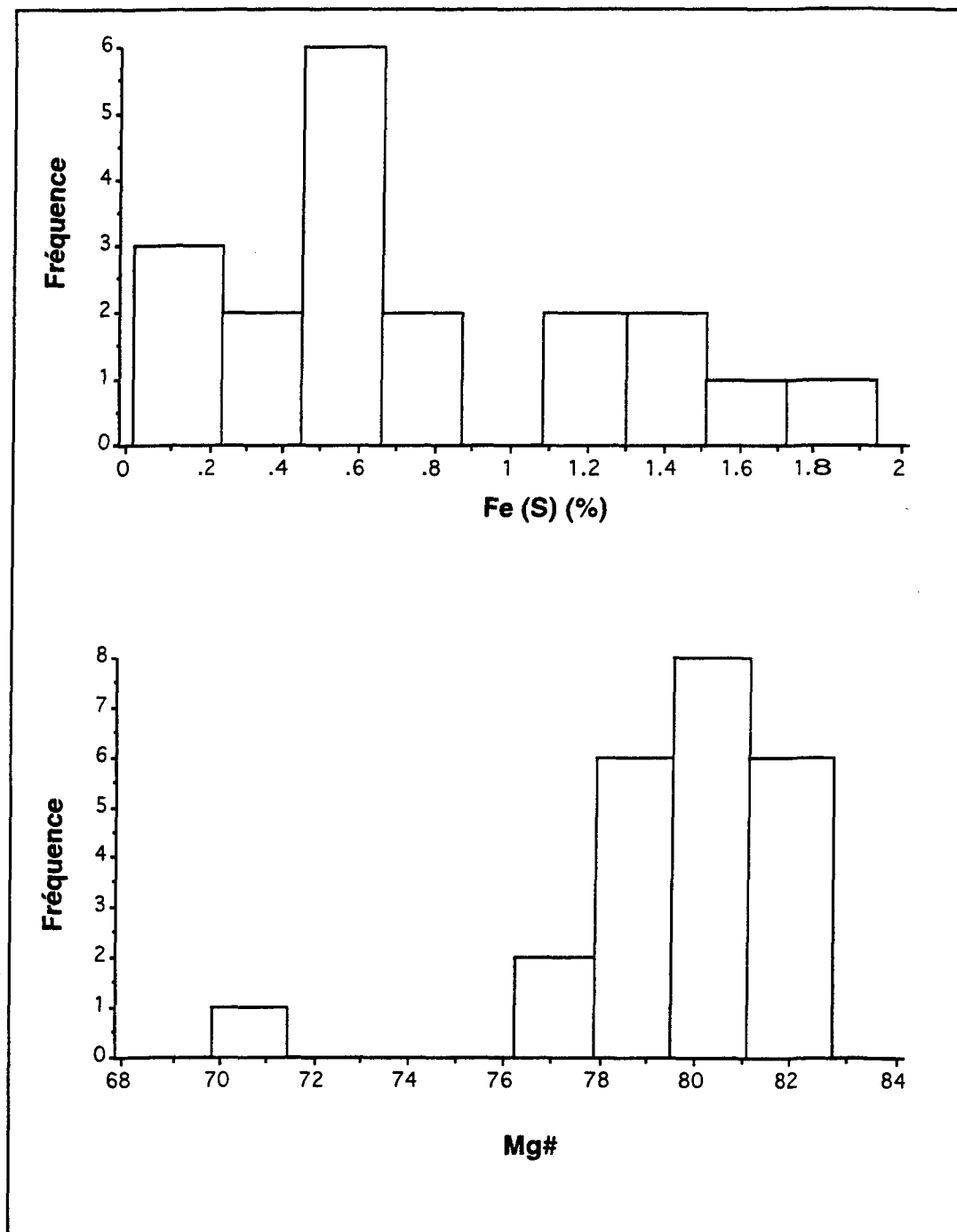


Figure 4.14 (suite): Histogrammes illustrant la fréquence des concentrations des éléments dans la roche-mère pour les unités dunitique et péridotitique du complexe de Musongati. La fréquence la plus élevée donne le mode de la concentration de l'élément.

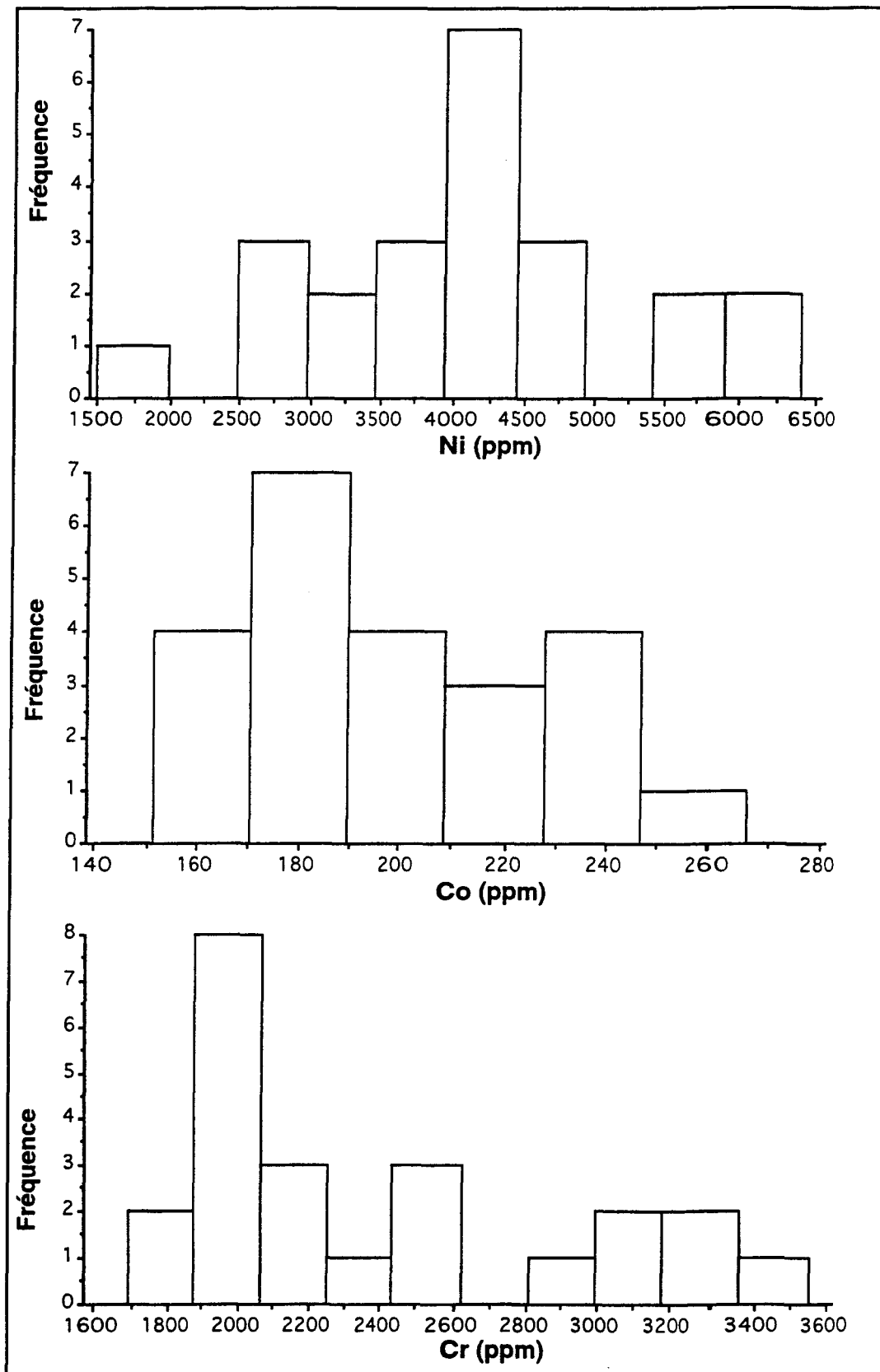


Figure 4.14 (suite): Histogrammes illustrant la fréquence des concentrations des éléments dans la roche-mère pour les unités dunitique et péridotitique du complexe de Musongati. La fréquence la plus élevée donne le mode de la concentration de l'élément.

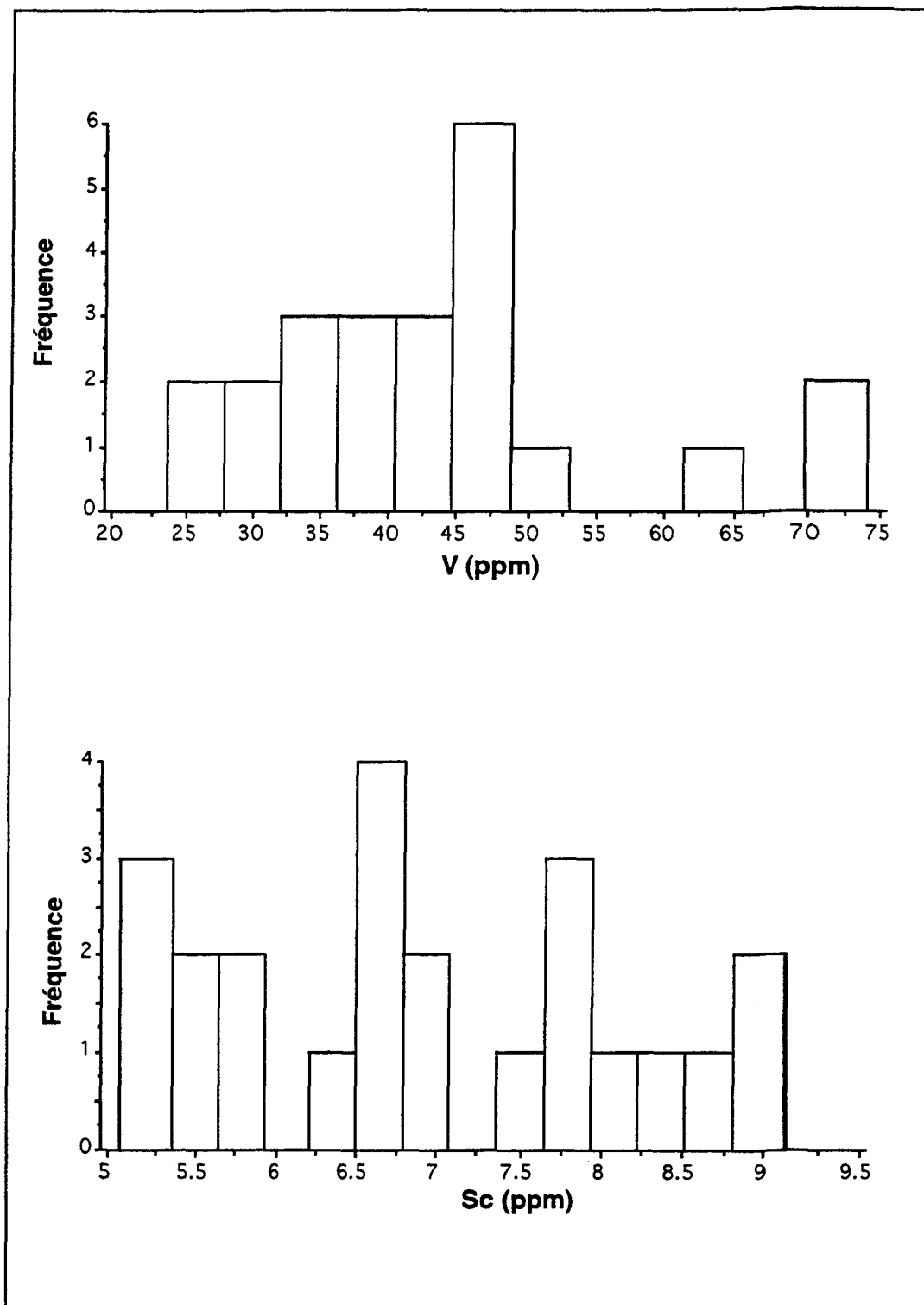


Figure 4.14 (suite): Histogrammes illustrant la fréquence des concentrations des éléments dans la roche-mère pour les unités dunitique et péridotitique du complexe de Musongati. La fréquence la plus élevée donne le mode de la concentration de l'élément.

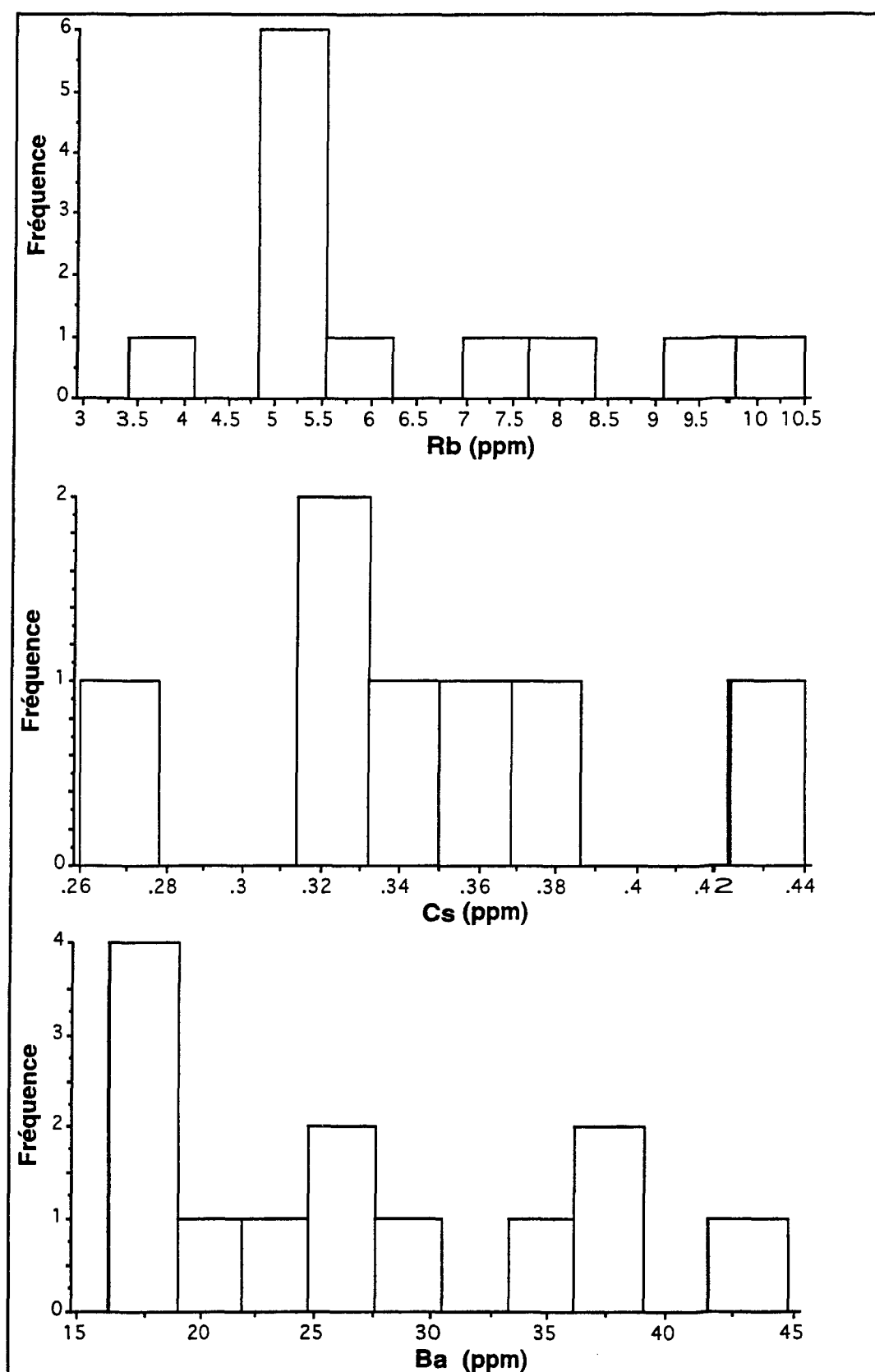


Figure 4.14 (suite): Histogrammes illustrant la fréquence des concentrations des éléments dans la roche-mère pour les unités dunitique et péridotitique du complexe de Musongati. La fréquence la plus élevée donne le mode de la concentration de l'élément.

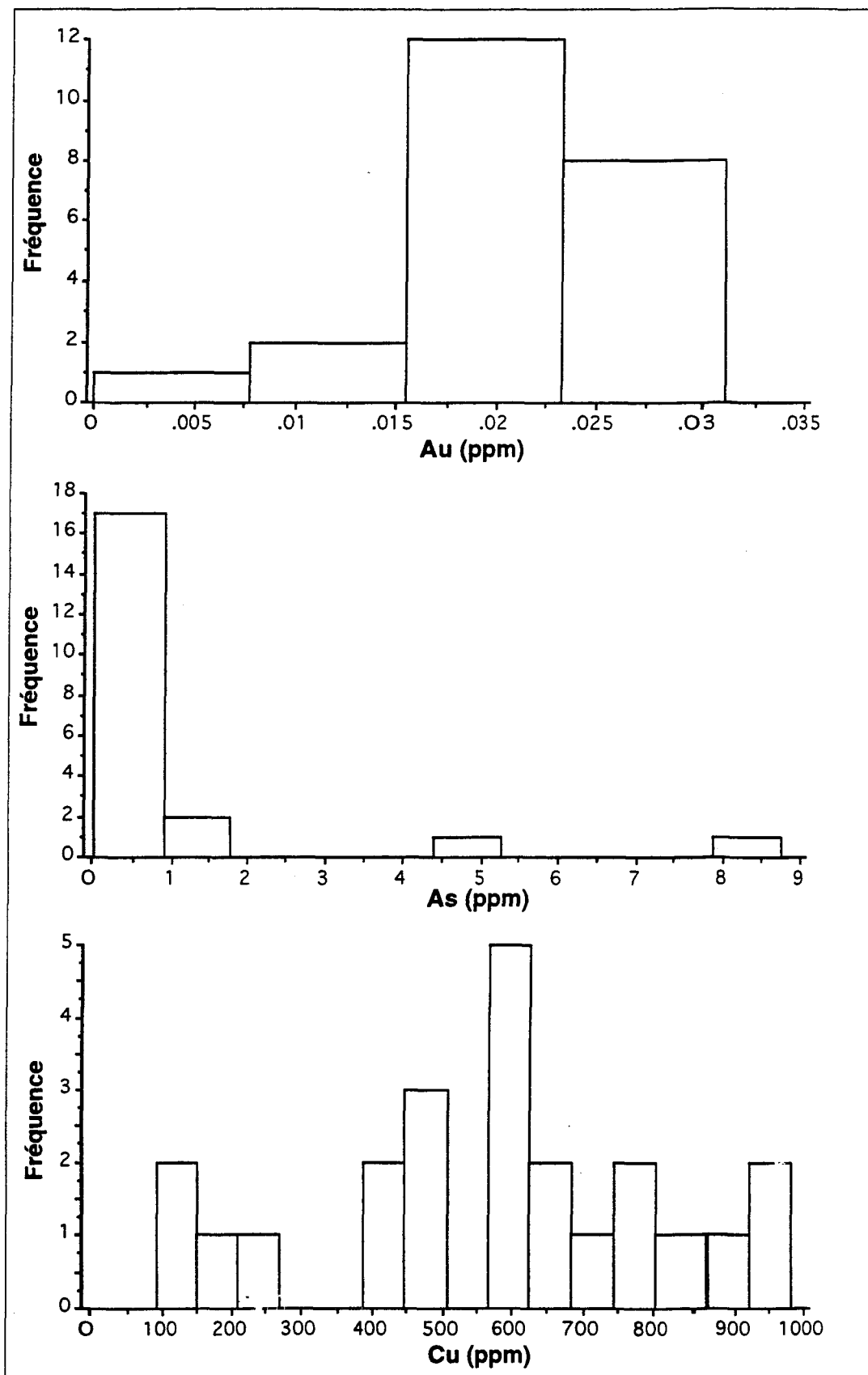


Figure 4.14 (suite): Histogrammes illustrant la fréquence des concentrations des éléments dans la roche-mère pour les unités dunitique et péridotitique du complexe de Musongati. La fréquence la plus élevée donne le mode de la concentration de l'élément.

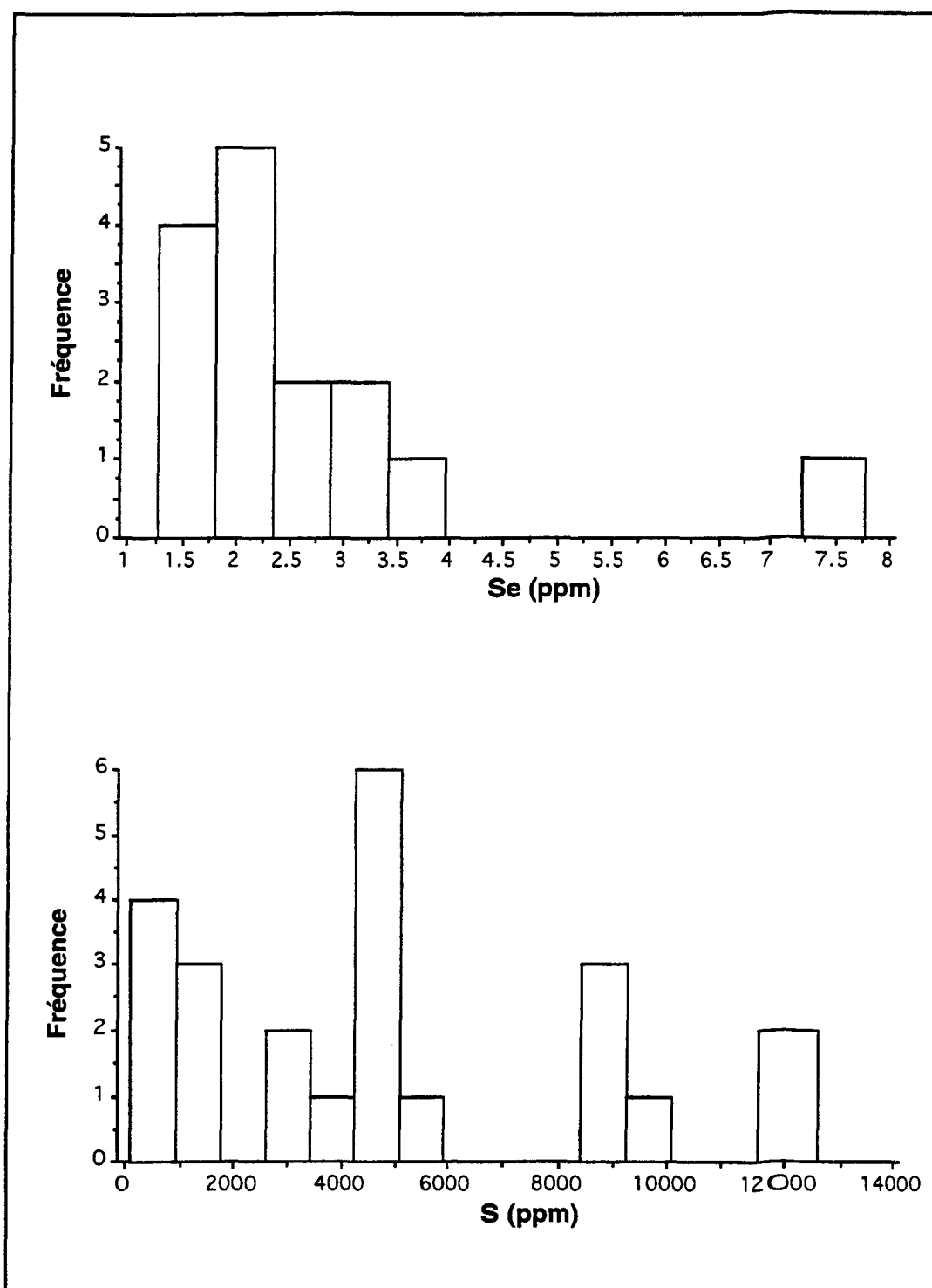


Figure 4.14 (suite): Histogrammes illustrant la fréquence des concentrations des éléments dans la roche-mère pour les unités dunitique et péridotitique du complexe de Musongati. La fréquence la plus élevée donne le mode de la concentration de l'élément.

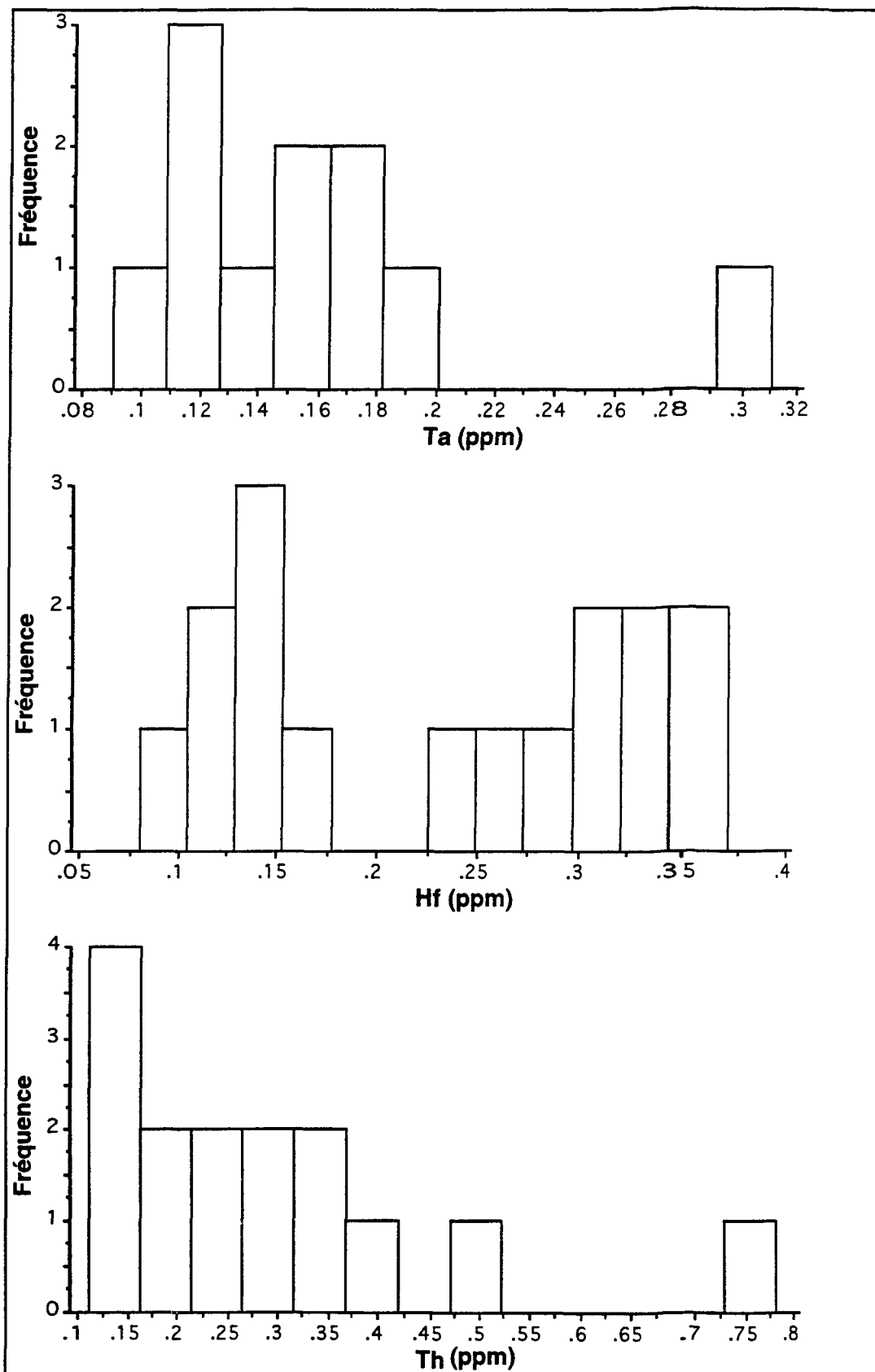


Figure 4.14 (suite): Histogrammes illustrant la fréquence des concentrations des éléments dans la roche-mère pour les unités dunitique et péridotitique du complexe de Musongati. La fréquence la plus élevée donne le mode de la concentration de l'élément.

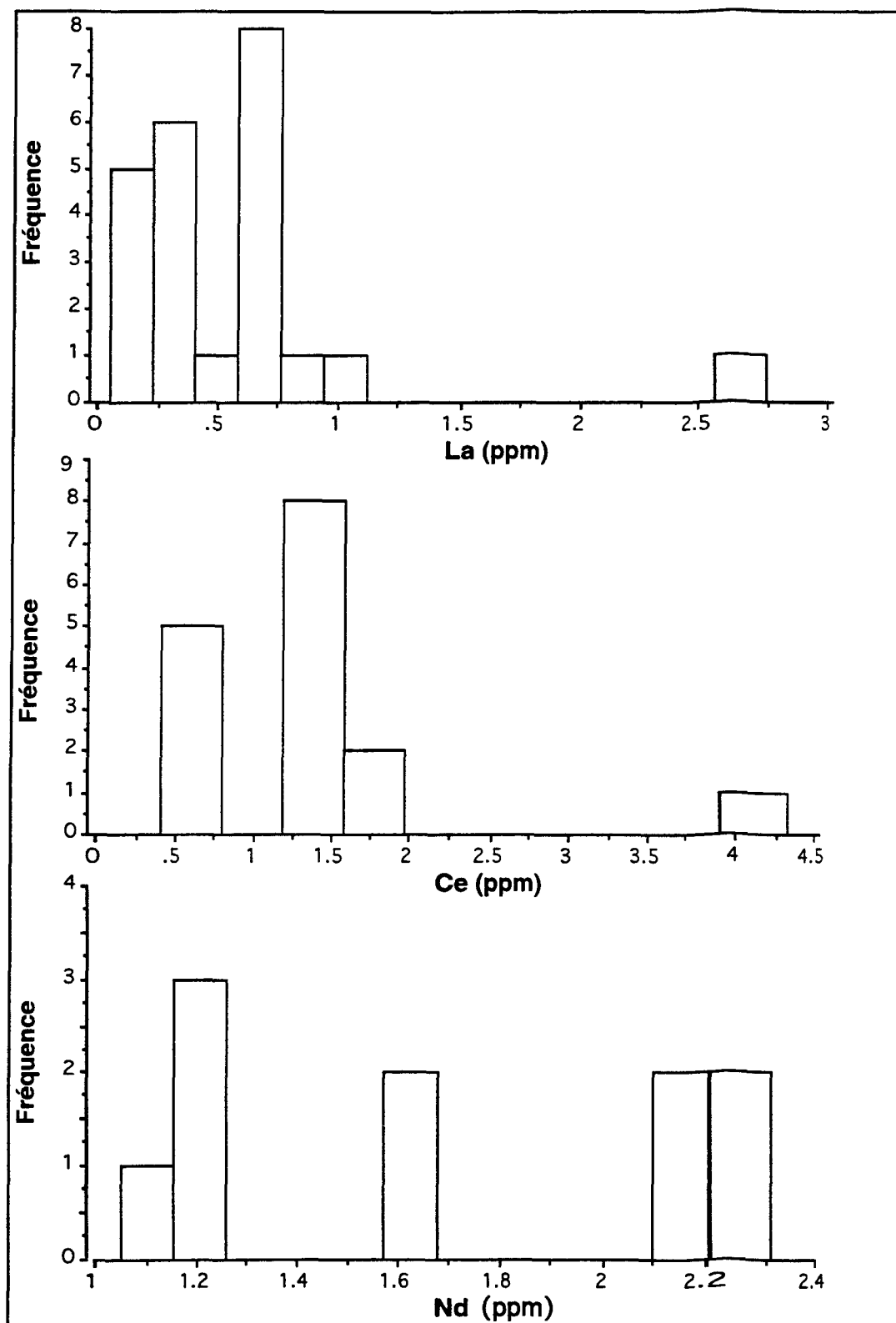


Figure 4.14 (suite): Histogrammes illustrant la fréquence des concentrations des éléments dans la roche-mère pour les unités dunitique et péridotitique du complexe de Musongati. La fréquence la plus élevée donne le mode de la concentration de l'élément.

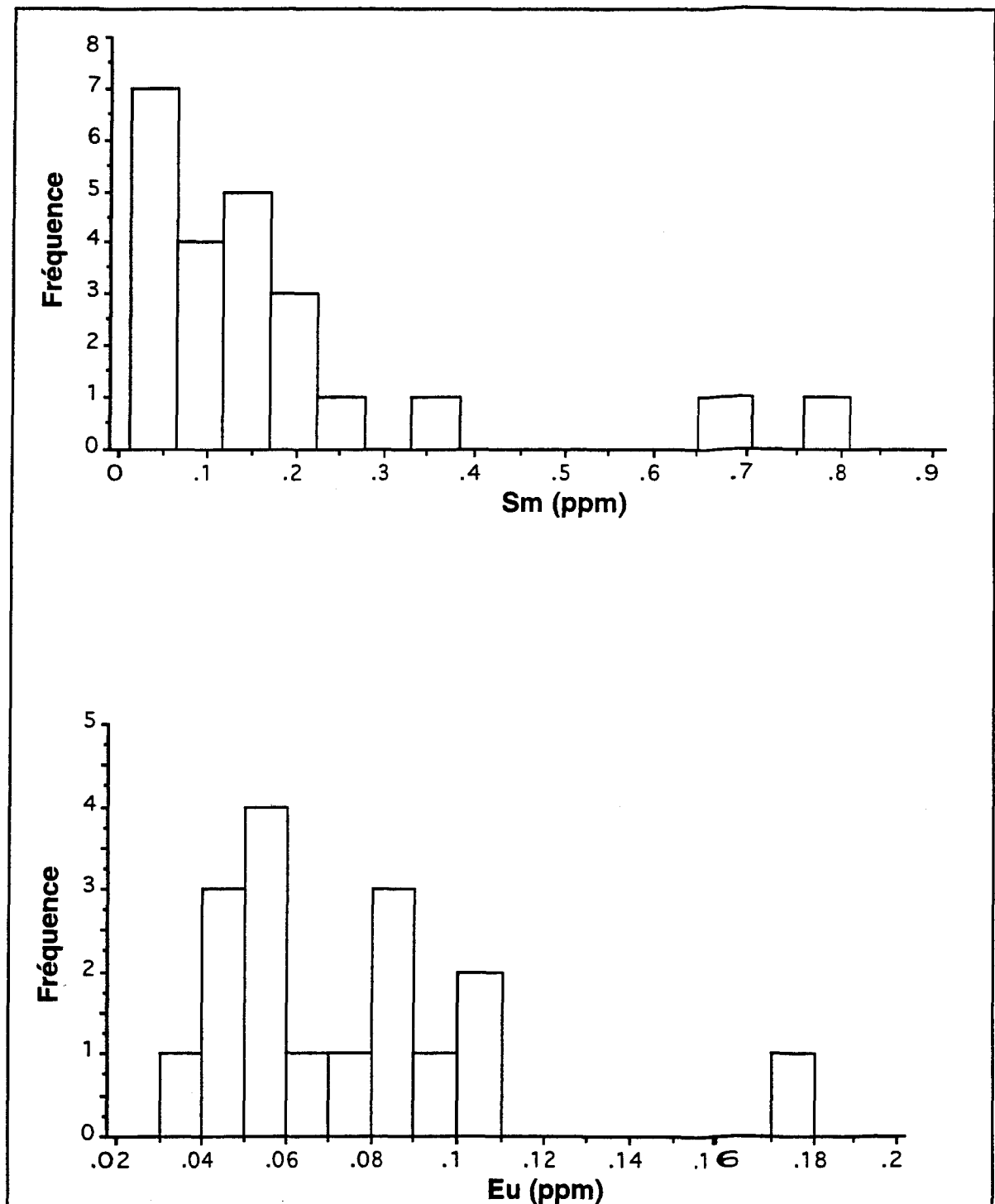


Figure 4.14 (suite): Histogrammes illustrant la fréquence des concentrations des éléments dans la roche-mère pour les unités dunitique et péridotitique du complexe de Musongati. La fréquence la plus élevée donne le mode de la concentration de l'élément.

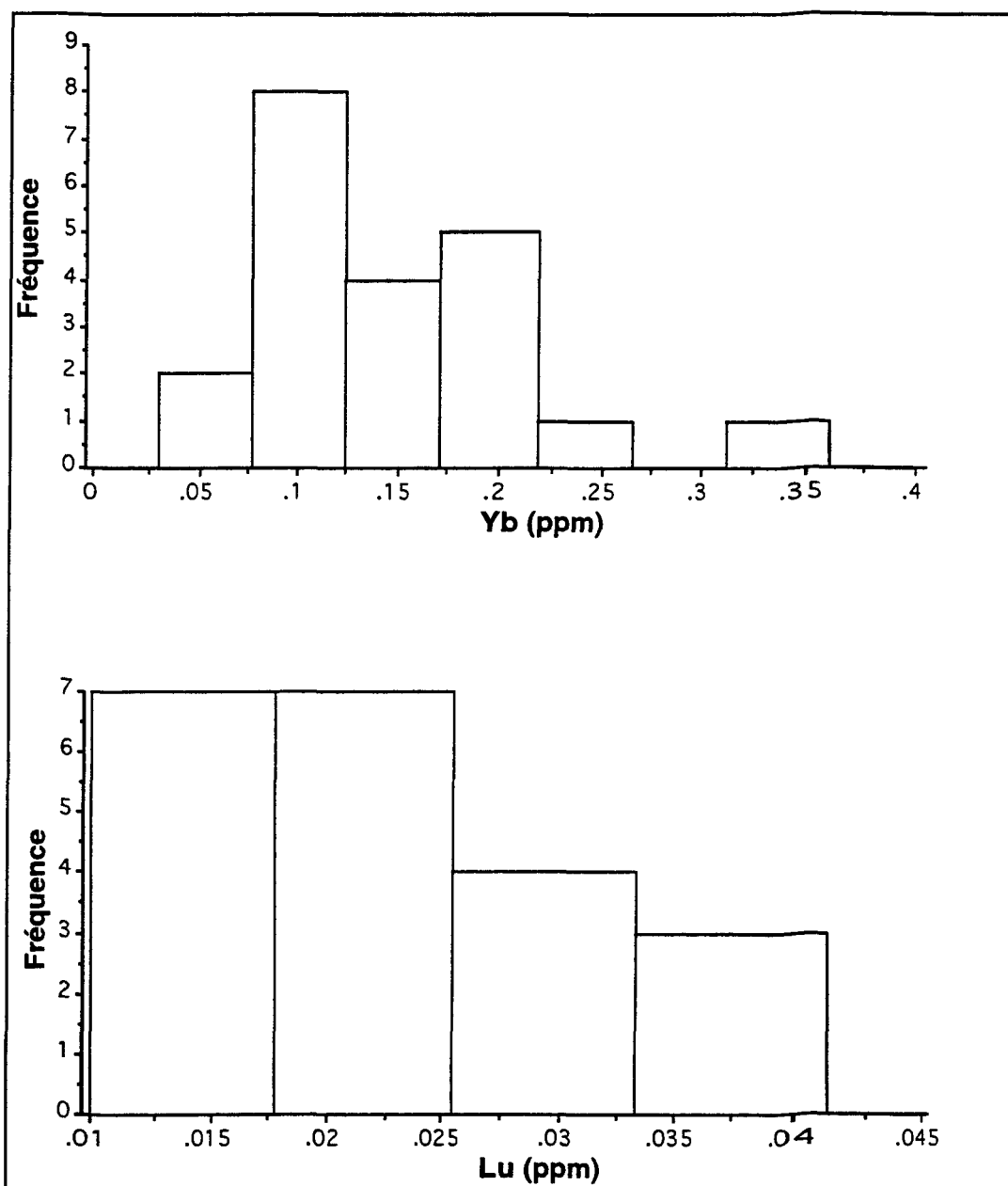


Figure 4.14 (suite): Histogrammes illustrant la fréquence des concentrations des éléments dans la roche-mère pour les unités dunitique et péridotitique du complexe de Musongati. La fréquence la plus élevée donne le mode de la concentration de l'élément.

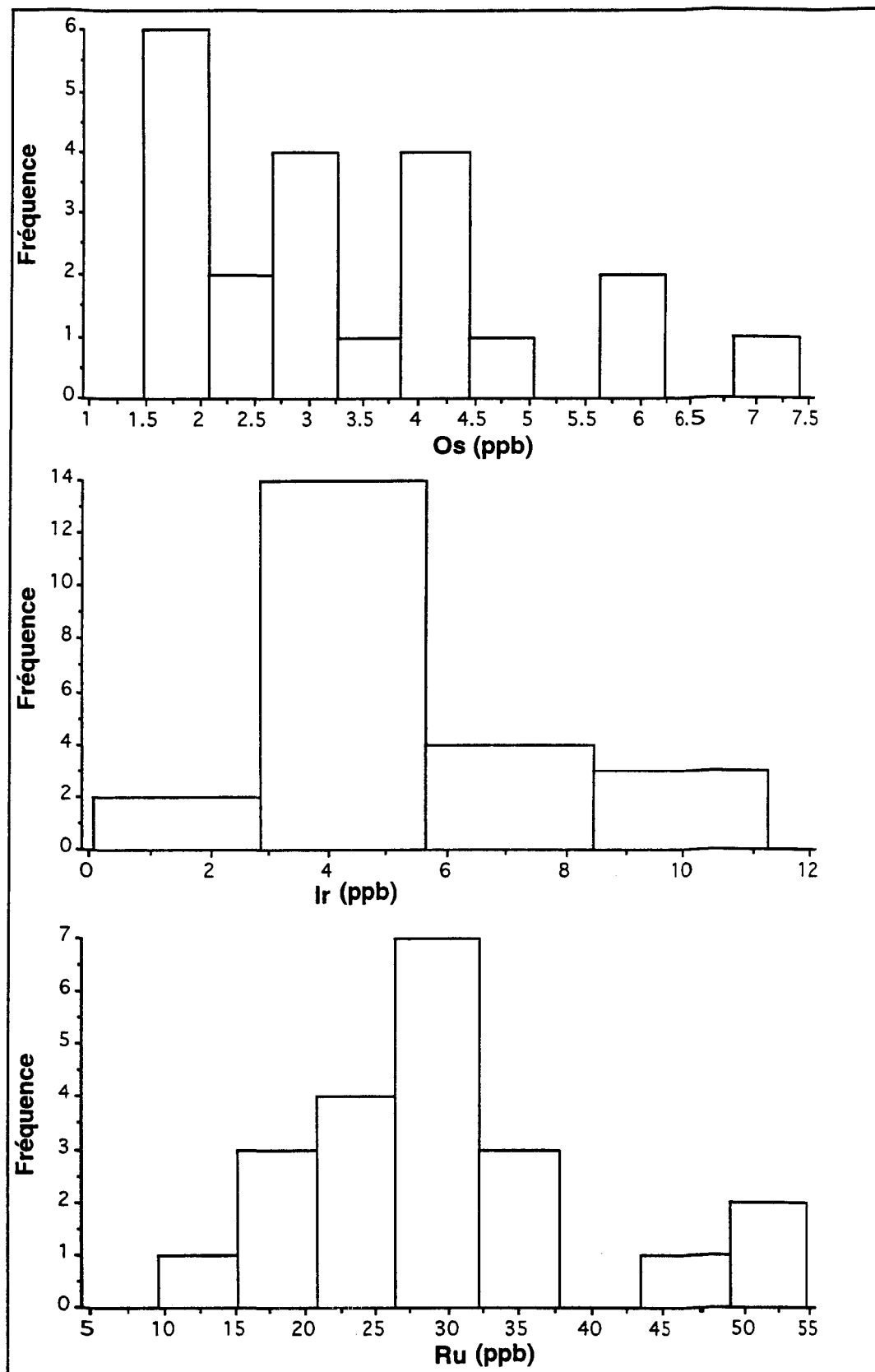


Figure 4.14 (suite): Histogrammes illustrant la fréquence des concentrations des éléments dans la roche-mère pour les unités dunitique et péridotitique du complexe de Musongati. La fréquence la plus élevée donne le mode de la concentration de l'élément.

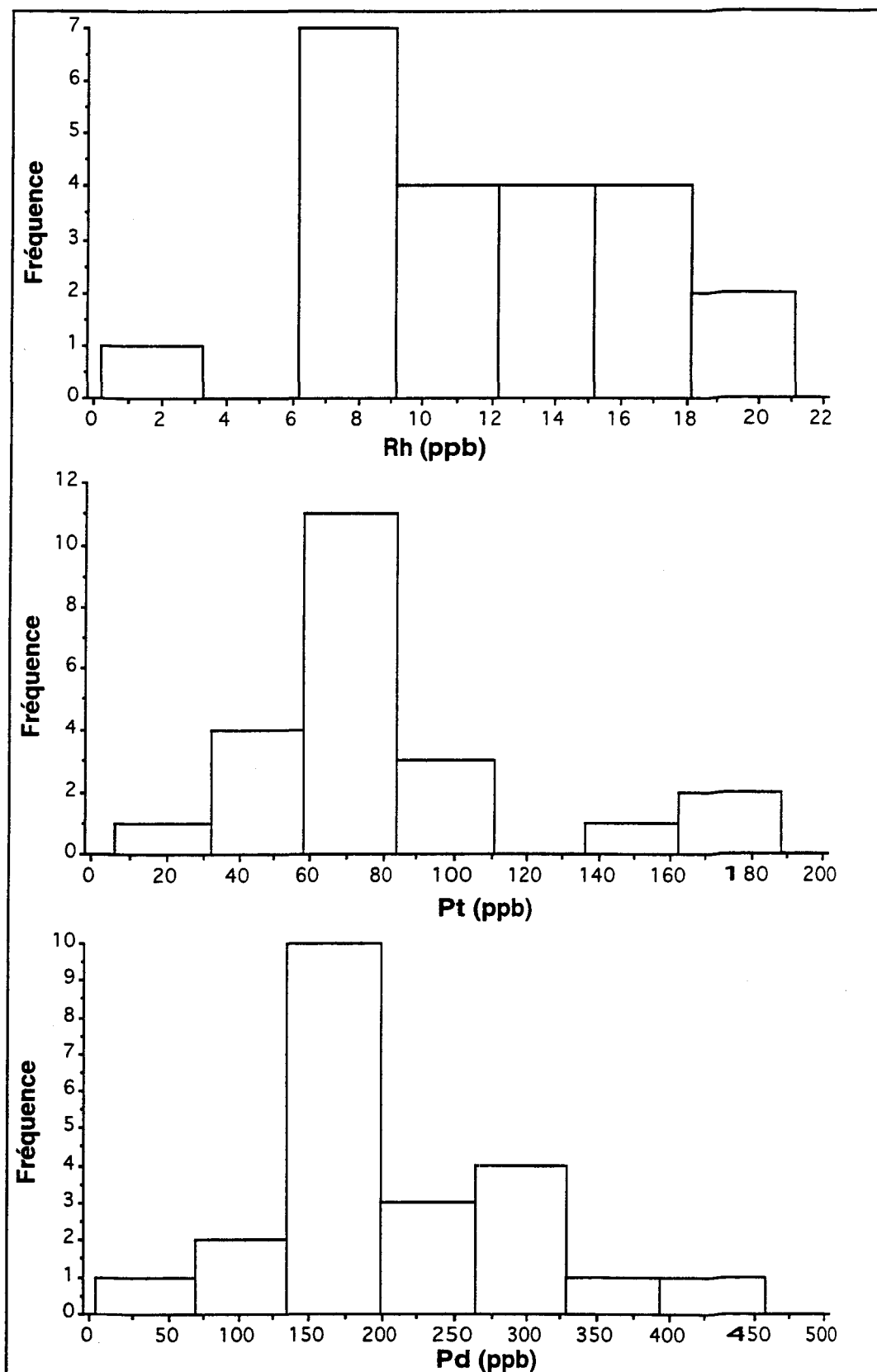


Figure 4.14 (suite): Histogrammes illustrant la fréquence des concentrations des éléments dans la roche-mère pour les unités dunitique et péridotitique du complexe de Musongati. La fréquence la plus élevée donne le mode de la concentration de l'élément.

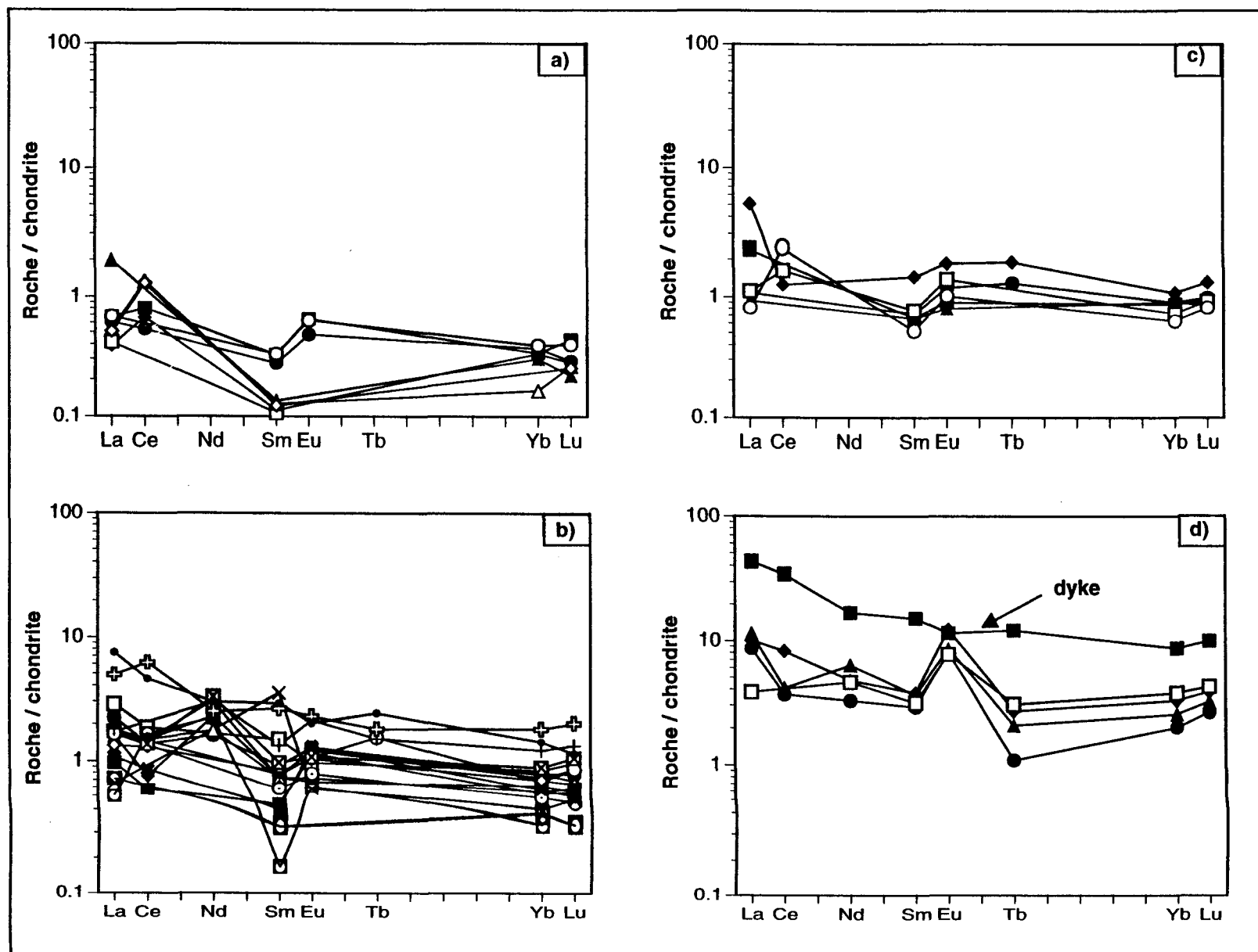


Figure 4.15: Diagrammes des REE normalisées aux chondrites pour les roches: a) dunites, b) harzburgites, c) péridotites à Pl d) norites et gabbronorites du complexe de Musongati (les valeurs de normalisation sont tirées de Taylor et McLennan, 1985).

CHAPITRE V

CARACTÉRISTIQUES PÉTROGRAPHIQUES ET GÉOCHIMIQUES DES HORIZONS LATÉRITIQUES

CHAPITRE V

CARACTÉRISTIQUES PÉTROGRAPHIQUES ET GÉOCHIMIQUES DES HORIZONS LATÉRITIQUES

5.1 INTRODUCTION

Les intérêts géologique et économique pour les latérites, ainsi que les descriptions géologiques et géomorphologiques y relatives, sont relatées dans les travaux de Maignien (1966), McFarlane (1976), Golightly (1981), Schellmann (1986), Nahon (1991), Nahon et al. (1992), Bourman (1993), Tardy (1993).

La polémique sur la terminologie des latérites dure depuis près de 200 ans. Étymologiquement, le terme latérite vient du latin *later* qui signifie brique. En géologie, on doit ce terme à Buchanan (1807), qui l'a proposé pour la première fois pour désigner les matériaux de construction des maisons dans les régions du Mysore, Kanabar et Malabar, et qu'il décrit comme des dépôts sédimentaires de matériel argileux riche en fer, massif et non-stratifié, plein de cavités et de pores. Le terme latérite a depuis été utilisé sous différentes interprétations par les géographes, les pédologues, les agronomes, les ingénieurs en bâtiments et en constructions de route, les géologues, les voyageurs, etc., pour désigner une vaste variété de formations de sols ou de sédiments, si bien que sa définition scientifique reste en perpétuelle réactualisation (Tardy 1992, Bourman 1993). En géologie, le terme

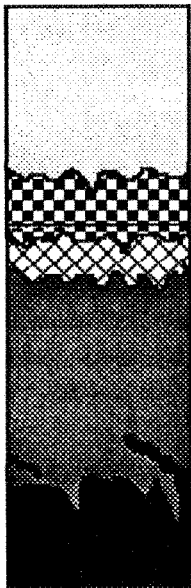
latérite désigne encore aujourd'hui, *stricto sensu*, les matériaux indurés ou aptes à s'indurer à l'air, résultant d'un processus de l'altération météorique et de la désintégration physique et chimique d'une roche-mère. Selon Tardy (1993, 1992) qui résume la plupart des travaux sur la terminologie des formations latéritiques, le terme latérite doit désigner des unités constituées de plusieurs horizons, sans référence à la dureté. Ainsi, la signification du terme latérite *sensu lato* qui sera utilisée tout au long de ce travail, englobe tous les matériaux meubles ou indurés, formés essentiellement d'oxydes de fer et/ou d'aluminium, constituant les principaux horizons d'altération des milieux intertropicaux. La présence d'un horizon cuirassé ou nodulaire dans un profil latéritique, n'est donc pas une condition *sine qua non* pour qu'une formation d'altération tropicale puisse être appelée latérite.

À Musongati, le profil latéritique est formé de la base au sommet de quatre horizons principaux (figure 5.1): la saprolite, la ferralite, la cuirasse et le sol latéritique. Les uns sont parfois emboîtés dans les autres, et leurs épaisseurs varient avec la situation topographique, et peuvent atteindre ensemble 80 à 100 m de puissance. Ces horizons se distinguent essentiellement par la couleur, la granulométrie, la densité, la composition minéralogique et la composition chimique globale. Au point de vue chimique, le terme latérite ici englobe le concept d'accumulation relative ou absolue de Fe_2O_3 et Al_2O_3 , et des pertes partielles à totales en SiO_2 et MgO .

L'étude des gisements latéritiques nickélifères a vu le jour après la découverte par Garnier en 1863 des dépôts de la Nouvelle-Calédonie, riches en minéraux hydratés de couleur verte baptisés par la suite "garniérites" (Garnier 1876). Aujourd'hui, plus de 75% des réserves mondiales de nickel sont localisés dans les latérites (Oliveira et al. 1992; Trescases 1986).

Composition minéralogique des horizons du profil latéritique du complexe de Musongati

Sol latéritique (SL): Fragments de sol agglomérés, silt, matière organique, matériel détritique en place ou transporté
Cuirasse latéritique (CU): Goethite, limonite, pisolites avec matrice argileuse
Ferralite (FE): Goethite nickélifère, argile
Saprolite (SA): Montmorillonite, garniérine, serpentinite très lessivée à structure poreuse et cloisonnée, reliques des structures du bedrock ultramafique
Roche-mère (RM): Dunite, harzburgite, péridotite à plagioclase



Distribution des éléments du groupe du platine (ppb) pour le forage 247

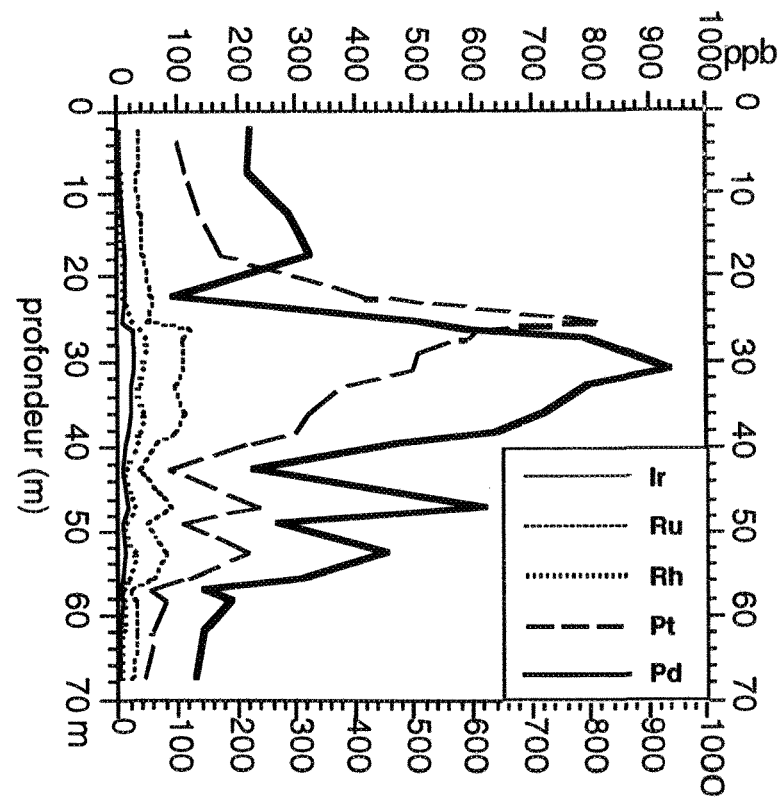


Figure 5.1: Profil latéritique typique des formations latéritiques nickélifères du complexe de Musongati. La distribution des éléments du groupe du platine est basée sur les analyses effectuées sur le profil du forage 247.

Les liaisons génétiques entre la formation des latérites et l'enrichissement en nickel, les premières descriptions et les analyses chimiques détaillées des différents horizons latéritiques, ne datent pourtant que de la deuxième moitié du XX^{ème} siècle (Bonifas 1959; Percival 1965; Troly et al. 1979; Trescases 1986; Golightly 1981).

Malheureusement jusqu'aujourd'hui, malgré le nombre imposant des articles publiés au sujet des latérites nickélifères, nous n'avons encore à notre connaissance que des données morcelées des descriptions de distributions des EGP sur un profil latéritique.

5.2 PÉTROGRAPHIE

Cette section comporte une description minéralogique sommaire des principaux horizons latéritiques du complexe de Musongati (figure 5.1). Elle vise à comprendre les structures du matériel qui forme la latérite, ainsi son état d'évolution le long du profil latéritique nickélifère.

5.2.1 Le sol latéritique (SL)

Le sol latéritique est constitué de deux principaux horizons, la couverture latéritique et le sol latéritique proprement dit. Nous parlerons de sol latéritique pour désigner les deux, car ils sont difficilement distinguables pétrographiquement et géochimiquement. De plus, ils s'apprêtent très facilement à l'érosion. De couleur brun à brun rougeâtre, le sol latéritique est formé essentiellement de dépôts allochtones, autochtones ou para-autochtones, resédimentés au sommet, souvent sablonneux, montrant une structure terreuse et/ou pisolitique à matrice terreuse (planche 20).

Planche 20: Photographie d'un échantillon de sol latéritique (échantillon 247-0-5, montrant les structures terreuses et pisolitiques. On observe également des racines des herbes témoignant de la présence de la matière organique.



PLANCHE 20

Les fragments de sols agglomérés montrent une granulométrie fine à moyenne. Des racines d'arbres, la matière organique sous toutes ses formes, les empreintes de l'activité humaine, caractérisent les premiers 5 m de cet horizon de 2 à 20 m de puissance.

5.2.2 La cuirasse (CU)

Parmi les autres horizons latéritiques, la cuirasse se caractérise par sa densité (une moyenne de 2 g/cm^3) et sa dureté (une moyenne de 6 sur l'échelle de Mohs) élevées, ce qui lui vaut souvent la dénomination de croûte ou carapace ferrugineuse. Sa couleur est généralement brun foncé ou brun rouillé, avec un éclat métallique (planche 21a). La cuirasse montre souvent, surtout quand elle est exposée à la surface, des structures pisolithiques sous forme de croûtes et mottes caverneuses et limonitiques, ou de masses amorphes dures et compactes, ce qui confère à la roche un relief mamelonné (planche 21b). Outre la goethite et l'hématite qui forment plus de 90 % de la cuirasse, on observe également des minéraux en forme de lattes allongées ou fibreuse, faiblement anisotropes, que nous pensons être de la lépidocrosite, ainsi que de fines particules de maghémite que nous avons pu identifier par diffraction-X (ou DRX). On rencontre également dans la matrice argileuse qui atteint 10% à la base de la cuirasse, des fragments anguleux de la croûte ferrugineuse et de concrétions limonitiques. La cuirasse montre une puissance de 10 à 20 m.

La cuirasse est presque toujours présente à la surface de la zone ferralitique. Aujourd'hui, on attribue le cuirassement à un phénomène d'immobilisation du fer transporté d'une part par lessivage vertical, et d'autre part par migration latérale des nappes aquifères au sein des profils d'altération, chargées en fer soluble qui vient s'oxyder et s'accumuler sous

forme d'hydroxydes ferriques dans la zone de battements oxygénés (Millot 1964; Levinson 1980; Bourman 1993).

5.2.3 La ferralite (FE)

Nous portons la plus grande attention sur le degré d'évolution des silicates en état d'altération météorique. Nous préférons donc le terme ferralite pour souligner à ce niveau précis la libération du fer et de l'alumine à partir du réseau des silicates, et le début des pertes intenses en Si et en Mg dans le profil d'altération.

De couleur brun rougeâtre clair à brun chocolat, parfois brun jaunâtre à la base, la ferralite est formée essentiellement de goethite nickélifère et de masses amorphes d'hydroxydes de fer. Elle est remarquablement friable et plastique, et se caractérise par une augmentation de matières argileuses dans la matrice. On rencontre également comme minéraux accessoires les spinelles, la maghémite et la chlorite. L'horizon ferralitique, d'une puissance de 10 à 15 m, montre des laminations de couleur allant de brun-rouge à jaune clair, connue communément sous le nom de couleur ocre, ainsi qu'un aspect bariolé avec ses rayures blanches. La ferralite est également marquée par plusieurs veinules noires qui ne montrent aucune orientation préférentielle. Les mouchetures noires disséminées dans la couche ferralitique sont particulièrement riches en manganèse, tandis que les mouchetures verdâtres sont riches en chrome. La structure de la ferralite est terreuse, souvent laminée et parfois même zonée. Au sommet, la ferralite évolue graduellement en cuirasse marquée plutôt par des structures colloformes de la goethite et des pisolites de composition goethite-hématite.

Planche 21a: Photographie de deux échantillons superposés de la cuirasse latéritique (échantillon 298-4-7). L'échantillon au dessus est proche de la surface, et montre des structures pisolitiques sous forme de mottes cavernieuses et limonitiques.

Planche 21b: Photographie de la cuirasse latéritique (échantillon 298-4-7), exposée à la surface, montrant des masses amorphes dures et compactes, qui confèrent à la roche un relief mamelonné.

PLANCHE 21a



PLANCHE 21b



Planche 22: Photographie de la ferralite (échantillon 247-27-28), formée de goethite nickélifère et de masse amorphes d'oxydes de fer, et exhibant l'aspect bariolé avec ses rayures blanches.



PLANCHE 22

Alors que la saprolite est caractérisée par des changements plus ou moins isovolumiques, la ferralite est plutôt susceptible aux effondrements et aux pertes de volumes, et reste maintenue par des structures d'une extrême fragilité.

5.2.4 La saprolite (SA)

La saprolite forme une unité près de 20 mètres de puissance. Elle est localisée à la base d'un profil latéritique complet, juste au dessus de la zone de départ, où prévalent les phénomènes d'hydrolyse. Le pH de cette zone est en principe alcalin, par suite de la libération massive des ions Ca et Mg de la roche-mère. La saprolite est habituellement de couleur jaunâtre à brun-olive clair et vert. On distingue à la base de l'horizon une saprolite d'une granulométrie moyenne à grossière, et au sommet une saprolite finement grenue, friable, mais avec des structures primaires identifiables (planche 23). On rencontre souvent à la base de l'horizon saprolitique, du matériel éboulé, des clastes de la roche-mère partiellement décomposés, des veines ou des fractures et des vides remplies par la garniérite formée à partir des précipités colloïdaux, et des veinules noires riches en manganèse (figure 5.1). La garniérite est parfois accompagnée de quartz en petite quantité. Sur toute sa puissance, la saprolite est caractérisée surtout par la quantité élevée de minéraux argileux du groupe montmorillonite ($R_{0.33}Al_2Si_4O_{10}(OH)_2 \cdot n H_2O$, où $R = Na^+, K^+, Mg^{2+}$) et de serpentines ferro-magnésiennes, mais dont la quantité diminue progressivement de la base au sommet. Ces minéraux se forment essentiellement aux dépens de l'olivine par l'action de l'altération latéritique. On observe souvent des pseudomorphes de smectites riches en fer (les nontronites) sur les cristaux ou les reliques d'olivine.

Planche 23a: Photographie de la saprolite fine au sommet de l'horizon saprolitique, (échantillon 247-38-40), aux structures primaires difficilement retracables ou effacées.

Planche 23b: Photographie de la saprolite grossière (échantillon 247-50-55) à la base de l'horizon saprolitique, dont les structures primaires d'une durite serpentinisée sont facilement reconnaissables. On observe également des veines remplies de garniérite.

PLANCHE 23a



PLANCHE 23b



La densité peu élevée de la saprolite (0.97 g/cm^3 en moyenne) et sa structure poreuse et cloisonnée qui rappelle la texture maillée de la roche-mère serpentinisée, lui ont valu le surnom de "pain d'épices". En effet, les fragments de cristaux d'olivine ou reliques qui occupaient les mailles se recouvrent essentiellement d'une matière jaune-brunâtre à consistance argileuse. Le passage de la roche-mère à la saprolite est souvent très net, et ne montre pratiquement pas de zone de transition, comme le montre les distributions verticales des éléments dans les forages investigués. Au sommet de la saprolite, on peut encore observer que les cristaux d'olivine et les rubans de serpentine sont entièrement transformés en hydroxydes de fer avec respect de la structure de la roche de départ. La porosité due au lessivage des alcalins et des alcalino-terreux est assez faible à la base mais plus prononcée au sommet. La saprolite est constamment sous les conditions humides, puisque elle est située le plus souvent sous la nappe phréatique. Les transferts de masse de fer et d'aluminium y sont donc limités. Par contre, les horizons FE, CU et SL constituent des domaines non-saturés, hydratés ou asséchés périodiquement suivant les saisons sèches et les saisons pluvieuses, et où les transferts de masse du fer y sont constamment observés.

5.3 LITHOGÉOCHIMIE DES HORIZONS LATÉRITIQUES

5.3.1 INTRODUCTION

Cette étude a été réalisée dans le but de caractériser les variations géochimiques liées aux modifications physico-chimiques des roches soumises au processus de la latéritisation. Nous suivrons l'évolution de la distribution des éléments tout le long des profils latéritiques. Les valeurs de tous les éléments analysés ont été recalculées à 100% de la roche totale, de façon à éliminer la perte au feu (PAF). Tous les calculs et diagrammes de cette section

utilisent les valeurs anhydres des constituants chimiques. Nous avons choisi de distinguer 4 principaux groupes d'éléments: les éléments majeurs, les éléments traces, les terres rares et les éléments du groupe du platine. Les distributions de chaque groupe ont été étudiées d'abord à l'intérieur de chaque horizon latéritique, afin d'illustrer les changements intervenus à chaque niveau du profil latéritique. Cette étude permet de cerner les transformations physico-chimiques associées à la latéritisation à travers une analyse qualitative et quantitative de changements des compositions chimiques. Nous avons également intégré une étude statistique sommaire afin de mieux comprendre les relations inter-éléments, et particulièrement les relations entre les EGP et les REE dont les enrichissements sont exceptionnels.

5.3.2 LITHOGÉOCHIMIE QUALITATIVE

Dans ce chapitre, nous discuterons de la variation des compositions chimiques obtenues sur 18 échantillons de la saprolite, 22 échantillons de la ferralite, 10 échantillons de la cuirasse et 10 échantillons du sol latéritique, provenant de 8 forages (forages 89, 104, 239, 249, 247, 269, 289, 298), atteignant la roche-mère, dont 4 de l'unité dunitique et 4 autres de l'unité péridotitique (figure 3.2). Les résultats analytiques sont présentés sur les tableaux 5.1, 5.2, 5.3, 5.4 et 5.5.

5.3.2.1 Les éléments majeurs

Comparativement à la roche-mère, sur les profils géochimiques des horizons latéritiques (figures 5.2, 5.3, 5.4, 5.5; tableaux 5.1, 5.2, 5.3, 5.4, 5.5), on observe que les

teneurs en SiO_2 , MgO , CaO , Na_2O , K_2O connaissent une chute libre de la base au sommet de la SA, et sont fortement à complètement lessivés dans les horizons supérieurs. La silice et le magnésium montrent un comportement similaire au niveau de la saprolite et de la ferralite, avec des valeurs caractéristiques de 30-40% SiO_2 et 15-25% MgO dans la saprolite, et 10-15% SiO_2 et 0.05-1% MgO dans la ferralite. Alors que le magnésium et les alcalins se retrouvent complètement lessivés au niveau de la cuirasse et du sol latéritique, la silice persiste au dessus de la limite de détection et tend même à être enrichie, probablement suite aux néoformations. Cette tendance à l'enrichissement au niveau du SL est également observable pour le potassium qui est pourtant en dessous ou proche de la limite de détection (<0.01%) au niveau de la roche-mère, la SA, la FE et la CU, mais peut atteindre 0.12% au niveau du SL.

Les teneurs en TiO_2 , Al_2O_3 et P_2O_5 augmentent graduellement de la base jusqu'au sommet du profil latéritique. Les teneurs moyennes en TiO_2 et Al_2O_3 dans la FE sont deux fois plus élevées que celles de la SA. Elles passent de la SA à la FE, de 0.20% à 0.40% TiO_2 et de 5% à 10% Al_2O_3 . La CU et le SL retiennent les teneurs maximales en ces oxydes, qui passent respectivement de 0.81% à 2.53% TiO_2 , et de 15.38% à 35% Al_2O_3 .

P_2O_5 est quant à lui proche de la limite de détection dans la roche-mère (0.01%). Cependant, à l'instar des oxydes TiO_2 et Al_2O_3 , il se retrouve toujours enrichi au niveau du SL et de la CU, mais sa teneur maximale ne dépasse pas 0.17%.

Après avoir connu leur apogée au niveau de la CU latéritique, les oxydes Fe_2O_3 et MnO qui enregistrent respectivement jusqu'à 89% et 3%, montrent une forte baisse au niveau du SL, atteignant des valeurs minimales de 36% et 0.06% respectivement.

Tableau 5.1: Résultats analytiques des oxydes majeurs, des éléments traces, des terres rares et des éléments du groupe du platine pour les échantillons du sol latéritique (SL), de la cuirasse (CU), de la ferralite (FE) et de la saprolite (SA), provenant du forage 247 (Total*=la somme des valeurs anhydres des oxydes majeurs, Cr, Ni, V, Cu et S, recalculées à 100%)

No For./Éch.	247-0-5	247-5-10	247-10-15	247-15-20	247-20-25	247-26-27	247-26-28	247-27-28	247-28-30
Z (int. en m)	0-5	5-10	10-15	15-20	20-25	26-27	26-28	27-28	28-30
Lithologie	SL	SL	SL	SL	CU	CU	CU	FE	FE
Localisation	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda
Éléments majeurs (oxydes majeurs) (% poids)									
SiO ₂	19.12	19.14	20.26	14.25	8.69	7.68	6.21	8.20	7.19
TiO ₂	2.39	2.27	1.73	1.39	0.81	0.43	0.45	0.38	0.38
Al ₂ O ₃	33.25	32.16	26.83	24.64	15.48	11.31	10.94	10.35	10.02
Fe ₂ O ₃	44.28	45.42	50.04	58.34	72.85	78.42	80.22	77.63	77.98
MnO	0.07	0.08	0.10	0.09	0.07	0.25	0.44	1.54	2.77
MgO	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	1.04	0.24	0.15	0.03	<0.01
CaO	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Na ₂ O	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	<0.01	0.05
K ₂ O	0.12	0.12	0.09	0.03	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
P ₂ O ₅	0.15	0.13	0.09	0.07	0.06	0.06	0.04	0.04	0.04
Total*	100	100	100	100	100	100	100	100	100
P.A.F.	15.22	13.85	12.28	12.90	11.34	11.31	10.79	10.24	10.73
Éléments traces (ppm)									
Cr	4724	5172	6412	8322	7719	9755	8495	11997	7816
Ni	542	547	917	1834	662	4030	3619	4554	5682
Co	21.6	27.0	31.5	26.7	20.0	149.1	1433.5	86.6	3467.8
Sc	47.4	46.6	46.4	50.9	50.4	74.9	56.0	65.2	64.0
V	336	318	295	264	254	228	191	198	171
Cu	163	351	431	621	440	1450	2534	1018	1607
Zn	92	147	134	164	87	354	586	374	1057
S	85	161	291	565	814	587	592	495	396
As	14.4	13.9	10.7	9.7	6.8	8.8	<3.1	1.8	<4.5
Se	13.2	22.1	14.6	11.1	9.6	<3.3	<2.3	<2.6	<3.9
Sb	1.63	1.66	1.44	1.58	1.32	0.80	0.85	0.35	0.34
Au	0.05	0.04	0.05	0.03	0.21	0.26	0.05	0.04	0.11
Rb	17.60	16.95	15.60	16.69	19.97	27.26	18.46	18.29	<25
Cs	2.97	1.91	1.14	<0.77	<0.81	<0.64	<0.96	<1.1	<2.3
Ba	64.20	<75	<60	42.60	<37	<0.56	<96	61.07	<150
Ta	8.92	8.50	6.42	4.48	1.71	0.45	<0.42	0.25	<0.69
Hf	21.40	21.89	15.87	11.45	7.19	2.76	1.35	1.98	1.14
Th	38.39	36.08	24.87	18.21	10.43	6.88	1.88	2.19	3.17
U	7.39	7.02	5.16	4.30	3.21	4.82	1.77	2.36	1.37
Terres rares (ppm)									
La	26.39	24.91	28.45	14.68	7.46	13.12	28.24	18.76	29.39
Ce	185.30	194.38	176.90	65.27	106.79	226.36	536.82	124.81	237.61
Nd	8.76	13.89	17.86	7.42	2.48	8.29	20.08	19.59	18.95
Sm	5.68	4.71	4.34	2.89	1.58	3.12	5.50	5.30	6.15
Eu	1.13	1.00	0.93	0.59	0.30	0.67	1.58	1.34	1.39
Tb	1.00	0.92	0.69	0.54	<0.22	0.39	0.47	0.66	0.57
Yb	2.96	3.11	2.66	2.09	1.22	1.66	2.57	3.84	3.01
Lu	0.61	0.57	0.50	0.38	0.23	0.28	0.42	0.66	0.37
Éléments du groupe du platine (ppb)									
Os	<3.3	<4.8	<4.9	4.38	<8.4	<7.3	9.59	16.73	4.73
Ir	4.90	5.13	8.89	12.58	11.52	7.91	27.82	28.09	25.32
Ru	37	32	39	45	58	49	122	110	110
Rh	4.86	5.85	8.67	10.96	12.86	25.88	39.19	47.36	43.67
Pt	102	113	138	172	420	814	610	596	509
Pd	219	216	284	320	91	505	591	788	854
Densité	1.34	1.48	1.54	1.56	1.92	2.28	2.26	1.34	1.18

Tableau 5.1 (suite): Résultats analytiques des oxydes majeurs, des éléments traces, des terres rares et des éléments du groupe du platine pour les échantillons du sol latéritique (SL), de la cuirasse (CU), de la ferralite (FE) et de la saprolite (SA), provenant du forage 247 (Total*=la somme des valeurs anhydres des oxydes majeurs, Cr, Ni, V, Cu et S, recalculées à 100%)

No For./Éch.	247-30-32	247-32-34	247-34-38	247-38-40-1	247-38-40-2	247-40-45	247-46-48	247-48-50
Z (int.en m)	30-32	32-34	34-38	38-40-1	38-40-2	40-45	46-48	48-50
Lithologie	FE	SA	SA	SA	SA	SA	SA	SA
Localisation	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda
Éléments majeurs (oxydes majeurs) (% poids)								
SiO ₂	8.69	7.56	8.83	21.67	30.23	41.59	28.28	40.82
TiO ₂	0.33	0.31	0.32	0.26	0.20	0.10	0.19	0.08
Al ₂ O ₃	9.47	7.46	5.91	4.65	3.83	2.18	4.55	1.58
Fe ₂ O ₃	77.78	80.93	79.67	63.37	50.17	22.96	54.26	23.89
MnO	2.13	1.38	1.05	1.05	0.68	0.24	0.63	0.26
MgO	0.10	0.58	1.06	4.34	10.39	28.88	6.70	29.29
CaO	<0.01	<0.01	0.01	0.06	0.07	0.02	0.05	0.03
Na ₂ O	<0.02	0.01	0.01	0.15	0.01	0.02	0.03	0.02
K ₂ O	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
P ₂ O ₅	0.03	0.03	0.03	0.04	0.02	0.01	0.02	0.01
Total*	100	100	100	100	100	100	100	100
P.A.F.	10.42	10.14	10.84	14.78	16.10	15.44	15.50	14.66
Éléments traces (ppm)								
Cr	7558	9326	12272	10805	9004	5437	14680	6626
Ni	5543	6279	15174	29330	30774	33137	36786	32328
Co	2263.2	1649.5	1719.3	1742.9	1544.7	1350.7	1581.7	562.0
Sc	56.5	59.8	50.8	37.6	30.4	13.7	32.0	14.1
V	155	161	183	153	137	72	106	67
Cu	1105	1337	3336	3832	3958	1292	1274	1158
Zn	740	612	905	1019	1345	1604	1205	362
S	286	326	150	132	64	64	22	31
As	<3.4	<1.6	<1.8	1.8	1.5	<1.3	<2.2	<0.96
Se	<4.6	3.7	<3.0	<2.8	<3.1	<3.1	<3.1	<2
Sb	0.25	0.17	0.29	<0.15	0.17	<0.1	0.27	<0.09
Au	0.08	0.13	0.14	0.07	0.09	0.06	0.04	0.04
Rb	<35	23.04	<26	<20	<18	<20	16.87	9.38
Cs	<0.96	<1.2	<1.2	<0.95	<0.92	<0.79	<1.8	<0.95
Ba	<120	163.58	144.96	165.61	116.99	<44	81.59	60.44
Ta	0.41	<0.4	<0.46	<0.34	0.48	<0.3	<0.57	<0.29
Hf	0.97	0.62	0.96	0.72	0.76	<0.38	0.73	0.44
Th	2.17	1.34	1.32	1.11	0.64	0.52	0.97	0.32
U	1.25	<0.54	<0.51	<0.38	<0.4	<0.53	<0.50	<0.25
Terres rares (ppm)								
La	25.28	33.14	27.50	69.09	96.55	75.27	207.00	89.28
Ce	209.57	25.79	13.01	11.24	9.68	5.03	11.89	1.49
Nd	23.47	27.55	30.33	49.71	76.70	71.67	105.30	23.13
Sm	6.02	5.74	5.85	8.92	15.46	15.39	7.84	0.52
Eu	1.17	1.29	1.49	2.39	3.85	4.28	1.87	<0.28
Tb	0.32	0.30	0.50	1.12	2.68	3.06	0.80	<0.15
Yb	2.62	2.43	2.47	3.45	6.08	3.50	0.92	0.37
Lu	0.33	0.38	0.35	0.54	0.99	0.65	0.15	0.03
Éléments du groupe du platine (ppb)								
Os	6.35	10.76	8.01	11.15	7.07	<4.2	<7.5	<6.2
Ir	24.02	21.16	22.35	17.75	13.20	6.06	16.72	6.95
Ru	108	94	112	97	64	35	92	51
Rh	39.92	37.49	43.00	34.01	28.94	11.72	29.15	12.78
Pt	500	389	325	301	227	86	237	112
Pd	936	797	721	636	472	227	617	265
Densité	0.91	0.98	0.97	0.94	0.85	0.82	0.92	1.11

Tableau 5.1 (suite): Résultats analytiques des oxydes majeurs, des éléments traces, des terres rares et des éléments du groupe du platine pour les échantillons du sol latéritique (SL), de la cuirasse (CU), de la ferralite (FE) et de la saprolite (SA), provenant du forage 247 (Total*=la somme des valeurs anhydres des oxydes majeurs, Cr, Ni, V, Cu et S, recalculées à 100%)

No For./Éch.	247-50-55	247-55-58-1	Moyenne	Moyenne	Moyenne	Moyenne
Z (int. en m)	50-55	55-58-1	SL	CU	FE	SA
Lithologie	SA	SA				
Localisation	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda
Éléments majeurs (oxydes majeurs) (% poids)						
SiO ₂	30.71	38.43	18.19	7.53	7.91	25.57
TiO ₂	0.14	0.08	1.95	0.56	0.35	0.21
Al ₂ O ₃	3.46	1.35	29.22	12.58	9.32	4.31
Fe ₂ O ₃	43.00	23.22	49.52	77.16	78.58	53.60
MnO	0.45	0.23	0.09	0.25	1.95	0.75
MgO	16.80	32.40		0.47	0.24	11.61
CaO	0.04	0.02	0.01			0.04
Na ₂ O	0.01	0.02	0.02	0.01	0.03	0.03
K ₂ O	<0.01	<0.01	0.09			
P ₂ O ₅	0.02	0.01	0.11	0.05	0.04	0.02
Total*	100	100	100.00	100.00	100.00	100.00
P.A.F.	14.39	14.13	13.56	11.15	10.38	13.92
Éléments traces (ppm)						
Cr	10436	6344	6157.50	8656.22	9174.45	9735.75
Ni	41290	34578	960.03	2770.15	5514.12	26258.13
Co	1123.1	495.2	26.71	534.18	1866.77	1450.11
Sc	24.7	12.4	47.82	60.43	61.38	34.05
V	89	71	303.43	224.25	171.08	125.60
Cu	1771	1203	391.28	1474.75	1266.47	2312.43
Zn	1492	267	134.23	342.39	695.77	1007.60
S	53	78	275.46	664.53	375.71	112.69
As	<1	0.4	12.19	7.79	1.79	1.66
Se	<4	<1.5	15.26	9.61	3.73	3.73
Sb	0.15	0.10	1.58	0.99	0.28	0.23
Au	0.06	0.04	0.04	0.17	0.09	0.08
Rb	<17	<14	16.71	21.89	20.66	16.43
Cs	<1.1	<0.5	2.01			
Ba	131.73	70.76	53.40		112.32	122.19
Ta	<0.33	<0.19	7.08	1.08	0.33	0.48
Hf	0.58	<0.19	17.65	3.77	1.18	0.70
Th	0.71	0.49	29.39	6.40	2.22	0.89
U	0.40	<0.18	5.97	3.27	1.66	
Terres rares (ppm)						
La	35.99	2.63	23.61	16.27	26.64	85.41
Ce	<2.2	1.59	155.46	289.99	149.45	11.16
Nd	<4.3	<2.6	11.98	10.28	22.39	54.91
Sm	0.44	0.20	4.40	3.40	5.80	8.53
Eu	0.20	0.18	0.91	0.85	1.30	2.53
Tb	<0.1	<0.10	0.79	0.43	0.46	1.41
Yb	0.41	0.22	2.71	1.82	2.98	2.74
Lu	0.06	0.03	0.52	0.31	0.44	0.44
Éléments du groupe du platine (ppb)						
Os	4.70	5.96	4.38	9.59	9.64	9.25
Ir	13.55	7.92	7.87	15.75	24.65	14.89
Ru	80	56	38.14	76.02	105.26	77.67
Rh	32.29	17.18	7.59	25.97	42.11	28.16
Pt	221	121	131.18	614.57	498.62	239.52
Pd	451	307	259.89	395.79	843.57	533.52
Densité	1.14	2.53	1.48	2.15	1.10	0.94

Tableau 5.2: Résultats analytiques des oxydes majeurs, des éléments traces, des terres rares et des éléments du groupe du platine pour les échantillons du sol latéritique (SL), de la cuirasse (CU), de la ferralite (FE) et de provenant du forage 269 (Total*=la somme des valeurs anhydres des oxydes majeurs, Cr, Ni, V, Cu et S, recalculées à 100%)

No For/Ech.	269-0-5	269-5-7	269-7-11	269-16-17	269-17-18	269-18-19	269-20-25	269-25-30	269-30-35	269-35-40
Z (int. en m)	0-5	5-7	7-11	16-17	17-18	18-19	20-25	25-30	30-35	35-40
Lithologie	SL	SL	SL	CU	CU	CU	FE	FE	FE	FE
Localisation	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda
Éléments majeurs (oxydes majeurs) (% poids)										
SiO ₂	16.69	22.23	10.82	7.84	2.76	7.65	9.47	8.18	5.92	13.70
TiO ₂	2.36	1.73	0.62	0.44	0.39	0.34	0.36	0.32	0.25	0.28
Al ₂ O ₃	34.01	29.75	14.88	7.80	4.14	8.36	9.34	7.30	6.23	7.51
Fe ₂ O ₃	45.90	44.84	71.64	80.62	89.38	81.03	77.97	79.82	82.98	73.44
MnO	0.09	0.11	0.10	1.54	1.70	1.41	1.24	1.07	1.16	0.88
MgO	0.03	0.08	0.57	0.16	<0.01	<0.01	0.12	0.50	1.01	1.66
CaO	0.01	<0.01	<0.01	0.15	<0.01	0.01	<0.01	0.16	0.01	0.08
Na ₂ O	0.02	0.02	0.01	0.01	<0.022	0.00	0.00	0.00	<0.014	0.01
K ₂ O	0.10	0.10	0.02	0.03	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01
P ₂ O ₅	0.15	0.09	0.11	0.04	0.12	0.03	0.03	0.05	0.04	0.03
Total*	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
P.A.F.	21.18	12.24	11.81	9.91	8.91	9.98	14.45	12.49	12.49	12.72
Éléments traces (ppm)										
Cr	4711	7506	7013	8693	9226	5973	7728	8633	10752	6603
Ni	668	1570	3419	4013	4507	4439	5069	14410	10868	15577
Co	39.22	40.49	70.33	1428.83	1351.62	1098.22	1149.45	1835.54	2347.97	1428.28
Sc	44.48	44.94	55.85	45.56	54.91	46.88	40.58	48.54	44.06	47.95
V	325	279	274	165	184	192	183	193	161	149
Cu	405	875	894	557	998	725	1465	2331	2010	1622
Zn	13	<17	79	55	148	71	122	307	235	357
S	144	215	577	246	206	211	135	67	84	78
As	12.83	13.13	8.87	1.10	<2.7	1.75	1.00	1.02	<2.8	0.84
Se	23.29	16.38	5.74	<4.5	<11	<6.5	<5.0	<4.7	<9.4	<5.9
Sb	1.43	1.49	1.17	0.44	0.44	0.33	0.33	0.23	0.31	0.24
Au	0.05	0.03	0.23	0.34	0.51	0.21	0.08	0.19	0.10	0.18
Rb	20.40	13.77	12.35	14.75	<12	<20	18.10	<19	<34	16.15
Cs	2.05	0.94	0.55	<0.95	<1.6	<0.71	<0.78	<1.1	<1.4	<0.93
Ba	54.79	48.76	44.15	88.56	134.96	76.67	27.76	<55	61.32	90.60
Ta	7.71	6.93	1.07	<0.44	<0.69	<0.38	<0.33	<0.38	<0.84	<0.39
Hf	21.33	17.23	4.36	1.07	0.99	1.21	0.77	0.89	0.81	0.44
Th	34.91	27.75	10.85	1.73	1.51	1.64	1.34	1.63	1.91	0.85
U	6.37	5.65	4.75	1.67	1.52	1.94	0.80	<0.36	<0.68	<0.28
Terres rares (ppm)										
La	24.93	28.62	19.35	36.15	25.29	41.11	39.31	39.42	28.60	25.85
Ce	206.07	245.44	26.21	76.80	63.66	60.02	30.10	5.76	7.34	8.34
Nd	20.41	17.60	7.19	29.67	28.86	36.58	26.38	20.91	23.91	<5.0
Sm	5.33	4.64	3.15	8.70	8.69	10.17	6.94	5.19	3.38	1.14
Eu	1.23	0.84	0.71	1.86	1.98	2.06	1.40	1.25	0.85	0.28
Tb	0.78	0.74	0.40	0.37	0.70	0.67	0.23	<0.35	0.50	<0.19
Yb	2.99	2.51	1.72	3.00	3.90	3.74	2.54	2.18	1.63	0.81
Lu	0.60	0.50	0.28	0.44	0.60	0.60	0.43	0.35	0.28	0.13
Éléments du groupe du platine (ppb)										
Os	<3.4	<3.0	5.78	17.01	12.36	12.15	6.35	13.10	6.98	8.70
Ir	4.14	3.26	3.06	47.51	59.40	32.72	29.18	30.04	22.07	25.91
Ru	37	33	25	140	195	104	97	128	97	128
Rh	5.23	4.08	5.31	37.73	49.30	28.42	28.91	46.39	39.68	47.51
Pt	112	80	155	1231	1380	686	658	624	420	521
Pd	143	150	192	540	502	389	463	1087	684	831
Densité	1.50	1.50	1.92	1.92	1.95	1.41	1.22	1.05	0.95	0.81

Tableau 5.3: Résultats analytiques des oxydes majeurs, des éléments traces, des terres rares et des éléments du groupe du platine pour les échantillons du sol latéritique (SL), de la cuirasse (CU), de la ferralite (FE) et de la saprolite (SA), provenant du forage 289 (Total*=la somme des valeurs anhydres des oxydes majeurs, Cr, Ni, V, Cu et S, recalculées à 100%)

No For./Éch.	289-0-5	289-5-9	289-9-10	289-10-15	289-15-19	289-19-22	289-22-25	289-25-30	289-30-35
Z (int. en m)	0-5	289-5-9	289-9-10	289-10-15	15-19	19-22	22-25	25-30	30-35
Lithologie	SL	SL	SL	CU	CU	CU	FE	FE	FE
Localisation	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda
Éléments majeurs (oxydes majeurs) (% poids)									
SiO ₂	25.09	25.60	27.34	11.82	12.20	12.19	15.54	7.48	6.42
TiO ₂	2.46	2.53	2.15	0.69	0.78	0.80	0.45	0.31	0.40
Al ₂ O ₃	34.82	34.61	32.46	14.06	13.93	14.13	17.37	10.78	8.05
Fe ₂ O ₃	36.72	36.29	37.10	71.83	72.03	71.90	65.40	78.98	81.74
MnO	0.06	0.08	0.07	0.09	0.14	0.20	0.13	0.82	1.93
MgO	<0.01	0.04	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.19	0.25	<0.01
CaO	<0.01	<0.01	<0.01	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.02	0.01
Na ₂ O	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	<0.008	0.01
K ₂ O	0.12	0.11	0.07	0.09	0.02	0.02	<0.01	<0.01	<0.01
P ₂ O ₅	0.17	0.13	0.07	0.13	0.06	0.07	0.03	0.02	0.02
Total*	100	100	100	100	100	100	100	100	100
P.A.F.	15.42	13.97	12.55	11.13	9.63	9.54	11.46	12.92	10.35
Éléments traces (ppm)									
Cr	3826	3903	5337	7892	4741	3499	592	4558	3772
Ni	504	589	607	2639	2002	1907	4961	5611	6599
Co	17.9	19.1	15.6	53.0	53.6	62.6	44.8	1171.9	1870.1
Sc	38.4	38.4	38.6	81.2	40.5	42.9	57.4	71.0	40.1
V	321	326	290	259	286	294	233	327	187
Cu	594	1015	711	1318	810	822	2672	2298	3347
Zn	<31	219	<34	131	<44	<26	110	<110	106
S	181	115	183	449	410	402	388	514	332
As	14.2	14.6	11.8	21.0	13.2	13.4	57.6	182.1	12.1
Se	22.0	20.6	18.3	7.5	4.0	2.8	<3.0	<5.9	<3.5
Sb	1.34	1.37	1.14	1.35	1.02	1.08	1.66	3.16	1.45
Au	0.04	0.04	0.05	0.03	0.23	0.18	0.49	0.55	0.27
Rb	11.00	8.84	15.11	28.67	12.15	12.01	11.17	15.62	<22
Cs	1.68	1.48	<0.86	<0.076	<0.48	<0.52	<0.60	<0.99	<1.6
Ba	54.82	44.23	<35	53.61	34.30	<51	65.26	<77	193.48
Ta	8.27	8.28	6.09	1.85	1.04	1.29	<0.031	<0.38	<0.51
Hf	21.98	21.69	17.88	8.80	5.44	5.61	1.77	0.97	1.14
Th	36.76	36.11	28.21	22.81	14.78	14.60	2.73	1.74	0.77
U	6.14	6.32	5.22	6.04	2.88	2.89	3.18	3.42	1.98
Terres rares (ppm)									
La	22.77	25.02	34.94	22.46	15.86	14.56	33.51	13.74	22.88
Ce	153.06	162.51	114.25	68.02	24.06	36.25	127.70	60.90	69.70
Nd	10.19	6.62	12.57	9.69	6.95	8.98	39.07	15.18	29.22
Sm	4.96	5.21	4.72	3.61	2.36	2.32	9.23	5.09	7.56
Eu	0.95	1.02	0.98	0.74	0.53	0.52	2.09	1.06	1.61
Tb	0.77	0.72	0.66	0.23	0.21	0.25	<0.13	<0.31	0.88
Yb	3.05	3.20	3.06	2.00	1.23	1.32	4.51	1.76	2.50
Lu	0.65	0.67	0.61	0.39	0.27	0.27	0.82	0.27	0.38
Éléments du groupe du platine (ppb)									
Os	<5.4	<5.0	10.42	<3.7	9.57	11.99	77.92	16.89	22.37
Ir	3.79	3.50	19.41	5.89	16.25	20.05	153.25	69.68	80.65
Ru	27	26	165	37	139	144	705	371	331
Rh	5.62	5.49	7.05	55.43	51.23	56.46	266.78	154.44	190.19
Pt	68	69	963	174	676	760	2582	1169	1653
Pd	256	264	291	942	965	889	1972	2815	1345
Densité	1.50	1.50	1.50	2.23	2.23	2.20	1.23	1.17	1.14

Tableau 5.3 (suite): Résultats analytiques des oxydes majeurs, des éléments traces, des terres rares et des éléments du groupe du platine pour les échantillons du sol latéritique (SL), de la cuirasse (CU), de la ferralite (FE) et de la saprolite (SA), provenant du forage 289 (Total*=la somme des valeurs anhydres des oxydes majeurs, Cr, Ni, V, Cu et S, recalculées à 100%)

No For./Éch.	289-35-37	289-37-39	289-39-40	289-40-41	289-41-45	289-45-48	289-48-55
Z (int. en m)	35-37	37-39	39-40	40-41	41-45	45-48	48-55
Lithologie	FE	FE	FE	SA	SA	SA	SA
Localisation	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda
Éléments majeurs (oxydes majeurs) (% poids)							
SiO ₂	6.10	9.97	8.30	25.13	43.93	49.05	55.64
TiO ₂	0.29	0.28	0.28	10.60	0.07	0.04	0.03
Al ₂ O ₃	6.63	10.31	8.41	20.82	0.78	0.47	0.55
Fe ₂ O ₃	84.02	77.39	80.50	40.13	23.64	20.11	13.43
MnO	0.83	0.55	0.63	1.55	0.20	0.20	0.17
MgO	<0.01	<0.01	0.03	0.57	28.50	27.12	28.15
CaO	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Na ₂ O	<0.002	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
K ₂ O	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
P ₂ O ₅	0.05	0.02	0.02	0.03	0.01	0.01	0.01
Total*	100	100	100	100	100	100	100
P.A.F.	10.98	10.04	9.68	10.04	10.99	10.59	10.5
Éléments traces (ppm)							
Cr	7949	7440	7891	2141	3121	1969	3124
Ni	7855	4745	6704	5340	18272	25478	15622
Co	1435.0	798.0	1174.6	3248.5	488.9	601.0	371.7
Sc	42.3	32.2	38.3	125.1	8.6	6.7	4.9
V	168	151	136	870	64	69	48
Cu	4493	2168	3399	3165	7053	2333	1156
Zn	101	104	163	<97	901	327	99
S	336	271	213	81	75	84	55
As	16.7	5.5	5.8	3.8	1.8	2.8	1.5
Se	<3.5	5.2	<5.2	8.9	<3.9	<4.0	<2.2
Sb	1.81	1.10	0.67	0.31	0.61	0.43	0.26
Au	0.20	0.20	0.23	0.02	0.04	0.02	0.01
Rb	<17	<15	21.16	<26	<7.9	<9.6	<6.7
Cs	<1.6	<1.5	<1.4	<2.9	<0.91	<0.76	0.54
Ba	<73	45.07	<57	<97	<30	<40	56.31
Ta	<0.65	<0.55	<0.35	2.17	<0.39	<0.24	<0.15
Hf	1.30	1.15	1.19	15.14	0.37	0.29	0.31
Th	1.84	1.10	1.38	14.18	0.24	<0.15	<0.16
U	0.47	0.37	0.25	1.91	<0.13	0.14	<0.088
Terres rares (ppm)							
La	10.82	10.40	8.28	17.88	18.95	20.16	0.60
Ce	14.69	8.99	8.97	42.40	3.26	1.73	0.85
Nd	19.87	18.84	11.31	21.11	16.64	4.38	<2.5
Sm	5.03	4.63	2.58	4.00	2.69	0.23	0.17
Eu	1.19	1.15	0.67	1.21	0.78	<0.13	0.05
Tb	0.66	0.79	0.35	0.67	0.57	<0.13	<0.061
Yb	2.40	2.17	1.38	3.07	1.71	0.18	0.15
Lu	0.37	0.34	0.23	0.53	0.32	0.01	0.02
Éléments du groupe du platine (ppb)							
Os	20.14	35.03	21.99	3.90	2.65	2.91	2.21
Ir	69.84	114.76	103.57	3.03	12.23	8.18	8.63
Ru	370	578	532	29	63	51	48
Rh	154.29	163.58	193.41	23.13	25.56	18.82	16.10
Pt	1067	2275	1766	28	211	128	126
Pd	2658	3384	3935	688	434	327	247
Densité	1.20	1.10	1.15	1.30	1.50	1.65	2.12

Tableau 5.4: Résultats analytiques des oxydes majeurs, des éléments traces, des terres rares et des éléments du groupe du platine pour les échantillons du sol latéritique (SL), de la cuirasse (CU), de la ferralite (FE) et de la saprolite (SA), provenant du forage 298 (Total*=la somme des valeurs anhydres des oxydes majeurs, Cr, Ni, V, Cu et S, recalculées à 100%)

No For./Éch.	298-4-7	298-7-10	298-10-15	298-15-20	298-20-25	298-25-26	298-26-27.5	298-27.5-29
Z (int. en m)	298-4-7	298-7-10	298-10-15	15-20	20-25	25-26	26-27.5	27.5-29
Lithologie	CU	FE	FE	FE	FE	FE	SA	SA
Localisation	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda
Éléments majeurs (oxydes majeurs) (% poids)								
SiO ₂	8.36	6.11	9.92	4.95	14.70	28.50	42.65	47.50
TiO ₂	0.29	0.28	0.16	0.29	0.22	0.17	0.16	0.07
Al ₂ O ₃	5.96	5.63	2.73	3.90	5.06	2.54	3.42	0.81
Fe ₂ O ₃	81.27	85.07	84.22	87.27	64.49	47.45	22.62	19.15
MnO	0.78	0.83	0.88	0.97	0.70	0.50	0.23	0.17
MgO	0.92	0.58	0.50	0.38	11.11	15.52	25.70	28.70
CaO	<0.01	<0.01	0.01	<0.01	0.01	0.02	0.02	0.01
Na ₂ O	<0.01	0.00	0.00	<0.01	0.04	0.07	0.02	0.02
K ₂ O	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
P ₂ O ₅	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.01	0.01
Total*	100	100	100	100	100	100	100	100
P.A.F.	8.30	4.72	6.66	9.18	10.36	10.82	13.68	12.26
Éléments traces (ppm)								
Cr	11529	9301	6543	6888	10139	9030	6143	5722
Ni	8377	4290	4917	9271	17553	38220	42175	28296
Co	1273.0	960.7	1318.8	1952.7	1149.9	1694.0	917.3	681.3
Sc	37.1	25.0	25.8	41.9	34.0	25.8	12.2	8.8
V	436	338	221	318	293	198	117	108
Cu	3375	753	3560	5490	8389	4310	3061	1322
Zn	160	156	163	221	413	1330	1766	445
S	135	33	257	110	51	120	88	76
As	29.7	13.1	8.9	30.3	40.2	40.5	16.2	7.4
Se	<6.7	<5.6	<3.4	<9	5.3	<4.6	3.7	<2.4
Sb	2.39	1.36	1.47	1.96	2.00	4.65	2.61	0.59
Au	0.64	0.83	0.31	1.15	0.16	0.34	0.07	0.08
Rb	23.76	13.77	<22	22.99	20.95	15.40	16.49	7.76
Cs	<1.1	<1.1	<1.3	<1.6	<1.8	1.01	1.56	0.48
Ba	60.10	<56	<69	84.49	77.47	126.46	<53	<38
Ta	<0.44	<0.46	0.49	0.10	0.38	<0.82	0.36	<0.28
Hf	0.97	1.18	0.70	0.67	1.72	0.66	0.68	0.40
Th	1.19	1.85	1.44	1.73	3.62	1.88	5.48	0.94
U	<0.62	<0.21	<0.26	0.18	0.45	0.68	0.37	0.13
Terres rares (ppm)								
La	10.85	12.57	11.21	7.20	23.93	8.79	4.97	1.77
Ce	4.96	8.11	5.55	5.16	3.87	2.93	16.71	2.61
Nd	15.54	19.43	21.93	13.59	6.01	4.46	5.24	<2.9
Sm	2.64	2.68	2.95	2.25	1.49	1.26	0.84	0.25
Eu	0.86	0.80	0.75	0.66	0.53	0.40	2.02	0.09
Tb	<0.43	0.30	0.51	0.42	<0.13	0.18	<0.11	<0.098
Yb	1.41	0.87	1.08	1.42	1.16	1.03	0.30	0.17
Lu	0.24	0.17	0.20	0.24	0.20	0.15	0.07	0.02
Éléments du groupe du platine (ppb)								
Os	16.87	13.52	15.81	22.03	14.58	25.86	5.68	5.33
Ir	60.77	75.59	63.68	55.02	42.45	56.90	12.21	15.80
Ru	292	361	267	250	189	251	56	68
Rh	113.48	140.52	88.21	117.04	90.71	100.64	26.46	32.07
Pt	777	1134	817	822	548	882	503	266
Pd	1712	1818	1515	1759	1229	1978	547	507
Densité	1.90	1.19	1.15	1.05	1.09	1.15	1.16	1.24

Tableau 5.5: Résultats analytiques des oxydes majeurs, des éléments traces, des terres rares et des éléments du groupe du platine pour les échantillons de la ferralite (FE) et de la saprolite (SA), provenant des forages 249, 239, 104 et 89 (Total* = la somme des valeurs anhydres des oxydes majeurs, Cr, Ni, V, Cu et S, recalculées à 100%)

No For./Éch.	249-47-48	249-48-50	239-29-30	239-40-45	104-12-16	104-23-30	89-24-30	89-42-48
Z (Int. en m)	47-48	48-50	29-30	40-45	104-12-16	23-30	24-30	42-48
Lithologie	FE	SA	FE	SA	FE	SA	FE	SA
Localisation	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Rubara	Rubara	Rubara	Rubara
Éléments majeurs (oxydes majeurs) (% poids)								
SiO ₂	8.59	40.34	8.79	10.95	10.70	38.15	11.61	37.19
TiO ₂	0.12	0.02	0.46	0.32	0.23	0.17	0.52	0.27
Al ₂ O ₃	2.47	0.69	11.89	9.90	13.94	16.25	12.10	6.42
Fe ₂ O ₃	81.75	14.23	75.60	69.99	72.64	36.71	72.85	32.21
MnO	0.97	0.17	0.86	0.95	0.50	0.45	0.75	0.37
MgO	2.30	41.95	0.22	3.55	0.44	5.10	0.66	19.41
CaO	<0.01	0.12	<0.01	<0.01	<0.01	0.23	<0.01	0.66
Na ₂ O	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.24	0.01	0.04
K ₂ O	0.01	<0.01	<0.01	0.01	0.01	0.13	<0.01	0.01
P ₂ O ₅	0.02	<0.01	0.04	0.02	0.03	0.01	0.03	0.01
Total*	100	100	100	100	100	100	100	100
P.A.F.	10.37	15.97	21.8	11.09	10.51	17.23	12.65	16.19
Éléments traces (ppm)								
Cr	15019	2374	12117	15914	10176	12233	7310	12024
Ni	16947	19984	6235	22430	1599	12475	5053	18147
Co	1986.7	844.9	165.8	1935.3	157.3	720.0	504.8	545.0
Sc	34.1	5.6	69.4	46.6	69.6	31.0	57.4	23.4
V	128	22	262	211	708	154	318	202
Cu	5320	2126	2018	4117	1549	587	1579	3412
Zn	288	552	104	758	152	320	130	1125
S	111	198	519	222	699	10	431	309
As	1.1	0.3	5.1	2.0	3.7	<1.7	1.5	<1.3
Se	8.9	5.8	<2.7	<6.8	<6	<3.3	4.6	4.5
Sb	0.55	0.43	4.72	1.20	2.30	0.42	0.53	0.48
Au	0.13	0.02	0.06	0.12	0.03	0.02	0.06	0.01
Rb	25.93	<8.7	16.97	16.22	19.96	11.90	<13	13.93
Cs	<0.81	<0.55	<0.69	<1.7	<0.79	<0.78	<0.78	0.98
Ba	<85	<35	<83	73.57	74.38	95.20	68.19	80.83
Ta	<0.45	<0.17	0.33	<0.73	0.26	<0.34	0.37	0.35
Hf	2.08	0.27	1.21	2.50	1.17	0.73	1.03	0.43
Th	0.52	0.51	0.44	0.68	1.07	0.50	1.49	<0.27
U	<0.33	<0.096	0.45	<0.29	1.75	<0.47	2.02	<0.32
Terres rares (ppm)								
La	75.87	19.98	25.88	107.94	14.89	29.93	39.78	74.46
Ce	50.57	<1.3	224.33	<1.6	329.20	<1.6	15.33	9.80
Nd	32.76	4.59	17.54	78.17	10.58	16.66	33.46	46.90
Sm	3.71	0.20	5.58	21.46	3.49	3.56	7.61	7.75
Eu	1.07	<0.21	1.64	6.21	0.87	0.95	1.63	2.60
Tb	0.76	<0.17	0.53	4.86	0.28	0.62	0.71	2.16
Yb	1.62	0.14	4.43	13.77	1.89	1.22	3.18	4.81
Lu	0.28	0.02	0.76	2.30	0.29	0.22	0.53	0.74
Éléments du groupe du platine (ppb)								
Os	5.71	0.26	4.39	3.35	1.31	2.70	1.31	<2.2
Ir	9.26	0.52	13.43	5.59	4.50	7.54	2.10	<0.058
Ru	46.16	2.56	27.90	16.36	8.38	26.17	6.49	<5.6
Rh	24.93	14.71	11.21	9.30	7.56	15.43	1.54	<0.58
Pt	199.30	8.29	496.45	153.03	62.24	186.71	48.78	<6.2
Pd	534.83	210.46	112.90	229.39	106.78	693.14	24.41	8.94
Densité	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd

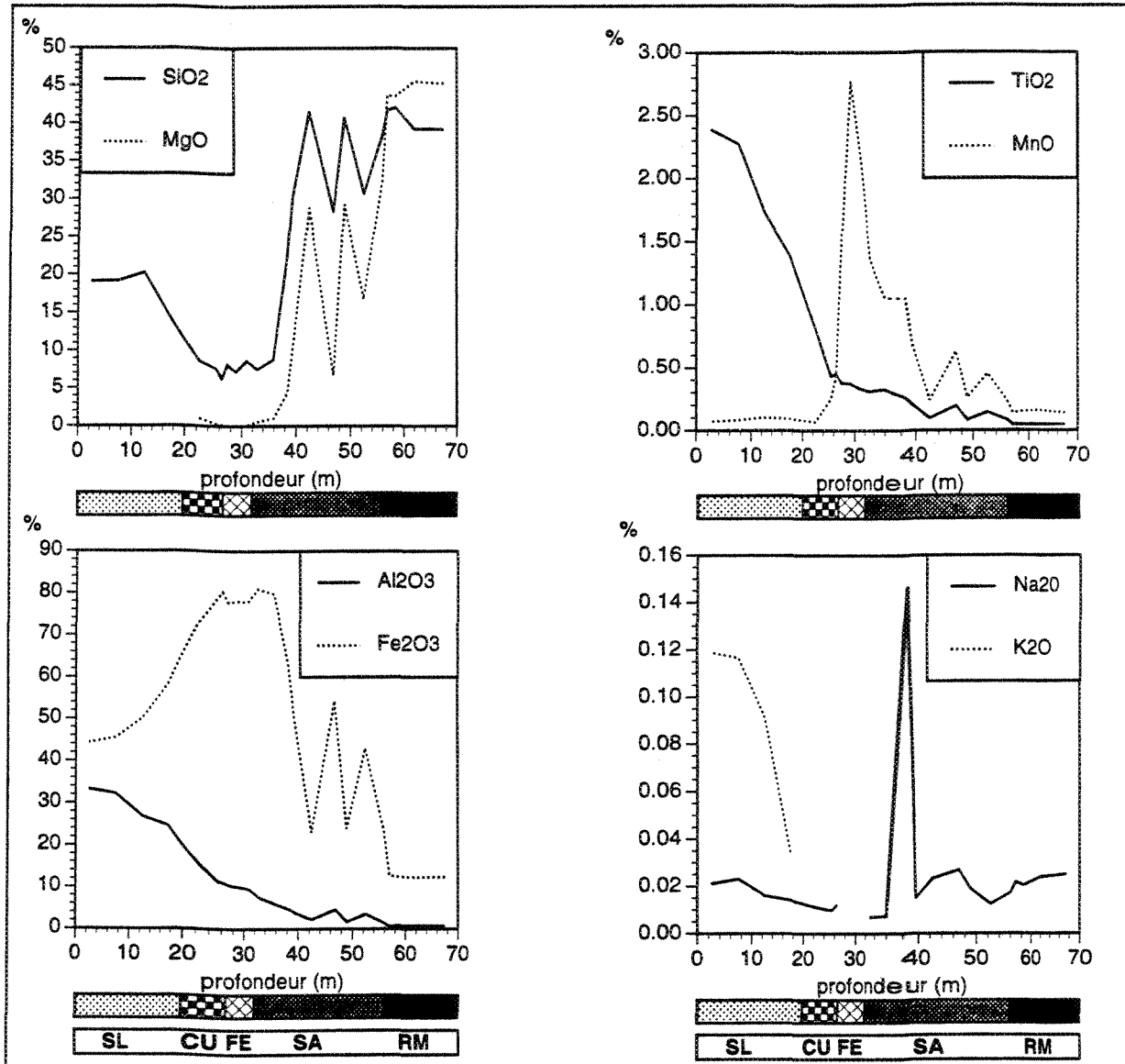


Figure 5.2: Profil latéritique du forage 247, pour les éléments majeurs, les éléments traces, les terres rares et les éléments du groupe du platine, unité mère dunitique du complexe de Musongati, Burundi.

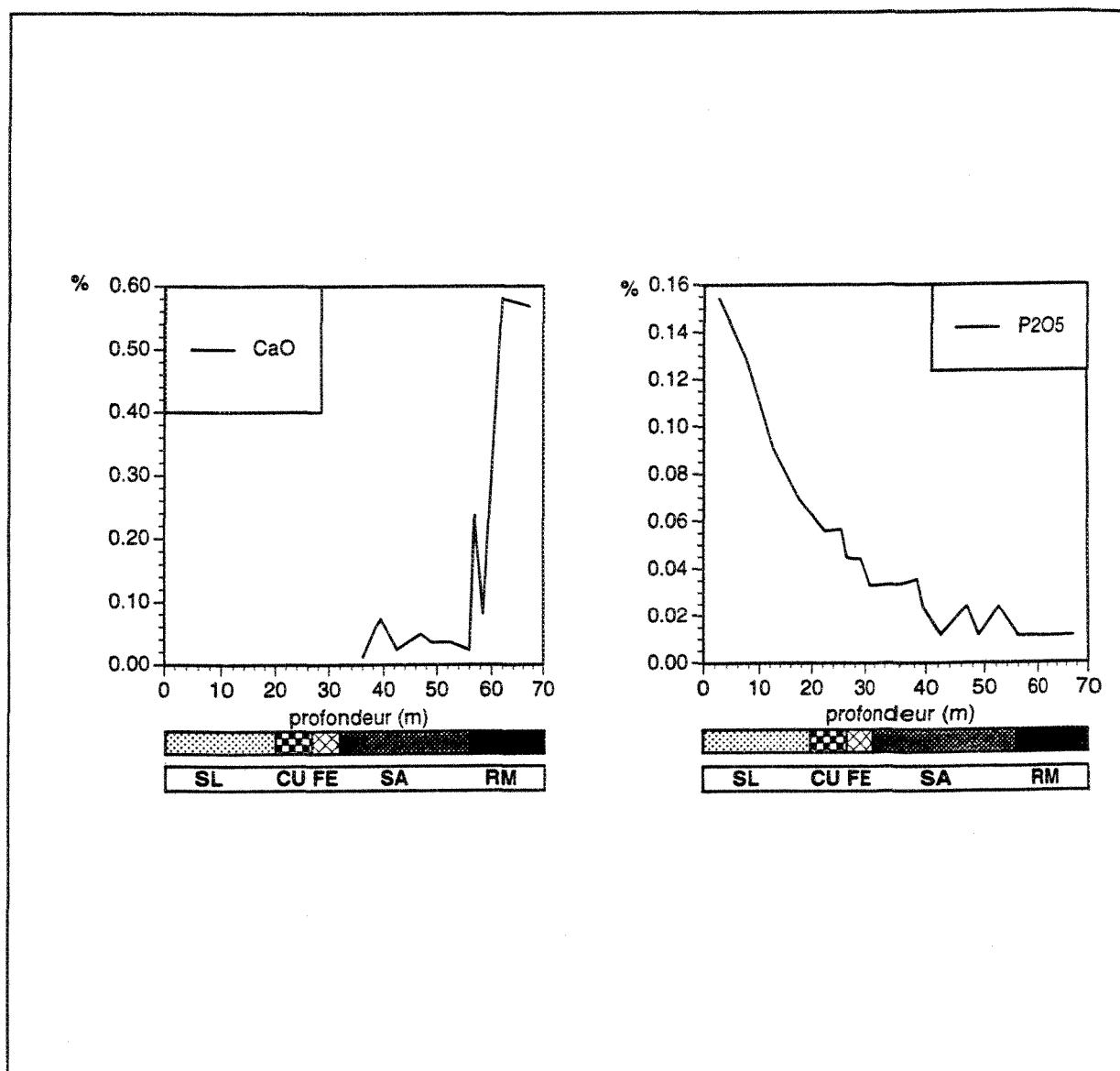


Figure 5.2 (suite): Profil latéritique du forage 247, pour les éléments majeurs, les éléments traces, les terres rares et les éléments du groupe du platine, unité mère dunitique du complexe de Musongati, Burundi.

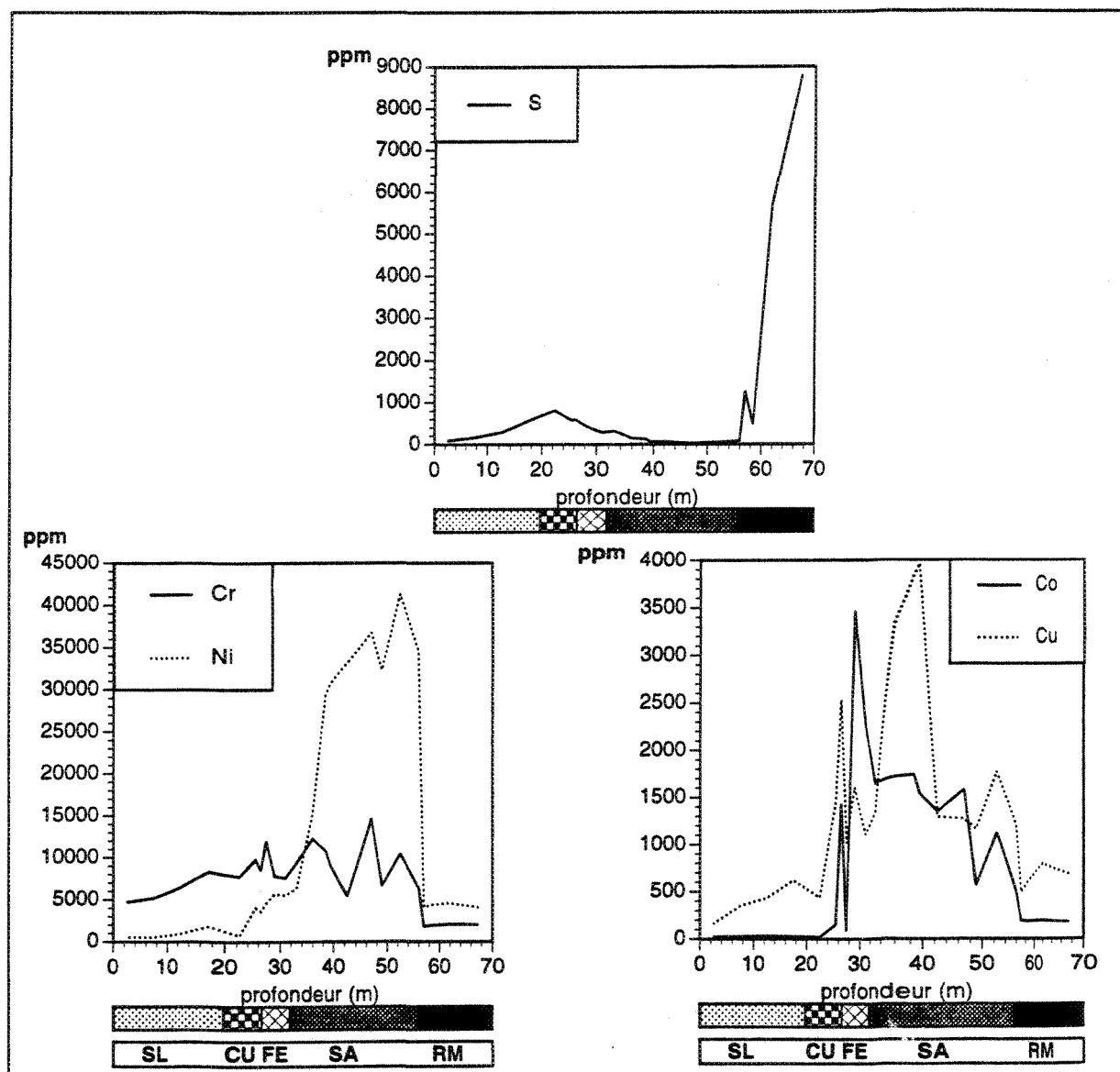


Figure 5.2 (suite): Profil latéritique du forage 247, pour les éléments majeurs, les éléments traces, les terres rares et les éléments du groupe du platine, unité mère dunitique du complexe de Musongati, Burundi.

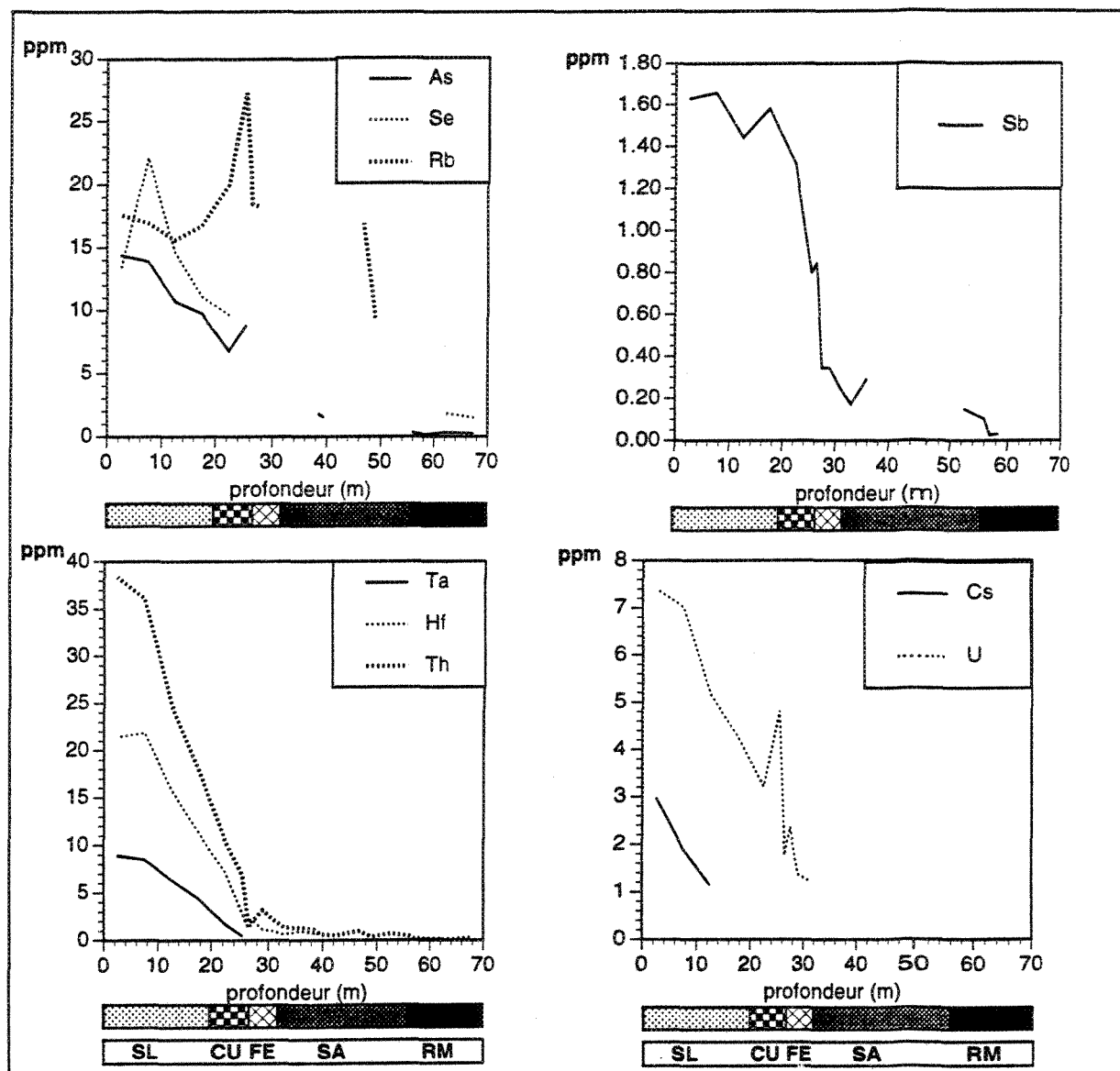


Figure 5.2 (suite): Profil latéritique du forage 247, pour les éléments majeurs, les éléments traces, les terres rares et les éléments du groupe du platine, unité mère dunitique du complexe de Musongati, Burundi.

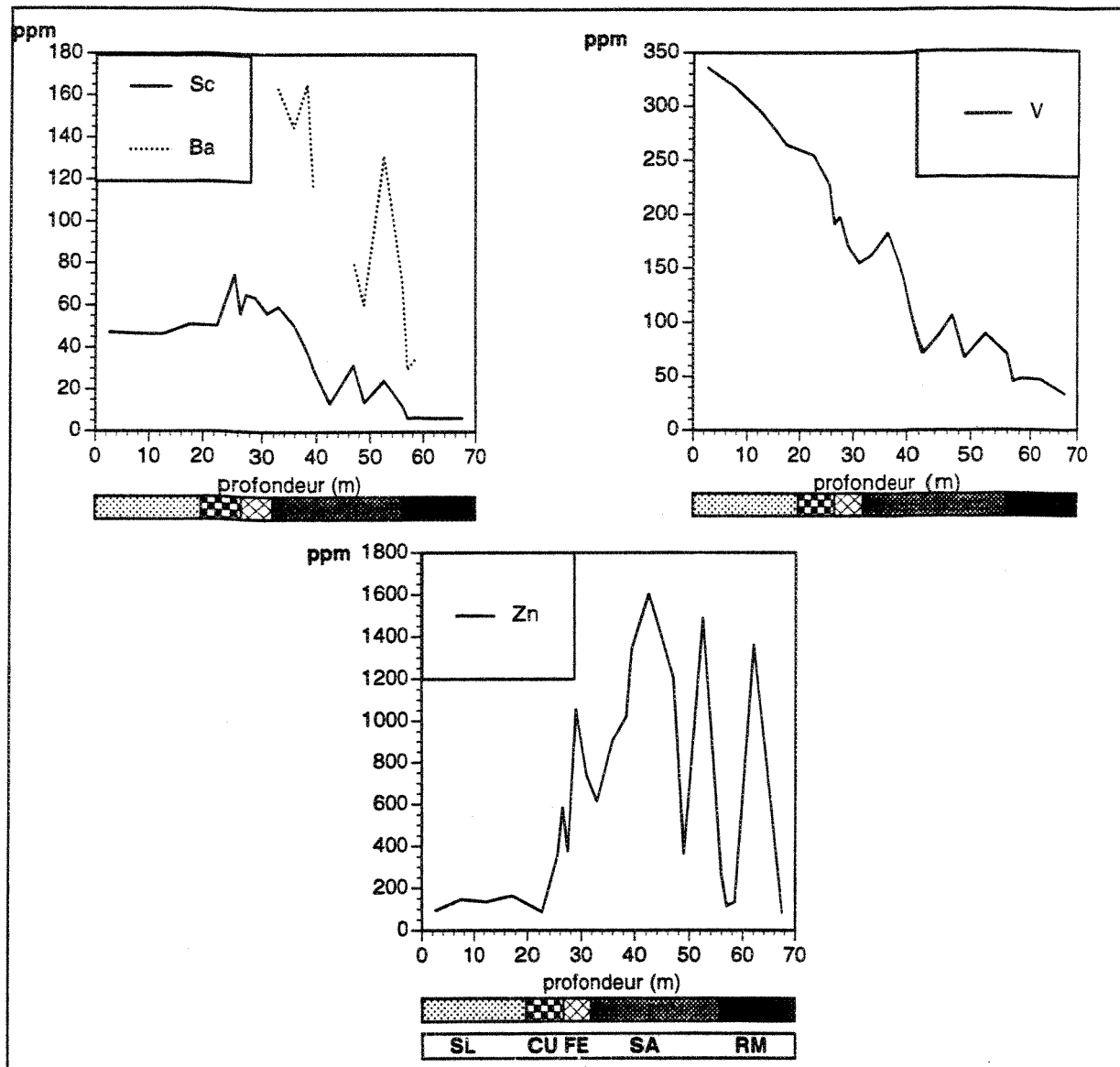


Figure 5.2 (suite): Profil latéritique du forage 247, pour les éléments majeurs, les éléments traces, les terres rares et les éléments du groupe du platine, unité mère dunitique du complexe de Musongati, Burundi.

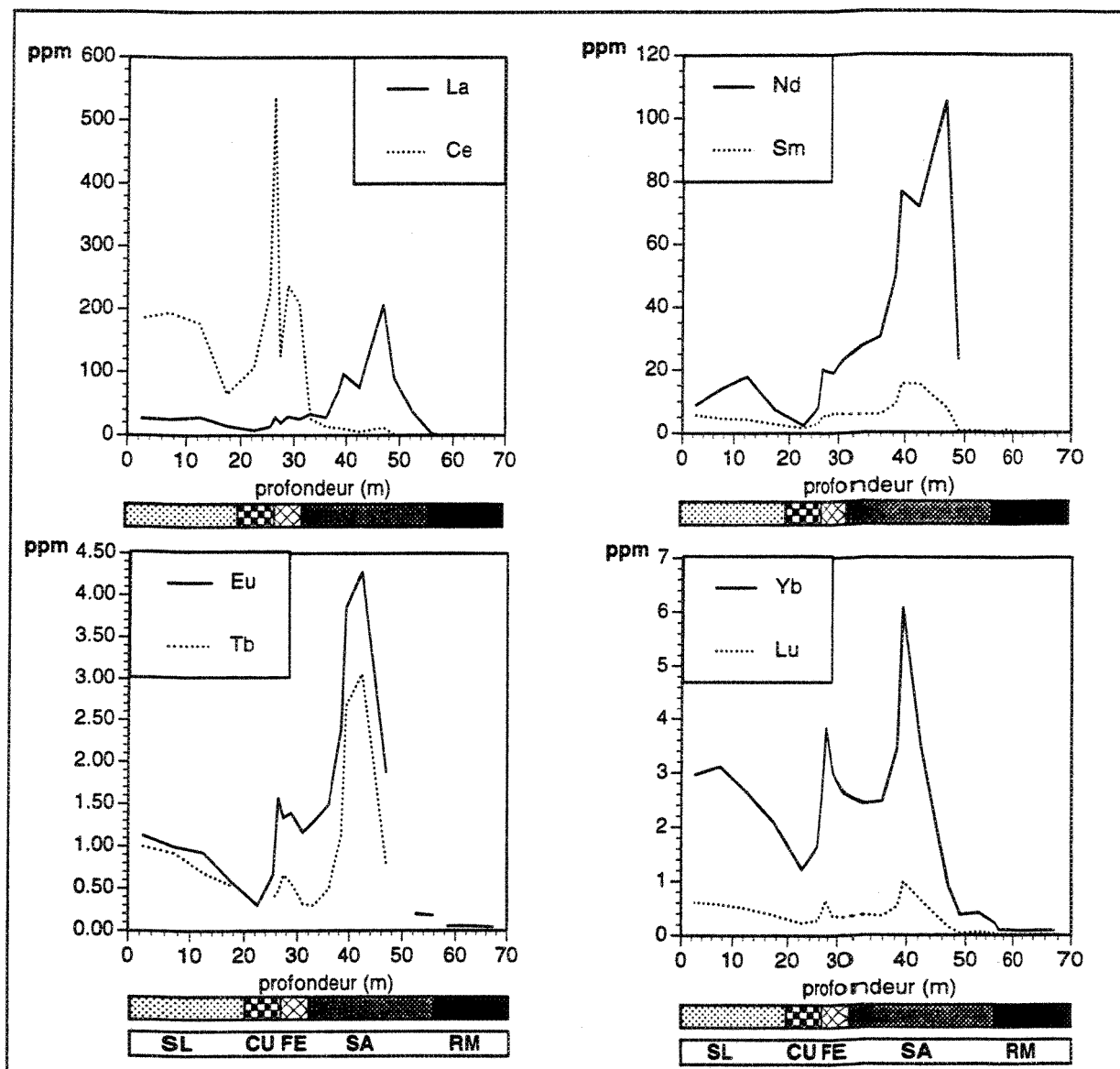


Figure 5.2 (suite): Profil latéritique du forage 247, pour les éléments majeurs, les éléments traces, les terres rares et les éléments du groupe du platine, unité mère dunitique du complexe de Musongati, Burundi.

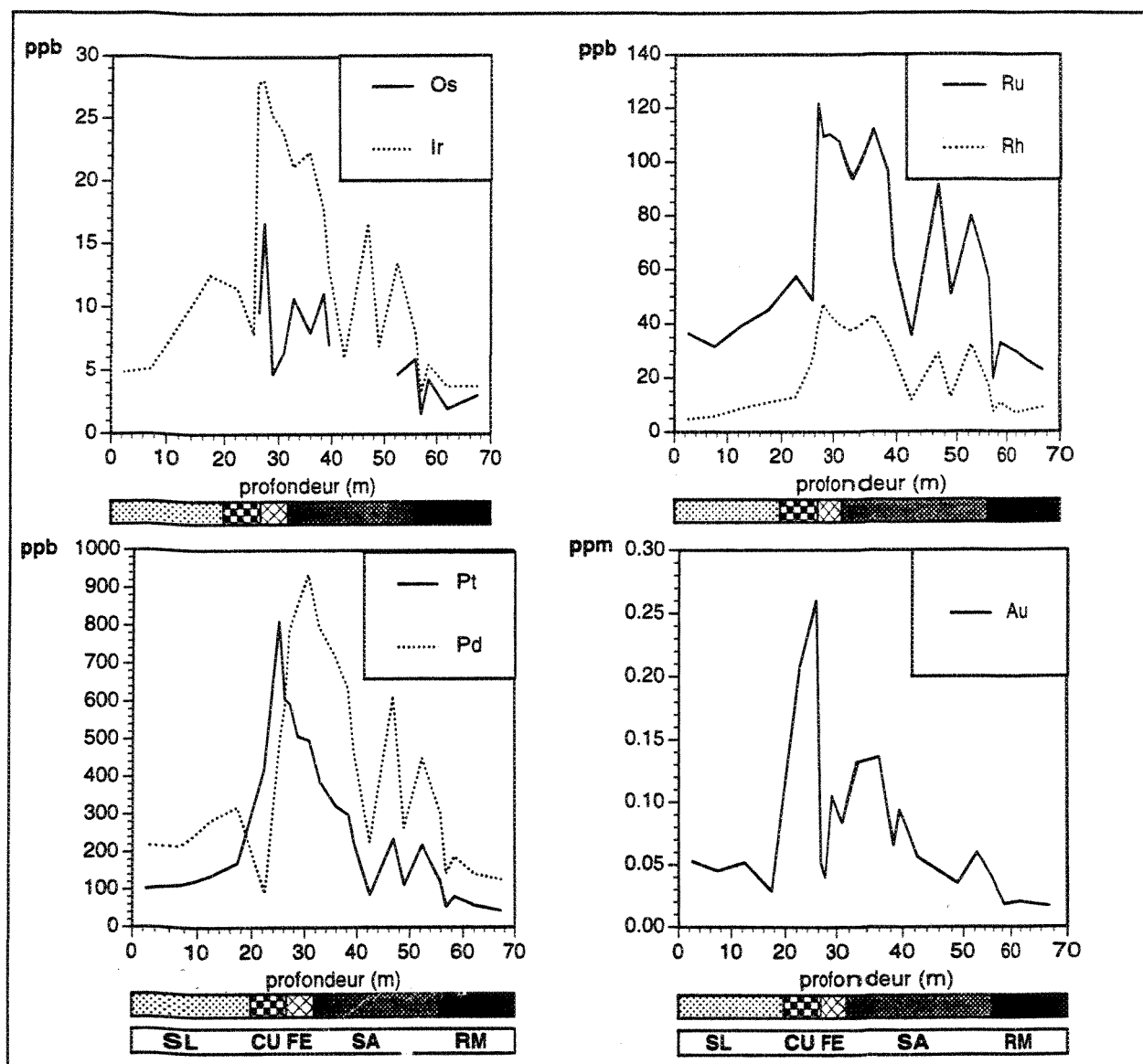


Figure 5.2 (suite): Profil latéritique du forage 247, pour les éléments majeurs, les éléments traces, les terres rares et les éléments du groupe du platine, unité mère dunitique du complexe de Musongati, Burundi.

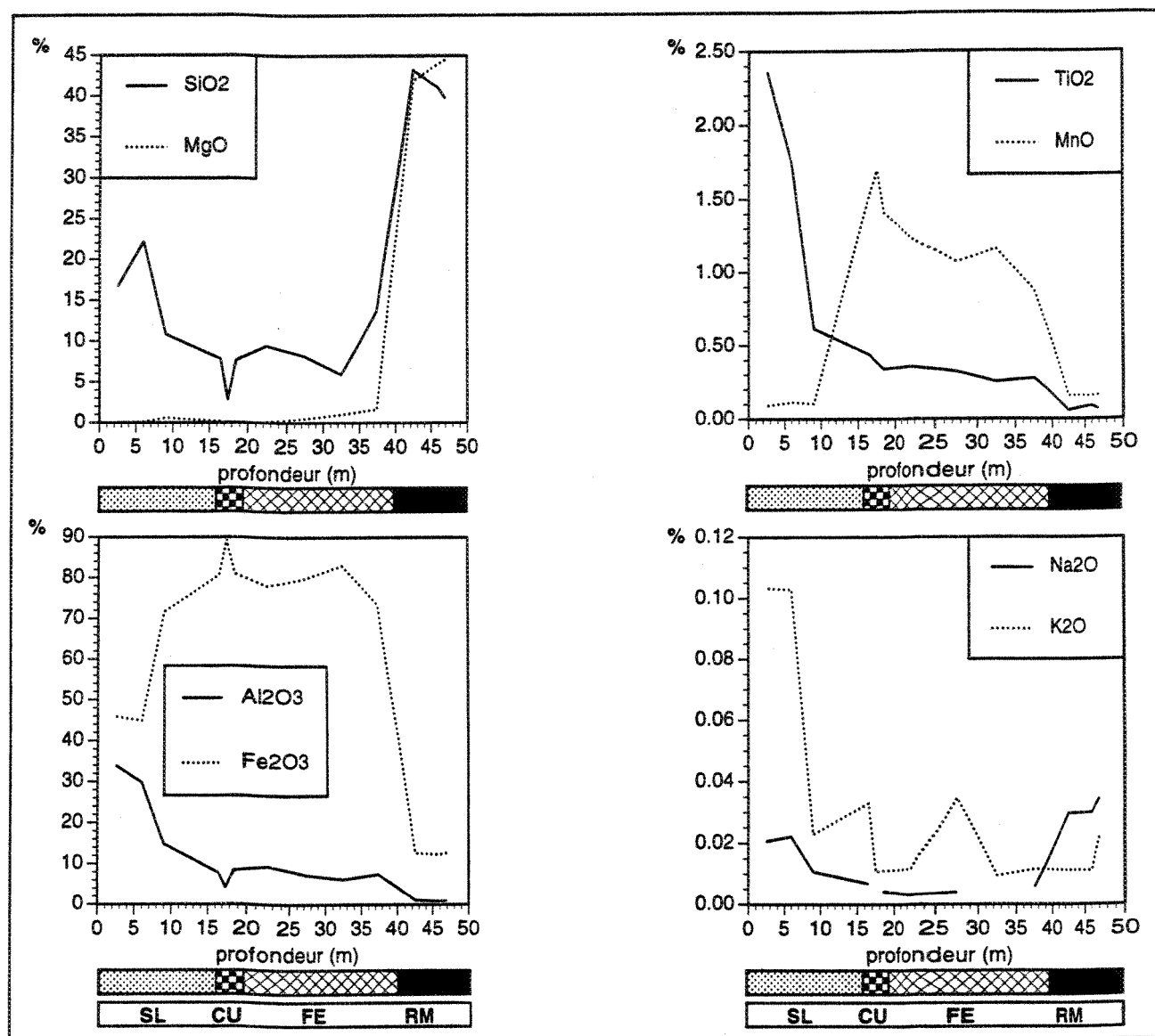


Figure 5.3: Profil latéritique du forage 269, pour les oxydes majeurs, les éléments traces, les terres rares et les éléments du groupe du platine, unité mère dunitique du complexe de Musongati, Burundi

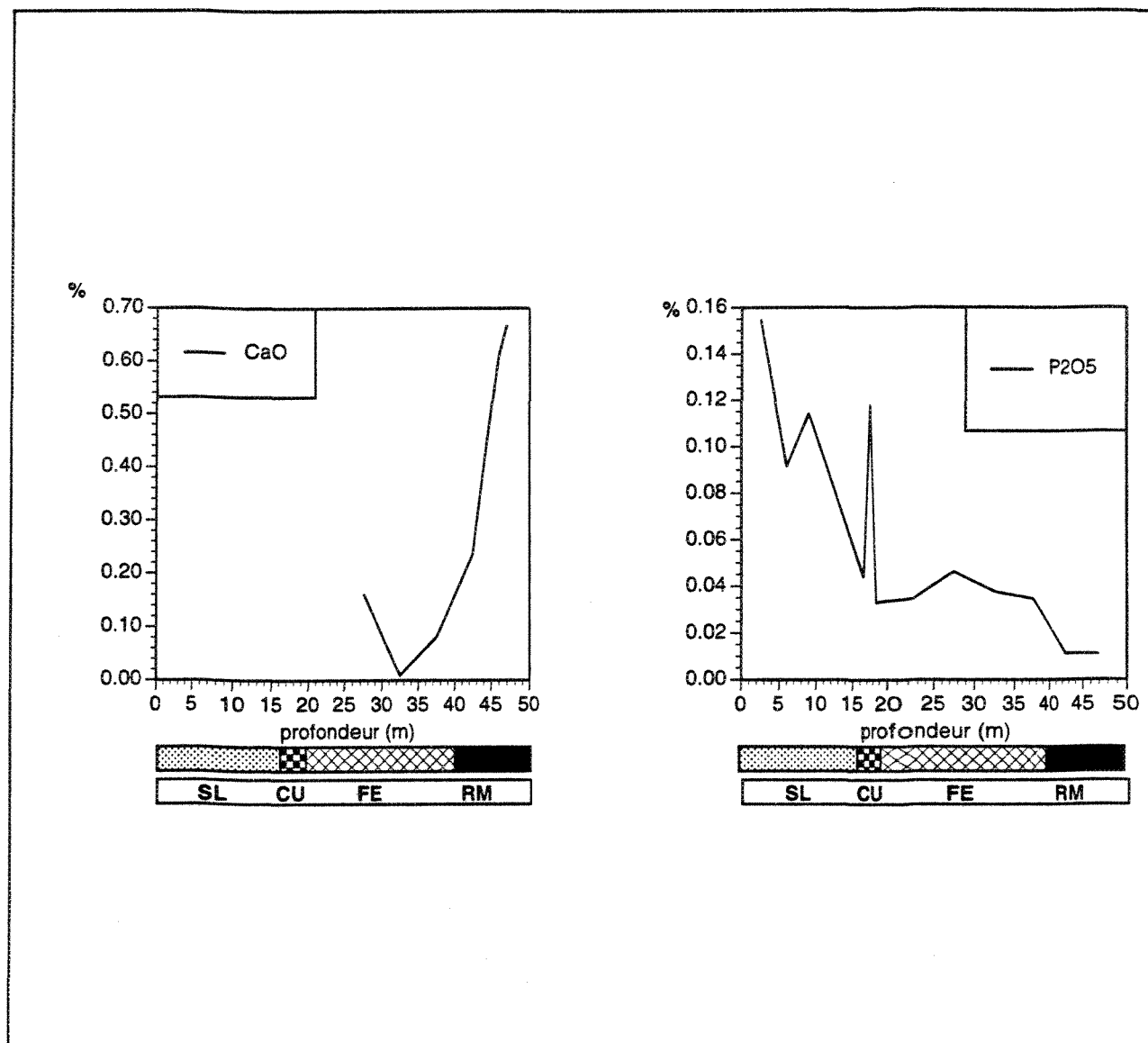


Figure 5.3 (suite): Profil latéritique du forage 269, pour les oxydes majeurs, les éléments traces, les terres rares et les éléments du groupe du platine, unité mère dunitique du complexe de Musongati, Burundi

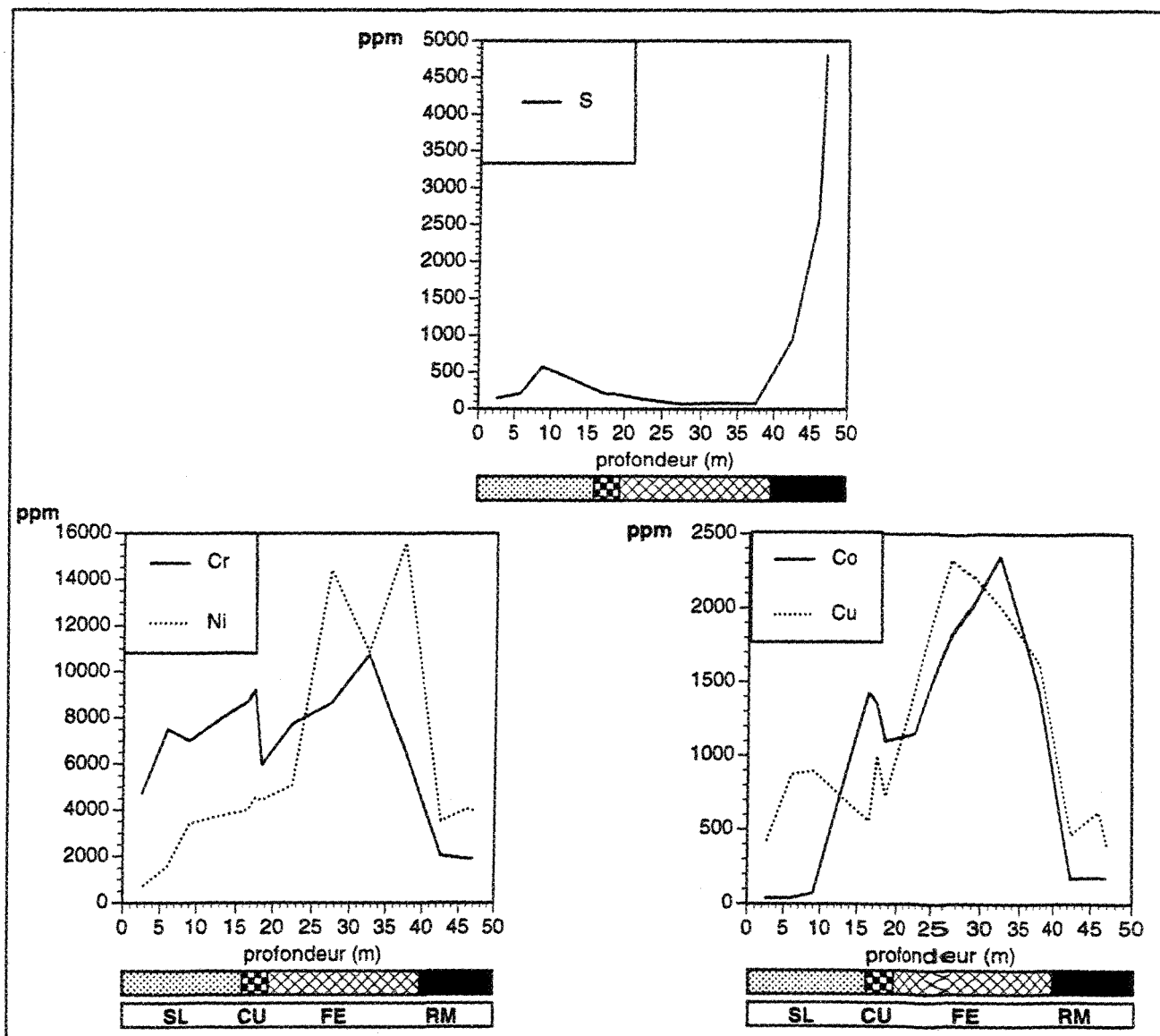


Figure 5.3 (suite): Profil latéritique du forage 269, pour les oxydes majeurs, les éléments traces, les terres rares et les éléments du groupe du platine, unité mère dunitique du complexe de Musongati, Burundi

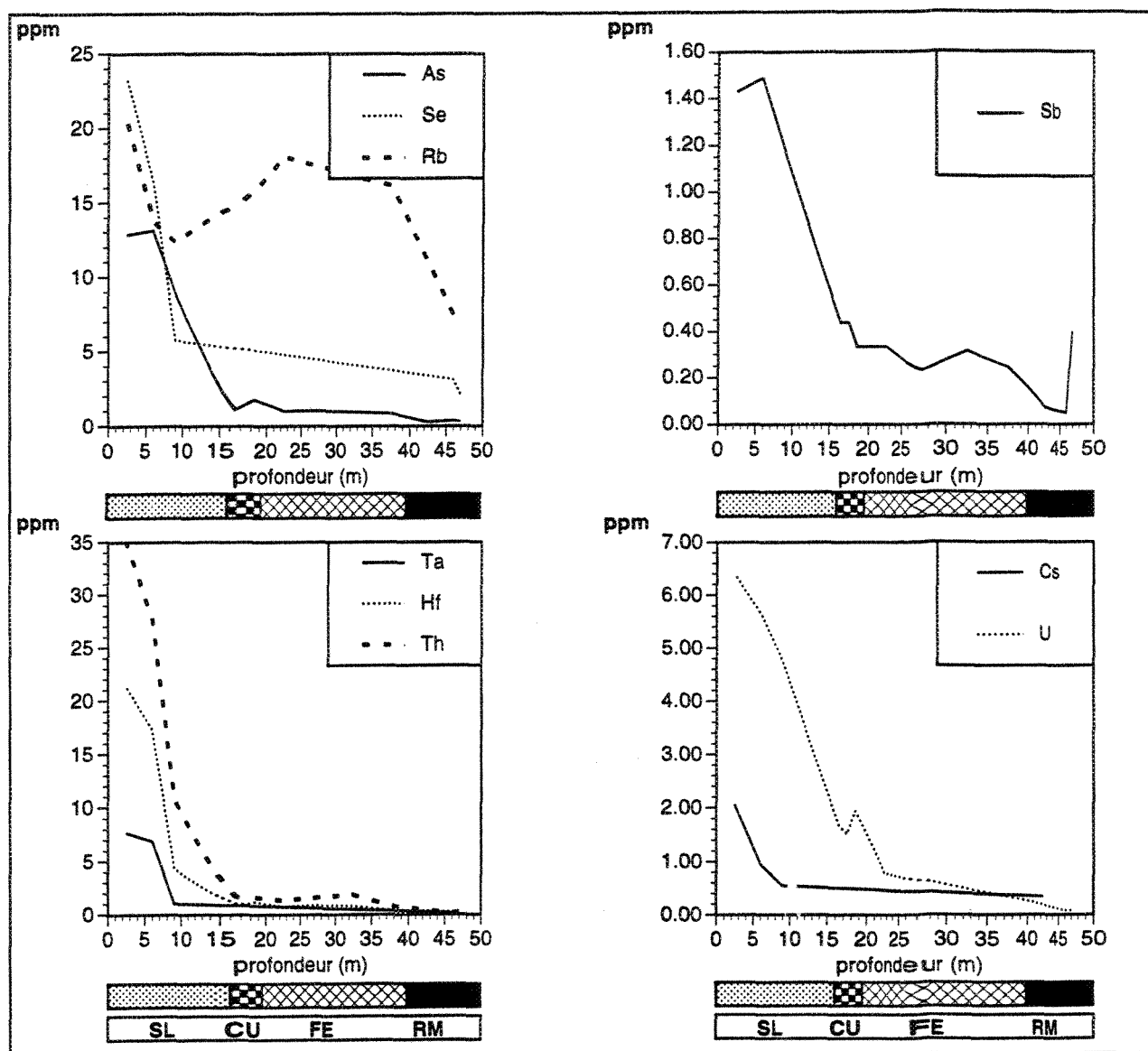


Figure 5.3 (suite): Profil latéritique du forage 269, pour les oxydes majeurs, les éléments traces, les terres rares et les éléments du groupe du platine, unité mère dunitique du complexe de Musongati, Burundi

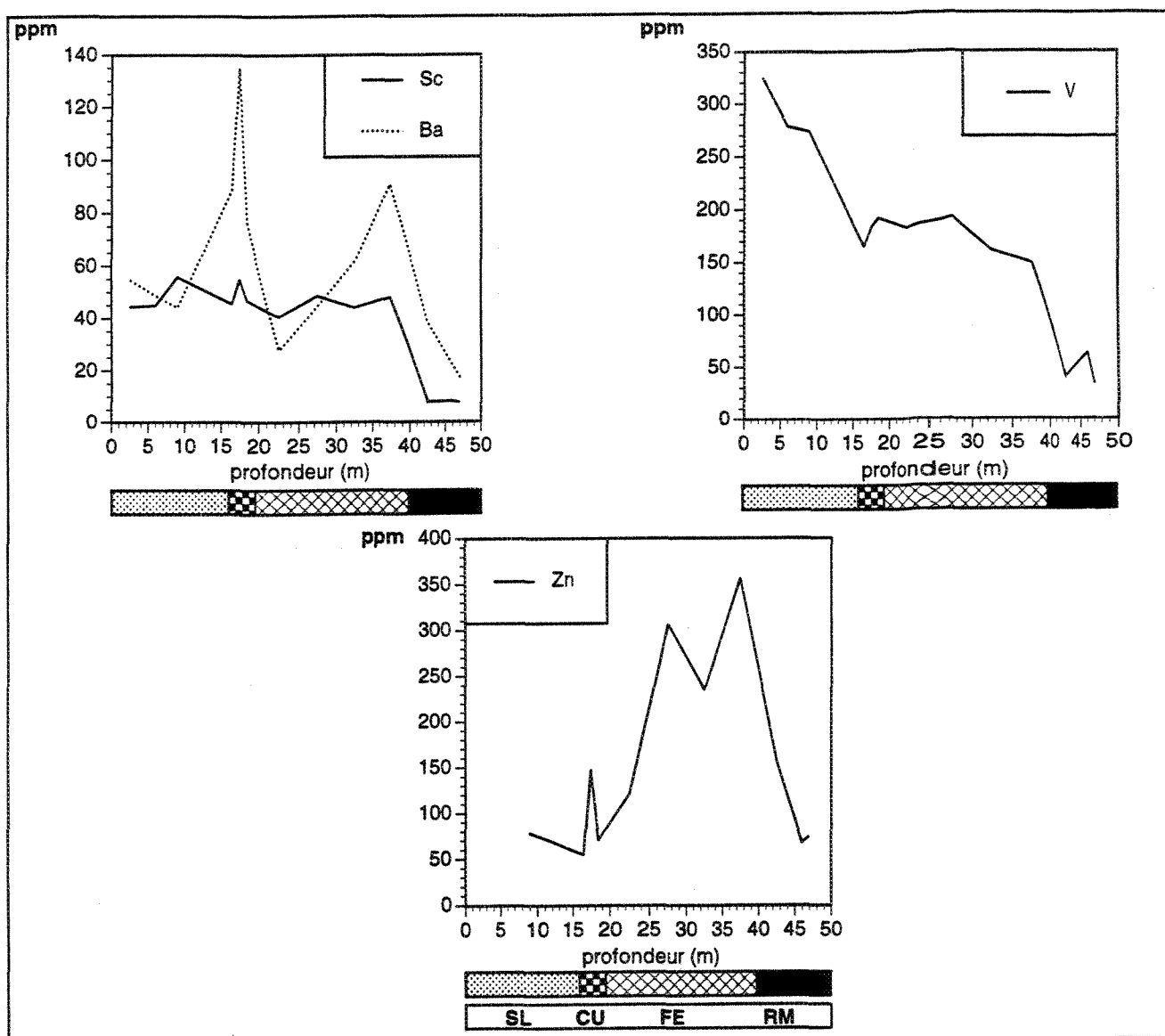


Figure 5.3 (suite): Profil latéritique du forage 269, pour les oxydes majeurs, les éléments traces, les terres rares et les éléments du groupe du platine, unité mère dunitique du complexe de Musongati, Burundi

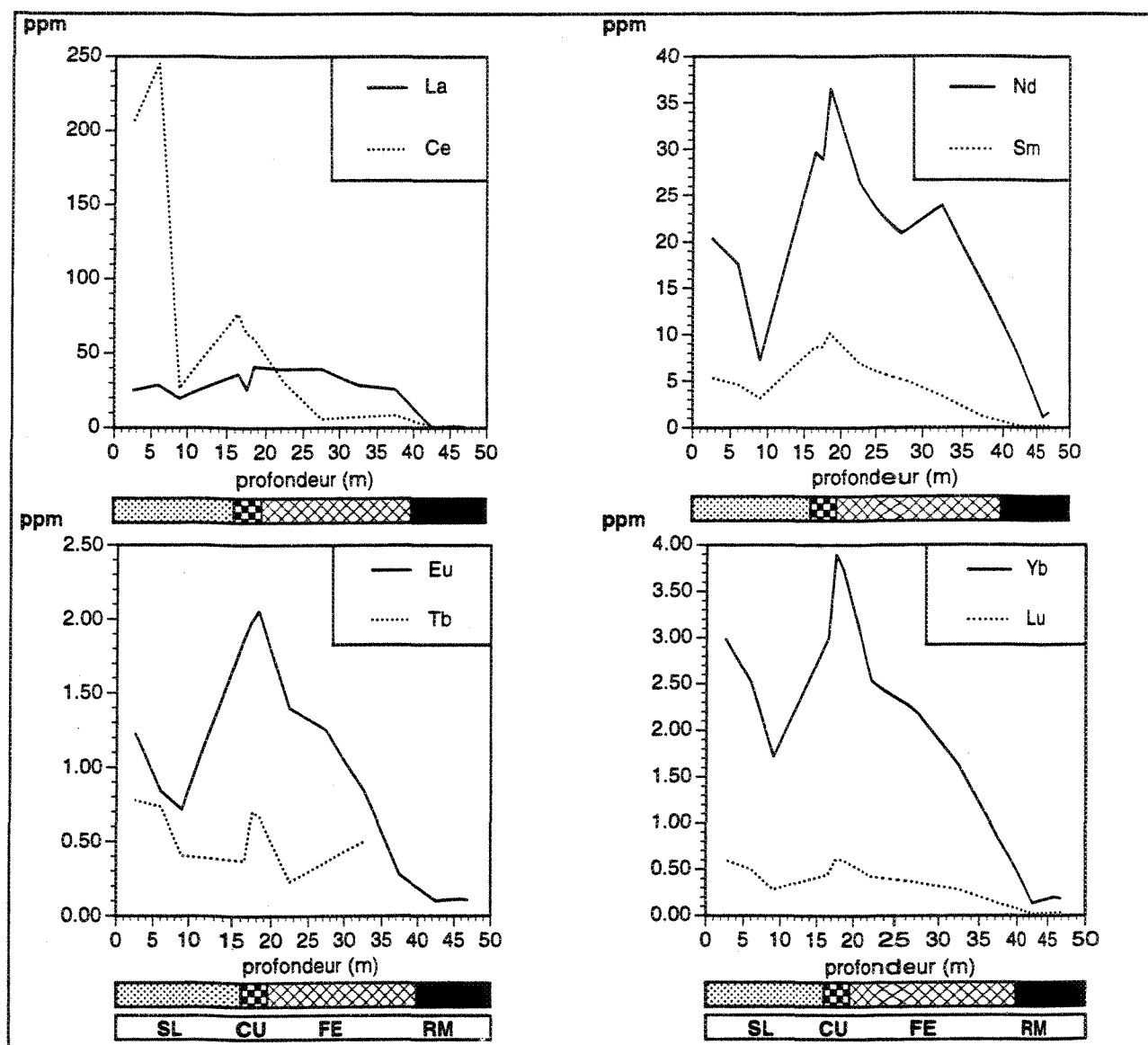


Figure 5.3 (suite): Profil latéritique du forage 269, pour les oxydes majeurs, les éléments traces, les terres rares et les éléments du groupe du platine, unité mère dunitique du complexe de Musongati, Burundi

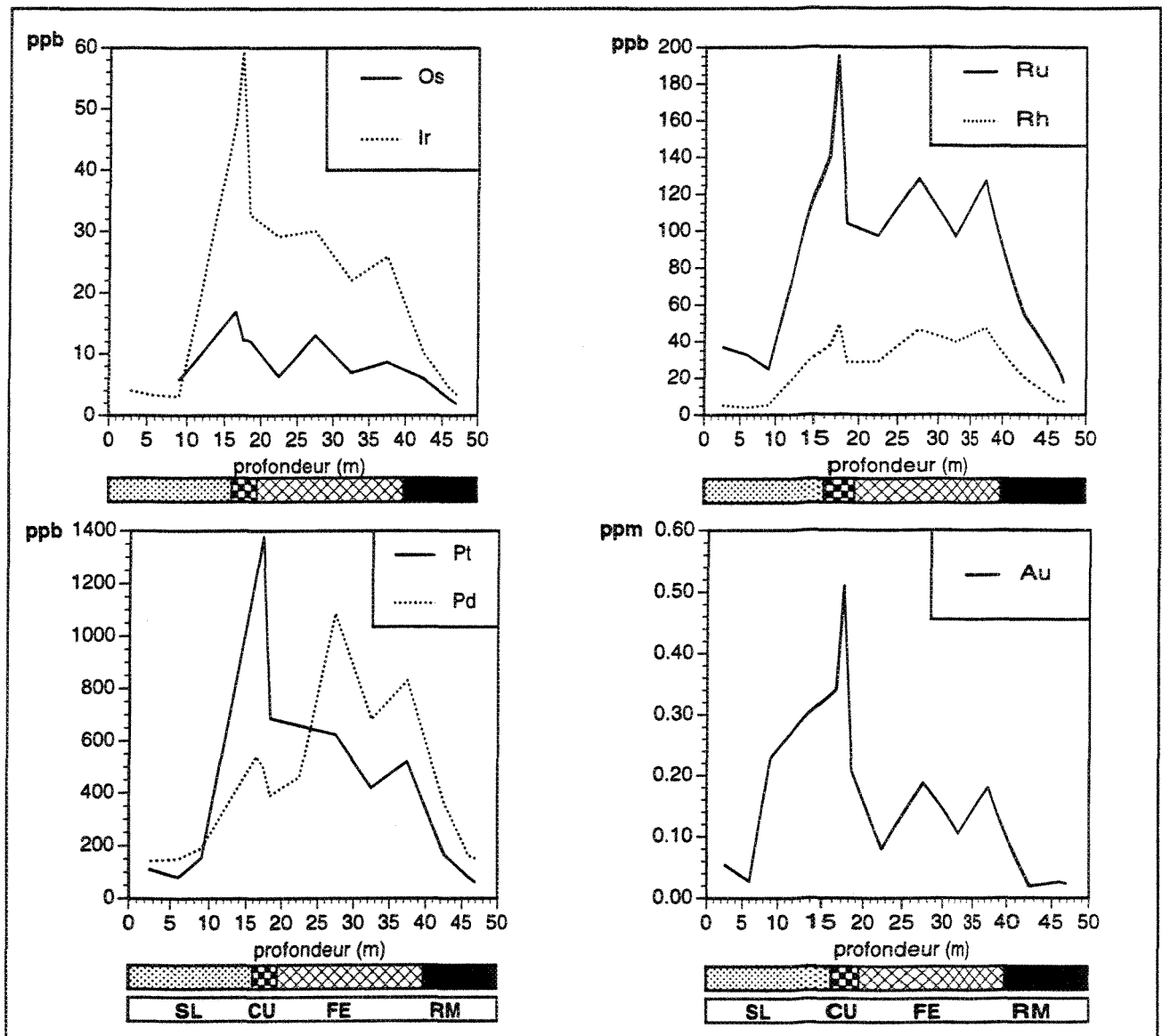


Figure 5.3 (suite): Profil latéritique du forage 269, pour les oxydes majeurs, les éléments traces, les terres rares et les éléments du groupe du platine, unité mère dunitique du complexe de Musongati, Burundi

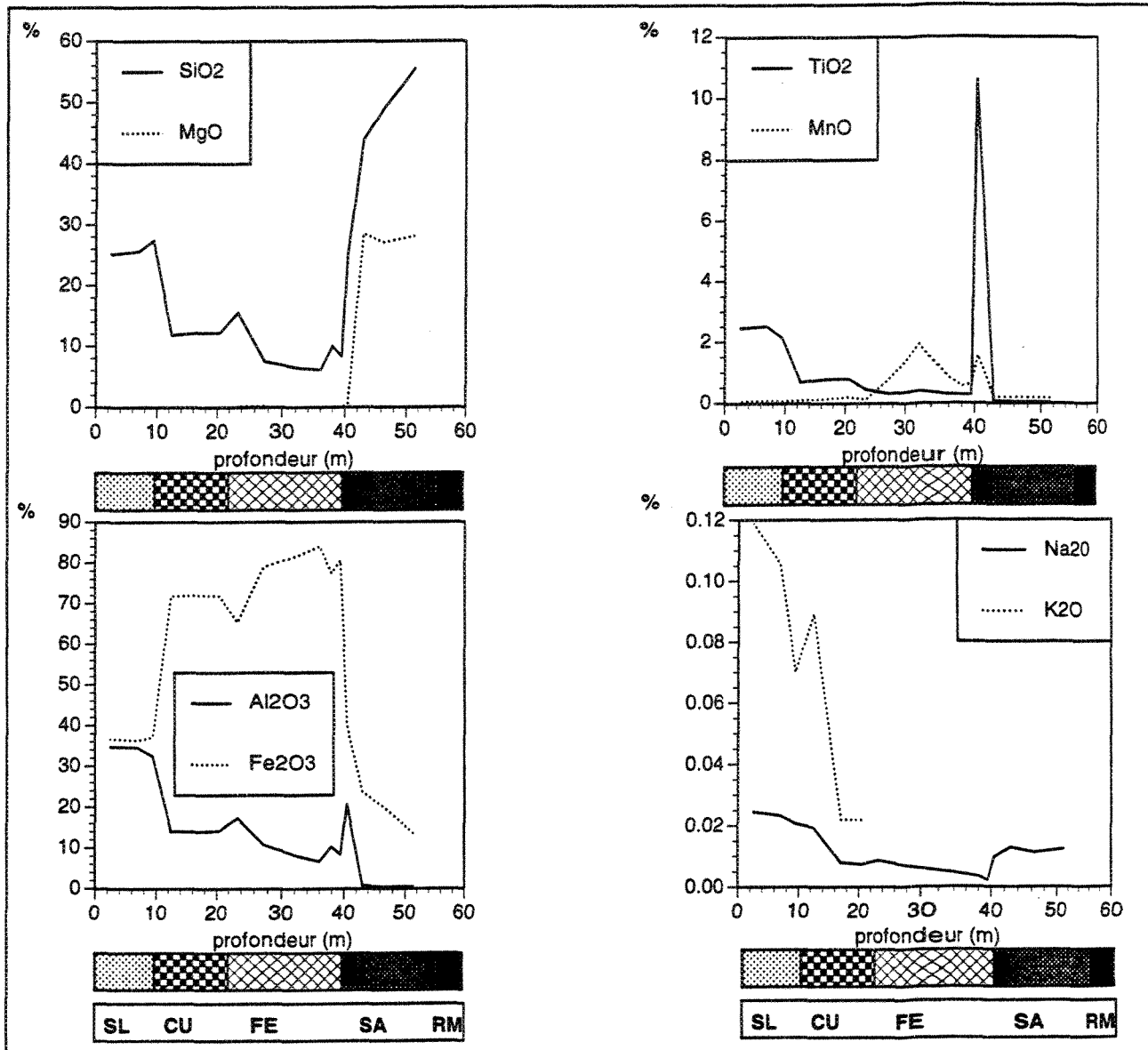


Figure 5.4: Profil latéritique du forage 289, pour les oxydes majeurs, les éléments traces, les terres rares et les éléments du groupe du platine, unité mère dunitique du complexe de Musongati, Burundi

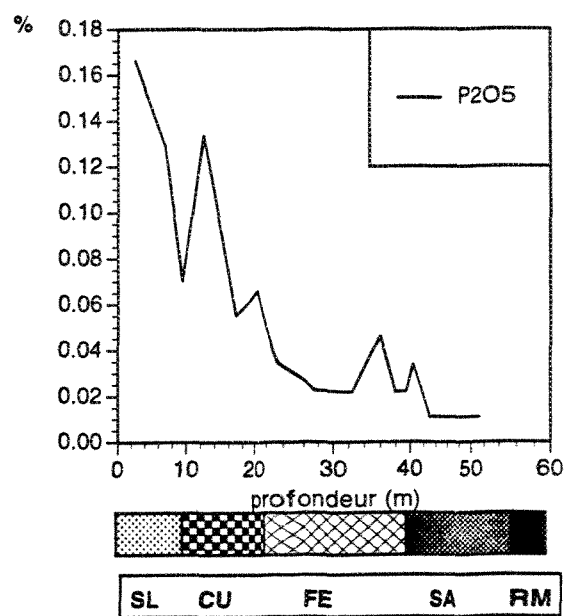
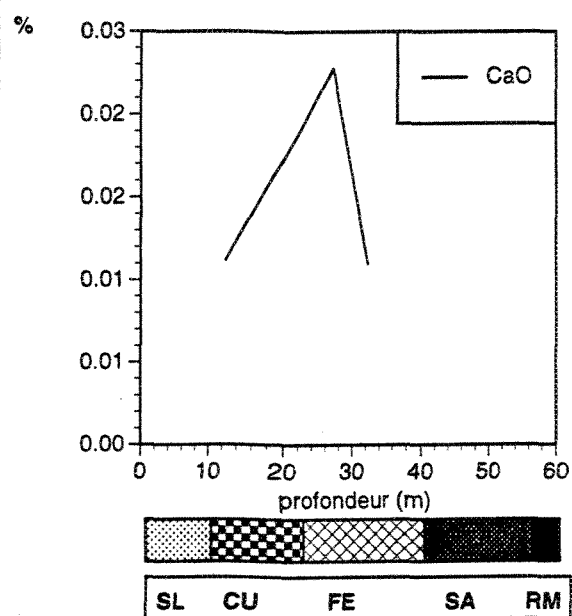


Figure 5.4 (suite): Profil latéritique du forage 289, pour les oxydes majeurs, les éléments traces, les terres rares et les éléments du groupe du platine, unité mère dunitique du complexe de Musongati, Burundi

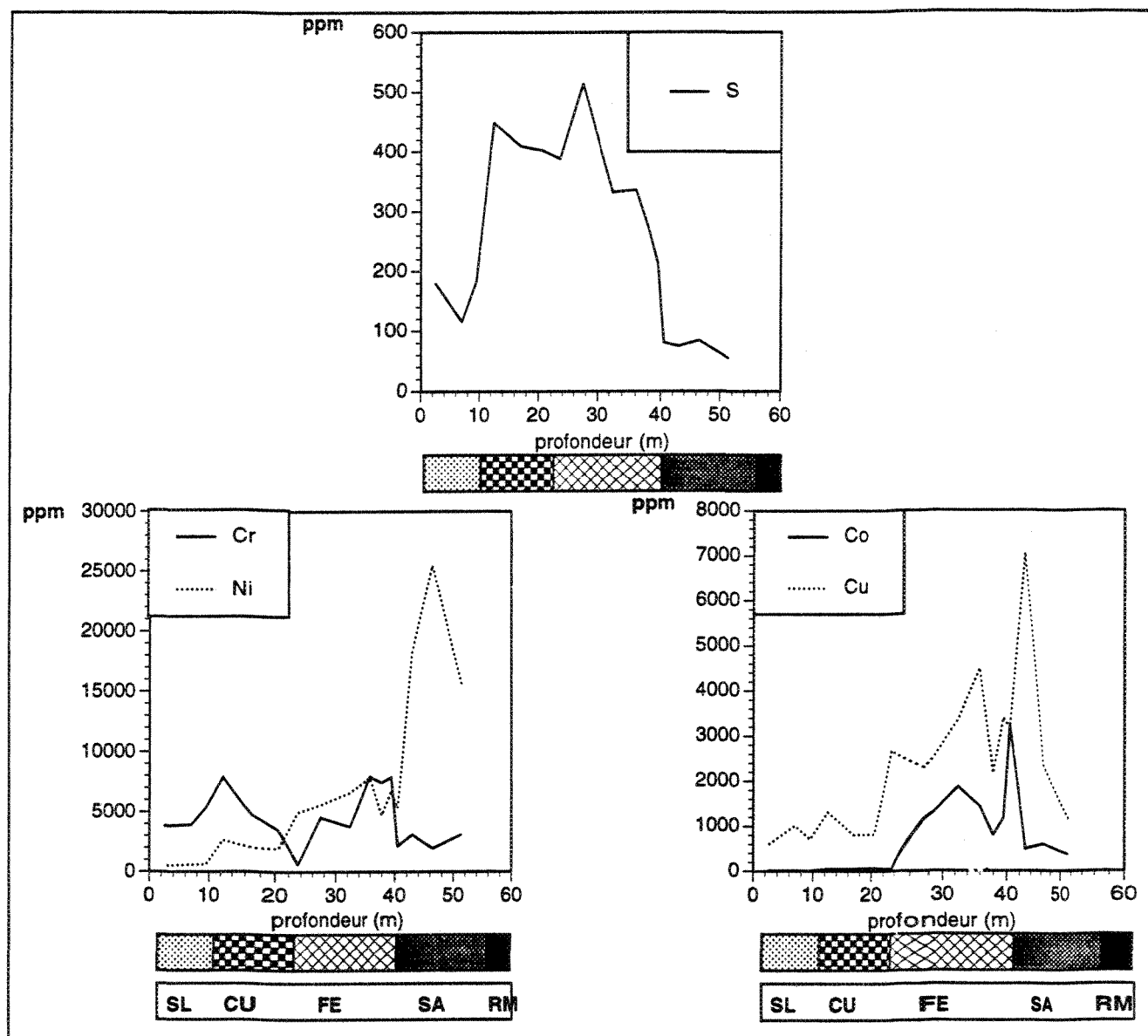


Figure 5.4 (suite): Profil latéritique du forage 289, pour les oxydes majeurs, les éléments traces, les terres rares et les éléments du groupe du platine, unité mère dunitique du complexe de Musongati, Burundi

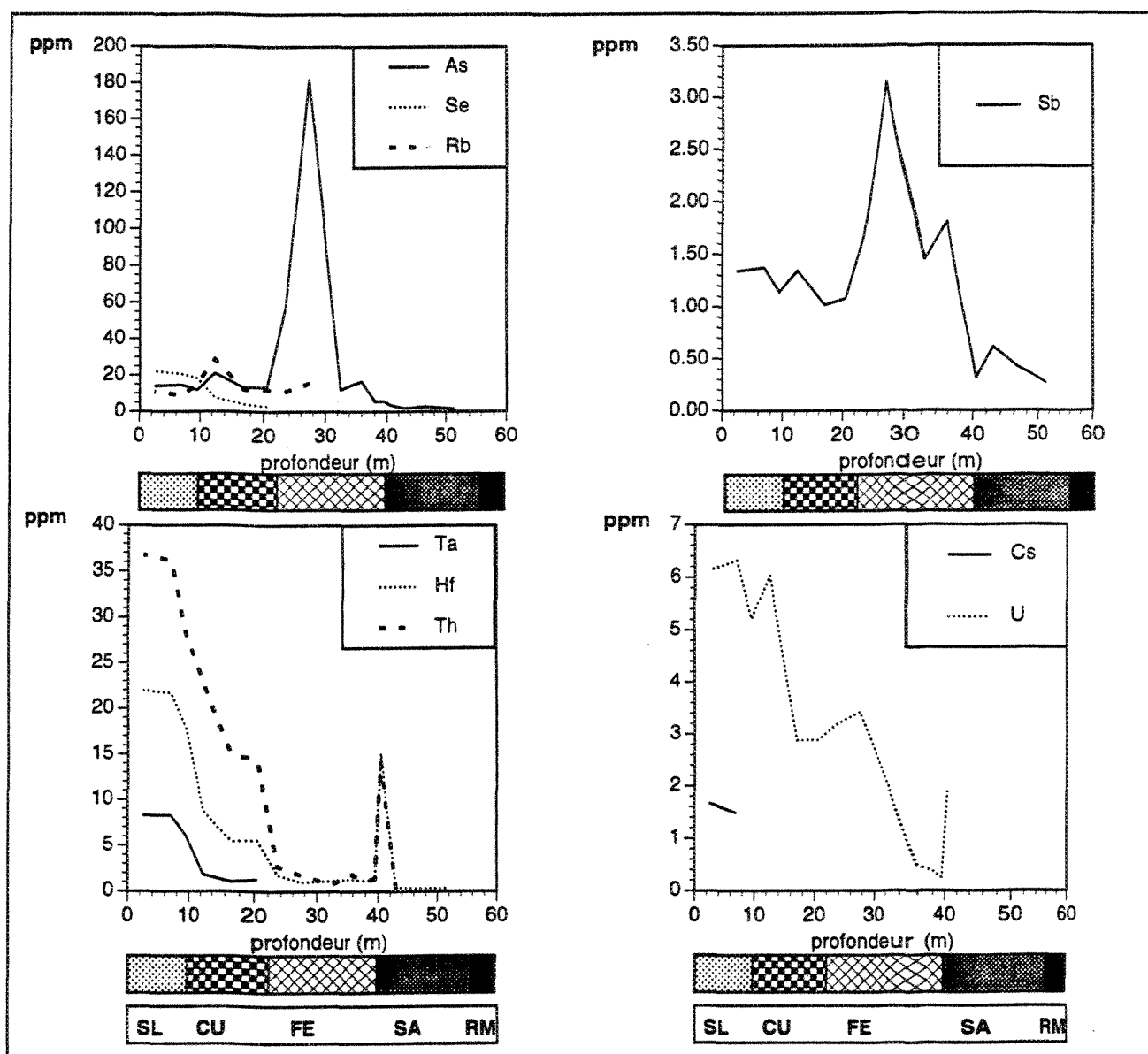


Figure 5.4 (suite): Profil latéritique du forage 289, pour les oxydes majeurs, les éléments traces, les terres rares et les éléments du groupe du platine, unité mère dunitique du complexe de Musongati, Burundi

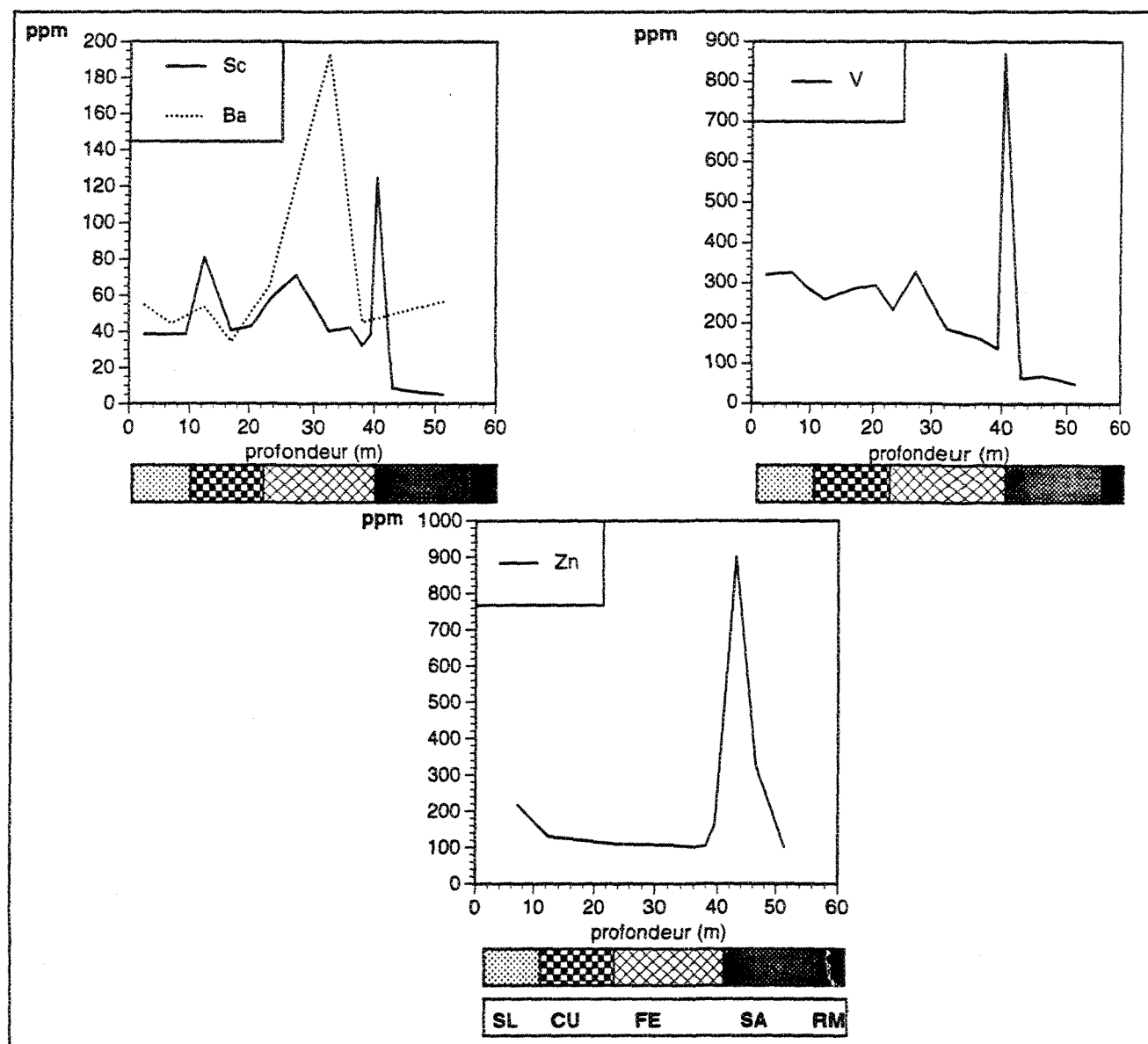


Figure 5.4 (suite): Profil latéritique du forage 289, pour les oxydes majeurs, les éléments traces, les terres rares et les éléments du groupe du platine, unité mère dunitique du complexe de Musongati, Burundi

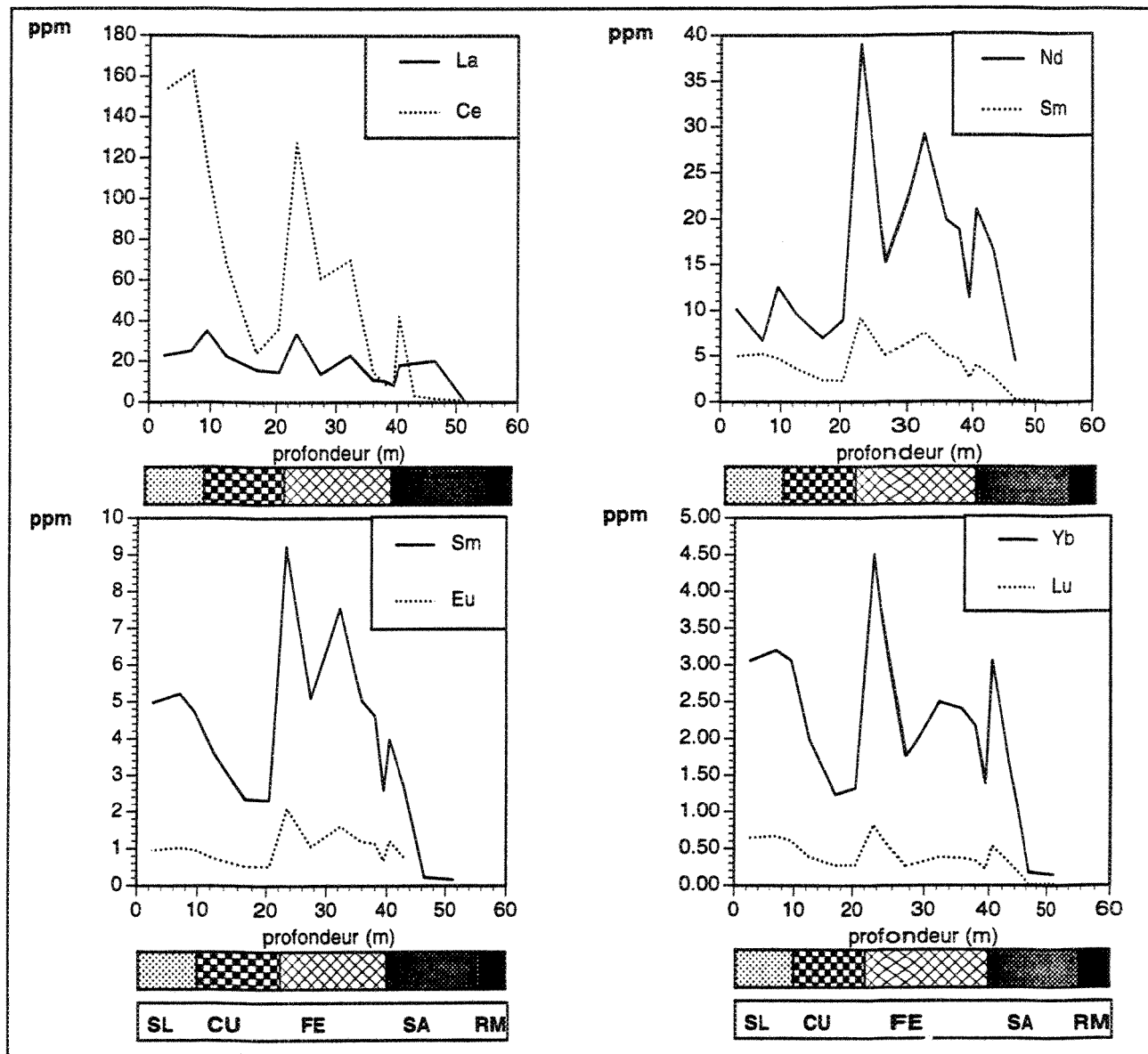


Figure 5.4 (suite): Profil latéritique du forage 289, pour les oxydes majeurs, les éléments traces, les terres rares et les éléments du groupe du platine, unité mère dunitique du complexe de Musongati, Burundi

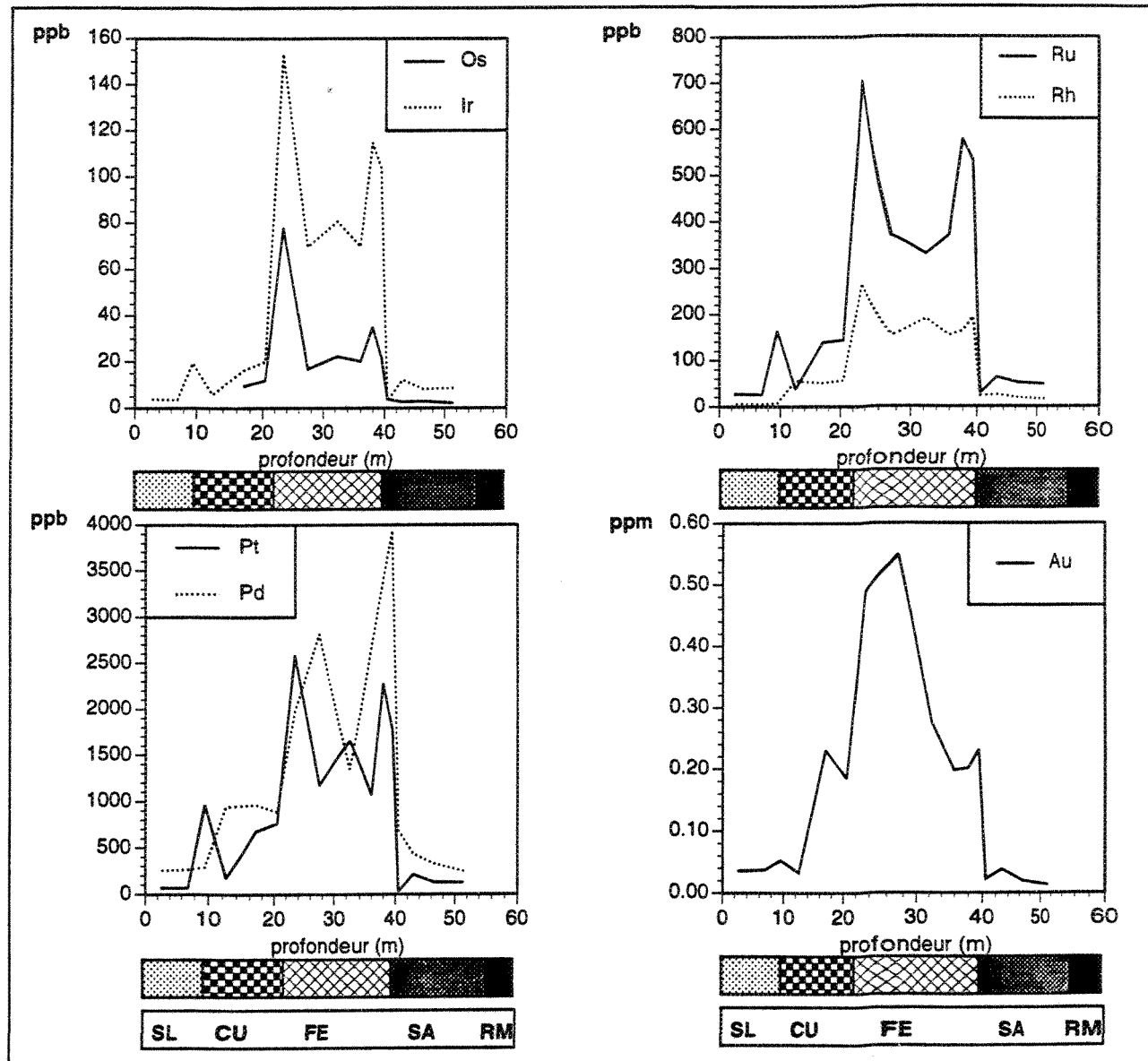


Figure 5.4 (suite): Profil latéritique du forage 289, pour les oxydes majeurs, les éléments traces, les terres rares et les éléments du groupe du platine, unité mère d'origine du complexe de Musongati, Burundi

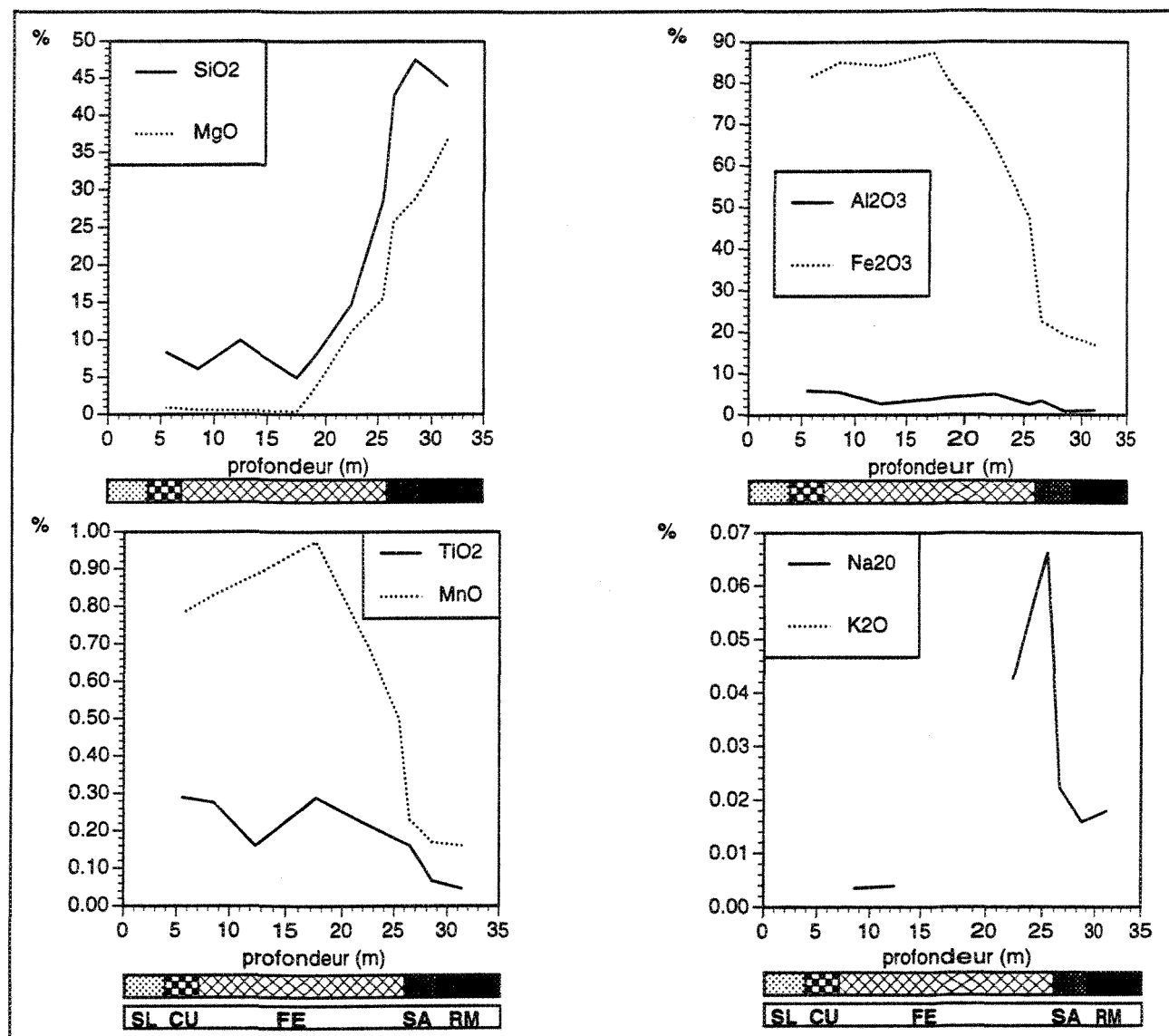


Figure 5.5: Profil latéritique du forage 298, pour les éléments majeurs, les éléments traces, les terres rares et les éléments du groupe du platine, unité mère dunitique du complexe de Musongati, Burundi

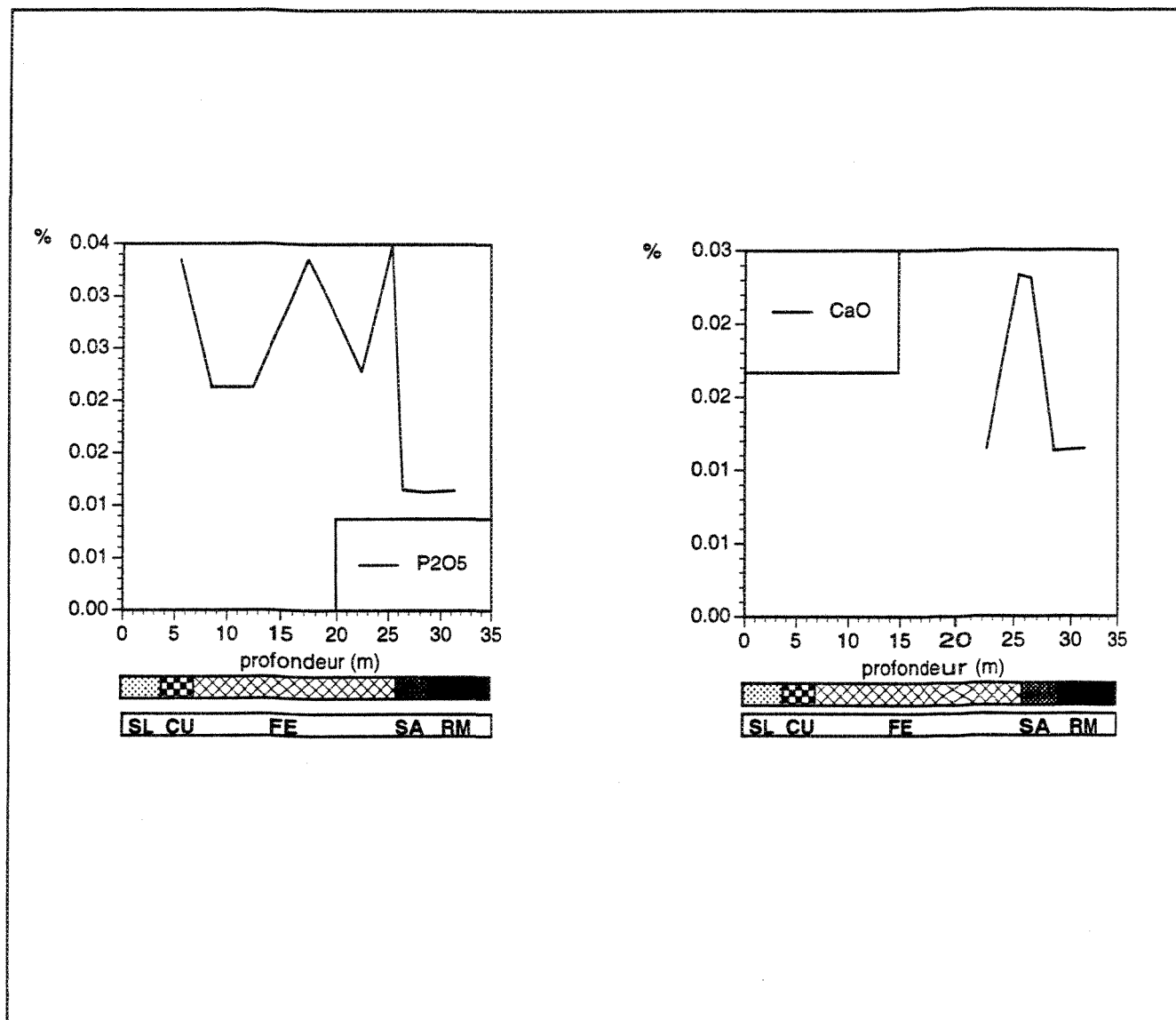


Figure 5.5 (suite): Profil latéritique du forage 298, pour les éléments majeurs, les éléments traces, les terres rares et les éléments du groupe du platine, unité mère dunitique du complexe de Musongati, Burundi

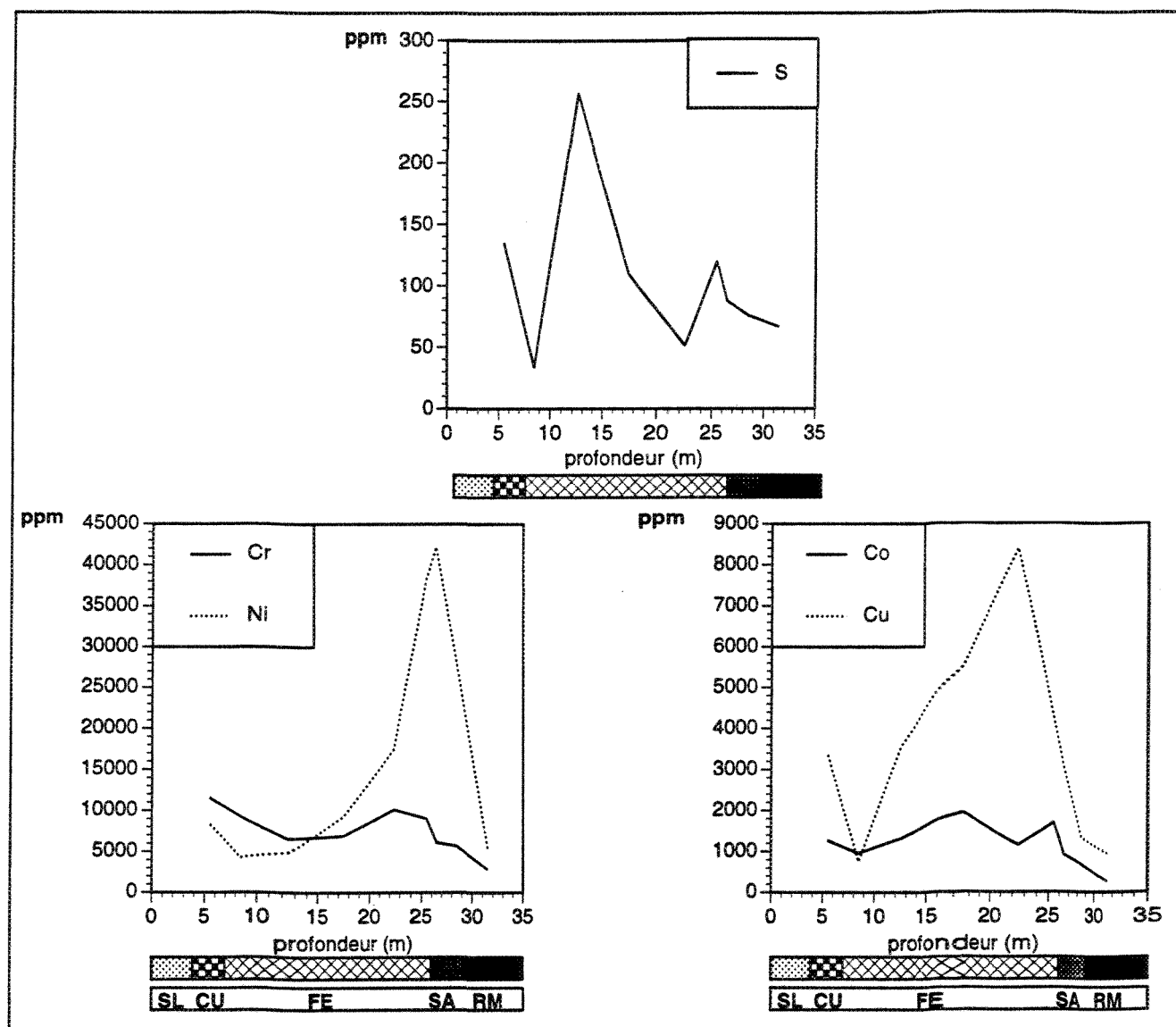


Figure 5.5 (suite): Profil latéritique du forage 298, pour les éléments majeurs, les éléments traces, les terres rares et les éléments du groupe du platine, unité mère dunitique du complexe de Musongati, Burundi

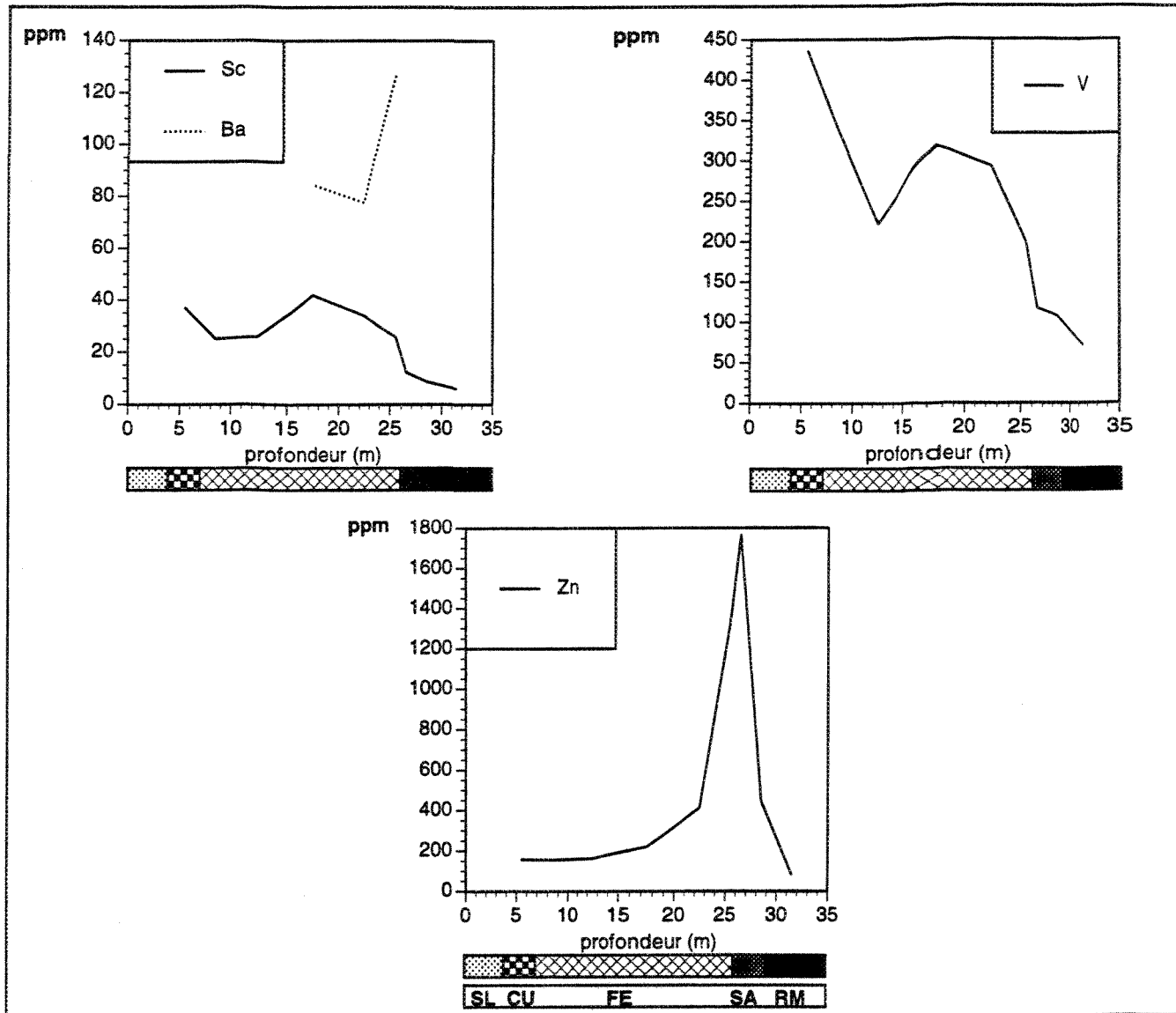


Figure 5.5 (suite): Profil latéritique du forage 298, pour les éléments majeurs, les éléments traces, les terres rares et les éléments du groupe du platine, unité mère dunitique du complexe de Musongati, Burundi

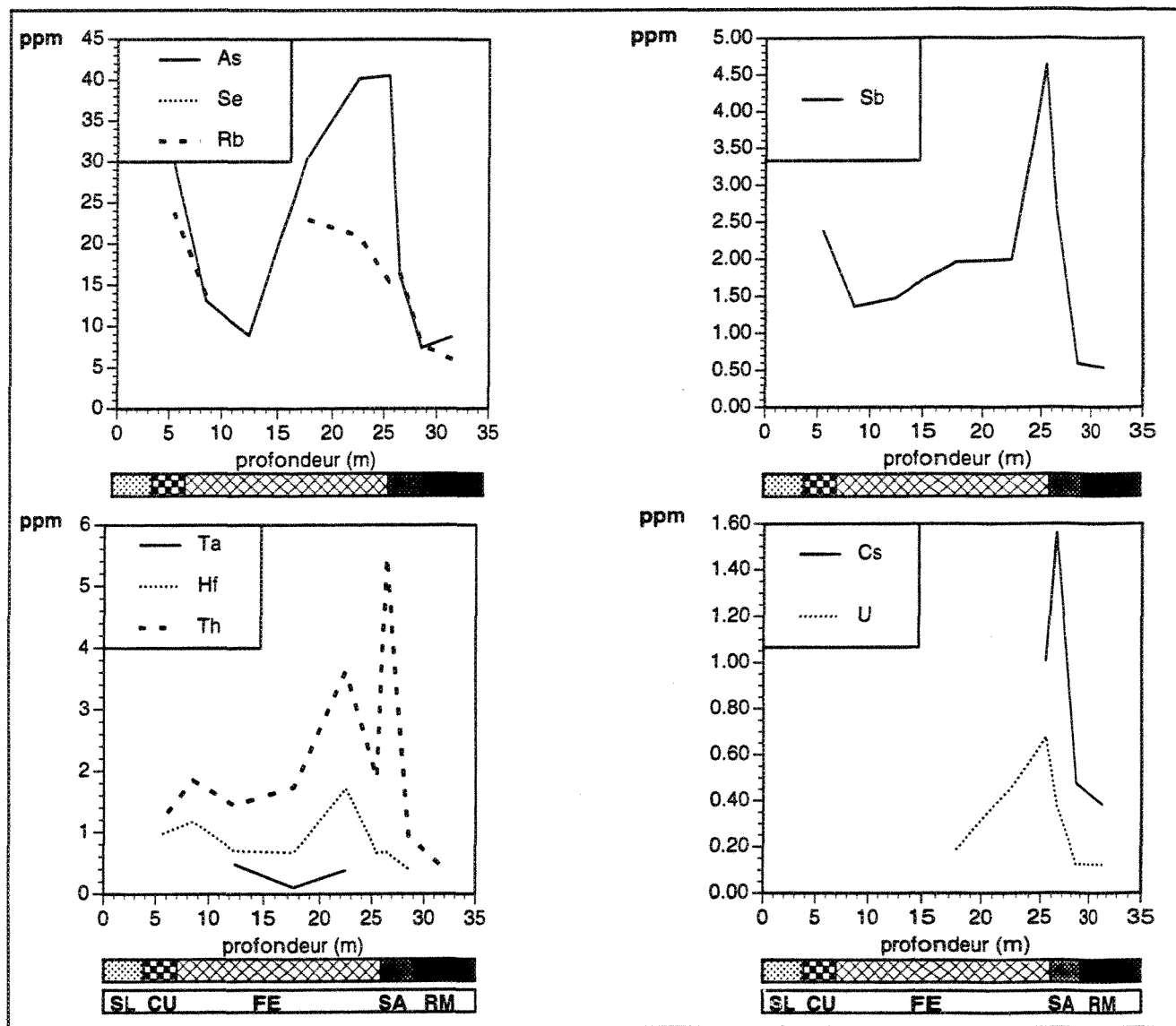


Figure 5.5 (suite): Profil latéritique du forage 298, pour les éléments majeurs, les éléments traces, les terres rares et les éléments du groupe du platine, unité mère dunitique du complexe de Musongati, Burundi

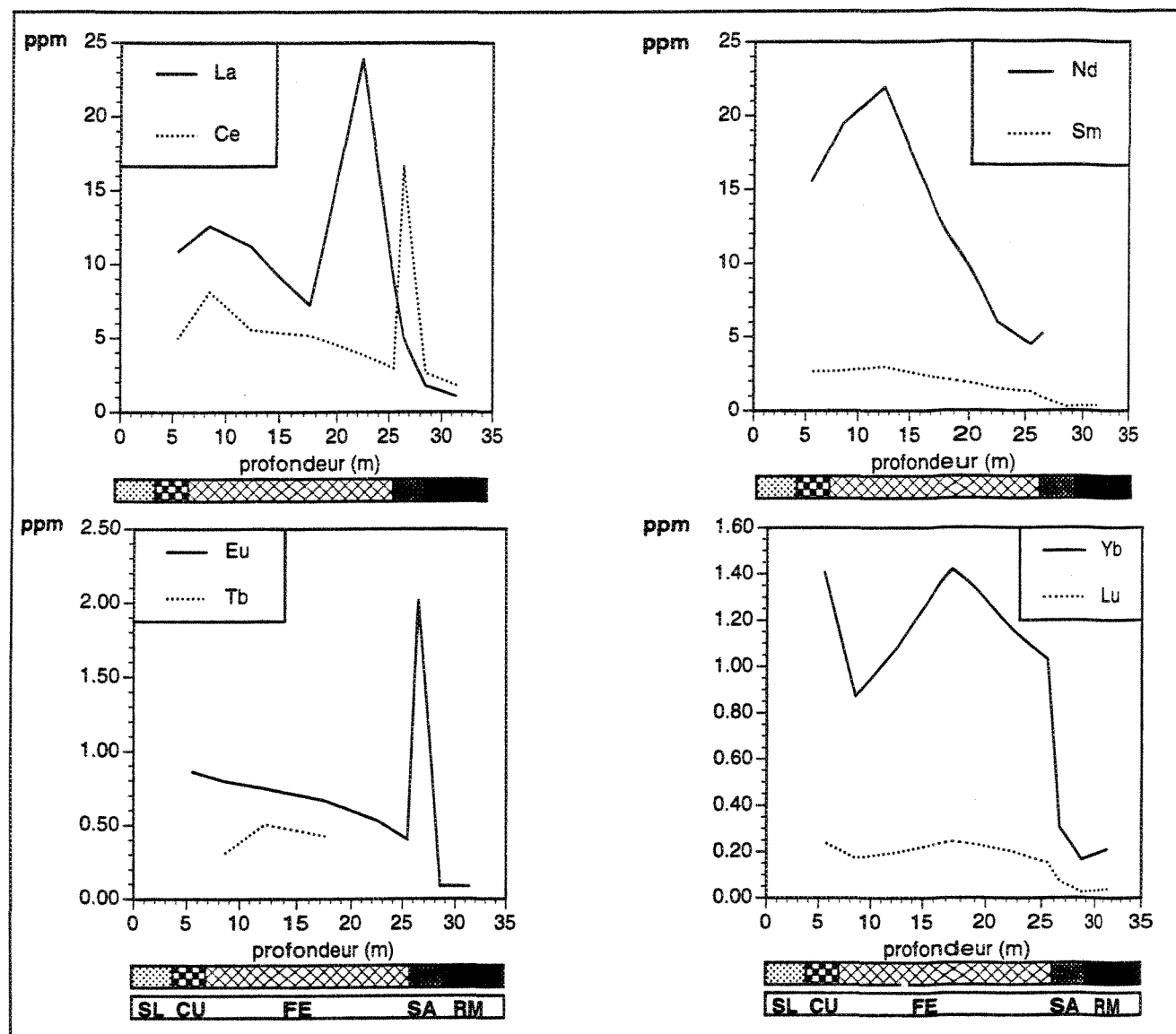


Figure 5.5 (suite): Profil latéritique du forage 298, pour les éléments majeurs, les éléments traces, les terres rares et les éléments du groupe du platine, unité mère dunitique du complexe de Musongati, Burundi

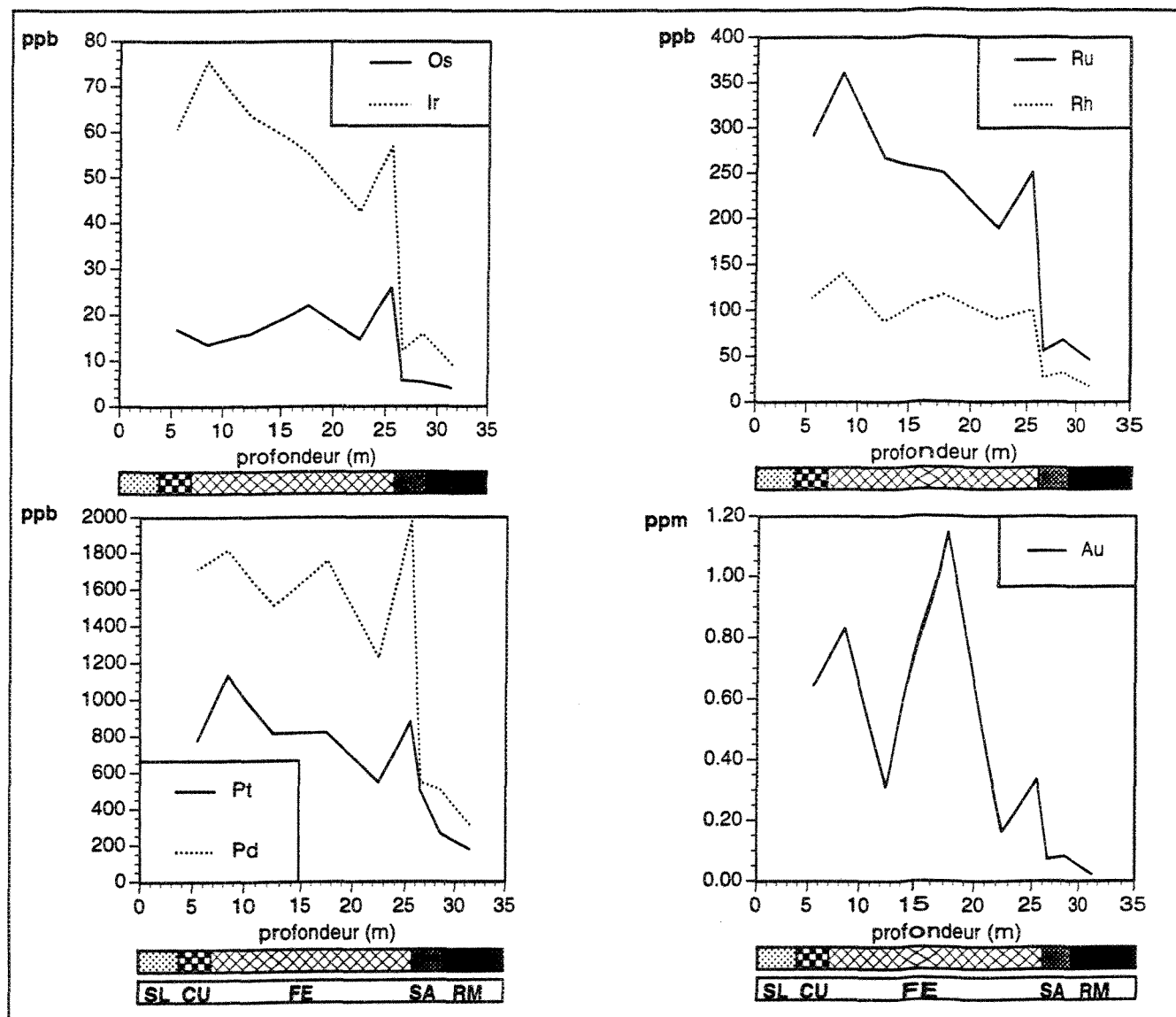


Figure 5.5 (suite): Profil latéritique du forage 298, pour les éléments majeurs, les éléments traces, les terres rares et les éléments du groupe du platine, unité mère dunitique du complexe de Musongati, Burundi

Les niveaux ferralitique et saprolitique enregistrent respectivement des teneurs maximales de 84% et 25% Fe_2O_3 , 2.77% et 0.68% MnO . Des teneurs sporadiques de 50% Fe_2O_3 sont parfois observées au niveau de la SA. Les teneurs caractéristiques en termes de fréquences (modes) sont de 0.2% MnO et 20% Fe_2O_3 pour la SA, 1.5% MnO et 75% pour la FE.

Les rapports $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ et $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$ sont souvent utilisés pour étudier l'enrichissement résiduel dans les sols latéritiques et même pour leur classification (Maignien 1966; Schellmann 1982). Dans les profils latéritiques de Musongati, les rapports $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ augmentent du sommet à la base du profil latéritique, avec des valeurs entre 0.50 et 1 dans le SL, la CU et la FE, 1 à 8 dans les niveaux supérieurs de la SA, 19 à 25 à la base de la SA, et une moyenne de 50 dans la roche-mère. Par contre les rapports $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$ diminuent progressivement de 0.75 à 0.40 dans le SL, 0.21 à 0.14 dans la CU, 0.14 à 0.08 dans la FE, 0.13 à 0.06 dans la SA. Ces rapports, surtout ceux du SL, de la CU et de la FE sont dans les limites de ceux constamment observés dans les autres latérites à travers le monde (Maignien 1966; Tardy 1994). Ceci suggère que les concentrations en Al_2O_3 , TiO_2 et P_2O_5 restent essentiellement résiduelles, alors que Fe_2O_3 et MnO ont manifestement subi un lessivage au niveau du SL et partiellement au niveau de la CU.

5.3.2.2 Les éléments traces

Les distributions des éléments traces sont présentées sur les profils géochimiques des horizons latéritiques (figures 5.2, 5.3, 5.4 et 5.5; tableaux 5.1, 5.2, 5.3, 5.4 et 5.5). Les plus fortes concentrations en Cr, Ni, Cu et Co sont toujours observées au niveau de la SA. Le niveau de concentration en ces éléments dans le SL (partiellement dans la CU) est comparable, et parfois même en dessous de celui de la roche-mère. La FE est donc le deuxième horizon après la SA, en termes de teneurs globales en Cr, Ni, Cu et Co. Les

éléments Cr et Ni atteignent respectivement 1.6% et 3.82% dans la SA, 1.19% et 0.79% dans la FE. Les fluctuations positives en Co et en Cu s'étendent sur les intervalles de la SA, la FE et la CU. Leurs variations suivent à peu près les mêmes intervalles que le Cr et le Ni au niveau de la SA et de la FE, mais enregistrent en plus sur tous les profils latéritiques des pics positifs au niveau de la CU. Leurs valeurs atteignent respectivement 0.20% et 0.84% dans la SA, 0.35% et 0.33% dans la FE, 0.14% et 0.25% dans la CU, 0.04% et 0.10% dans le SL.

Les oxydes de Mn sont connus pour leur effet de rétention des éléments traces, en particulier Ni, Co, Zn, Cu, Ba et Y. Les profils latéritiques de Musongati ne montrent de corrélation entre ces éléments qu'au niveau de la SA. Les divergences dans leurs distributions s'accroissent au niveau de la FE et deviennent difficiles à apprécier au niveau de la CU et du SL. Les rapports Co/Mn décroissent dans la SA vers le SL, contrairement à ce qui est observé dans la plupart des latérites nickélifères à travers le monde (Golightly 1981). Il est probable que ces différences de comportement soient liées aux conditions oxydo-réductrices extrêmes à la base de la formation du SL et de la CU, ou au caractère allochtone du SL, ou les deux.

Les éléments Rb, Cs, Ba, Sc, V, Zn, Se, Sb montrent des distributions plutôt disparates, bien que dans certains forages (forages 247 et 269, voir figures 5.1 et 5.2), ils aient tendance à se concentrer dans les niveaux supérieurs du profil latéritique.

L'As montre des concentrations anormales au niveau de la saprolite. Ceci étant probablement lié aux arséniures identifiés dans la roche-mère, et qui se reconcentrent résiduellement dans la SA, avant d'être détruits aux niveaux supérieurs.

Hf, Th et Ta ont un comportement géochimique similaire à celui de TiO_2 ou Al_2O_3 , avec des profils géochimiques aux allures pratiquement identiques. Alors que dans la roche-mère, la SA et la FE, leurs concentrations frôlent ou restent en dessous de la limite de détection, leurs teneurs maximales dans le SL sont dix fois les teneurs maximales

correspondantes dans la SA. Ainsi en termes de teneurs moyennes, Ta, Hf, Th passent respectivement de 0.82, 2.5, 3.6 ppm dans la SA, à 8.9, 22, et 38 ppm dans le SL. Cependant, contrairement au titane et à l'aluminium, on n'observe aucune accumulation positive de ces éléments dans la SA ou dans la FE.

5.3.2.3 Éléments du groupe des terres rares (REE)

5.3.2.3.1 Distribution des REE

Les REE accusent une tendance généralisée de fortes hausses en teneurs globales dans les horizons latéritiques (figures 5.2, 5.3, 5.4 et 5.5). Toutefois, si leur comportement dans la roche-mère sont similaires, montrant des profils géochimiques presque parallèles, leur différenciation est déjà assez nette au niveau de la SA, et se poursuit jusqu'au niveau du SL. Les plus fortes concentrations en REE sont généralement enregistrées au niveau de la SA, excepté pour le Ce qui atteint son apogée d'enrichissement au niveau de la CU. Au niveau de la CU ou de la FE, dépendamment de la position topographique du forage, tous les profils géochimiques des REE, y compris le Ce, montrent au même point un pic négatif frappant en forme de "V" (figures 5.2, 5.3, 5.4). Au point de vue géochimique, ces profils pourraient refléter une baisse considérable du pH depuis le sommet du SL jusqu'au sommet de la CU, avant de remonter progressivement aux niveaux ferrallitiques et saprolitiques. Il est probable que le pH passe des valeurs acides dans le SL, aux valeurs très acides à la base du SL et au sommet de la CU, pour remonter progressivement vers les valeurs basiques dans la SA. La FE qui enregistre les plus fortes fluctuations de la nappe phréatique devrait également voir son pH varier constamment selon les saisons. Tout ceci aurait conduit au lessivage de plus en plus prononcé de tous les REE depuis le SL jusqu'au niveau de la CU, particulièrement à son niveau sommital, ainsi qu'à la base du SL. Les REE en solution ont été visiblement redéposés graduellement dans les niveaux latéritiques ferrallitiques et saprolitiques, qui

enregistrent les teneurs globales les plus élevées en REE parmi tous les autres profils latéritiques.

On peut aisément remarquer que, comparativement à la roche-mère, les terres rares légères (LREE) sont plus mobiles, avec un taux d'accumulation plus élevé dans les horizons latéritiques que les terres rares lourdes (HREE). De son côté, le Ce montre un comportement très différent de tous les REE. Il enregistre ses plus fortes accumulations au niveau de la CU ou de la FE. Il affiche une affinité particulière pour la CU au niveau de laquelle on observe les plus fortes anomalies positives (concentration maximale de 536 ppm), tandis que le La est plutôt concentré dans la SA (concentration maximale de 207 ppm). Ainsi, contrairement aux autres REE dont les profils sont plus ou moins similaires, voire parallèles de par leurs formes aux anomalies positives dans la SA et la FE, le profil de Ce recoupe ceux des autres REE, particulièrement celui de La, presque toujours au niveau de la transition entre la FE et la SA. Ceci témoigne une fois de plus d'un changement physico-chimique qui s'opère au niveau du profil latéritique en général, et au niveau de la CU en particulier. Cependant, ceci n'est pas toujours le cas pour les profils latéritiques incomplets. Ainsi par exemple, pour les profils latéritiques nickélifères dont la saprolite est absente (figure 5.3), les plus fortes concentrations en Ce sont enregistrées au niveau du sol latéritique, et les profils de Ce et de La se recoupent au niveau de la CU. Cet horizon cuirassique montre par ailleurs les plus fortes concentrations pour tous les autres éléments. Toutefois, que ce soit au niveau du SL, de la CU, de la FE ou de la SA, les profils de Ce et de La qui se recoupent nous renseignent sur le changement des conditions Eh-pH. La latéritisation est donc un processus d'acidification, et ceci se reflète sur le changement d'étage d'oxydation et la mobilité de certains éléments dont le Ce.

5.3.2.3.2 Les teneurs en REE normalisées aux chondrites

Les teneurs en REE des horizons latéritiques normalisées par rapport aux chondrites montrent une modification extraordinaire du patron plat de la roche-mère (figures 5.6, 5.7, 5.8 et 5.9). Dans la SA, le La atteint près de 600 fois les chondrites, et reste l'élément des terres rares de loin le plus enrichi de l'horizon saprolitique. Le Ce décrit quant à lui une forte anomalie négative avec des valeurs ne dépassant pas 30 fois les chondrites. Nd et Sm peuvent atteindre des maxima de 100 fois, Eu et Tb 50 fois, et les HREE 25 fois les valeurs chondritiques. Malgré son anomalie négative par rapport aux autres LREE, qui fait de lui l'élément le plus appauvri des LREE dans l'horizon saprolitique, le Ce reste tout de même 5 à 10 fois plus enrichi que les HREE. Ceux-ci n'ont pas beaucoup varié comparativement aux rapports chondritiques de la roche-mère, avec des moyennes de 5 à 10 fois les chondrites dans la SA, et 10 à 20 fois dans les horizons supérieurs.

Dans la FE, la CU et le SL, le Ce décrit une anomalie positive atteignant respectivement 248, 561 et 256 fois les valeurs chondritiques, tandis que le La montre respectivement des teneurs de 107, 112 et 80 fois les valeurs chondritiques. Dans de rares occasions, le Ce garde l'anomalie négative dans la ferralite, ce qui est le cas du forage 298 (figure 5.9). Ceci est probablement lié à la maturité du développement du profil latéritique. En effet, le profil du forage 298 ne montre pas de SL, et la SA y est peu développée par rapport à la FE. En calculant les rapports Ce/Ce^*_{nc} (nc = teneurs normalisées aux chondrites), on s'aperçoit qu'ils peuvent atteindre la valeur 9 dans la CU, contre les valeurs de ~ 1 dans la RM, la SA et à la base de la FE. Ceci suggère une fois de plus, le lessivage prononcé du Ce au niveau des horizons latéritiques supérieurs, et son accumulation élevée à la base de la CU ou au sommet de la FE. Les anomalies positives de Ce sont par ailleurs caractéristiques des croûtes ferrugineuses. L'absence de l'anomalie de l'Eu dans ces croûtes indiquerait probablement

l'absence du plagioclase dans la roche-mère, ou une limite inférieure de Eh relativement élevée durant leur développement, ou les deux.

Au niveau de la SA, la quantité de Ce qui reste en solution après son intensive déposition dans les horizons supérieurs, est proportionnellement inférieure à celle des autres LREE. Par conséquent, le Ce se retrouve moins enrichi dans la SA que les autres LREE. L'anomalie négative prononcée du Ce dans la SA pourrait être également le résultat des conditions manifestement basiques qui règnent en permanence dans la SA, et qui ne permettent pas sa précipitation. Les HREE montrent des valeurs normalisées autour de 10 dans la FE et de 15 dans le sol latéritique.

L'enrichissement des LREE par rapport aux HREE dans les horizons latéritiques tel qu'il apparaît sur les spectres normalisés est exceptionnellement élevé. Les rapports La/Lu_{nc} ou La/Yb_{nc} sont de 4 à 9 pour le SL, la CU et la FE, de 7 à 15 pour les niveaux supérieurs de la SA, et de 50 à 160 à la base de la SA, contre une moyenne de 3.5 dans la roche-mère. Cet enrichissement suggère de toute évidence un effet de mobilité de ces éléments, plutôt qu'une simple perte de volume ou un simple transfert de masse. Sinon, l'enrichissement aurait gardé les mêmes rapports entre les LREE et les HREE observés dans la roche-mère, et partant la même allure du spectre plat de la roche source. De plus, la différence entre la SA et les horizons supérieurs est très significative, suggérant un changement substantiel de conditions chimiques dans le profil latéritique. L'anomalie négative du Ce dans la SA et positive dans la FE, la CU et le SL, les rapports anormalement élevés de $\text{Ce/Ce}^*_{\text{nc}}$ au niveau de la CU, suggèrent que lors de la latéritisation de la péridotite, le Ce change d'étage d'oxydation. Nous pensons qu'il est sous la forme Ce^{3+} dans la RM et la SA, et sous la forme Ce^{4+} dans les horizons supérieurs, témoignant ainsi des conditions fortement oxydantes qui règnent dans la CU au niveau de laquelle on observe les plus fortes anomalies positives en Ce.

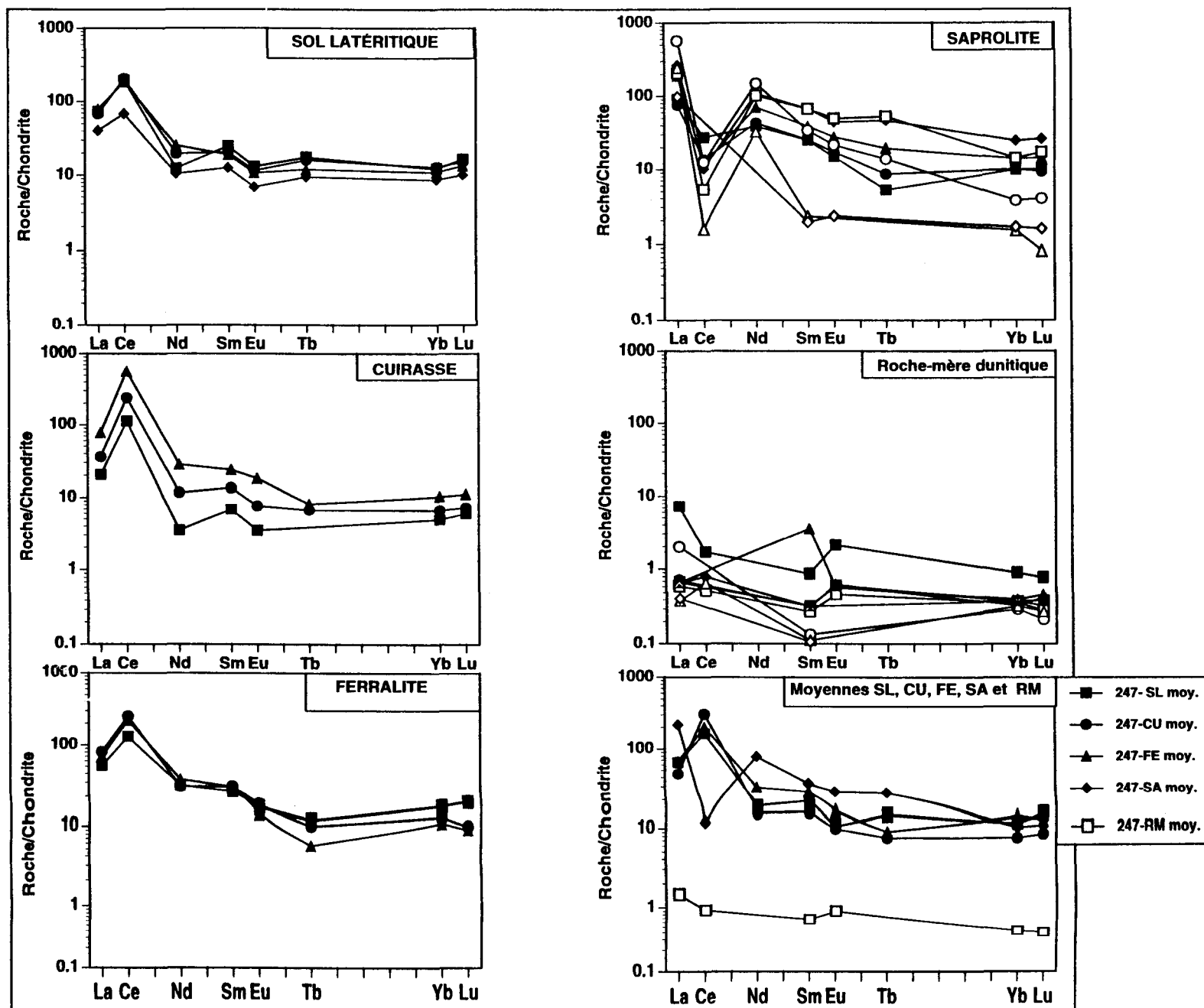


Figure 5.6: Diagrammes représentant les teneurs en REE normalisées aux chondrites pour les horizons latéritiques du forage 247, unité mère dunitique du complexe de Musongati (les valeurs de normalisation sont tirées de Taylor et McLennan, 1985)

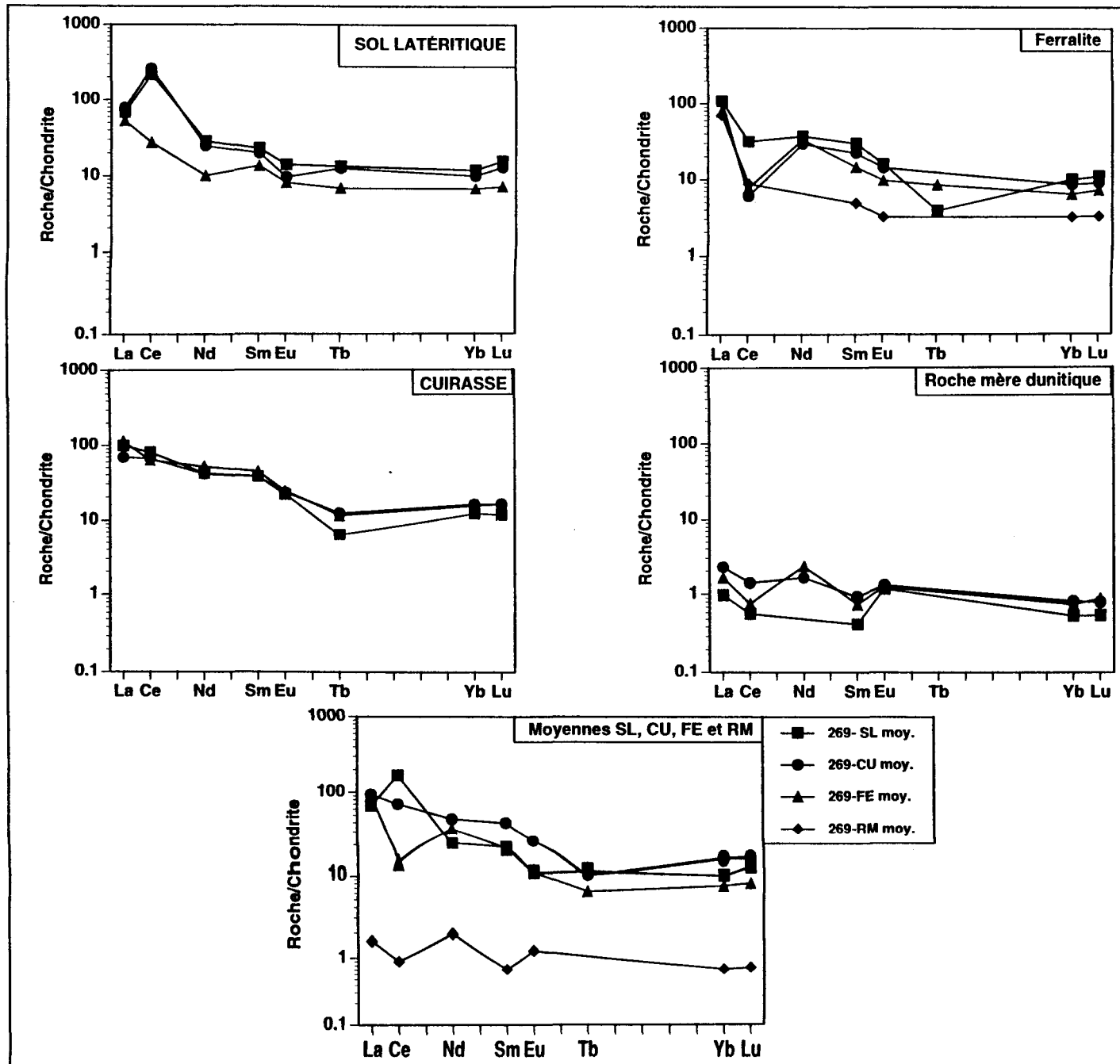


Figure 5.7: Diagrammes représentant les teneurs en REE normalisées aux chondrites pour les horizons latéritiques du forage 269, unité mère dunitique du complexe de Musongati (les valeurs de normalisation sont tirées de Taylor et McLennan, 1985)

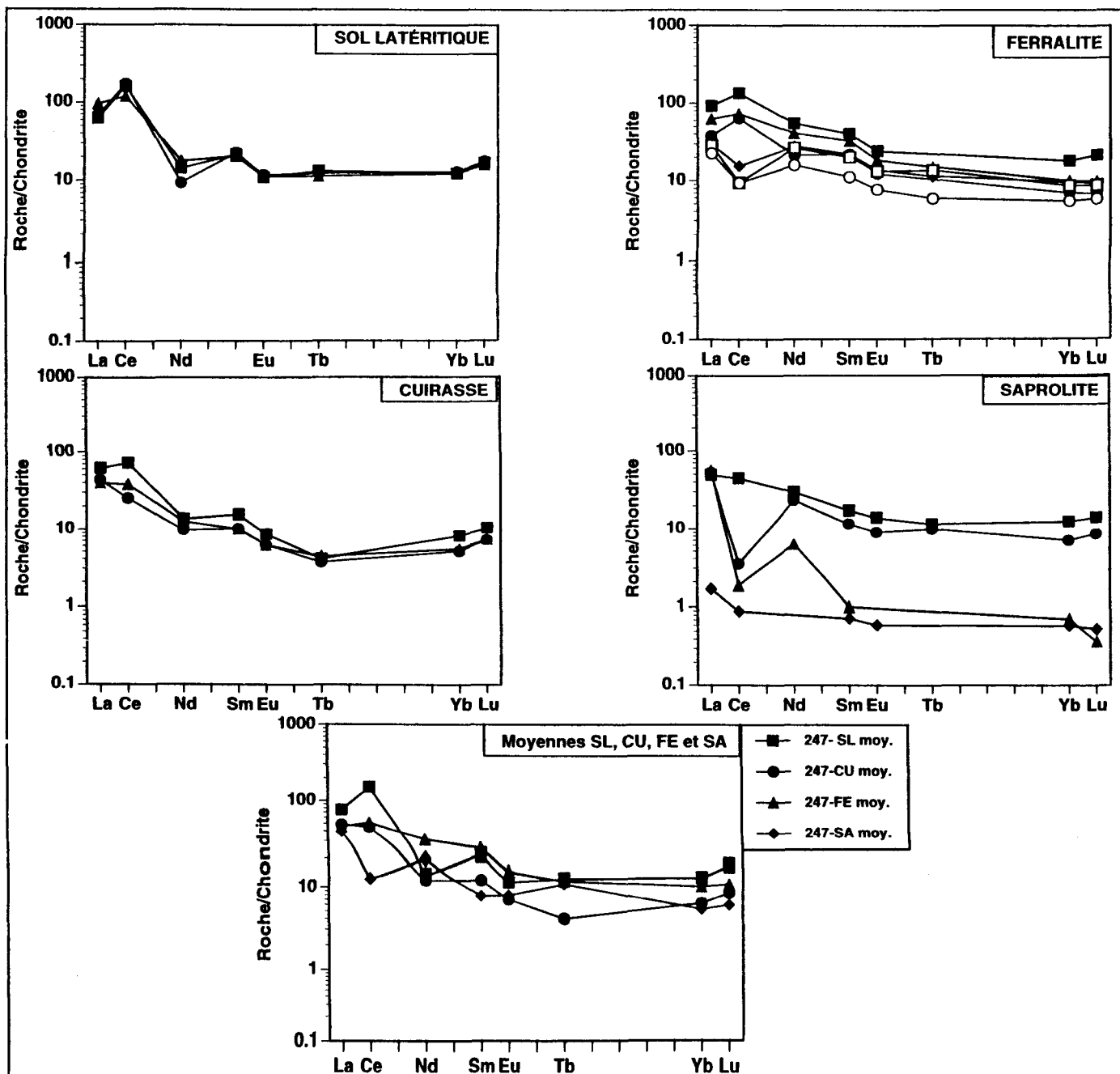


Figure 5.8: Diagrammes représentant les tenues en REE normalisées aux chondrites pour les horizons latéritiques du forage 289, unité dunitique du complexe de Musongati (les valeurs de normalisation sont tirées de Taylor et McLennan, 1985)

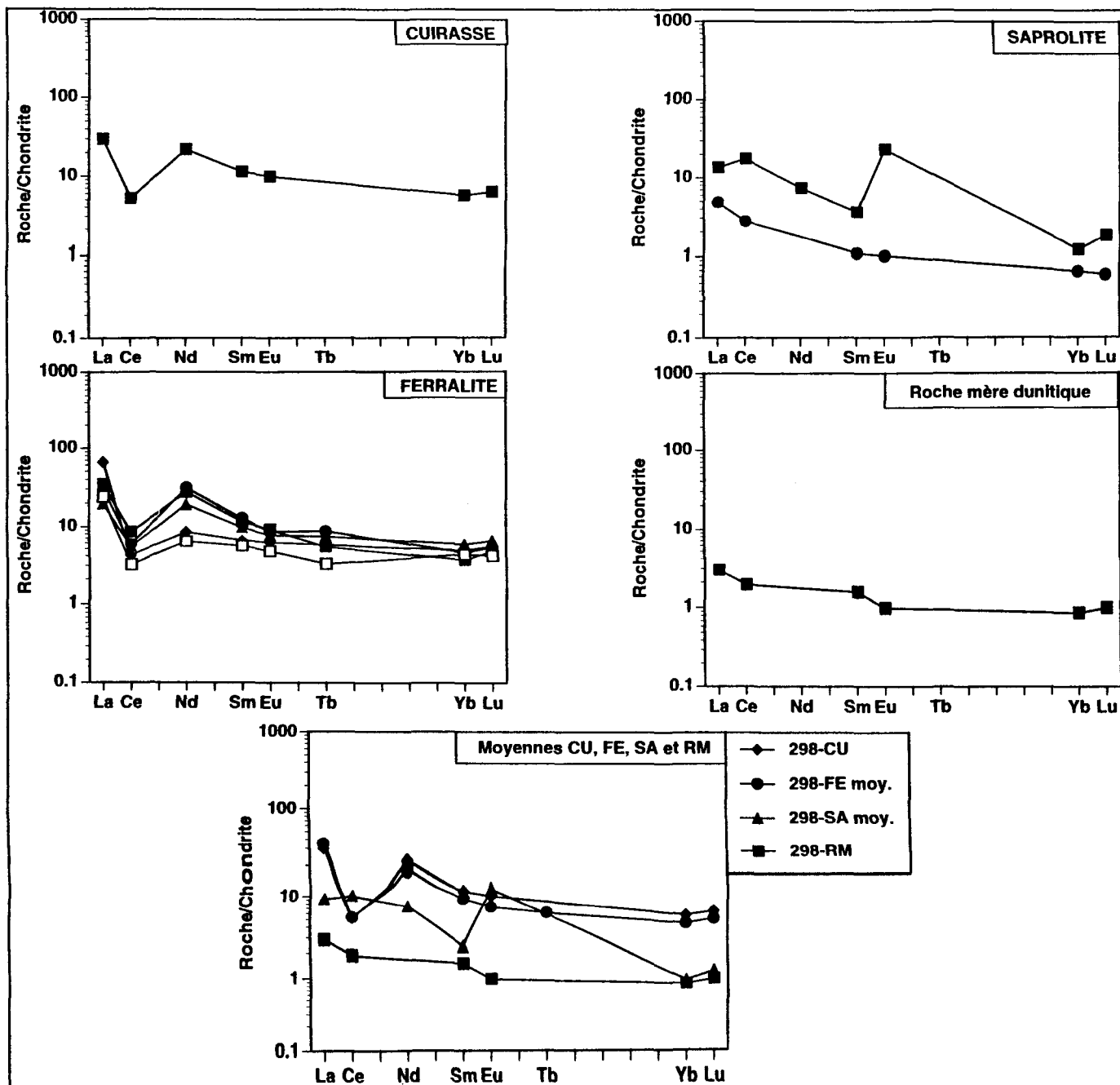


Figure 5.9: Diagrammes représentant les teneurs des REE normalisées aux chondrites pour les horizons latéritiques du forage 298, unité mère dunitique du complexe de Musongati (les valeurs de normalisation sont tirées de Taylor et McLennan, 1985)

5.3.2.4 Éléments du groupe du platine (EGP) et l'or

5.3.2.4.1 Distribution des EGP et de l'or

Alors que les teneurs globales en EGP dans le SL et dans la RM restent comparables, la FE et la CU se démarquent profondément du sommet et de la base des profils latéritiques. Celles-ci accusent les teneurs globales les plus élevées en EGP et en or dans tous les profils étudiés, avec des maxima de 77.92 ppb Os, 153.25 ppb Ir, 705 ppb Ru, 266 ppb Rh, 2582 ppb Pt, 3935 ppb Pd, et 0.55 ppm Au (figures 5.1, 5. 2, 5.3, 5.4 et 5.5; tableaux 5.1, 5.2, 5.3 et 5.4). La localisation des teneurs maximales des EGP dans les horizons latéritiques attirent beaucoup d'attention. Elles sont presque toujours situées au milieu du niveau cuirassique, exception faite du Pd qui enregistre ses maxima plutôt à la base de la ferralite. Il est également intéressant de remarquer que mises à part leurs intensités, les profils de distribution des EGP et de l'or montrent des allures similaires dans chaque forage étudié, excepté encore une fois le Pd. Les profils du Pd recoupent souvent ceux du Pt au niveau de la CU où le Pd enregistre ses plus faibles valeurs, ainsi qu'au niveau de la FE où les teneurs globales en Pd deviennent supérieures à celles du Pt (figures 5.2, 5.3, 5.4). Le recoupement des profils du Pd et du Pt est par ailleurs contraire à ce qu'on devait s'attendre d'après les propriétés du tableau périodique des éléments, où le Pd se situe directement au dessus du Pt. Ces éléments se devaient par conséquent de montrer un comportement géochimique similaire. La distribution des EGP et de l'or suggère alors que la latéritisation entraîne une différence de comportement de ces éléments, particulièrement pour le Pd. En considérant que l'ensemble du groupe observe une certaine corrélation, les disparités des données du Pd sont interprétées comme étant reliées à sa mobilité. Le Pd est probablement plus lessivé que les autres par les fluides acidifiés latéritisants, surtout au niveau de la CU. Le Pt et le Rh suivent de loin le Pd en termes de mobilité et de lessivage. Ceci est mieux illustré sur les digrammes de

normalisation (figures 5.10 à 5.13). Les rapports Pt/Pd et Pt/Au affichent des anomalies franchement positives dans la CU et en partie dans la FE. Ces rapports constituent un important outil qui démontrent une fois de plus la mobilité du Pd et de l'Au par rapport au Pt. Le Pd et l'Au se prêtent donc plus facilement que le Pt, au lessivage par les fluides responsables de la formation des horizons latéritiques. Ce lessivage est plus visible au niveau de la CU. Le comportement de l'or reste toutefois très proche à celui du Pt, si l'on s'en tient aux allures des profils de distribution des teneurs globales.

5.3.2.4.2 Les teneurs en EGP, Ni, Cu et Au normalisées au manteau

Les diagrammes des teneurs en EGP, Ni, Cu et Au de la SA, FE, CU et SL normalisées par rapport au manteau sont présentés sur les figures 5.10, 5.11, 5.12 et 5.13. Les valeurs de normalisation sont tirées de Barnes et al. (1988). Les teneurs normalisées de tous les horizons latéritiques montrent un enrichissement en EGP, Au et Cu. Le nickel est généralement appauvri dans le SL et au dessus de la CU, mais enrichi au niveau de la FE et de la SA.

Sur les diagrammes de normalisation, on observe que la SA garde exactement l'allure et la pente du patron parent (patron de la roche-mère) ($Pd/Ir_{nm} = 28.65 - 44$), et que le Ni s'en détache sensiblement. Le rapport Ni/Ir_{nm} atteint une valeur maximale de 12 contre 3.11 dans la roche-mère. Ceci signifie que le Ni est devenu mobile à l'étape initiale de la latéritisation consistant en une formation de l'horizon saprolitique juste au dessus de la roche-mère, par la désintégration des olivines nickélifères et leur remplacement par les argiles smectitiques. La SA du forage 289 indique cependant un rapport Pd/Ir_{nm} atteignant 226. Rappelons que la roche-mère montre un rapport Pd/Ir_{nm} maximal de 57.6. Ceci suggère alors, que le Pd dans

certaines sections saprolitiques fut le premier élément du groupe du platine à être remobilisé par les processus de latéritisation.

Dans la FE, l'enrichissement des EGP est généralisé et plus important que celui observé dans la SA. Les rapports Pd/Ir_{nm} (40.4 au maximum) sont cependant comparables à ceux de la SA, bien que l'allure des spectres soit un peu plus abrupte que celle observée dans l'horizon saprolitique, surtout sur l'intervalle de Rh-Pt-Pd. Par contre on observe un lessivage du Ni, de l'Au et du Cu. Le rapport Ni/Ir_{nm} n'atteint l'unité qu'exceptionnellement, contre une valeur de 12 dans la SA.

La CU marque un important changement de la forme et du niveau de la pente des spectres des métaux. On observe sur les diagrammes des teneurs normalisées des forages 247 et 269, une importante anomalie négative de Pd et de Cu (figures 5.10 et 5.11), ainsi qu'une anomalie positive du Pt. Dans tous les profils latéritiques complets, les rapports Pt/Pt*_{nm} affiche une anomalie positive au niveau de la CU avec des rapports pouvant atteindre 7. Ceci diverge avec les rapports monotones que l'on observe dans la RM, la SA et en partie à la base de la FE. Ceci suggère fort probablement qu'au niveau de la CU spécialement, l'on assiste à une mobilité aussi bien du Pd que du Pt.

Le rapport Pd/Ir_{nm} atteint 160 au niveau de la CU. L'Au passe de l'anomalie généralement négative à l'anomalie franchement positive. Le lessivage prononcé du Ni est marqué par ses teneurs normalisées qui passent en dessous de celles de l'Os. Le rapport Ni/Ir_{nm} moyen est le plus faible de tous les horizons latéritiques et se situe entre 0.2 et 1 selon le forage considéré. Les spectres normalisés de la cuirasse suggèrent ainsi une mobilité généralisée de Rh, Pt, Pd, Ni, Au et Cu. Cette mobilité répond également à un environnement fortement oxydant tel que démontré ci-haut par les anomalies positives soutenues de Ce, et présentement par les anomalies négatives de Pd et de l'Au.

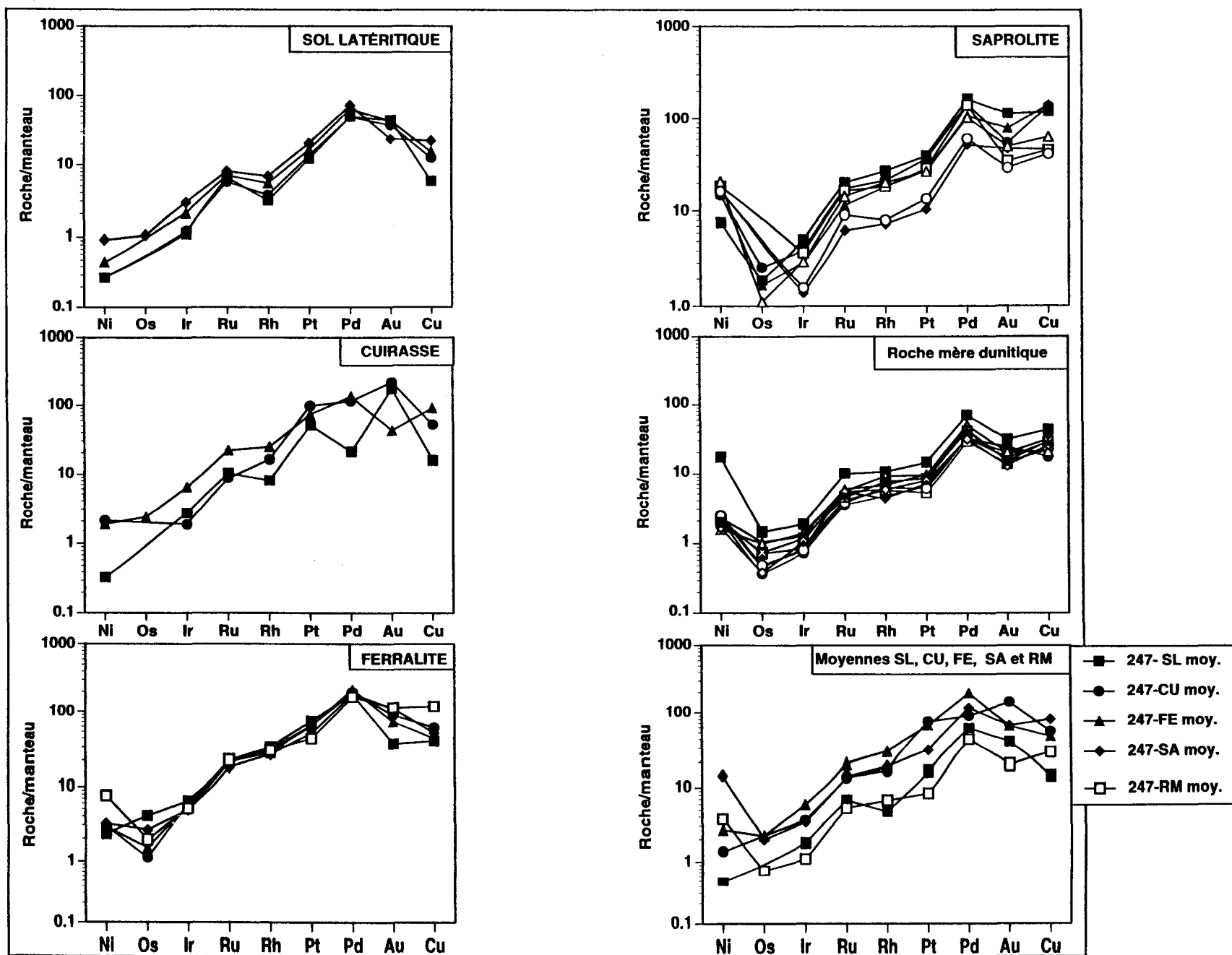


Figure 5.10: Diagrammes représentant les teneurs en EGP normalisées au manteau pour les horizons latéritiques du forage 247, unité dunitique du complexe de Musongati (les valeurs de normalisation sont tirées de Barnes et al., 1988).

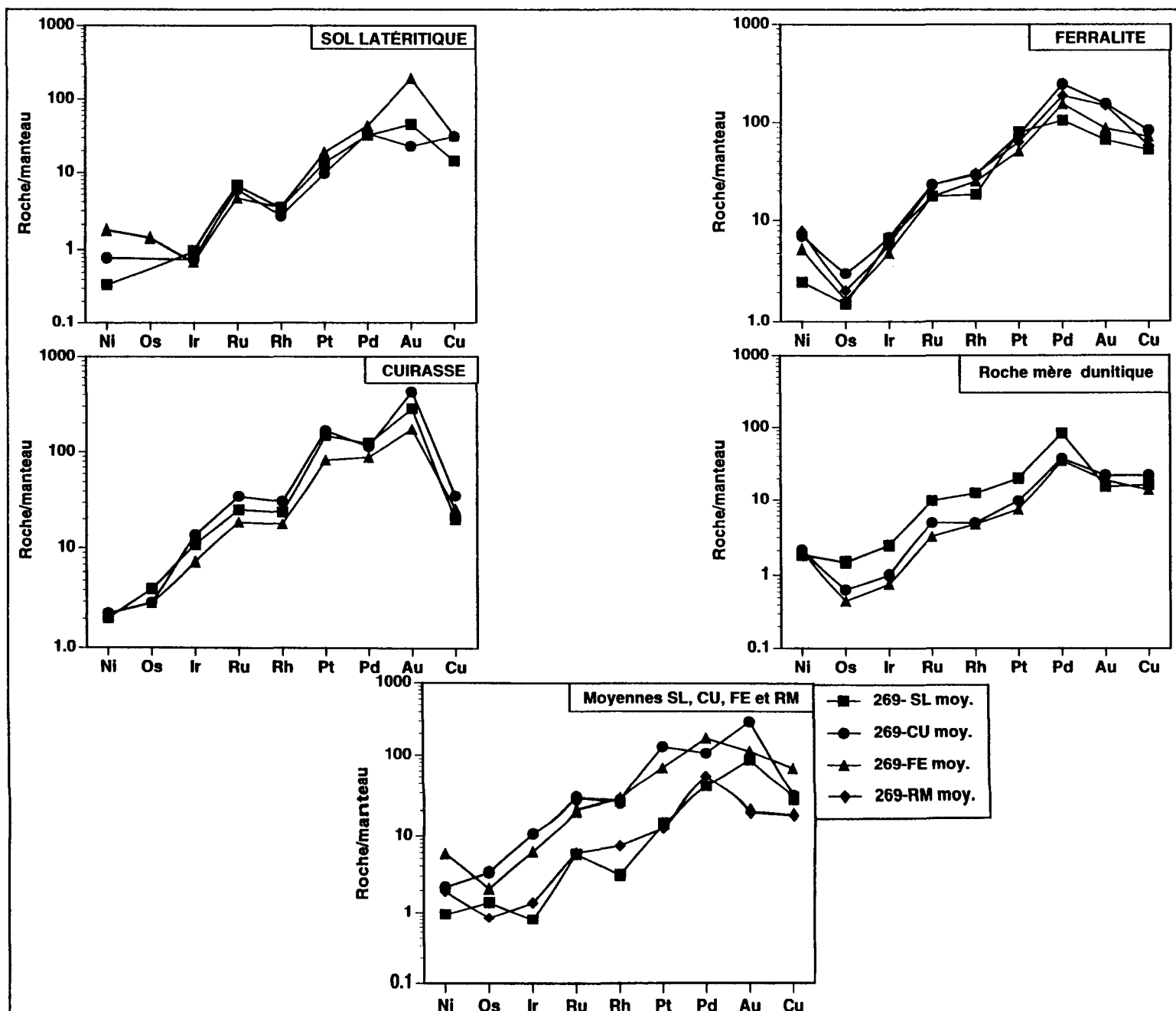


Figure 5.11: Diagrammes représentant les teneurs en EGP normalisées au manteau pour les horizons latéritiques du forage 269, unité dunitique du complexe de Musongati (les valeurs de normalisation sont tirées de Barnes et al., 1988)

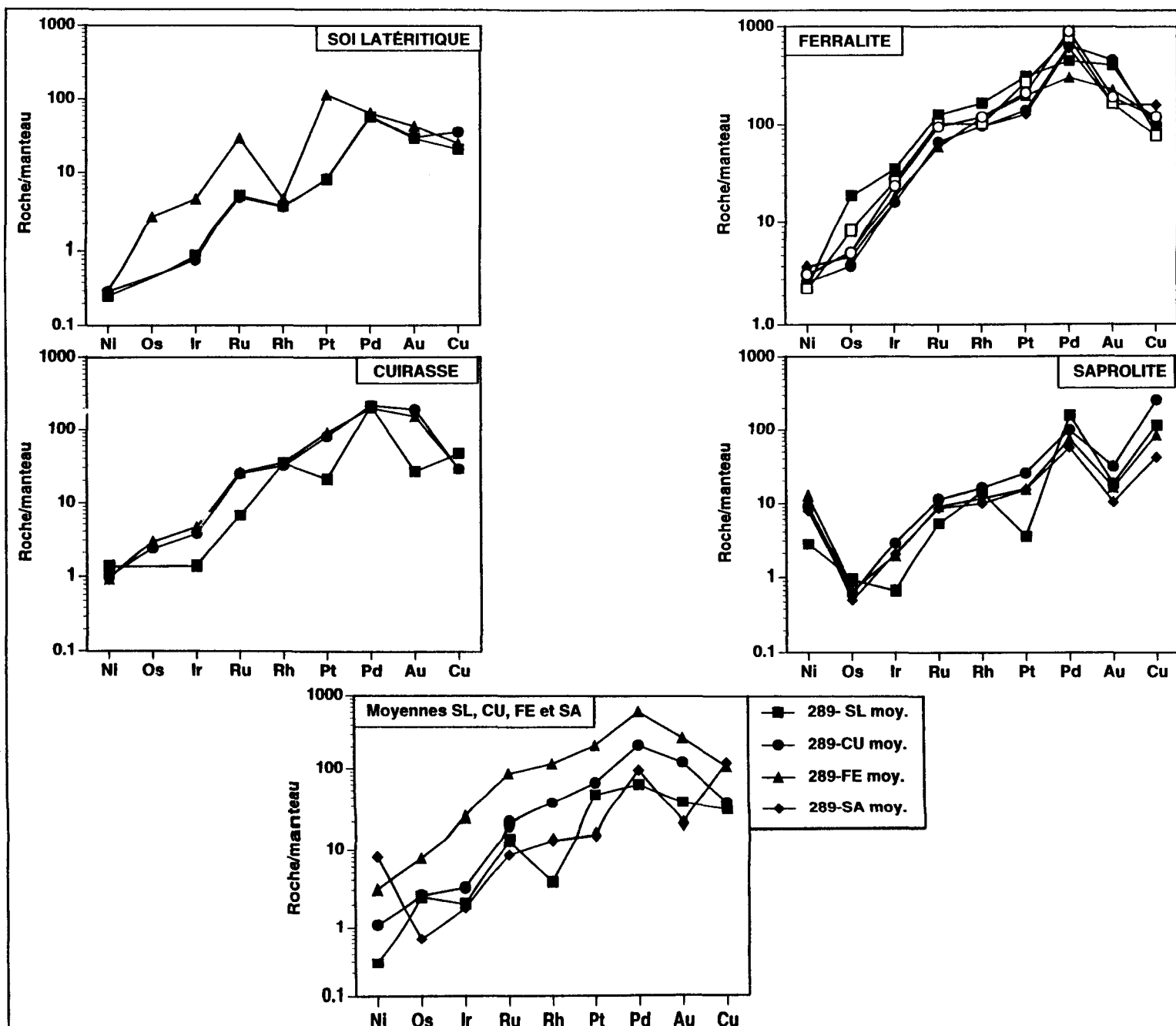


Figure 5.12: Diagrammes représentant les teneurs en EGP normalisées au manteau pour les horizons latéritiques du forage 289, unité dunitique du complexe de Musongati (les valeurs de normalisation sont tirées de Barnes et al., 1988)

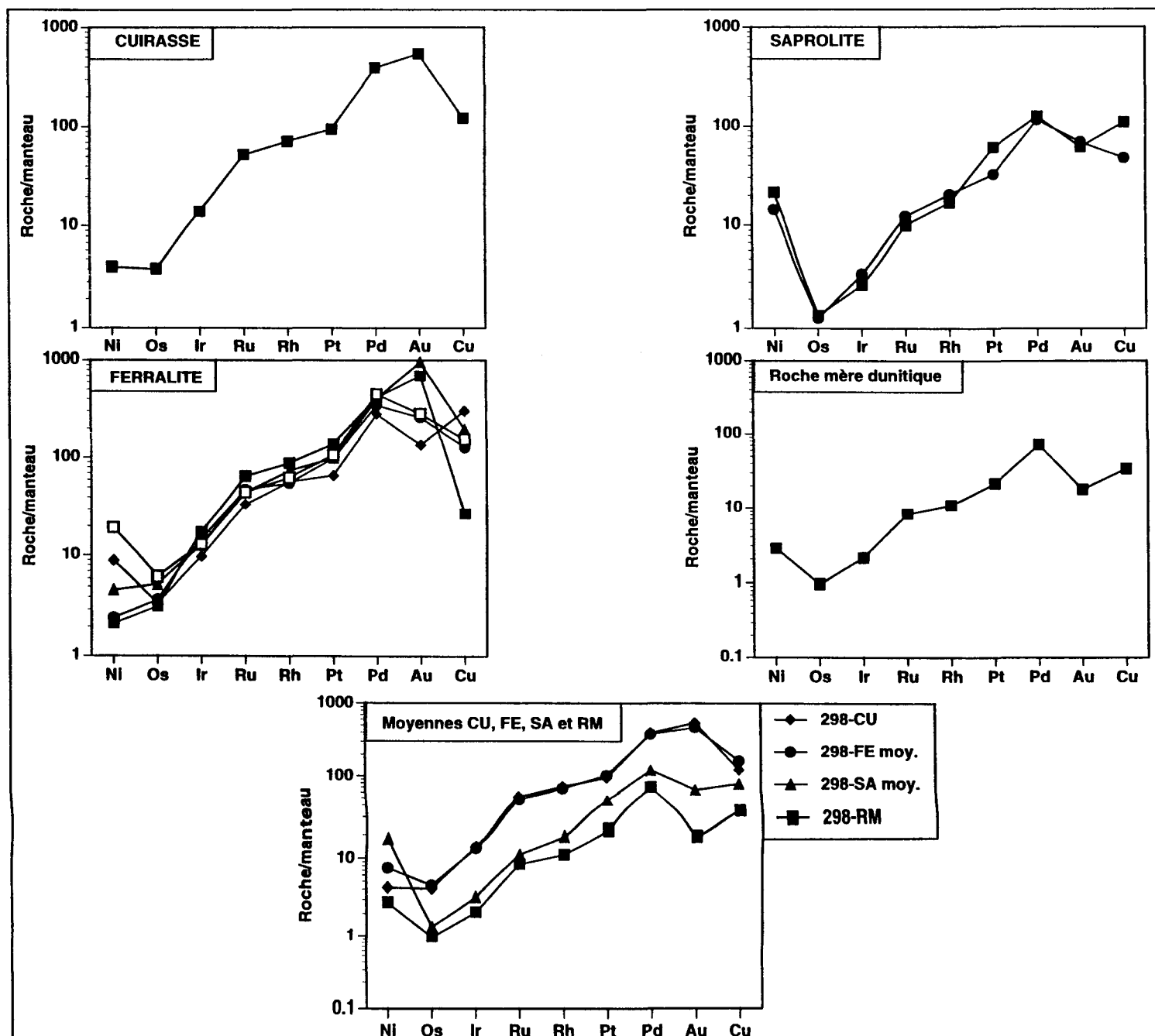


Figure 5.13: Diagrammes représentant les teneurs en EGP normalisées au manteau pour les horizons latéritiques du forage 298, unité dunitique du complexe de Musongati (les valeurs de normalisation sont tirées de Barnes et al., 1988)

Le SL est marqué par un lessivage sinon un appauvrissement de tous les éléments. Le Rh, le Pt et le Pd forment une ligne droite pentée. Le rapport Pd/Ir_{nm} varie de 25 à 75, tandis que le rapport Ni/Ir_{nm} oscille entre 0.07 et 2.46.

5.3.3 LITHOGÉOCHIMIE QUANTITATIVE

5.3.3.1 INTRODUCTION

La comparaison directe des analyses chimiques de la roche initiale et des horizons latéritiques n'est pas suffisante pour mettre en évidence un bilan en masse des transferts de matière et établir des relations entre les transferts de matière et les différenciations géochimiques et minéralogiques du profil latéritique, présentant par ailleurs un gradient continu de l'intensité des processus de latéritisation. En effet, les analyses chimiques ne donnent que des pourcentages massiques ou volumiques des constituants de la roche. Comme les composants (oxydes majeurs et éléments traces) sont astreints à une somme constante de 100%, aucun composant individuel n'est indépendant des autres. De par les résultats d'analyses lithogéochimiques, il existe donc un nombre infini de solutions possibles pouvant expliquer les changements survenus entre les échantillons de la roche initiale et ceux de la roche altérée. En outre, cette procédure implique que le volume de la roche est demeuré constant. Il est souvent difficile dans la plupart des cas de prouver la véracité d'une telle hypothèse. En ce qui nous concerne, la latéritisation entraîne inmanquablement des transferts de matière suivis de variations de volume et/ou de densité de la roche initiale.

Dans cette section, nous avons choisi deux groupes de méthodes de calcul des balances de masse, afin de répondre à la question "combien y a-t-il eu de transfert de matière dans la

SA, la FE, la CU et le SL à partir de la RM?". Le premier groupe rassemble la méthode de Gresens (1967) ainsi que les versions qui directement en découlent. Le deuxième groupe comprend la méthode de Nesbitt (1979) et les versions implicites. Avant ces méthodes quantitatives, nous aborderons le calcul du facteur d'accumulation communément connu sous le nom de facteur d'enrichissement, auquel fait appel tout géologue en géochimie d'exploration, pour se faire une idée générale des transferts de matière au début du traitement des données analytiques.

La conversion des variations chimiques observées à travers les résultats analytiques de la roche totale, en quantités réelles des matières transférées, exige une référence chimique dont le comportement n'a pas été modifié par les fluides latéritiques. Nous avons choisi comme référence, l'Ir et/ou le Ti, éléments dont l'immobilité par rapport aux autres se révèle frappant. Le choix de ces éléments immobiles est fondé sur les relations génétiques du profil latérique avec la roche-mère. Ainsi, nous utiliserons au départ la roche-mère ultramafique dans tous les calculs des transferts de masse. Dans le chapitre VII (Synthèse et discussions), nous utiliserons pour le SL, une roche-mère modèle formée de roches mafiques et de roches ultramafiques en raison de son caractère allochtone.

Nous nous attacherons spécialement sur les résultats donnés par les calculs sur la base de l'Ir. L'utilisation de l'Ir comme élément immobile enlève l'effet des sulfures dans les calculs de balance de masse, d'autant plus qu'à Musongati les EGP étaient contrôlés par les sulfures, lors de la mise en place de la roche-mère (voir sections 4.4.2).

Les résultats analytiques de l'Ir sont plus précis et plus fiables que ceux du Ti dont les teneurs sont proches ou en dessous de la limite de détection dans la roche-mère. L'irarsite (IrAsS), un minéral de l'Ir jugé insoluble même sous les conditions acides et oxydantes (Taufen et Marchetto 1989), a été identifié dans la roche-mère de Musongati (Jedwab 1987).

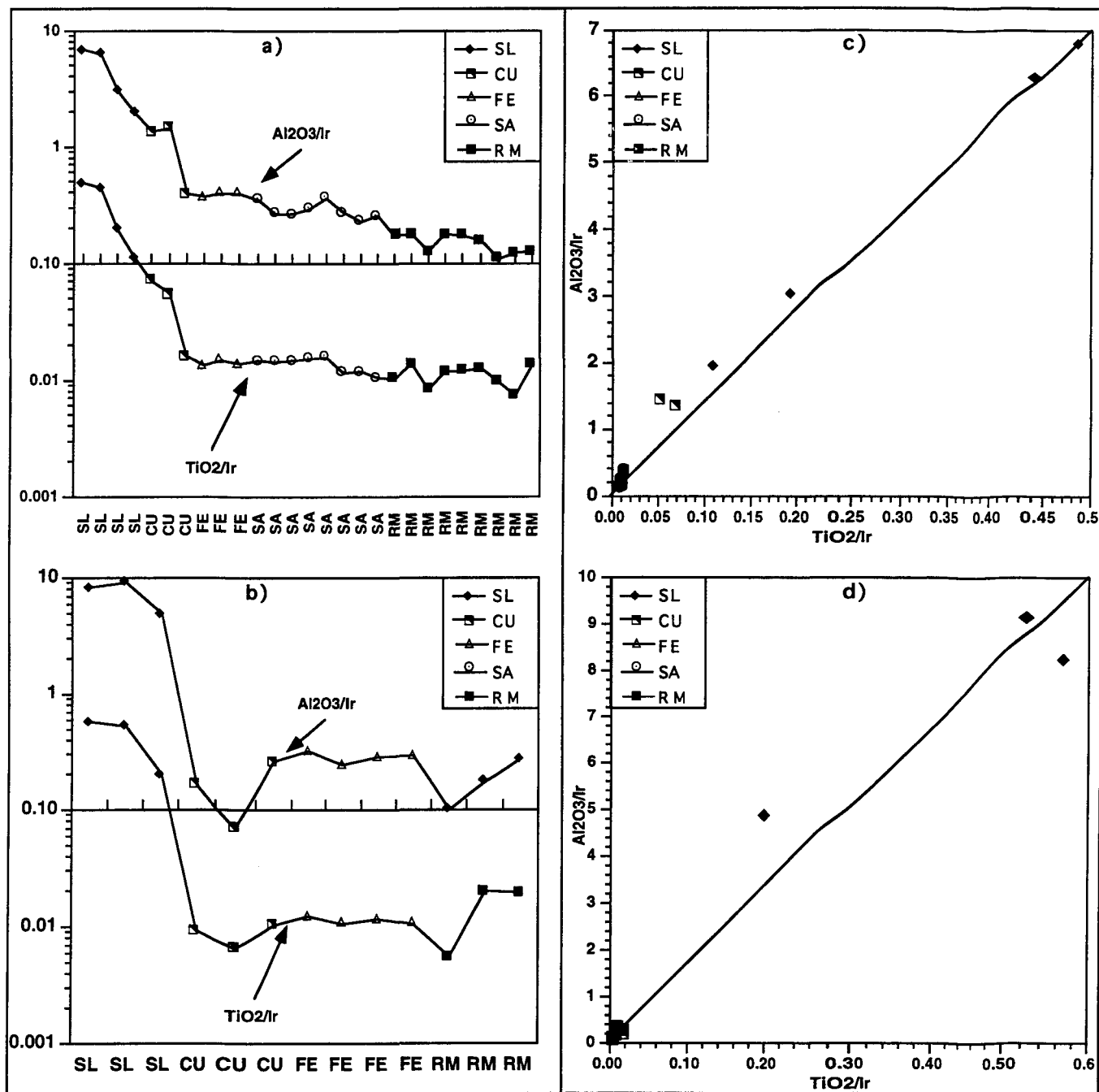


Figure 5.14: Mobilité comparative des éléments vue à travers les rapports TiO_2/ir et $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{ir}$: a) et b) diagrammes TiO_2/ir et $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{ir}$ vs profil latéritique pour les forages 247 et 269; c) et d) diagrammes TiO_2/ir vs $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{ir}$ pour les profils latéritiques des forages 247 et 269. N.B.: On peut expliquer la croissance progressive des rapports TiO_2/ir et $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{ir}$ de la base au sommet du profil latéritique, si l'on tient compte d'une proportion croissante de matériel allochtone (roches mafiques et sédiments) dans la composition du sol latéritique.

La préférence de l'Ir sur le Ti se justifie en outre sur les diagrammes de la mobilité comparative des éléments (figure 5.14). Les diagrammes des rapports TiO_2/Ir vs $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Ir}$ montrent en général une ligne droite qui passe par l'origine, excepté quelques analyses de la CU et du SL qui s'en détachent sensiblement (figure 5.14 c et d). Il en est de même pour les diagrammes TiO_2/Ir ou $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Ir}$ versus profondeur du profil latéritique (figure 5.14 a et b), montrant des rapports plus ou moins constants et des droites parallèles à la profondeur, excepté au niveau de la CU et du SL, et quelquefois dans les zones intermédiaires entre les horizons latéritiques. Toutefois, il est possible d'expliquer la croissance progressive des rapports TiO_2/Ir dans le SL, si on considère une proportion croissante du matériau allochtone et une faible proportion de la composante ultramafique, dans la composition de la roche-mère du SL.

D'autres études sur le comportement de l'Ir considèrent que celui-ci est très difficilement mobilisable dans la plupart des environnements géologiques, et ne peut être transporté par les fluides aqueux, y compris même les fluides riches en carbonates (Keays et al. 1982).

En conclusion, l'Ir est considéré comme la meilleure référence chimique pour le calcul des balances de masse des éléments dans le profil latéritique, en particulier pour les EGP. Dans les profils latéritiques nickélifères qui se développent sur les roches ultramafiques, le Ti et l'Al apparaissent moins efficaces à côté de l'Ir pour calculer les transferts de matière. Ils pourraient cependant être utilisés pour les éléments autres que les EGP.

5.3.3.2 Calcul des facteurs d'accumulation

Les facteurs d'accumulation connus dans la littérature sous le nom de facteurs d'enrichissement, sont exprimés sous forme de rapport de la concentration d'un élément dans la roche altérée sur sa concentration dans la roche-mère. Nous avons utilisé les moyennes des résultats analytiques du forage 247 pour chaque horizon latéritique et pour la roche-mère (tableau 5.6). Ces résultats semi-quantitatifs sont ensuite illustrés sur la figure 5.15, avec des histogrammes rangés par ordre décroissant.

On peut observer que les REE et les éléments à haut champ de force (EHCF) forment la tête des listes des éléments les plus enrichis dans tous les horizons latéritiques. Exception faite de La et de Ce exceptionnellement ultra-enrichis, les valeurs de normalisation par rapport à la roche-mère vont de 20 à 50 pour la SA, 20 à 90 pour la FE, 20 à 60 pour la CU, et 30 à 90 fois pour le SL. Les LREE battent le record d'enrichissement, avec des valeurs de 280 fois la roche-mère pour le La dans la SA, trahissant sans conteste, leur mobilité élevée dans ces horizons. Le Ce qui montre des valeurs de 300, 460 et 245 dans la FE, la CU, et le SL respectivement, se présente probablement sous forme d'oxydes à Ce^{4+} plus résistant dans ces niveaux d'altération élevée.

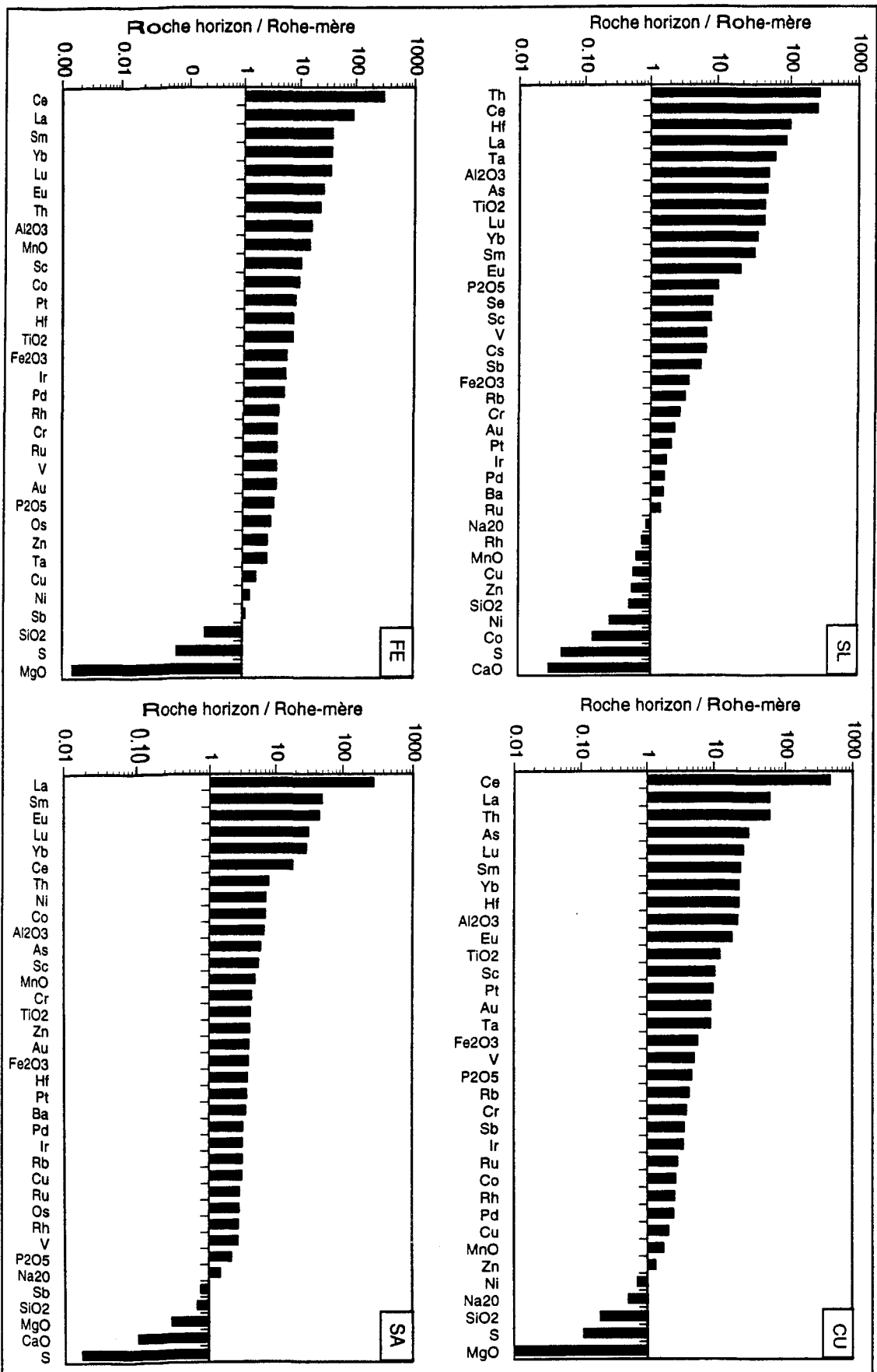
Mis à part le Pt qui montre un facteur d'accumulation de 8 à 10 dans la FE et la CU, tous les EGP sont autour de 3 dans la SA, entre 3 et 5 dans la FE et la CU, et tombent entre 1 et 2 dans le SL. Les facteurs d'accumulation augmentent sensiblement, en passant des éléments du groupe Os-Ir-Ru aux éléments du groupe Rh-Pt-Pd. Le comportement de l'or est similaire à celui du Pt dans le SL et la CU. Il se dissocie cependant des EGP dans la FE et la SA, où son facteur d'accumulation oscille autour de 4.

Alors que le Ni montre le même niveau d'accumulation que Th, Co et Al dans la SA, avec des facteurs d'accumulation autour de 7, il tombe abruptement à 1 dans la FE, 0.69 et 0.24 dans la CU et le SL respectivement. Ceci suggère sa mobilisation, des niveaux supérieurs du profil latéritique jusqu'à la saprolite.

Tableau 5.6: Facteurs d'accumulation des éléments dans le SL, la CU, la FE et la SA, calculés sur la base des moyennes des analyses chimiques de chaque horizon, pour le forage 247

Éléments	SL	Éléments	CU	Éléments	FE	Éléments	SA
Th	262.48	Ce	457.70	Ce	300.93	La	281.18
Ce	245.37	La	57.76	La	86.86	Sm	47.66
Hf	97.14	Th	57.13	Sm	36.89	Eu	43.45
La	83.79	As	27.91	Yb	36.02	Lu	29.90
Ta	57.78	Lu	23.53	Lu	34.48	Yb	27.98
Al ₂ O ₃	46.07	Sm	21.54	Eu	25.72	Ce	17.62
As	43.69	Yb	20.74	Th	22.42	Th	7.75
TiO ₂	39.96	Hf	20.72	Al ₂ O ₃	15.68	Ni	7.05
Lu	39.33	Al ₂ O ₃	19.83	MnO	14.71	Co	6.92
Yb	30.86	Eu	16.79	Sc	10.27	Al ₂ O ₃	6.63
Sm	27.91	TiO ₂	11.59	Co	9.52	As	5.93
Eu	18.08	Sc	10.02	Pt	8.28	Sc	5.45
P ₂ O ₅	9.76	Pt	9.51	Hf	7.51	MnO	4.91
Se	8.31	Au	8.89	TiO ₂	7.42	Cr	4.32
Sc	7.93	Ta	8.80	Fe ₂ O ₃	5.80	TiO ₂	4.13
V	6.86	Fe ₂ O ₃	5.76	Ir	5.57	Zn	4.08
Cs	6.71	V	5.07	Pd	5.27	Au	3.98
Sb	5.64	P ₂ O ₅	4.62	Rh	4.20	Fe ₂ O ₃	3.90
Fe ₂ O ₃	3.69	Rb	4.20	Cr	4.01	Hf	3.77
Rb	3.21	Cr	3.81	Ru	3.99	Pt	3.67
Cr	2.71	Sb	3.52	V	3.94	Ba	3.56
Au	2.29	Ir	3.40	Au	3.91	Pd	3.21
Pt	2.03	Ru	2.78	P ₂ O ₅	3.57	Ir	3.17
Ir	1.70	Co	2.62	Os	3.15	Rb	3.15
Pd	1.59	Rh	2.50	Zn	2.77	Cu	3.11
Ba	1.54	Pd	2.43	Ta	2.72	Ru	2.85
Ru	1.39	Cu	2.04	Cu	1.72	Os	2.83
Na ₂ O	0.85	MnO	1.72	Ni	1.32	Rh	2.76
Rh	0.73	Zn	1.31	Sb	1.12	V	2.73
MnO	0.60	Ni	0.69	SiO ₂	0.21	P ₂ O ₅	2.17
Cu	0.54	Na ₂ O	0.51	S	0.06	Na ₂ O	1.47
Zn	0.51	SiO ₂	0.19	MgO	0.00	Sb	0.76
SiO ₂	0.47	S	0.11	CaO	0.00	SiO ₂	0.67
Ni	0.24	MgO	0.01	Na ₂ O	0.00	MgO	0.27
Co	0.13	CaO	0.00	As	0.00	CaO	0.10
S	0.05	Se	0.00	Se	0.00	S	0.02
CaO	0.03	Cs	0.00	Rb	0.00	Se	0.00
MgO	0.00	Ba	0.00	Cs	0.00	Cs	0.00
Os	0.00	Os	0.00	Ba	0.00	Ta	0.00

Figure 5.15: Diagramme des facteurs d'accumulation des éléments, rangés par ordre décroissant, pour les horizons latéritiques (SA, FE, CU et SL) du forage 247



Le Ti montre un facteur d'accumulation très élevé de plus de 40 dans le SL, par rapport à 12, 7, et 4 dans la CU, la FE et la SA respectivement. L'Al accuse à son tour des facteurs d'accumulation de 46, 20, 15 et 6 dans le SL, la CU, la FE et la SA respectivement. Cet ordre d'enrichissement de Ti et de l'Al par rapport à la roche-mère, particulièrement au niveau du SL, suggère soit une mobilité, soit un autre facteur d'enrichissement outre qu'une simple perte de masse et/ou de volume. On pourrait également suggérer que la roche de départ était une péridotite à plagioclase, ce qui pourrait expliquer en partie l'enrichissement en Al.

Les facteurs d'accumulation des alcalins et des alcalino-terreux sont généralement en dessous de 1, témoignant ainsi de leur lessivage dans les profils latéritiques.

Dans cette section, nous avons discuté de l'enrichissement relatif des éléments. Cependant, comme nous ignorons les changements de volume entre la roche de départ et la roche finale, une discussion sur des transferts de matière sous forme de pertes ou de gains devient impossible. Ainsi, la section suivante consiste en application des méthodes qui tiennent compte des changements volumiques.

5.3.3.3 Bilans de masse calculés selon la méthode de Gresens (1967)

5.3.3.3.1 Théorie

L'approche a été initialement développée par Gresens (1967) pour l'étude des phénomènes métasomatiques, mais elle a été depuis appliquée sous plusieurs formes à l'étude des changements métamorphiques, aux transferts de matière dans les zones de cisaillement, aux formations saprolitiques (Babcock 1973; Appleyard 1980; Kerrich et Fyfe 1981; Gratier 1984; Marquer et al. 1985; Grant 1986; Potdevin et Marquer 1987; MacLean et Kranidiotis

1987; MacLean 1990; Barrett et al. 1991; MacLean and Barrett 1993; Barrett et MacLean 1994).

En dérivant une série d'équations, Gresens (1967) arrive à une relation générale qui exprime la variation de la masse d'un constituant μ considéré par rapport à la masse de la roche initiale:

$$\Delta\chi_{\mu} = a \left[(F_v * \frac{\partial^{\beta}}{\partial^{\alpha}} * \chi_{\mu}^{\beta}) - \chi_{\mu}^{\beta} \right] \quad (1)$$

$\Delta\chi_{\mu}$ = pertes ou gains en grammes de l'élément μ lors de la transformation

roche α en roche β

$\chi_{\mu}^{\alpha}, \chi_{\mu}^{\beta}$ = les fractions massiques du constituant μ dans la roche-mère α et

dans la roche altérée β

F_v = facteur volumique, défini par Gresens (1967) comme étant le rapport du

volume final de la roche sur son volume initial

$\rho^{\alpha}, \rho^{\beta}$ = densités ou masses volumiques de la roche initiale α et de la roche altérée β

a = masse initiale de la roche en grammes

De cette relation générale des équations de balance de masse de Gresens, nous avons trois

inconnues: a , F_v et $\Delta\chi_\mu$. La valeur de a est généralement supposée à 100 grammes (ou 10^6 grammes pour les éléments traces), afin que les pertes ou les gains puissent être exprimées en % poids ou en ppm, et du fait que les analyses chimiques sont généralement données en pourcentage poids. La relation se conforme ainsi à une équation linéaire à 2 inconnues F_v et $\Delta\chi_\mu$.

Afin de résoudre cette équation, on doit choisir entre un volume fixe et une variation de composition ou vice versa, et ce pour chaque élément dans la comparaison de la roche altérée par rapport à la roche-mère initiale. Autrement dit, il faut trouver des oxydes ou des éléments qui sont demeurés immobiles ou plus exactement, qui s'avèrent les moins mobiles lors de la latéritisation. La relation générale admet donc un ensemble de solutions que l'on peut reporter sur des diagrammes composition-volume, dont les axes sont les variations de masse de chaque constituant en fonction de F_v . Au cas où plus d'un élément reste immobile durant l'altération, ceci se traduit par l'intersection des droites de ces éléments

aux mêmes valeurs de F_v , à $\Delta\chi_\mu=0$, sur les diagrammes de variation composition-volume. Un nuage de tels points d'intersection constitue ainsi une indication possible de l'immobilité des éléments respectifs. Le facteur volumique correspondant est appelé le "zéro change factor volume (F_v^0)". En d'autres termes, le F_v^0 est le facteur volumique pour lequel il n'y a ni pertes ni gains des éléments considérés immobiles, tout en tenant compte de la différence de densités des roches comparées. On applique par la suite le F_v^0 aux autres constituants de la roche pour calculer les pertes et les gains survenus lors des processus d'altération.

Ceci demande cependant des calculs répétitifs et fastidieux. Pour ce faire, nous avons choisi de résoudre les équations en utilisant le programme informatique SOMA (Appleyard et De Beer 1981). Le programme est écrit en langage Fortran IV et fut testé au début sur le

CYBER-7600 du système CSIRONET pour déterminer les changements de volume ainsi, que les pertes et les gains de masse.

Le nuage de valeurs du F_v^0 devient mieux observable graphiquement, si F_v^0 est calculé comme suit:

$$F_v^0 = \frac{\chi_\mu^\alpha}{\chi_\mu^\beta} \frac{\partial \alpha}{\partial \mu} \quad (2)$$

et si les valeurs $\log_{10} (F_v^0)$ sont reportés sur un histogramme synoptique. Le programme SOMA facilite les calculs et les interprétations des F_v^0 , les histogrammes des valeurs de F_v^0 , les calculs des bilans de transfert de matière et des compositions nettes des roches altérées.

5.3.3.3.2 Résultats

Sur les histogrammes des changements volumiques zéro des éléments (F_v^0) (figures 5.16 à 5.22), calculés à l'aide du programme SOMA 1, on peut en déduire les éléments qui présentent le plus de consistance à se regrouper ensemble, et recalculer les facteurs volumiques correspondants à l'immobilité relative des éléments ou oxydes choisis. On détermine à ce moment, et ce pour chaque échantillon comparé à la roche parente, le F_v^0 moyen des éléments ou de l'élément choisis à partir du tableau des F_v^0 calculés par le programme SOMA-1 (Tableaux 5.7) pour calculer les pertes ou les gains de masse.

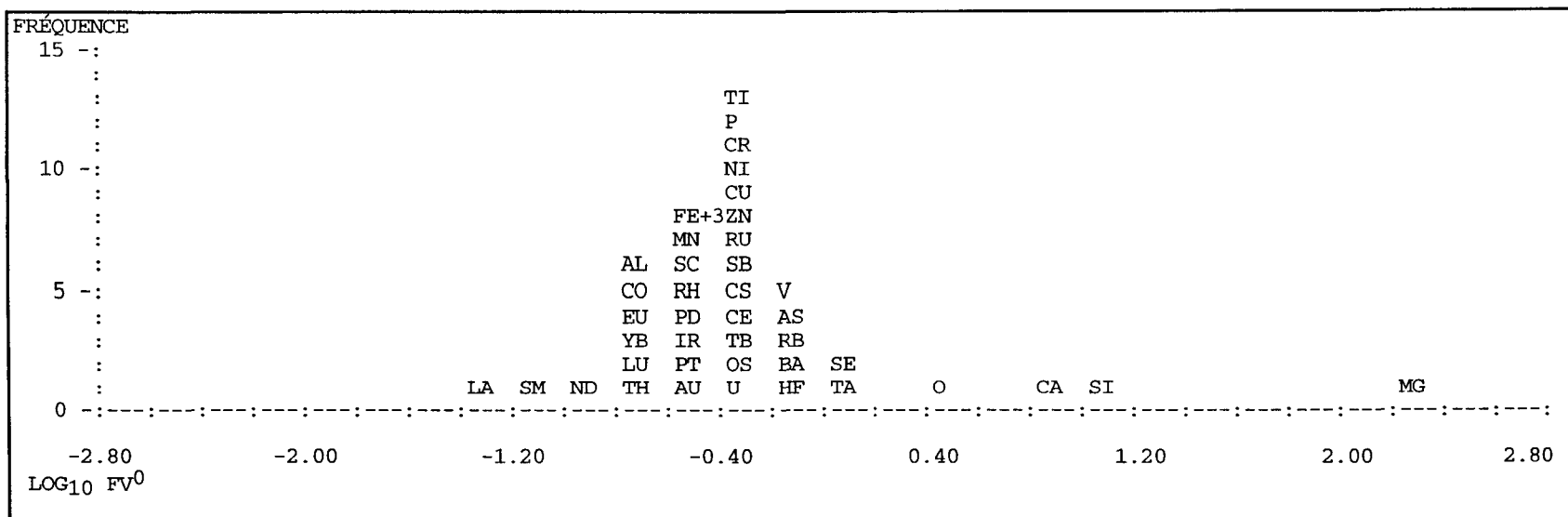


Figure 5.20: Histogrammes des changements volumiques zéro (Fv^0) des éléments, sortis par le programme SOMA 1, pour les comparaisons des échantillons 269-45-47 (269-RM) et 269-25-30 (269-FE).

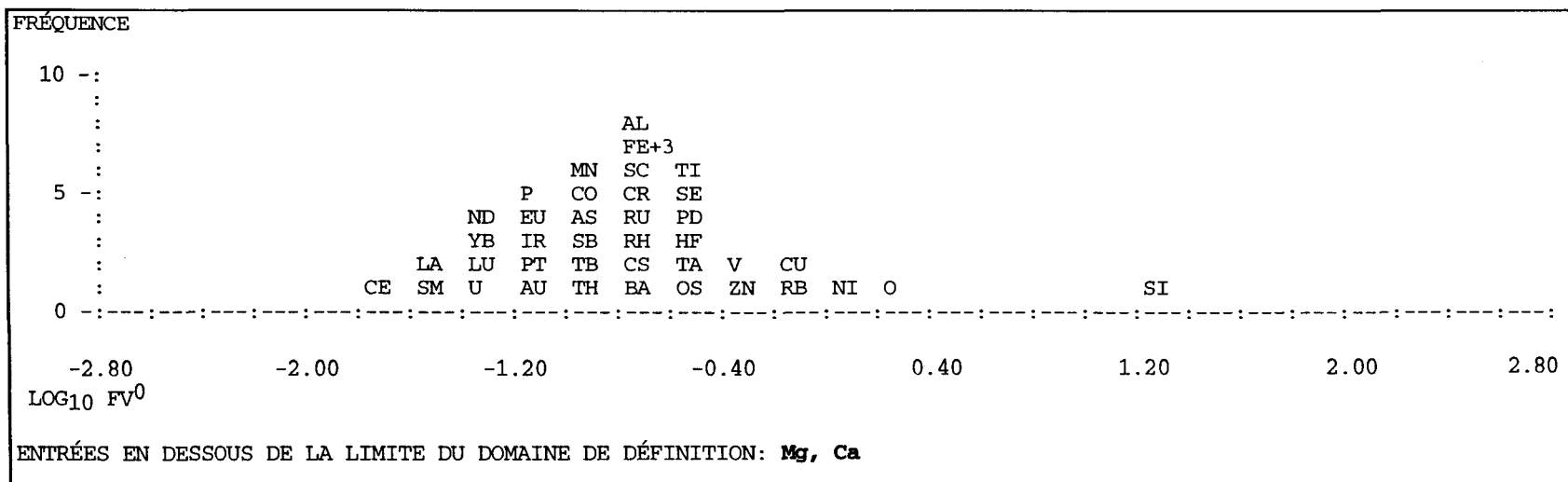


Figure 5.21: Histogrammes des changements volumiques zéro (Fv^0) des éléments, sortis par le programme SOMA 1, pour les comparaisons des échantillons 269-45-47 (269-RM) et 269-17-18 (269-CU).

Tableau 5.7: Facteurs volumiques à changement zéro (Fv0), calculés à l'aide du programme SOMA-1, dans la comparaison des échantillons des roche-mères 247-100-120 (247 RM) et 269-45-47 (269 RM) avec les roches altérées 247-46-48 (247-SA), 247-30-32 (247-FE), 247-20-25 (247-CU), 247-10-15 (247-SL) 269-25-30 (269-FE), 269-17-18 (269-CU), 269-0-5 (269-SL), respectivement.

	Fv0 247-SA	Fv0 247-FE	Fv0 247-CU	Fv0 247-SL	Fv0 269-FE	Fv0 269-CU	Fv0 269-SL
Éléments majeurs							
Si	3.79	10.50	5.57	3.47	10.90	17.30	3.73
Ti	0.89	0.44	0.09	0.06	0.61	0.27	0.06
Al	0.40	0.16	0.05	0.04	0.23	0.22	0.03
Fe+3	0.74	0.44	0.25	0.53	0.33	0.16	0.41
Mn	0.63	0.16	2.54	2.58	0.32	0.11	2.69
Mg	18.70	1070	54.40	n.d	190	n.d	2220
Ca	37.70	n.d	n.d	n.d	8.24	n.d	92.30
P	1.41	0.80	0.21	0.21	0.43	0.10	0.10
Éléments traces							
Sc	0.46	0.22	0.13	0.21	0.37	0.18	0.28
V	1.13	0.66	0.21	0.27	0.71	0.40	0.29
Cr	0.41	0.67	0.35	0.61	0.48	0.24	0.62
Co	0.40	0.24	14.10	13.00	0.21	0.15	6.85
Ni	0.24	1.35	5.98	6.27	0.61	1.04	9.16
Cu	1.29	1.26	1.68	2.50	0.57	0.72	2.31
Au	1.41	0.60	0.12	0.74	0.34	0.07	0.91
Zn	0.14	0.19	0.87	0.83	0.48	0.53	7.70
As	0.54	0.30	0.08	0.07	0.76	0.16	0.04
Se	2.02	1.16	0.29	0.28	1.44	0.33	0.20
Rb	1.22	0.50	0.46	0.86	0.85	0.73	0.56
Sb	0.94	0.86	0.09	0.12	0.47	0.13	0.05
Hf	0.46	0.30	0.02	0.01	0.66	0.32	0.02
Ta	1.04	1.23	0.16	0.06	1.02	0.30	0.04
Th	0.26	0.10	0.01	0.01	0.21	0.12	0.01
U	0.51	0.17	0.04	0.03	0.48	0.06	0.02
Terres Rares							
La	0.00	0.01	0.02	0.01	0.05	0.04	0.05
Ce	0.15	0.01	0.01	0.01	0.50	0.02	0.01
Nd	0.05	0.17	0.87	0.18	0.12	0.05	0.09
Sm	0.01	0.01	0.02	0.01	0.09	0.03	0.06
Eu	0.06	0.08	0.17	0.08	0.19	0.06	0.14
Tb	0.18	0.37	0.29	0.13	0.43	0.12	0.14
Yb	0.25	0.07	0.08	0.06	0.20	0.06	0.10
Lu	0.19	0.07	0.06	0.04	0.19	0.06	0.08
Éléments du groupe du platine							
Os	1.27	1.60	0.64	1.58	0.45	0.25	1.20
Ir	0.99	0.59	0.65	1.22	0.32	0.09	1.62
Ru	0.95	0.69	0.68	1.45	0.45	0.16	1.10
Rh	1.43	0.89	1.46	3.14	0.36	0.18	2.24
Pt	0.95	0.39	0.24	1.08	0.28	0.07	1.10
Pd	0.99	0.56	3.03	1.42	0.33	0.38	1.74

On peut remarquer que pour les forages 247 et 269, dans la SA, et parfois dans la FE, l'Ir et le Ti forment ensemble avec quelques autres éléments du groupe du platine ou des HREE, le même nuage de F_v^0 . Autrement dit, ils se montrent en même temps immobiles. Par contre, dans la CU et le SL, ainsi que dans la partie sommitale de la FE, ces éléments se démarquent considérablement l'un de l'autre, le Ti montrant une tendance à une mobilité plus élevée que l'Ir dont les $\log_{10} F_v^0$ restent proches de zéro, alors que les $\log_{10} F_v^0$ du Ti dans le SL latéritique sont en dessous de -1. Pour cette raison, en plus de celles évoquées plus haut au sujet des limites de détection et de l'enlèvement de l'effet des sulfures, nous préférons l'Ir au Ti comme élément immobile dans le SL et la CU.

Le choix des éléments immobiles donnent le F_v^0 qu'on applique aux autres composants de la roche pour déterminer leurs gains ou leurs pertes durant la latéritisation. Les tableaux 5.8 et 5.9 donnent les résultats des bilans de masse, obtenus en introduisant l'Ir, ou l'Ir et le Ti dans le programme SOMA-2, pour les forages 247 et 269.

Les facteurs volumiques moyens recalculés à l'aide de SOMA-2 (tableaux 5.8 et 5.9) montrent que les horizons latéritiques à la base du profil enregistrent des réductions de volume qui varient de 1 à 5% pour la SA, 40 à 70% pour la FE, 35 à 90 % dans la CU. Par contre le sol latéritique montre une expansion volumique de 20 à 60 %. Les facteurs volumiques utilisés pour le SL sont ceux calculés à l'aide l'Ir. Le Ti est jugé assez mobile dans cette étude, et à ce niveau particulier du profil latéritique, de par son F_v^0 élevé.

Les pertes et les gains de masse des éléments ont été traités en deux étapes. Dans la première, nous avons reporté sur des diagrammes de variation les bilans des matières des éléments majeurs, des traces, des REE et des EGP (figures 5.23 à 5.26).

Tableau 5.8: Bilans des transferts de masse pour les roches altérées 247-46-48 (247-SA) 247-30-32 (247-FE), 247-20-25 (247-CU) et 247-10-15 (247-SL) dérivées de la roche-mère 247-100-120 (247 RM), calculés sur base de l'Ir d'une part, et Ti&Ir d'autre part, comme éléments immobiles, selon la méthode Gresens (1967). Les résultats des calculs sont donnés en % poids pour les éléments majeurs, en ppm pour les traces et les REE et en ppb pour les EGP. Les variations volumiques (ΔV) sont obtenues de par la relation $(1-F_v)*100$

	Bilans calculés sur base de l'Ir				Bilans calculés sur base de Ti & Ir			
	247-SA	247-FE	247-CU	247-SL	247-SA	247-FE	247-CU	247-SL
LOG FV moyen	-0.002	-0.230	-0.186	0.087	-0.03	-0.30	-0.61	-0.55
FV moyen	0.994	0.589	0.651	1.220	0.94	0.51	0.25	0.28
ΔV (%)	0.60	41	35	-22	6	49	75	72
Si	-13.10	-16.80	-15.70	-11.50	-13.40	-17.00	-17.00	-16.40
Ti	0.004	0.01	0.21	0.65	0.00	0.01	0.06	0.12
Al	0.51	0.89	3.86	9.07	0.46	0.72	1.25	1.81
Fe+3	3.42	3.39	16.20	13.20	2.69	1.51	-0.05	-4.68
Mn	0.06	0.30	-0.08	-0.06	0.05	0.24	-0.10	-0.10
Mg	-25.50	-26.90	-26.60	0.00	-25.50	-26.90	-26.80	0.00
Ca	-0.47	0.00	0.00	0.00	-0.47	0.00	0.00	0.00
P	-0.001	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	3060	-263	1840	2130	2780	-524	-617	-1150
Co	336	334	-212	-201	306	256	-218	-218
Ni	9880	-1750	-2780	-2510	9170	-1940	-2990	-2980
Cu	-133	-312	-357	-298	-157	-350	-497	-518
Zn	366	122	-15	28.70	343	96.50	-42.80	-39.60
Sc	6.14	8.71	20.70	25.60	5.52	6.77	4.65	1.87
V	-5.02	-4.63	87.90	153	-7.07	-9.95	6.97	2.10
As	0.36	0.42	3.05	6.68	0.32	0.30	0.90	1.20
Sb	0.01	-0.03	0.59	0.87	0.00	-0.04	0.17	0.13
Se	-1.12	-1.09	2.71	7.49	-1.18	-1.25	-0.35	-0.0001
Rb	-1.34	1.30	2.95	3.04	-1.67	0.10	-3.41	-4.93
Hf	0.14	0.12	3.57	10.40	0.12	0.09	1.28	2.29
Ta	-0.01	-0.11	0.67	4.05	-0.02	-0.12	0.12	0.76
Th	0.25	0.44	5.26	16.40	0.23	0.37	1.94	3.68
U	0.09	0.22	1.56	3.33	0.08	0.17	0.54	0.69
La	73	6.07	3.69	18.70	69	5.20	1.31	4.17
Ce	3.57	50.90	54.20	117	3.34	43.70	20.20	26.20
Nd	35.50	4.07	-0.43	10.10	33.50	3.26	-1.22	1.01
Sm	2.74	1.45	0.78	2.85	2.59	1.24	0.28	0.63
Eu	0.62	0.25	0.11	0.58	0.59	0.21	0.02	0.10
Tb	0.23	0.03	0.06	0.41	0.22	0.02	-0.01	0.05
Yb	0.25	0.56	0.55	1.68	0.23	0.47	0.16	0.32
Lu	0.04	0.07	0.11	0.32	0.04	0.06	0.03	0.07
Os	-0.914	-2.65	0.11	-0.952	-1.09	-2.87	-2.56	-3.46
Ir	0.00	0.00	0.00	0.00	-0.32	-0.83	-3.66	-4.55
Ru	1.56	-4.32	-1.3	-4.75	-0.20	-8.03	-19.60	-24.80
Rh	-4.48	-4.99	-8.18	-9.03	-5.05	-6.36	-12.30	-13.50
Pt	3.47	42.5	135	10.9	-1.10	25.30	1.60	-59.40
Pd	-0.0179	12	-171	-29.7	-11.90	-20.20	-200	-175
Au	-5.87	-0.333	87.7	13.1	-6.64	-3.09	20.90	-12.40

Tableau 5.9: Bilans des transferts de masse pour les roches altérées 269-25-30 (269-FE), 269-17-18 (269-CU) et 269-0-5 (269-SL), dérivées de la roche mère 269-45-47 (269 RM), calculés sur base de l'Ir d'une part, et Ti&Ir d'autre part, comme éléments immobiles, selon la méthode Gresens (1967). Les résultats des calculs sont donnés en % poids pour les éléments majeurs, en ppm pour les traces et les REE, et en ppb pour les EGP et l'or. Les variations volumiques (ΔV) sont obtenues de par la relation $(1-Fv)^*100$

	Bilans calculés sur base de l'Ir			Bilans calculés sur base de Ti & Ir		
	269-FE	269-CU	269-SL	269-FE	269-CU	269-SL
LOG FV moyen	-0.50	-1.06	0.21	-0.36	-0.82	-0.51
FV moyen	0.32	0.09	1.62	0.44	0.15	0.31
ΔV (%)	68	91	-62	56	85	69
Si	-18.70	-19.10	-10.90	-18.40	-19.10	-17.60
Ti	-0.03	-0.04	1.46	-0.02	-0.02	0.23
Al	0.15	-0.25	18.90	0.37	-0.13	3.23
Fe+3	-0.42	-3.97	25.90	2.74	-0.43	-2.11
Mn	0.00	-0.03	-0.05	0.04	0.05	-0.11
Mg	-26.50	0.00	-26.50	-26.50	0.00	-26.50
Ca	-0.42	0.00	-0.43	-0.41	0.00	-0.44
P	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.01
Cr	-655	-1240	3130	-168	-715	-968
Co	91.60	-77.50	-136	195	-0.92	-170
Ni	-1930	-3710	-3330	-1120	-3450	-3910
Cu	-277	-545	-184	-145	-488	-537
Zn	-22.70	-56.80	-53.40	-5.43	-48.40	-65.00
Sc	-1.14	-4.19	39.50	1.60	-1.08	0.74
V	-35.00	-49.60	286.00	-24.10	-39.20	2.53
As	-0.21	-0.16	13.40	-0.15	-0.01	2.24
Se	-2.43	-2.31	21.90	-2.17	-1.68	1.59
Rb	-4.70	-6.60	14.40	-3.63	-5.92	-3.36
Sb	-0.02	-0.02	1.48	0.00	0.01	0.24
Cs	-0.11	-0.15	1.93	-0.05	-0.06	0.15
Hf	-0.14	-0.20	22.60	-0.09	-0.14	4.05
Ta	-0.12	-0.13	8.09	-0.10	-0.09	1.38
Th	0.08	-0.05	37.30	0.17	0.04	6.90
U	-0.03	0.03	6.76	-0.01	0.12	1.21
La	4.96	1.05	25.90	7.19	2.49	4.22
Ce	-0.48	3.40	220	-0.15	7	40.40
Nd	1.92	0.99	20.80	3.10	2.62	2.98
Sm	0.55	0.43	5.51	0.84	0.93	0.87
Eu	0.07	0.04	1.21	0.14	0.15	0.14
Tb	-0.02	-0.02	0.77	0.00	0.02	0.09
Yb	0.12	0.09	3.01	0.24	0.31	0.41
Lu	0.02	0.01	0.61	0.04	0.05	0.09
Os	-0.78	-1.78	0.95	-0.04	-1.08	-2.01
Ir	0.00	0.00	0.00	1.69	3.37	-3.57
Ru	-8	-12.30	12.90	-0.76	-1.25	-19.30
Rh	-0.90	-4.05	-2.12	1.72	-1.25	-6.65
Pt	10.40	21	38.70	45.60	99.20	-59
Pd	-4.06	-126	-10.50	57.30	-97.80	-135
Au	-2.13	7.78	23.70	8.59	36.70	-19.90

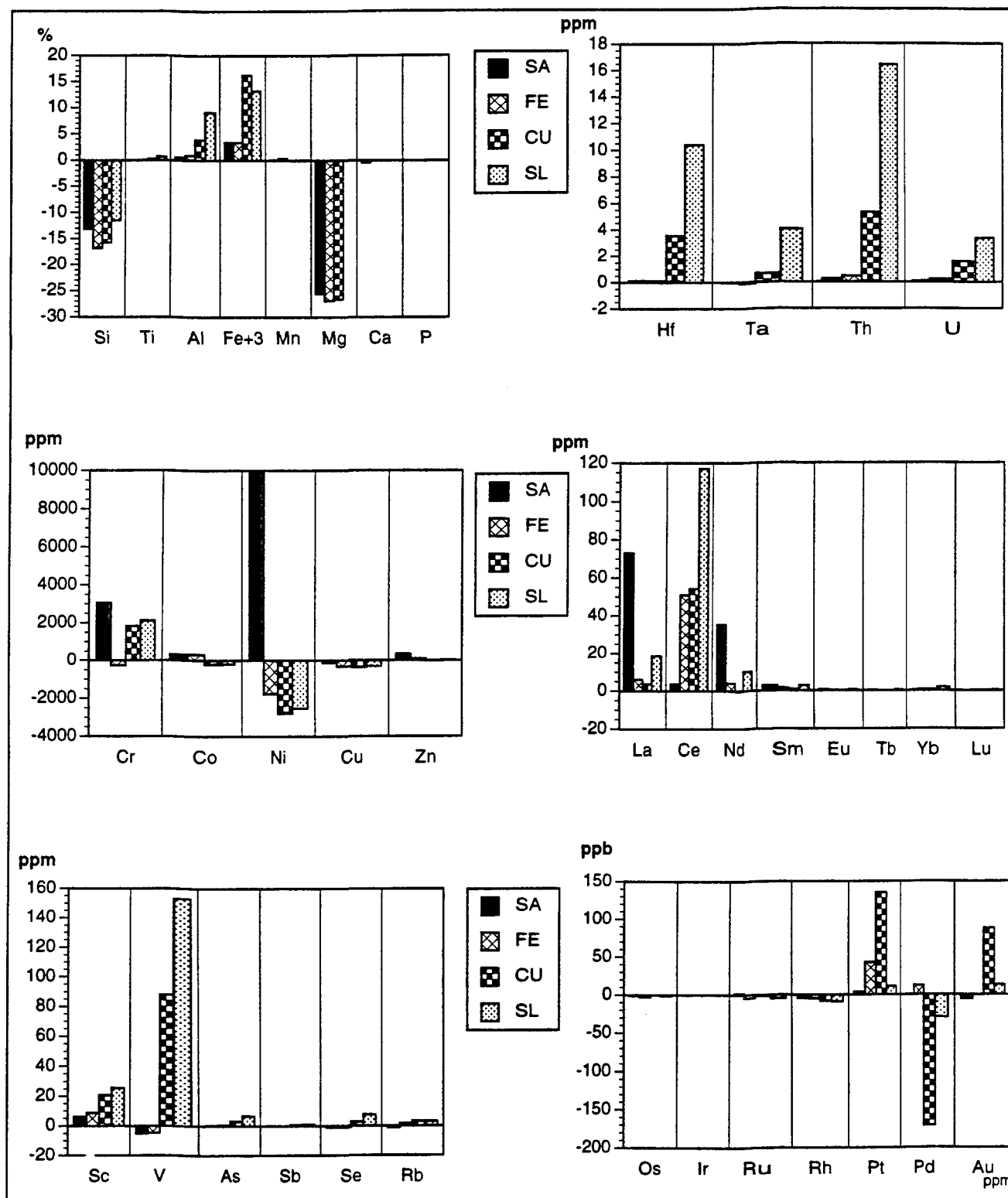


Figure 5.23: Diagrammes de variation des bilans de masse dans les horizons latéritiques du forage 247, calculés à l'aide de la méthode Gresens (1967), en utilisant l'Ir comme élément immobile

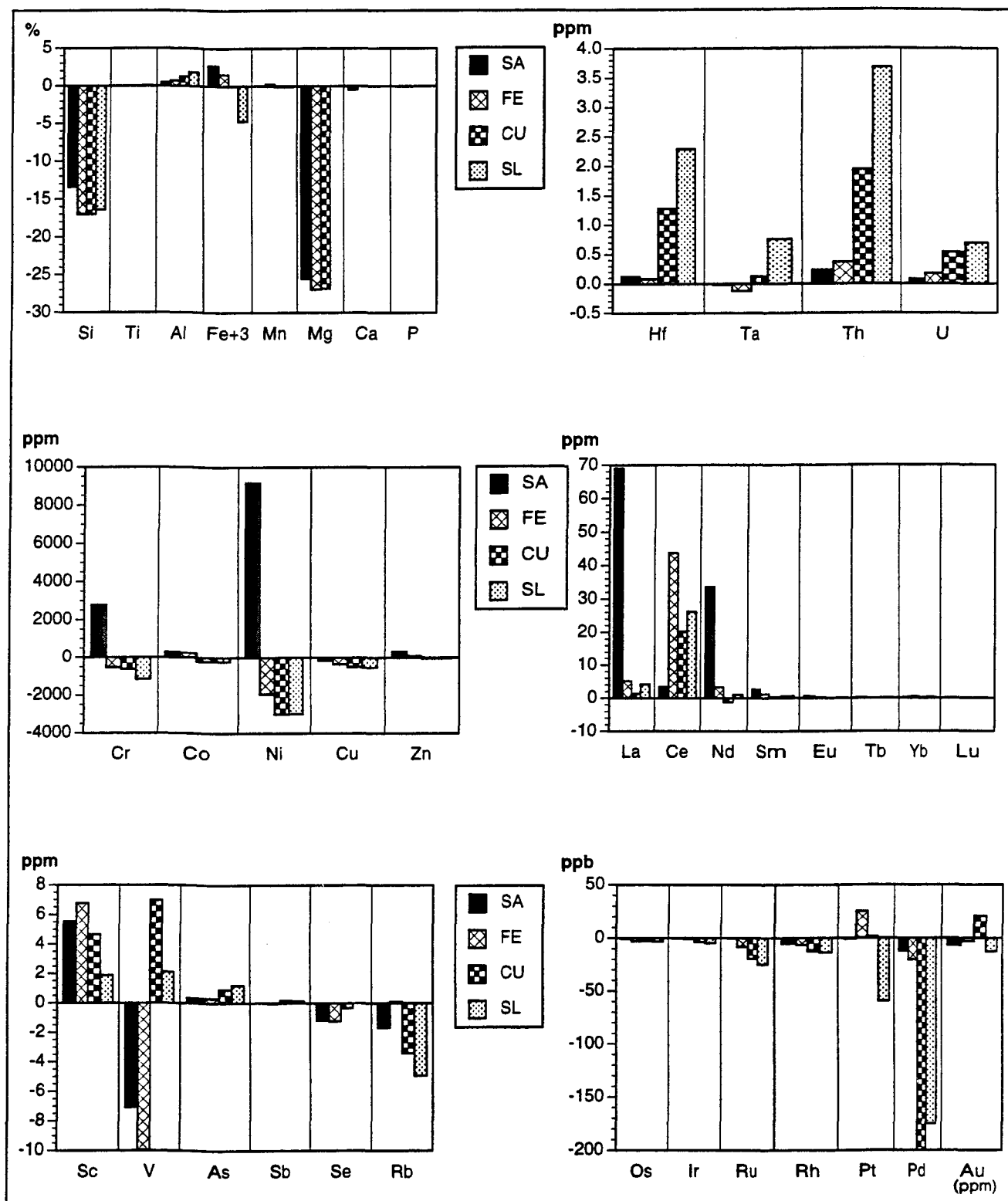


Figure 5.24: Diagrammes de variation des bilans de masse dans les horizons latéritiques du forage 247, calculés à l'aide de la méthode Gresens (1967), en utilisant l'Ir et le Ti comme éléments immobiles

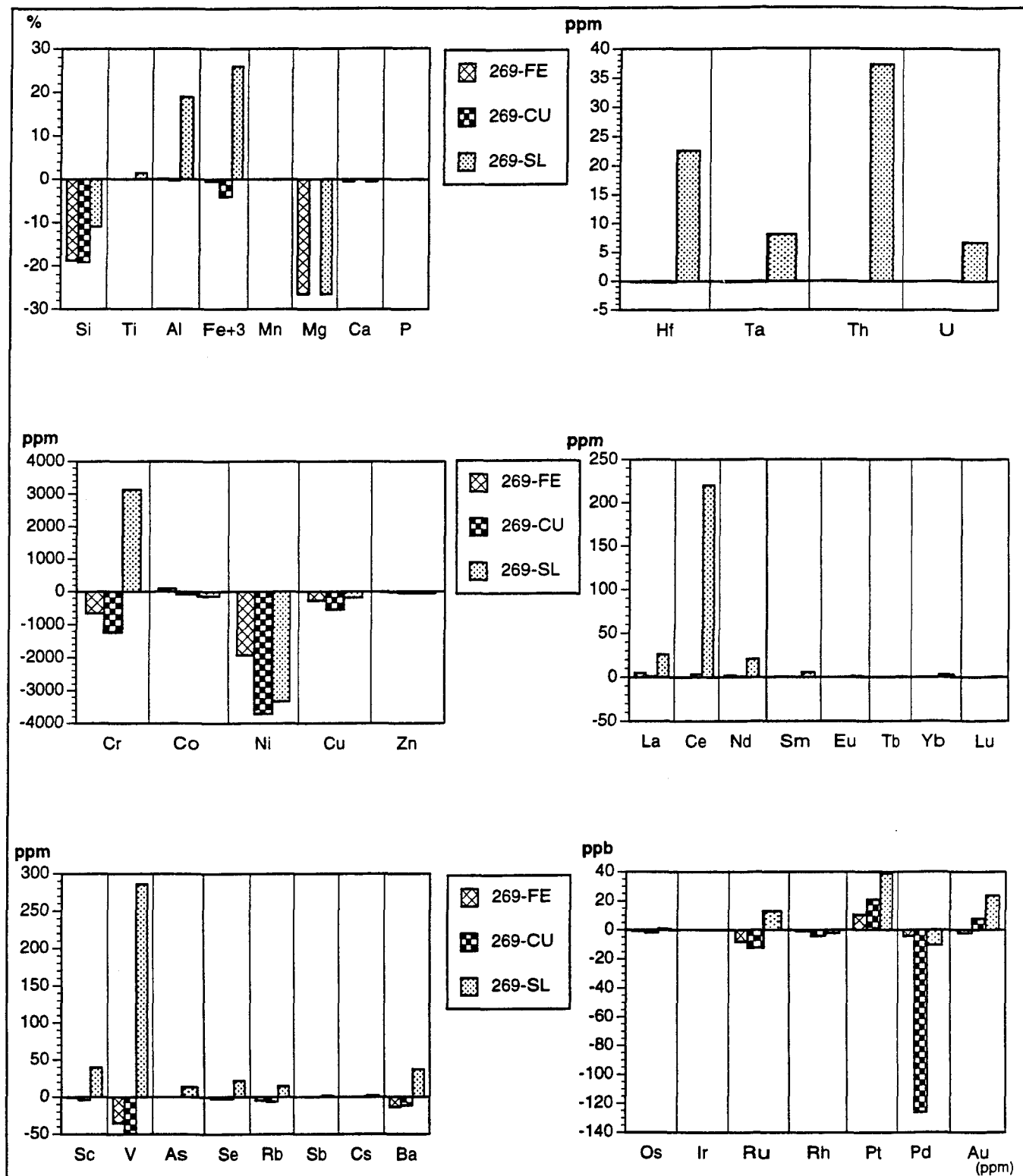


Figure 5.25: Diagrammes de variation des bilans de masse dans les horizons latéritiques du forage 269, calculés à l'aide de la méthode Gresens (1967), en utilisant l'Ir comme élément immobile

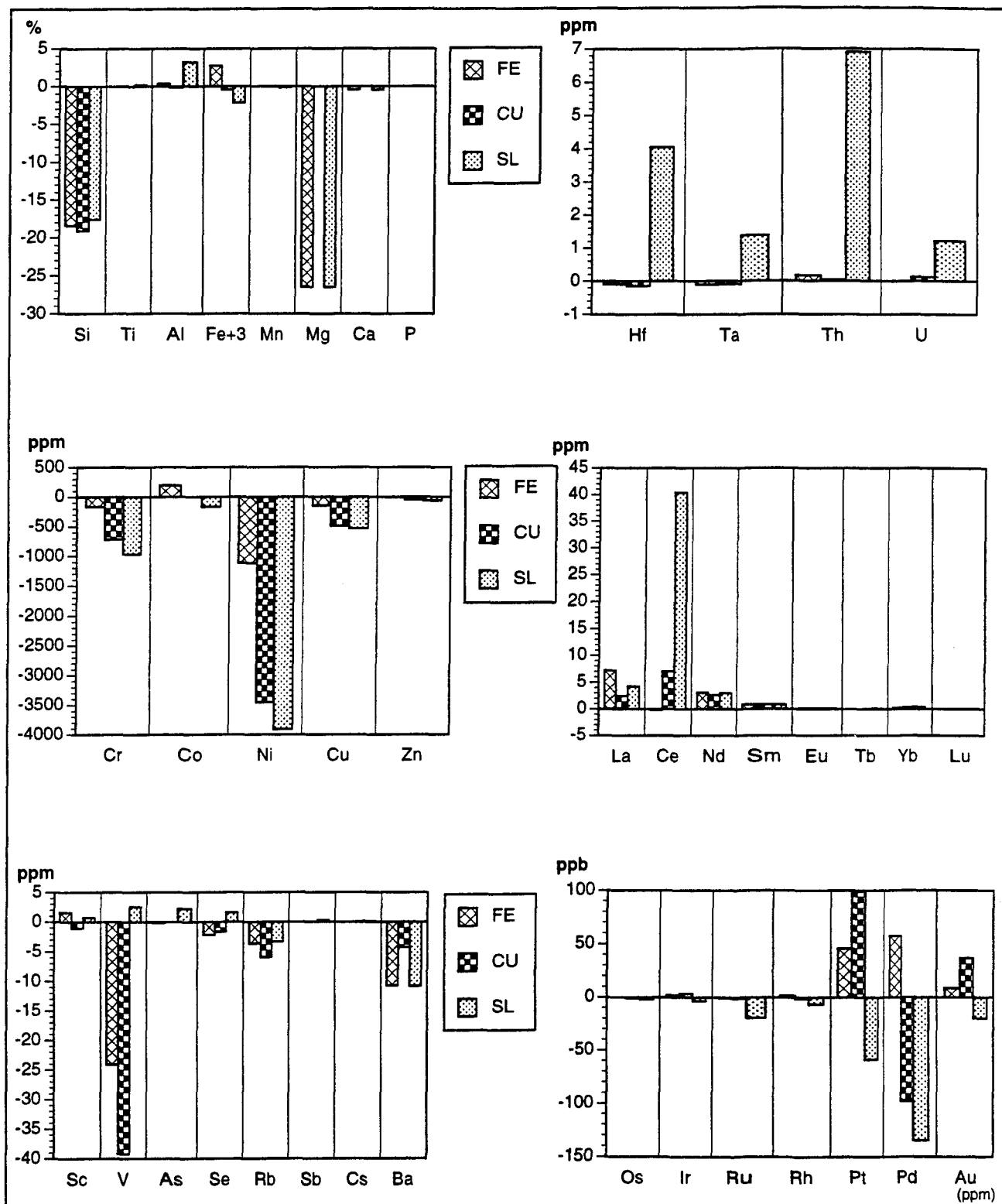


Figure 5.26: Diagrammes de variation des bilans de masse dans les horizons latéritiques du forage 269, calculés à l'aide de la méthode Gresens (1967), en utilisant l'Ir et le Ti comme éléments immobiles

La méthode a l'avantage de permettre de visualiser aisément les transferts de matière de chaque élément pour tous les horizons latéritiques en même temps. Le comportement de l'élément est aisément comparé par rapport au comportement des autres éléments appartenant au même groupe géochimique.

Les alcalins et les alcalino-terreux (Si, Mg, Na, K, Ca) sont lessivés dans tous les horizons latéritiques, et leurs teneurs sont constamment en dessous ou proches de la limite de détection. Le Ti ne montre qu'un léger gain de masse dans la CU et le SL, alors que l'Al et le Fe enregistrent à ces niveaux des gains de 2 à 20%.

Parmi les éléments traces, on remarquera que le Cu est lessivé dans tous les horizons latéritiques. Ni, Cu, Co et Mn sont lessivés du SL et de la CU, alors qu'ils s'enrichissent progressivement de la FE à la SA. Au niveau de la SA, le Ni a connu un important gain en atteignant près de 10000 ppm.

Sur les diagrammes des REE, le La est fortement enrichi dans la SA, alors que le Ce est plutôt plus enrichi dans la CU et le SL. On voit également que les LREE sont plus enrichis dans tous les horizons latéritiques par rapport aux HREE.

Parmi les éléments du groupe du platine, les IPGE oscillent généralement autour de 0 ppb en termes de pertes ou de gains de masse dans tous les horizons latéritiques. Le Pt accuse des gains de 50 à 150 ppb dans la FE et la CU, alors que le Pd chute à près de 200 ppb dans la CU et 30 ppb dans le SL. L'Au et le Pt montre un comportement similaire au niveau de la CU et du SL.

En résumé, on retiendra de ces bilans de matières calculés d'après les équations de Gresens (1967) que Pt et Ce légèrement enrichis dans la SA, deviennent très enrichis dans la FE, la CU et le SL.

Le Pd est le seul EGP qui soit lessivé dans tous les horizons latéritiques, et dont le plus fort lessivage est enregistré au niveau de la CU. Il est cependant suivi par le Rh lessivé dans le SL et la CU, ainsi que le Ru parfois très lessivé dans la CU et la FE. L'Ir et partiellement le Ti, sont relativement stables par rapport aux autres éléments.

Parmi les REE, le La et le Ce sont enrichis à très enrichis depuis la SA jusque dans le SL. Le SL et la CU sont en outre caractérisés par des ultraenrichissements en Fe, Al, Au, Pt et Ce. Ceci reflète probablement l'effet de l'acidification progressive des niveaux supérieurs du profil latéritique, qui se traduit par le changement d'étage d'oxydation de certains éléments. Par exemple, Ce^{3+} et Pt^{2+} dans les systèmes ignés, prennent respectivement les formes Ce^{4+} , et Pt^{4+} apparemment plus stables dans les systèmes supergènes. Le Fe enregistre ses plus forts gains dans la CU et le SL aux conditions anormalement oxydantes. La formation de nouveaux complexes ferro-platinifères dans ces niveaux reste donc envisageable. L'enrichissement en Cr dans tous les horizons latéritiques mis à part la FE, est remarquable. Ceci laisse supposer qu'une partie des EGP liés aux chromites dans la roche-mère, se soit probablement conservée dans les niveaux latéritiques.

5.3.3.4 Bilans de masse calculés selon la méthode N-B-M (Nesbitt 1979; Brimhall et al. 1985, 1988, 1991; MacLean 1990; MacLean et Barrett 1993)

5.3.3.4.1. Théorie

Nesbitt (1979) considère que si on a un élément immobile i, les pertes et les gains de l'élément mobile j ($\Delta X_j(\%)$) dans l'échantillon de la roche altérée w, par rapport à sa concentration dans la roche parente p, peuvent être exprimés comme suit:

$$\Delta X_j(\%) = \left(\frac{c_{j,w}}{c_{i,w}} \frac{c_{i,p}}{c_{j,p}} - 1 \right) * 100 \quad (1)$$

Zr et TiO₂ sont ici souvent cités comme éléments immobiles modèles.

Nous avons appliqué cette méthode, qui se trouve à être une version simplifiée de la méthode de Gresens (1967). Cette méthode a l'avantage de ne pas faire appel aux densités et aux calculs des facteurs volumiques. Mais c'est également en cela que réside sa faiblesse, car elle ne permet pas d'estimer les variations volumiques. Cependant, les pertes et les gains calculés en % permettent une comparaison et une évaluation faciles de la mobilité des éléments.

En suivant les recommandations du rapport de travail international sur la géochimie des métaux précieux dans les latérites (Smith et al. 1991), nous nous sommes attelés à l'utilisation de l'approche de Brimhall et al. 1985, 1988, 1991, en laissant complètement de côté la méthode de Nesbitt (1979). Celle-ci nous paraissait à première vue beaucoup trop limitée, et offrant moins de renseignements que celle de Brimhall (1988, 1991).

Les équations de Brimhall et al. 1988, 1991 sont aujourd'hui largement utilisées par les pédologues et les géologues oeuvrant dans le domaine des processus géologiques supergènes (Brimhall et al. 1991, Beauvais et Colin 1993, Freyssinet 1993). On les connaît sous l'appellation de fonction de transport de masse (τ) et de contrainte volumique (ε). Selon Brimhall et al. 1988, 1991, la masse totale d'un élément mobile j dans un système ouvert d'altération (w), peut être exprimée comme suit:

$$m_{j,w} = (\rho_p v_p \frac{c_{j,p}}{100}) \tau_{j,w} \quad (2)$$

où $m_{j,w}$ = flux de masse de l'élément j pour chaque échantillon

ρ_p = densité globale du protolite, v_p = volume du protolite

$c_{j,p}$ = concentration de l'élément dans le protolite, et $\tau_{j,w}$ = la fonction de transport de masse.

Pour connaître la masse totale M ou la masse nette transférée dans le profil latéritique, on doit alors intégrer la fonction de transport de masse en fonction de la profondeur Z du profil. La relation (2) s'exprime alors comme suit:

$$M_{j,w} = \rho_p \frac{c_{j,p}}{100} \int_{z=0}^{z=z} \tau_{j,w}(z) dz \quad (3)$$

Cependant pour pouvoir calculer la fonction de transport de masse, qui exprime en fait la fraction de masse d'un élément ajoutée ou soustraite du système d'altération, il faut d'abord faire appel à la contrainte volumique, basée habituellement sur l'immobilité d'un élément du système, en supposant que $\tau_{j,w} = 0$ pour cet élément immobile considéré.

Après un réarrangement des équations, la contrainte volumique (ε) et la fonction de transport de masse prennent les formes suivantes:

$$\varepsilon_{i,w} = \frac{\rho_p c_{i,p}}{\rho_w c_{i,w}} - 1 \quad (4)$$

$$\tau_{j,w} = \frac{\rho_w c_{j,w}}{\rho_p c_{j,p}} (\varepsilon_{i,w} + 1) - 1 \quad (5)$$

où i = l'élément immobile, j = l'élément mobile, w = la roche altérée, et p = le protolite.

Toutefois, en remplaçant $\varepsilon_{i,w}$ de l'équation (5) par son expression donnée par l'équation (4), on obtient la relation suivante:

$$\tau_{j,w} = \frac{\rho_w c_{j,w}}{\rho_p c_{j,p}} \left[\left(\frac{\rho_p c_{i,p}}{\rho_w c_{i,w}} - 1 \right) + 1 \right] - 1 \quad (6)$$

Après simplification des densités, la relation (6) devient:

$$\tau_{j,w} = \frac{c_{j,w}}{c_{j,p}} \frac{c_{i,p}}{c_{i,w}} - 1 \quad (7)$$

On remarque aisément que les équations (7) et (1) sont exactement les mêmes. Autrement dit, la fonction de transport de masse de Brimhall et al. (1988, 1991), n'est rien d'autre que la relation de changement de masse déjà énoncée par Nesbitt (1979). Il reste toutefois que la contrainte volumique appelée également facteur d'effondrement (Freyssinet 1993), reste un important outil dans l'explication physique des transferts de matière. Ainsi, dans notre cas, si l'élément immobile est bien choisi, $\varepsilon_{i,w}$ est positive si la latéritisation s'accompagne d'une dilatation. Par contre, la valeur négative de $\varepsilon_{i,w}$ indique que la latéritisation s'accompagne d'un effondrement après la dissolution et la disparition des

minéraux formés par les éléments mobiles, et l'accumulation d'éléments immobiles contenus dans des minéraux chimiquement plus résistants.

Une autre méthode assez répandue en géochimie d'exploration et en géologie minière est celle de MacLean (1990), MacLean et Barrett (1993). Les éléments immobiles dans la roche altérée sont normalisés à leur concentrations originales, tandis que les éléments mobiles sont réajustés par le même facteur d'enrichissement. Ainsi la masse réelle d'un échantillon altérée, appelée aussi la composition reconstruite (R.C.) peut être exprimée comme suit:

$$R.C. = c_{j,w} \frac{c_{i,p}}{c_{i,w}} \quad (8)$$

Où j = l'élément mobile, i = l'élément immobile, w = la roche altérée, p = le précurseur ou le protolite, et c = la concentration.

Les changements de masse de l'élément mobile j ($\Delta X_j(\%)$) survenus après l'altération peuvent alors être exprimés comme suit:

$$\Delta X_j(\%) = R.C. - \text{la composition du précurseur}$$

c'est-à-dire

$$\Delta X_j(\%) = c_{j,w} \frac{c_{i,p}}{c_{i,w}} - c_{j,p} \quad (9)$$

En comparant la relation (9) et (1), on se rend compte qu'en multipliant les changements de masse d'un élément mobile obtenus dans la relation (1), par la concentration de l'élément

donné par l'analyse chimique globale en % poids, on obtient exactement les changements de masse préconisés dans la relation (9). Ainsi la relation de Nesbitt (1979) d'une part, et celle de MacLean (1990) et MacLean et Barrett (1993) s'avèrent pratiquement les mêmes, mais vues à deux angles différents. On remarque également que cette dernière méthode possède des similarités avec celle de Gresens, bien qu'elle ne fasse pas intervenir les changements de volume dans les calculs. Toutefois, le désavantage de l'angle de vue de la méthode de Maclean (1990) et MacLean et Barrett (1993), par rapport à celui de Nesbitt (1979) réside dans son incapacité d'enlever l'effet de masse du précurseur.

Après cette analyse, nous avons choisi d'appliquer la méthode de Nesbitt (1979), en la complétant avec les calculs de la contrainte volumique de Brimhall et al (1988), pour les forages 247, 269 pour lesquels nous disposons les échantillons de la roche-mère. Nous avons utilisé l'Ir et le Ti en guise de comparaison. Toutefois, les calculs basés sur l'Ir nous semblent les plus fiables.

5.3.3.4.2 Résultats

Nous présentons ci-après les résultats des bilans de matière de deux façons. Nous avons d'abord ramené les bilans sur les profils latéritiques, afin d'illustrer graphiquement les variations des transferts de masse des éléments dans les différents horizons latéritiques (tableaux 5.10 à 5.13, figures 5.27 à 5.30). Par la suite, les éléments ont été classés en 6 groupes: 1) ultralessivés (pertes de plus de 80%), 2) très lessivés (pertes entre 50 et 80%),

Tableau 5.10: Bilans des transferts de masse des éléments (%) pour les roches altérées du forage 247, calculés sur base de l'ir comme élément immobile, selon la méthode de Nesbitt (1979)

No For./Éch.	247-0-5	247-5-10	247-10-15	247-15-20	247-20-25	247-25-26	247-26-27	247-27-28	247-28-30
Z (int.en m)	0-5	5-10	10-15	15-20	20-25	25-26	26-27	27-28	28-30
Lithol.	SL	SL	SL	SL	CU	CU	CU	FE	FE
Zone	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda
Éléments majeurs (oxydes majeurs)									
SiO ₂	-51.70	-53.81	-71.79	-85.98	-90.67	-87.99	-97.24	-96.39	-96.49
TiO ₂	4458.31	4046.36	1720.81	932.75	560.74	408.29	50.73	25.10	39.06
Al ₂ O ₃	4553.50	4199.26	1968.88	1243.11	820.68	879.99	169.44	152.57	171.15
Fe ₂ O ₃	204.34	198.14	89.48	56.12	112.72	233.58	-2.97	-7.01	3.63
MnO	-54.22	-49.93	-63.73	-76.84	-81.73	-1.00	-50.56	72.06	243.97
MgO					-99.00	-99.66	-99.94	-99.99	
CaO	-96.61								
Na ₂ O	-1.62	2.61	-58.54	-74.20	-77.94	-71.96	-89.90		-56.14
P ₂ O ₅	1245.46	967.44	337.35	135.66	106.54	205.22	-31.21	-32.83	-25.34
Éléments traces									
Cr	74.75	82.72	30.68	19.87	21.32	123.34	-44.70	-22.65	-44.09
Ni	-92.75	-93.01	-93.24	-90.44	-96.24	-66.61	-91.47	-89.38	-85.29
Co	-90.88	-89.14	-92.68	-95.62	-96.41	-61.12	6.32	-93.64	182.58
Sc	591.16	549.77	273.03	188.83	212.32	576.39	43.69	65.84	80.57
V	604.39	537.11	240.52	115.36	126.50	195.08	-29.69	-27.71	-30.87
Cu	-78.50	-55.72	-68.67	-68.08	-75.33	18.55	-41.10	-76.58	-58.97
Zn	-62.87	-43.46	-70.35	-74.23	-85.03	-11.83	-58.44	-73.71	-17.68
W	-16.27	-45.09	-83.29	-86.88	-77.19	-74.07			
S	-98.28	-96.89	-96.77	-95.56	-93.02	-92.66	-97.90	-98.26	-98.45
As	4963.92	4568.85	1975.11	1233.92	911.64	1816.08		9.54	
Se	612.00	1039.59	335.43	133.23	120.41				
Sb	612.20	592.61	247.90	169.47	144.83	115.40	-34.76	-73.60	-70.88
Au	134.09	89.04	25.86	-51.11	289.39	611.35	-60.23	-69.58	-10.09
Rb	234.66	207.84	63.40	23.53	61.28	220.75	-38.23	-39.39	
Cs	884.82	503.47	107.99						
Ba	40.90			-63.60				-76.64	
Ta	7707.86	7001.62	2992.83	1427.85	534.89	143.27		-61.57	
Hf	11566.11	11297.16	4667.32	2330.21	1565.62	831.63	29.09	88.26	20.59
Th	19196.43	17224.38	6788.03	3464.71	2128.02	2039.73	66.30	91.77	208.13
Terres rares									
La	4739.24	4262.34	2774.16	948.32	481.12	1389.03	811.39	499.50	942.04
Ce	20948.90	20989.30	10971.58	2787.24	5054.43	15814.54	10632.61	2371.15	5119.16
Sm	3566.55	2801.97	1443.93	626.59	332.83	1147.70	524.75	496.66	667.20
Eu	1360.35	1128.54	559.36	198.34	65.99	432.23	257.25	200.17	247.54
Yb	2679.02	2685.31	1272.42	662.75	387.84	860.51	324.54	527.75	445.40
Lu	3904.35	3473.39	1706.15	864.90	530.18	1021.21	386.55	648.14	363.72
Éléments du groupe du platine									
Os				-45.91			-46.53	-7.64	-71.02
Ru	21.99	0.60	-27.82	-41.29	-18.41	0.59	-28.46	-36.31	-28.87
Rh	-55.45	-48.78	-56.19	-60.87	-49.91	46.84	-36.77	-24.32	-22.59
Pt	45.07	53.15	7.77	-4.60	153.75	616.13	52.59	47.77	40.03
Pd	22.49	15.83	-12.35	-30.12	-78.25	75.00	-41.71	-23.04	-7.54

Tableau 5.10 (suite): Bilans des transferts de masse des éléments (%) pour les roches altérées du forage 247, calculés sur base de l'Ir comme élément immobile, selon la méthode de Nesbitt (1979)

No For./Éch.	247-30-32	247-32-34	247-34-38	247-38-40-1	247-38-40-2	247-40-45	247-46-48	247-48-50	247-50-55
Z (int.en m)	30-32	32-34	34-38	38-40-1	38-40-2	40-45	46-48	48-50	50-55
Lithol.	FE	SA	SA	SA	SA	SA	SA	SA	SA
Zone	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda
Éléments majeurs (oxydes majeurs)									
SiO ₂	-95.52	-95.58	-95.12	-84.90	-71.66	-15.14	-79.08	-27.32	-71.97
TiO ₂	28.92	36.40	35.28	36.99	43.62	46.99	8.21	9.49	-1.81
Al ₂ O ₃	170.09	141.50	81.31	79.47	98.88	146.59	86.50	56.01	75.22
Fe ₂ O ₃	8.96	28.69	19.92	20.13	27.95	27.42	9.20	15.69	6.77
MnO	179.02	104.84	47.51	86.44	62.00	23.62	18.31	15.77	4.60
MgO	-99.95	-99.69	-99.47	-97.27	-91.22	-46.88	-95.53	-52.99	-86.18
CaO			-99.30	-95.35	-92.43	-94.51	-95.96	-92.99	-96.34
Na ₂ O		-92.40	-92.61	88.18	-74.26	-12.68	-63.57	-37.86	-79.06
P ₂ O ₅	-41.16	-33.31	-36.13	-14.75	-22.89	-16.15	-38.27	-28.61	-25.32
Éléments traces									
Cr	-43.01	-20.18	-0.57	10.26	23.60	62.43	59.02	72.74	39.48
Ni	-84.88	-80.55	-55.51	8.30	52.86	258.23	44.19	204.96	99.69
Co	94.41	60.84	58.70	102.61	141.56	359.70	95.19	66.90	71.00
Sc	67.86	101.83	62.38	51.35	64.43	60.85	36.70	44.85	30.07
V	-33.97	-21.94	-16.04	-11.84	6.63	21.00	-34.68	-0.43	-32.65
Cu	-70.27	-59.15	-3.50	39.59	93.95	37.81	-50.73	7.79	-15.48
Zn	-39.26	-42.90	-20.11	13.30	101.02	421.87	42.21	2.86	117.25
W	-88.98	-86.29	-82.03	-90.22	-90.41	-80.48		-90.76	
S	-98.82	-98.48	-99.34	-99.26	-99.52	-98.96	-99.87	-99.56	-99.61
As				74.37	97.56				
Se		-53.46							
Sb	-77.95	-82.59	-72.07		-71.70		-65.23		-76.16
Au	-25.18	34.87	31.41	-20.77	53.73	100.69	-46.27	8.72	-4.96
Rb		1.35					-6.09	25.71	
Cs									
Ba		-16.94	-30.31	0.26	-4.72		-47.56	-6.52	4.46
Ta	-26.26				56.63				
Hf	7.90	-22.25	14.50	8.40	54.25		15.91	67.78	13.56
Th	122.40	55.99	45.40	54.33	19.70	111.46	43.42	14.73	28.93
Terres rares									
La	844.70	1305.87	1004.39	3394.64	6469.20	11045.92	11014.10	11435.93	2284.36
Ce	4752.82	577.89	223.76	252.07	308.11	361.34	295.65	18.90	
Sm	691.76	757.42	727.34	1488.85	3604.36	7925.86	1382.25	137.14	2.10
Eu	206.76	283.61	321.04	751.35	1741.94	4349.97	605.31		-7.79
Yb	401.13	426.96	407.14	791.88	2014.87	2548.16	151.23	145.27	38.63
Lu	345.64	479.48	400.64	872.52	2288.07	3303.38	185.07	45.03	39.69
Éléments du groupe du platine									
Os	-59.01	-21.12	-44.44	-2.59	-16.93				-46.20
Ru	-26.77	-27.72	-17.96	-11.16	-21.32	-4.69	-10.45	19.36	-3.67
Rh	-25.39	-20.49	-13.66	-14.00	-1.53	-13.21	-21.73	-17.43	6.95
Pt	44.76	28.07	1.08	18.11	19.55	-0.92	-1.29	11.83	13.33
Pd	6.84	3.28	-11.48	-1.71	-1.97	2.59	1.21	4.60	-8.66

Tableau 5.11: Bilans des transferts de masse des éléments (%) pour les roches altérées du forage 247, calculés sur base du Ti comme élément immobile, selon la méthode de Nesbitt (1979)

No For./Éch.	247-0-5	247-5-10	247-10-15	247-15-20	247-20-25	247-25-26	247-26-27	247-27-28	247-28-30
Z (int. en m)	0-5	5-10	10-15	15-20	20-25	25-26	26-27	27-28	28-30
Lithol.	SL	SL	SL	SL	CU	CU	CU	FE	FE
Zone	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda
Éléments majeurs									
SiO ₂	-98.94	-98.89	-98.45	-98.64	-98.59	-97.64	-98.17	-97.11	-97.47
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	2.09	3.69	13.62	30.05	39.34	92.80	78.76	101.89	94.99
Fe ₂ O ₃	-93.32	-92.81	-89.59	-84.88	-67.81	-34.37	-35.63	-25.67	-25.48
MnO	-99.00	-98.79	-98.01	-97.76	-97.23	-80.52	-67.20	37.53	147.36
MgO					-99.85	-99.93	-99.96	-99.99	
CaO	-99.93								
Na ₂ O	-97.84	-97.53	-97.72	-97.50	-96.66	-94.48	-93.30		-68.46
K ₂ O									
P ₂ O ₅	-70.48	-74.26	-75.98	-77.18	-68.74	-39.95	-54.36	-46.31	-46.31
Éléments traces									
Cr	-96.17	-95.59	-92.82	-88.39	-81.64	-56.06	-63.31	-38.17	-59.80
Ni	-99.84	-99.83	-99.63	-99.07	-99.43	-93.43	-94.34	-91.51	-89.42
Co	-99.80	-99.74	-99.60	-99.58	-99.46	-92.35	-29.46	-94.92	103.21
Sc	-84.84	-84.33	-79.51	-72.03	-52.73	33.07	-4.67	32.56	29.85
V	-84.55	-84.63	-81.30	-79.15	-65.72	-41.95	-53.35	-42.22	-50.29
Cu	-99.53	-98.93	-98.28	-96.91	-96.27	-76.68	-60.93	-81.28	-70.49
Zn	-99.19	-98.64	-98.37	-97.50	-97.73	-82.65	-72.42	-78.99	-40.80
W	-98.16	-98.68	-99.08	-98.73	-96.55	-94.90			
S	-99.96	-99.92	-99.82	-99.57	-98.94	-98.56	-98.60	-98.61	-98.89
As	11.09	12.60	13.97	29.16	53.11	276.96		-12.44	
Se	-84.38	-72.52	-76.09	-77.42	-66.64				
Sb	-84.38	-83.30	-80.89	-73.91	-62.95	-57.62	-56.72	-78.90	-79.06
Au	-94.86	-95.44	-93.09	-95.27	-41.07	39.95	-73.62	-75.69	-35.34
Rb	-92.66	-92.58	-91.03	-88.04	-75.59	-36.90	-59.02	-51.56	
Cs	-78.40	-85.45	-88.58						
Ba	-96.91			-96.48				-81.33	
Ta	71.29	71.27	69.86	47.94	-3.91	-52.14		-69.28	
Hf	155.93	174.87	161.82	135.31	152.08	83.29	-14.36	50.49	-13.28
Th	323.32	317.82	278.29	245.17	237.20	320.96	10.33	53.29	121.58
U									
Terres rares									
La	6.16	5.21	57.85	1.51	-12.05	192.95	504.65	379.21	649.36
Ce	361.77	408.62	508.06	179.57	680.10	3030.98	7020.41	1875.30	3653.26
Nd									
Sm	-19.56	-30.01	-15.21	-29.65	-34.49	145.47	314.48	376.93	451.72
Eu	-67.96	-70.37	-63.79	-71.11	-74.88	4.71	137.01	139.94	149.93
Tb									
Yb	-39.03	-32.83	-24.63	-26.14	-26.17	88.97	181.66	401.79	292.22
Lu	-12.15	-13.82	-0.81	-6.57	-4.63	120.58	222.80	498.02	233.48
Éléments du groupe du platine									
Os				-94.76			-64.53	-26.18	-79.16
Ir	-97.81	-97.59	-94.51	-90.32	-84.87	-80.33	-33.66	-20.07	-28.09
Ru	-97.32	-97.57	-96.04	-94.32	-87.65	-80.21	-52.54	-49.09	-48.85
Rh	-99.02	-98.76	-97.59	-96.21	-92.42	-71.11	-58.05	-39.50	-44.33
Pt	-96.82	-96.31	-94.08	-90.76	-61.60	40.89	1.24	18.12	0.70
Pd	-97.31	-97.21	-95.19	-93.23	-96.71	-65.57	-61.33	-38.49	-33.51

Tableau 5.11 (suite): Bilans des transferts de masse des éléments (%) pour les roches altérées du forage 247, calculés sur base du Ti comme élément immobile, selon la méthode de Nesbitt (1979)

No For./Éch.	247-30-32	247-32-34	247-34-38	247-38-40-1	247-38-40-2	247-40-45	247-46-48	247-48-50	247-50-55
Z (int. en m)	30-32	32-34	34-38	38-40-1	38-40-2	40-45	46-48	48-50	50-55
Lithol.	FE	SA	SA	SA	SA	SA	SA	SA	SA
Zone	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda
Éléments majeurs									
SiO ₂	-96.53	-96.76	-96.39	-88.98	-80.27	-42.27	-80.66	-33.62	-71.45
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	109.50	77.06	34.03	31.01	38.48	67.76	72.34	42.48	78.45
Fe ₂ O ₃	-15.48	-5.65	-11.35	-12.31	-10.91	-13.31	0.91	5.65	8.74
MnO	116.43	50.18	9.04	36.09	12.80	-15.90	9.33	5.73	6.53
MgO	-99.96	-99.77	-99.61	-98.01	-93.89	-63.86	-95.87	-57.06	-85.92
CaO			-99.49	-96.61	-94.73	-96.27	-96.27	-93.60	-96.27
Na ₂ O		-94.43	-94.54	37.36	-82.08	-40.60	-66.34	-43.25	-78.68
K ₂ O									
P ₂ O ₅	-54.36	-51.10	-52.79	-37.77	-46.31	-42.95	-42.95	-34.80	-23.94
Éléments traces									
Cr	-55.79	-41.48	-26.50	-19.51	-13.94	10.50	46.95	57.77	42.05
Ni	-88.27	-85.74	-67.11	-20.94	6.43	143.71	33.25	178.52	103.38
Co	50.80	17.92	17.32	47.90	68.19	212.74	80.38	52.43	74.16
Sc	30.20	47.98	20.03	10.48	14.48	9.43	26.33	32.29	32.47
V	-48.78	-42.77	-37.93	-35.64	-25.76	-17.69	-39.64	-9.06	-31.40
Cu	-76.94	-70.05	-28.66	1.90	35.04	-6.25	-54.47	-1.55	-13.92
Zn	-52.89	-58.14	-40.94	-17.29	39.96	255.04	31.42	-6.06	121.26
W	-91.45	-89.95	-86.72	-92.86	-93.32	-86.72		-91.56	
S	-99.09	-98.88	-99.51	-99.46	-99.67	-99.29	-99.88	-99.60	-99.61
As				27.28	37.55				
Se		-65.88							
Sb	-82.89	-87.24	-79.35		-80.30		-67.87		-75.72
Au	-41.96	-1.12	-2.85	-42.17	7.04	36.53	-50.35	-0.70	-3.21
Rb		-25.69					-13.21	14.81	
Cs									
Ba		-39.10	-48.48	-26.81	-33.66		-51.54	-14.63	6.38
Ta	-42.80				9.06				
Hf	-16.30	-43.00	-15.36	-20.87	7.40		7.11	53.24	15.66
Th	72.51	14.36	7.49	12.66	-16.65	43.86	32.53	4.78	31.31
U									
Terres rares									
La	632.77	930.73	716.40	2451.01	4473.95	7482.69	10170.63	10435.71	2328.39
Ce	3664.17	397.00	139.33	157.01	184.15	213.86	265.62	8.59	
Nd									
Sm	514.14	528.63	511.59	1059.83	2479.24	5360.08	1269.76	116.58	3.99
Eu	137.94	181.25	211.25	521.46	1182.49	2927.37	551.78		-6.09
Tb									
Yb	288.71	286.35	274.89	551.05	1372.53	1701.58	132.17	124.00	41.19
Lu	245.66	324.85	270.09	609.92	1562.75	2215.36	163.44	32.45	42.27
Éléments du groupe du platine									
Os	-68.21	-42.17	-58.93	-28.89	-42.16				-45.21
Ir	-22.43	-26.68	-26.08	-27.00	-30.37	-31.97	-7.59	-8.67	1.85
Ru	-43.20	-47.01	-39.35	-35.15	-45.22	-35.16	-17.24	9.01	-1.89
Rh	-42.13	-41.70	-36.17	-37.22	-31.44	-40.95	-27.67	-24.58	8.92
Pt	12.29	-6.11	-25.28	-13.78	-16.76	-32.59	-8.78	2.13	15.42
Pd	-17.13	-24.28	-34.57	-28.25	-31.74	-30.21	-6.47	-4.47	-6.97

Tableau 5.12: Bilans des transferts de masse des éléments (%) pour les roches altérées du forage 269 calculés sur base de l'Ir comme élément immobile, selon la méthode de Nesbitt (1979)

No For/Ech.	269-0-5	269-5-7	269-7-11	269-16-17	269-17-18	269-18-19	269-20-25	269-25-30	269-30-35	269-35-40
Z (int. en m)	0-5	5-7	7-11	16-17	17-18	18-19	20-25	25-30	30-35	35-40
Lithol.	SL	SL	SL	CU	CU	CU	FE	FE	FE	FE
Zone	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda
Éléments majeurs (oxydes majeurs)										
SiO ₂	-65.66	-41.92	-69.86	-98.59	-99.60	-98.01	-97.23	-97.68	-97.71	-95.50
TiO ₂	2845.85	2635.25	941.67	-52.21	-66.37	-46.23	-36.49	-44.45	-40.73	-44.74
Al ₂ O ₃	2932.08	3267.96	1695.36	-39.41	-74.24	-5.60	18.24	-10.30	4.26	7.06
Fe ₂ O ₃	195.06	265.99	523.41	-54.82	-59.93	-34.07	-28.84	-29.25	0.13	-24.53
MnO	-54.93	-27.54	-30.56	-33.09	-40.96	-11.20	-12.31	-26.20	8.87	-30.01
MgO	-99.95	-99.81	-98.58	-99.97			-99.97	-99.87	-99.65	-99.51
CaO	-98.42			-98.35		-99.83		-97.27	-99.78	-98.41
Na ₂ O	-51.25	-33.06	-65.09	-98.59		-98.71	-98.95	-98.68		-97.81
K ₂ O	286.34	389.09	15.74	-89.25	-97.20	-94.80	-93.85	-82.15	-93.41	-93.09
P ₂ O ₅	1059.02	769.48	1057.41	-71.32	-38.35	-68.78	-63.12	-52.39	-47.32	-58.56
Éléments traces										
Cr	101.57	307.85	306.24	-67.57	-72.47	-67.65	-53.05	-49.06	-13.63	-54.83
Ni	-86.27	-59.03	-4.90	-92.81	-93.54	-88.45	-85.22	-59.18	-58.09	-48.84
Co	-81.51	-75.77	-55.12	-41.28	-55.57	-34.47	-23.07	19.30	107.76	7.63
Sc	374.54	508.82	706.50	-57.63	-59.15	-36.69	-38.53	-28.60	-11.77	-18.22
V	711.32	783.98	825.93	-64.16	-68.05	-39.30	-35.26	-33.74	-24.49	-40.60
Cu	-15.52	131.90	152.44	-89.88	-85.48	-80.87	-56.62	-32.96	-21.31	-45.90
Zn	-85.31		17.54	-94.72	-88.63	-90.16	-80.97	-53.37	-51.37	-37.10
S	-97.54	-95.36	-86.71	-99.64	-99.75	-99.54	-99.67	-99.84	-99.73	-99.79
As	3238.31	4235.38	3024.32	-75.14		-42.26	-62.98	-63.37		-64.97
Se	803.29	707.13	201.37							
Sb	194.22	288.91	227.37	-92.14	-93.70	-91.30	-90.27	-93.43	-87.84	-91.98
Au	95.01	24.21	1011.11	5.83	26.94	-6.29	-59.79	-7.95	-29.88	2.55
Rb										
Cs										
Ba	162.00	196.06	185.78	-63.08	-54.99	-53.59	-81.15		-44.95	-30.73
Ta	3866.70	4427.89	644.00							
Hf	4615.39	4737.10	1203.84	-79.34	-84.72	-66.02	-75.96	-72.84	-66.17	-84.42
Th	12518.44	12634.57	5210.11	-45.38	-61.88	-24.97	-31.00	-18.57	29.47	-50.97
U	6457.30	7285.39	6520.79	49.77	9.18	153.52	16.38			
Terres rares										
La	3358.19	4941.09	3533.69	337.11	144.64	621.86	674.16	653.91	644.57	473.25
Ce	23319.58	35321.76	3932.47	660.99	404.62	763.45	385.77	-9.73	56.66	51.58
Nd	923.38	1020.64	388.00	29.70	0.92	132.19	87.79	44.60	125.09	
Sm	2423.07	2691.45	1919.21	259.38	186.97	509.57	367.04	239.13	200.31	-14.05
Eu	842.32	720.54	641.36	24.45	5.94	99.55	52.38	32.13	22.40	-65.83
Tb										
Yb	1226.99	1316.78	932.47	16.02	20.81	110.24	60.08	33.24	35.79	-42.25
Lu	1397.23	1479.37	843.61	-3.71	4.19	90.18	51.14	21.09	31.70	-49.29
Éléments du groupe du platine										
Os			240.47	-35.53	-62.54	-33.10	-60.78	-21.45	-43.00	-39.55
Ir	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ru	74.48	96.48	59.10	-42.27	-35.63	-37.91	-34.87	-16.53	-14.10	-3.72
Rh	-41.53	-42.03	-19.65	-63.21	-61.55	-59.77	-54.10	-28.46	-16.69	-15.04
Pt	49.87	36.39	182.31	43.96	29.08	16.58	25.41	15.52	5.77	11.82
Pd	-23.03	3.04	39.98	-74.59	-81.09	-73.40	-64.53	-19.06	-30.72	-28.24

Tableau 5.13: Bilans des transferts de masse des éléments (%) pour les roches altérées du forage 269 calculés sur base du TI comme élément immobile, selon la méthode de Nesbitt (1979).

No For./Ech.	269-0-5	269-5-7	269-7-11	269-16-17	269-17-18	269-18-19	269-20-25	269-25-30	269-30-35	269-35-40
Z (int. en m)	0-5	5-7	7-11	16-17	17-18	18-19	20-25	25-30	30-35	35-40
Lithol.	SL	SL	SL	CU	CU	CU	FE	FE	FE	FE
Zone	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda
Éléments majeurs										
SiO ₂	-98.83	-97.88	-97.11	-97.06	-98.82	-96.29	-95.64	-95.82	-96.14	-91.85
TiO ₂	0.01	0.01	0.01	0.01	-0.01	0.01	0.01	0.00	-0.01	0.01
Al ₂ O ₃	2.93	23.14	72.38	26.80	-23.42	75.59	86.19	61.48	75.91	93.78
Fe ₂ O ₃	-89.98	-86.62	-40.14	-5.46	19.14	22.63	12.05	27.36	68.93	36.61
MnO	-98.47	-97.35	-93.33	40.01	75.55	65.17	38.08	32.86	83.68	26.69
MgO	-100.00	-99.99	-99.86	-99.94			-99.95	-99.77	-99.41	-99.11
CaO	-99.95			-96.56		-99.68		-95.08	-99.64	-97.13
Na ₂ O	-98.34	-97.55	-96.65	-97.05		-97.60	-98.34	-97.62		-96.03
K ₂ O	-86.88	-82.12	-88.89	-77.50	-91.67	-90.32	-90.32	-67.86	-88.89	-87.50
P ₂ O ₅	-60.65	-68.21	11.13	-39.99	83.32	-41.93	-41.93	-14.29	-11.12	-24.99
Éléments traces										
Cr	-93.16	-85.09	-61.00	-32.13	-18.13	-39.82	-26.07	-8.30	45.71	-18.24
Ni	-99.53	-98.50	-90.87	-84.96	-80.80	-78.52	-76.72	-26.51	-29.29	-7.39
Co	-99.37	-99.11	-95.69	22.87	32.12	21.89	21.13	114.77	250.52	94.82
Sc	-83.89	-77.74	-22.57	-11.33	21.47	17.77	-3.21	28.54	48.85	48.03
V	-72.46	-67.68	-11.10	-24.99	-5.00	12.91	1.94	19.29	27.39	7.52
Cu	-97.13	-91.52	-75.76	-78.81	-56.83	-64.41	-31.69	20.69	32.76	-2.07
Zn	-99.50		-88.71	-88.95	-66.19	-81.69	-70.04	-16.05	-17.96	13.85
S	-99.92	-99.83	-98.72	-99.24	-99.27	-99.15	-99.49	-99.72	-99.55	-99.62
As	13.33	58.52	199.97	-47.99		7.40	-41.70	-34.06		-36.60
Se	-69.34	-70.49	-71.06							
Sb	-90.01	-85.78	-68.57	-83.56	-81.27	-83.81	-84.68	-88.18	-79.49	-85.48
Au	-93.38	-95.46	6.68	121.45	277.44	74.30	-36.68	65.71	18.29	85.62
Rb										
Cs										
Ba	-91.11	-89.18	-72.56	-22.74	33.83	-13.67	-70.32		-7.13	25.37
Ta	34.66	65.55	-28.57							
Hf	60.08	76.86	25.18	-56.76	-54.58	-36.80	-62.14	-51.11	-42.93	-71.81
Th	328.37	365.62	409.84	14.29	13.35	39.57	8.65	46.60	118.43	-11.26
U	122.61	170.03	535.68	213.40	224.63	371.56	83.26			
Terres rares										
La	17.40	84.32	248.88	814.71	627.41	1242.69	1119.04	1257.21	1156.20	937.61
Ce	695.04	1195.14	287.17	1492.45	1400.43	1506.07	664.93	62.50	164.31	174.37
Nd	-65.26	-59.03	-53.15	171.41	200.07	331.88	195.71	160.31	279.76	
Sm	-14.35	2.06	93.87	652.03	753.27	1033.83	635.44	510.50	406.67	55.57
Eu	-68.01	-70.00	-28.82	160.42	215.00	271.18	139.95	137.86	106.51	-38.14
Tb										
Yb	-54.95	-48.20	-0.87	142.77	259.21	291.07	152.07	139.87	129.10	4.54
Lu	-49.17	-42.25	-9.40	101.50	209.79	253.75	138.00	117.99	122.20	-8.21
Éléments du groupe du platine										
Os			-67.31	34.92	11.39	24.43	-38.25	41.41	-3.84	9.42
Ir	-96.61	-96.34	-90.40	109.26	197.34	86.01	57.47	80.02	68.72	81.00
Ru	-94.08	-92.82	-84.72	20.81	91.39	15.49	2.56	50.27	44.93	74.28
Rh	-98.02	-97.88	-92.29	-23.01	14.33	-25.16	-27.72	28.78	40.55	53.78
Pt	-94.91	-95.01	-72.89	201.25	283.80	116.85	97.48	107.96	78.44	102.39
Pd	-97.39	-96.23	-86.56	-46.82	-43.77	-50.52	-44.15	45.71	16.89	29.89

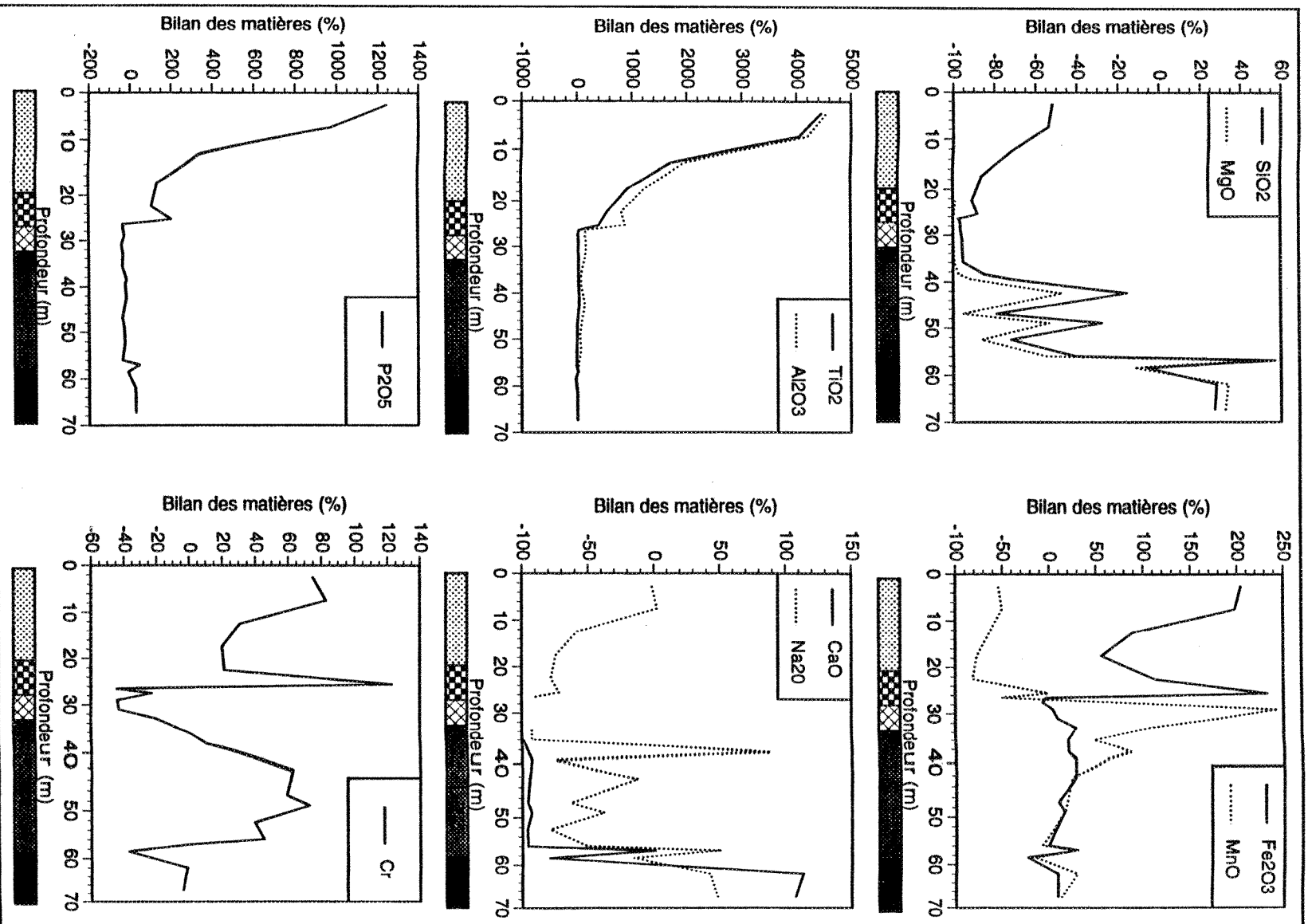


Figure 5.27: Diagrammes de variation des bilans de masse dans les horizons latéritiques du forage 247, calculés à l'aide de la méthode N-B-M, en utilisant l'ir comme élément immobile

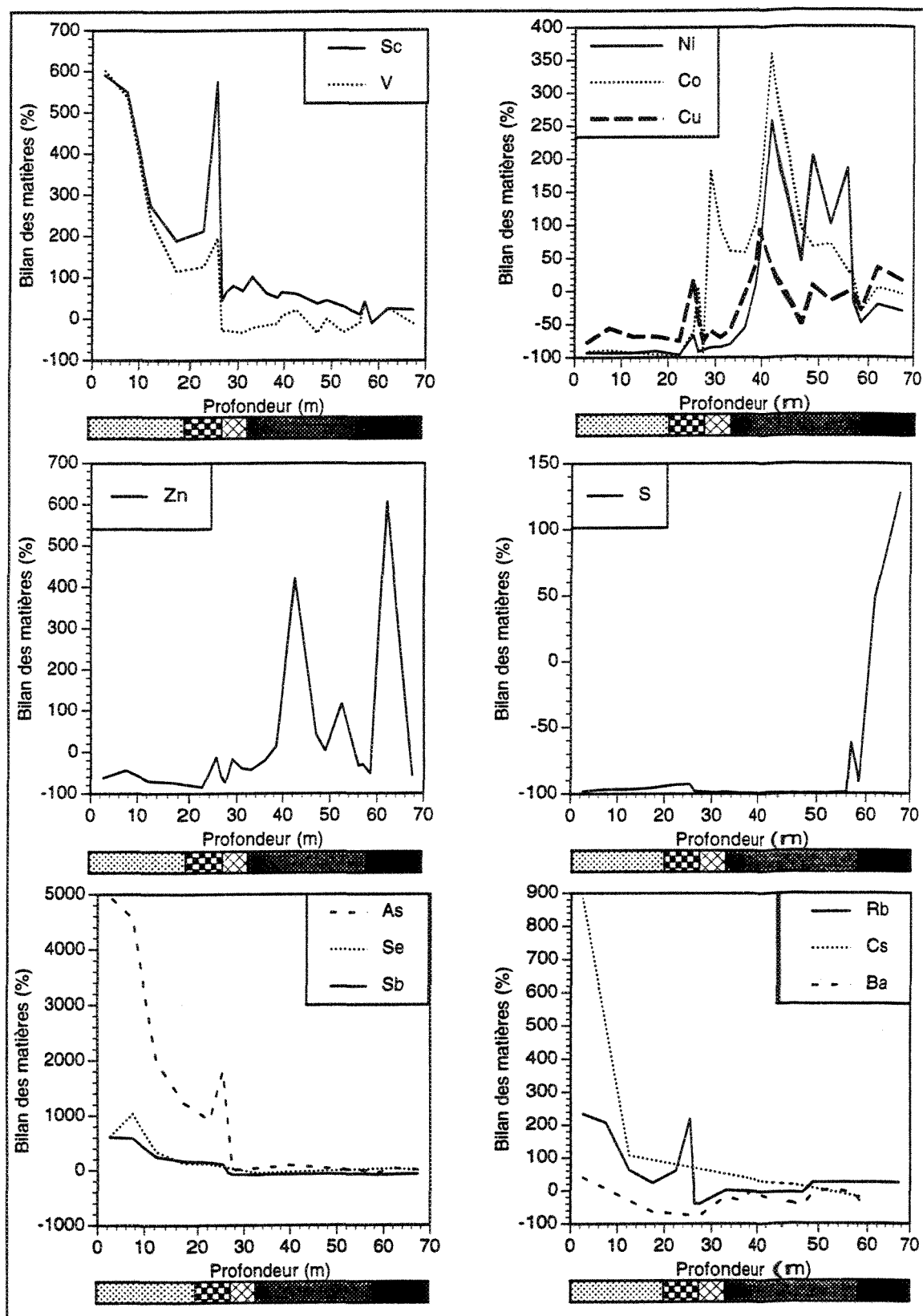


Figure 5.27: Diagrammes de variation des bilans de masse dans les horizons latéritiques du forage 247, calculés à l'aide de la méthode N-B-M, en utilisant l'Ir comme élément immobile

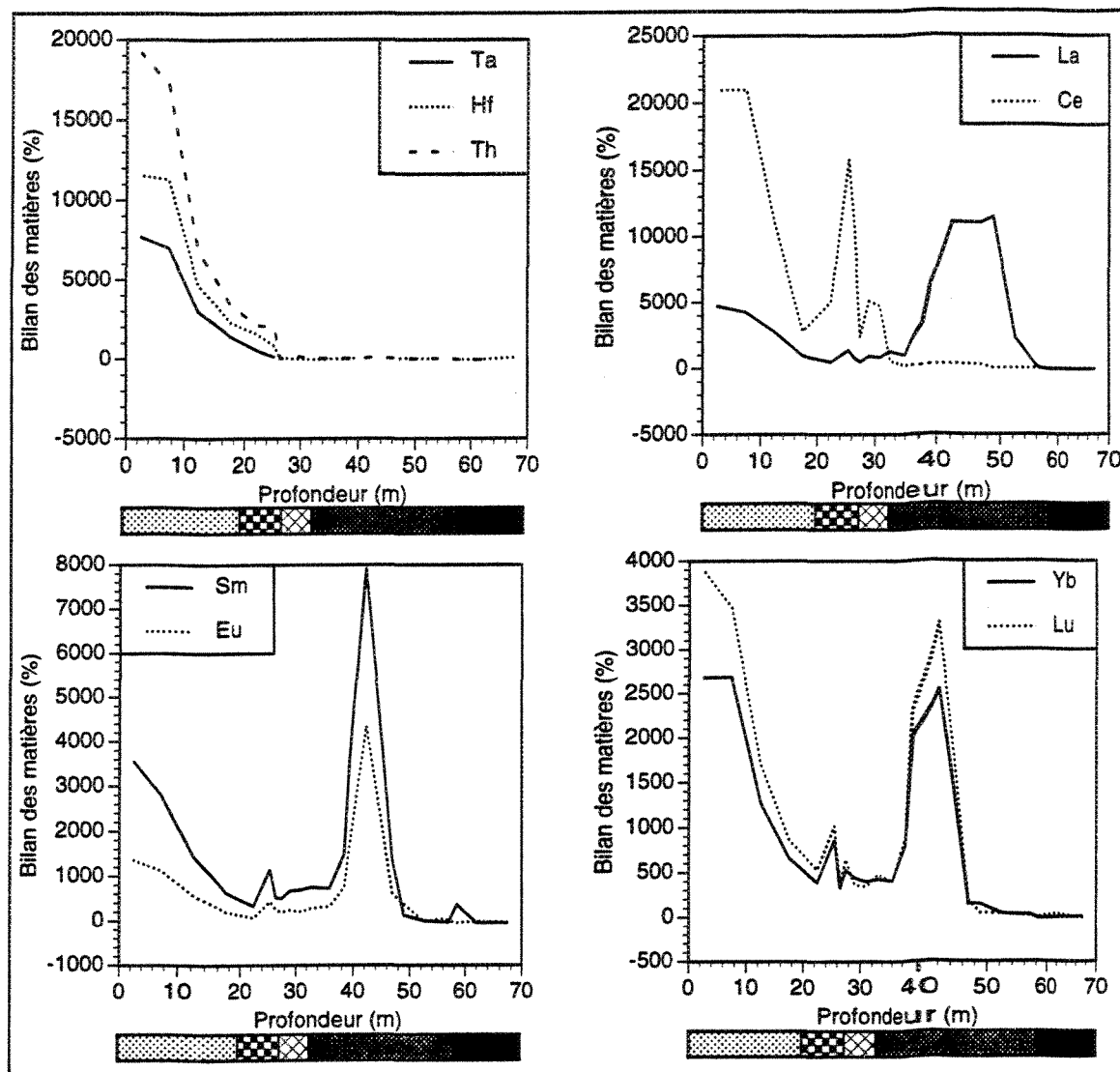


Figure 5.27: Diagrammes de variation des bilans de masse dans les horizons latéritiques du forage 247, calculés à l'aide de la méthode N-B-M, en utilisant l'ir comme élément immobile

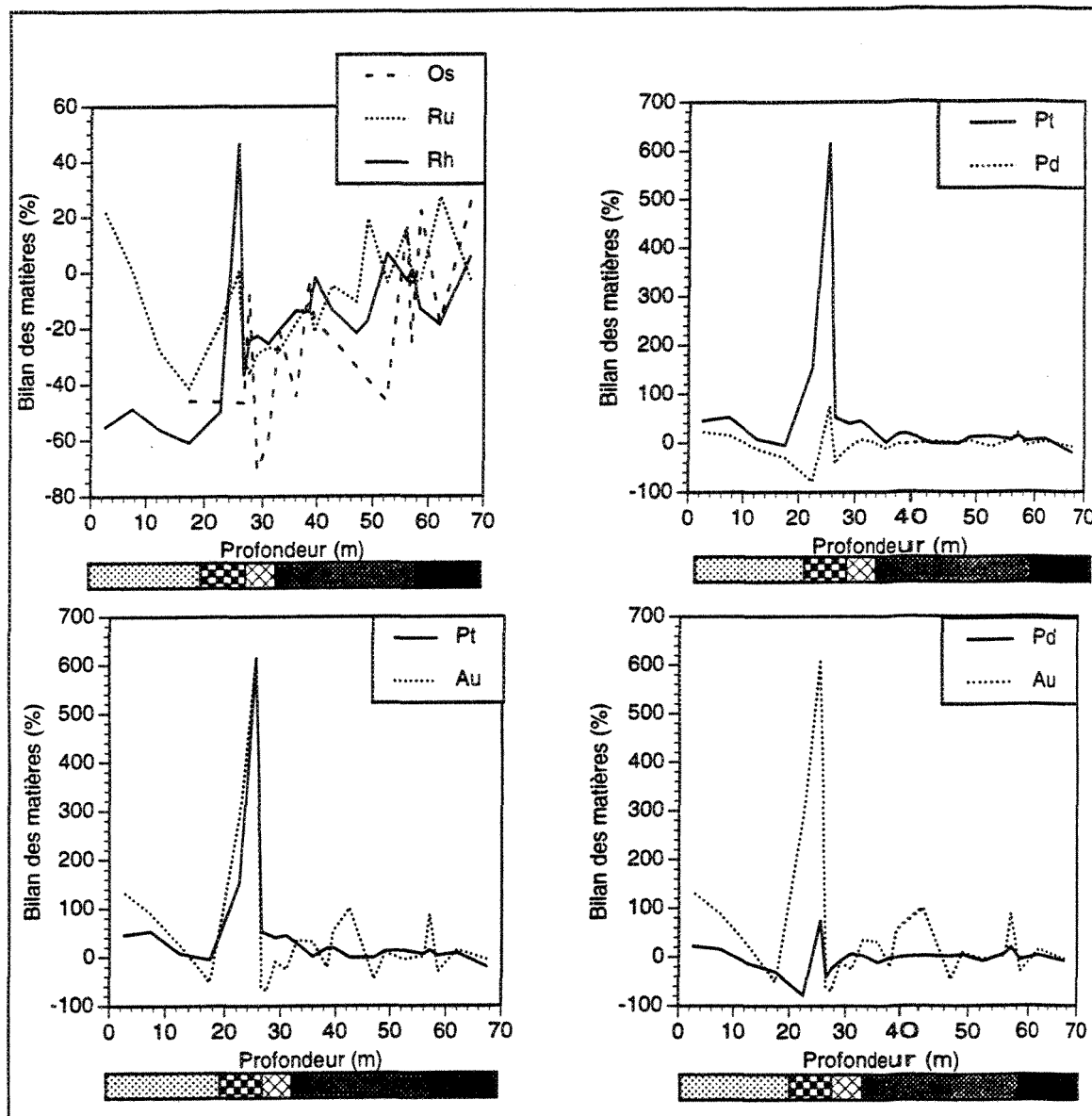


Figure 5.27: Diagrammes de variation des bilans de masse dans les horizons latéritiques du forage 247, calculés à l'aide de la méthode N-B-M, en utilisant l'Ir comme élément immobile

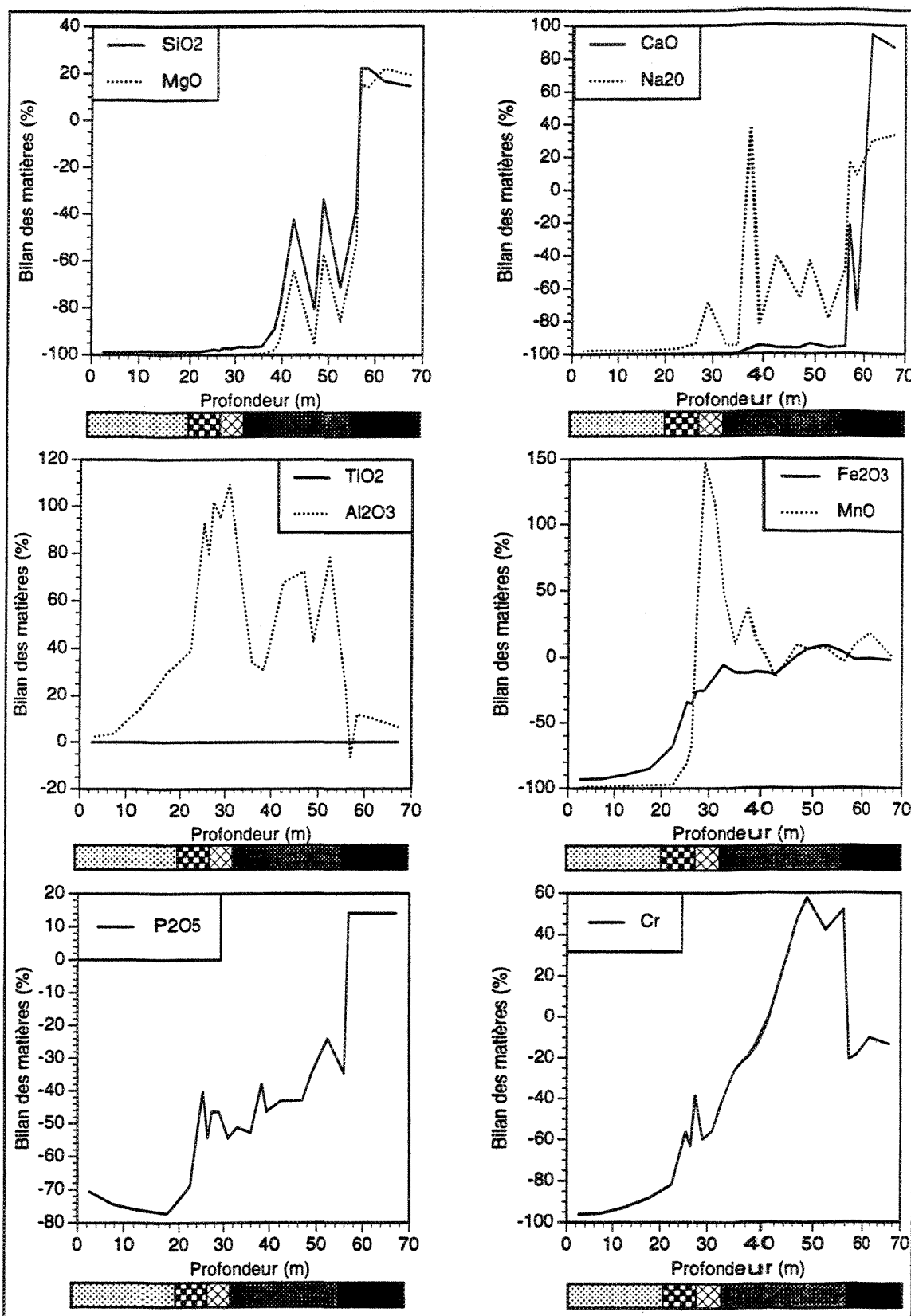


Figure 5.28: Diagrammes de variation des bilans de masse dans les horizons latéritiques du forage 247, calculés à l'aide de la méthode N-B-M, en utilisant le Ti comme élément immobile

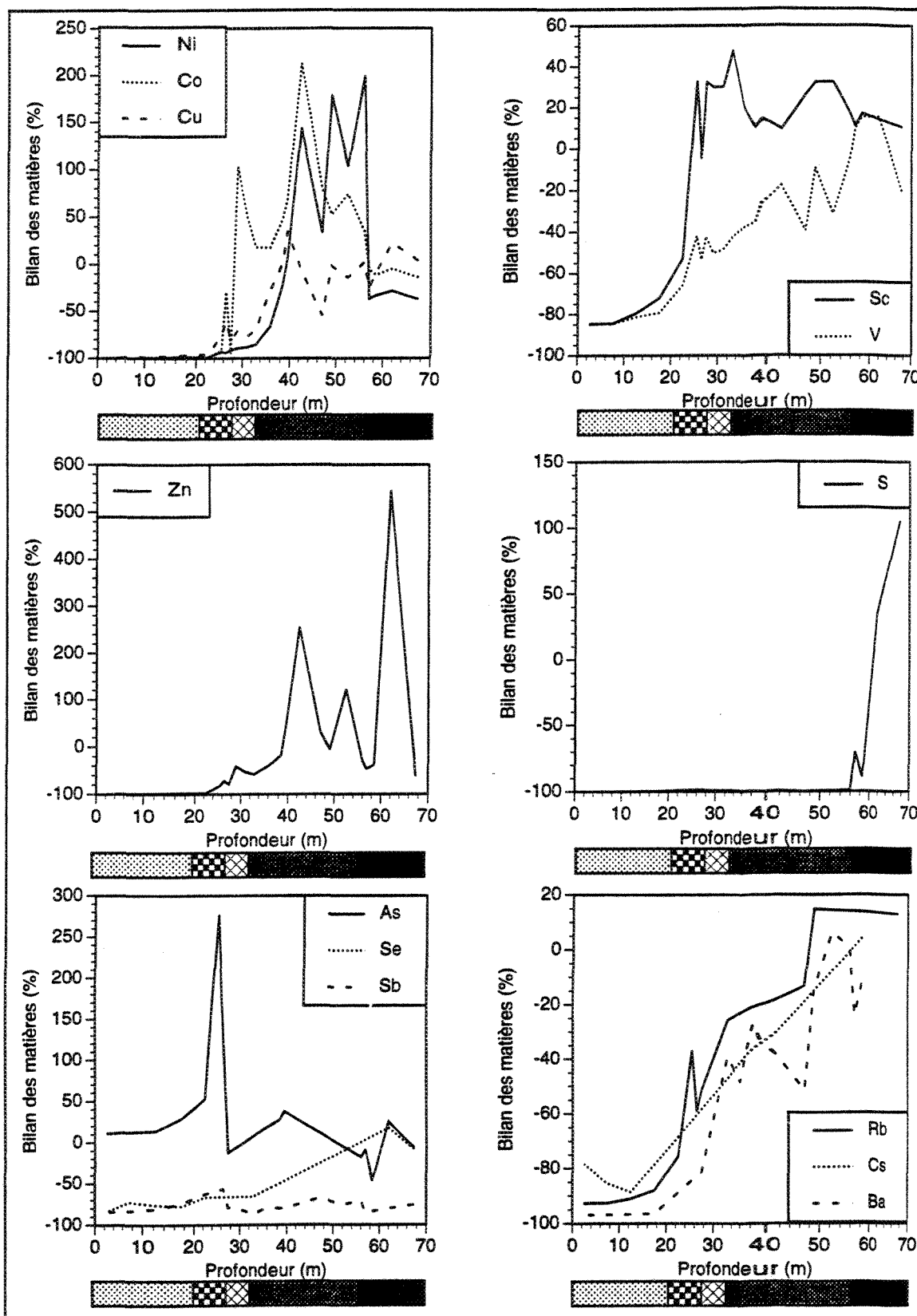


Figure 5.28: Diagrammes de variation des bilans de masse dans les horizons latéritiques du forage 247, calculés à l'aide de la méthode N-B-M, en utilisant le Ti comme élément immobile

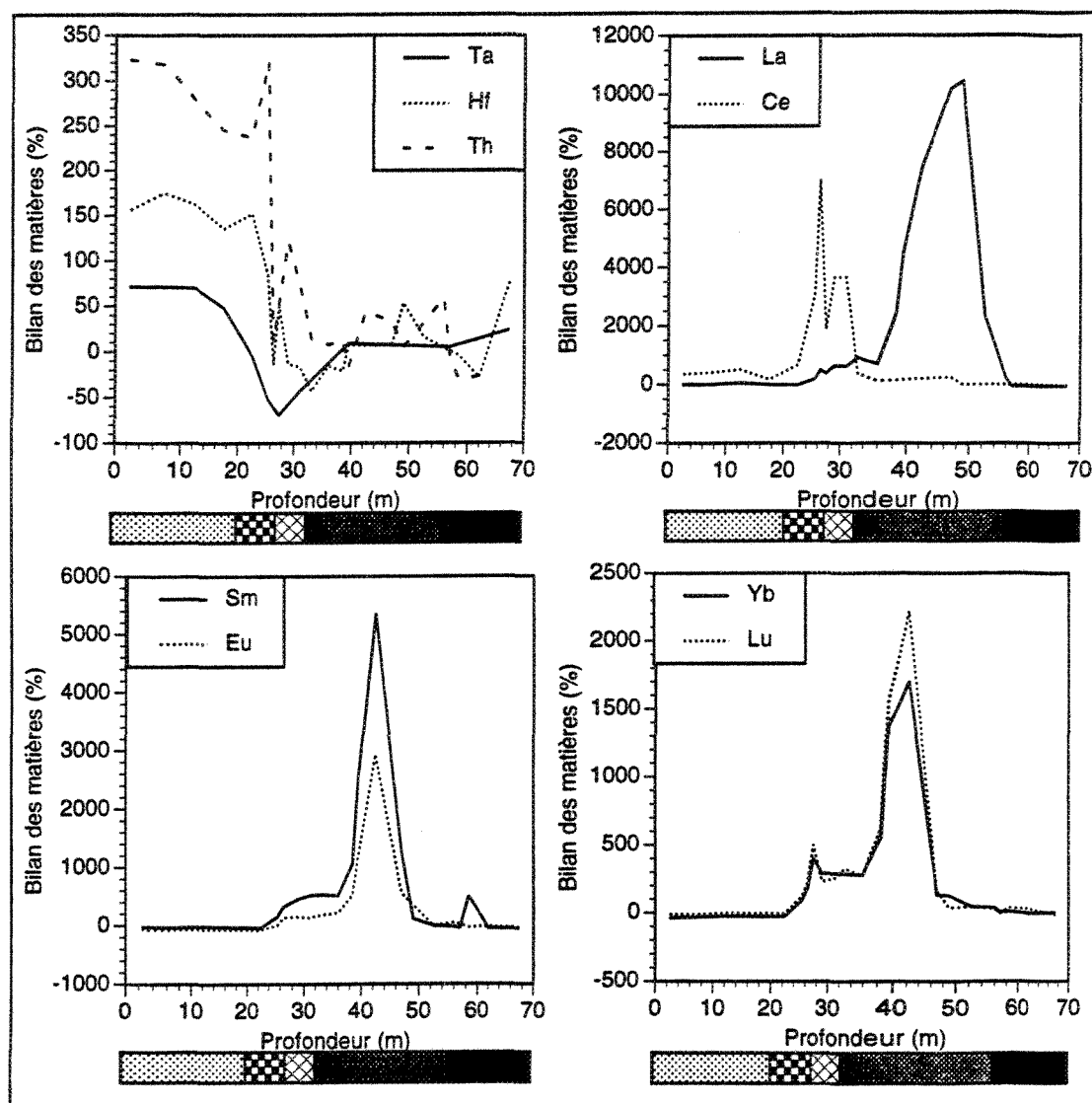


Figure 5.28: Diagrammes de variation des bilans de masse dans les horizons latéritiques du forage 247, calculés à l'aide de la méthode N-B-M, en utilisant le Ti comme élément immobile

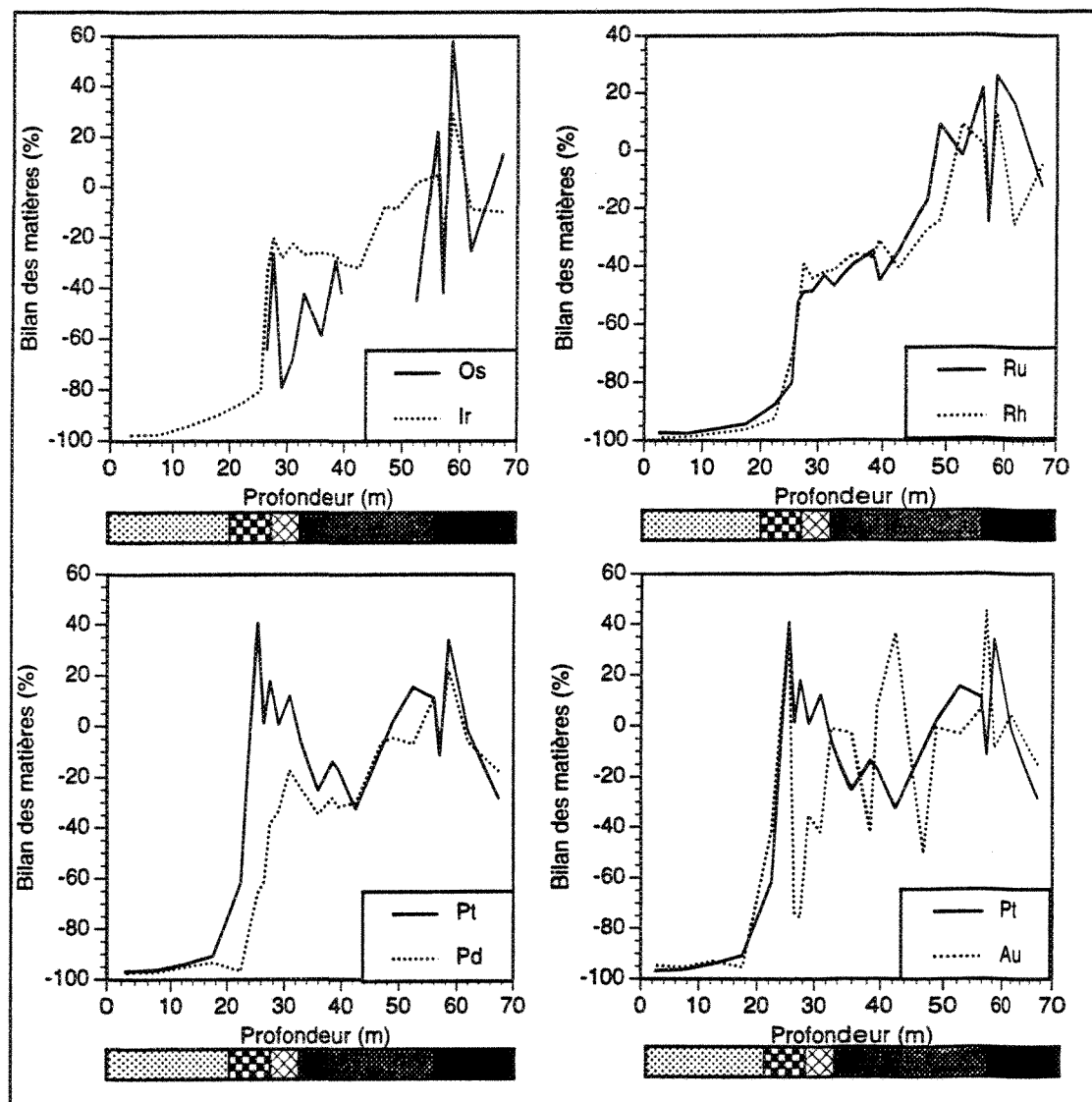


Figure 5.28: Diagrammes de variation des bilans de masse dans les horizons latéritiques du forage 247, calculés à l'aide de la méthode N-B-M, en utilisant le Ti comme élément immobile

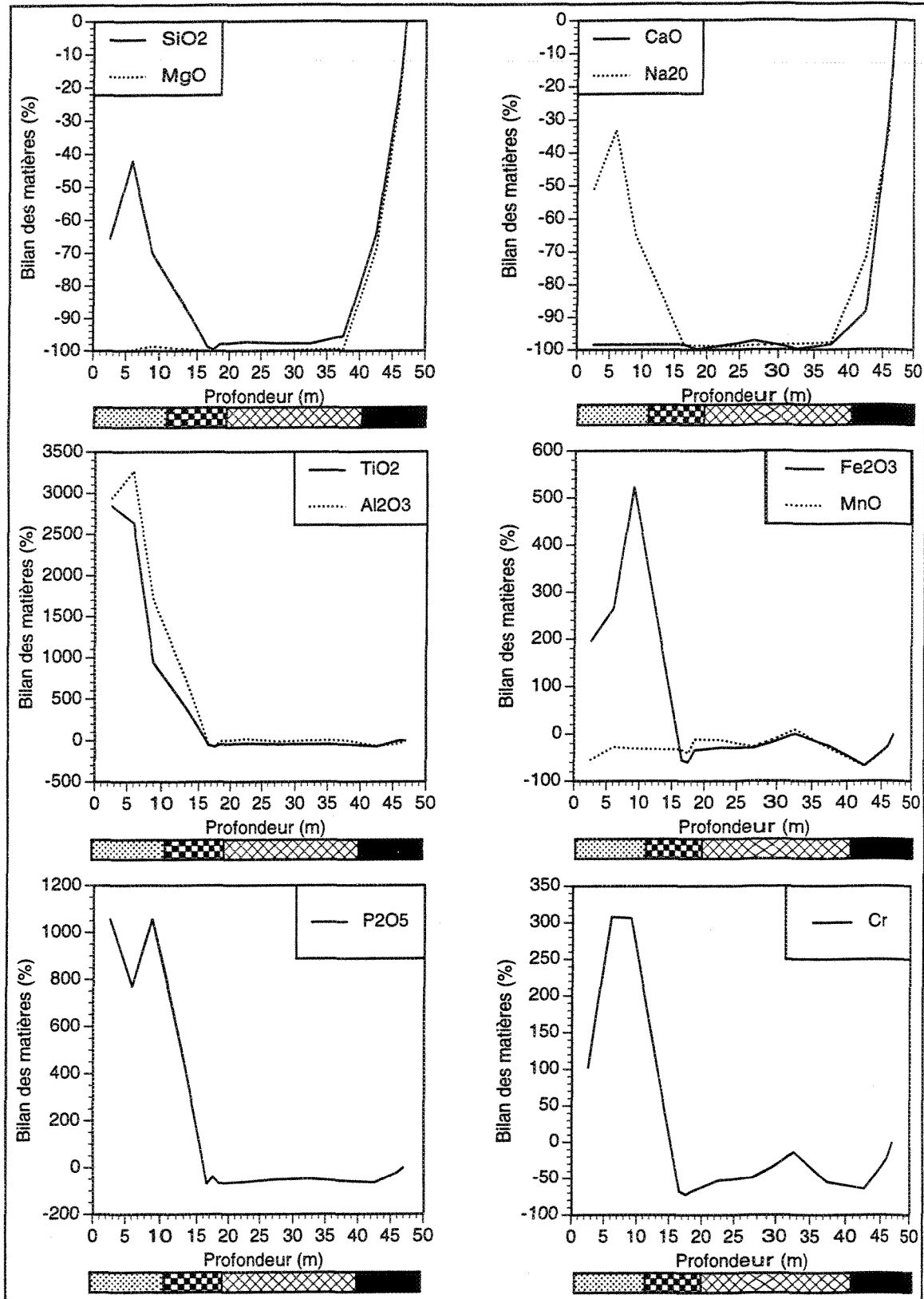


Figure 5.29: Diagrammes de variation des bilans de masse dans les horizons latéritiques du forage 269, calculés à l'aide de la méthode N-B-M, en utilisant l'ir comme élément immobile

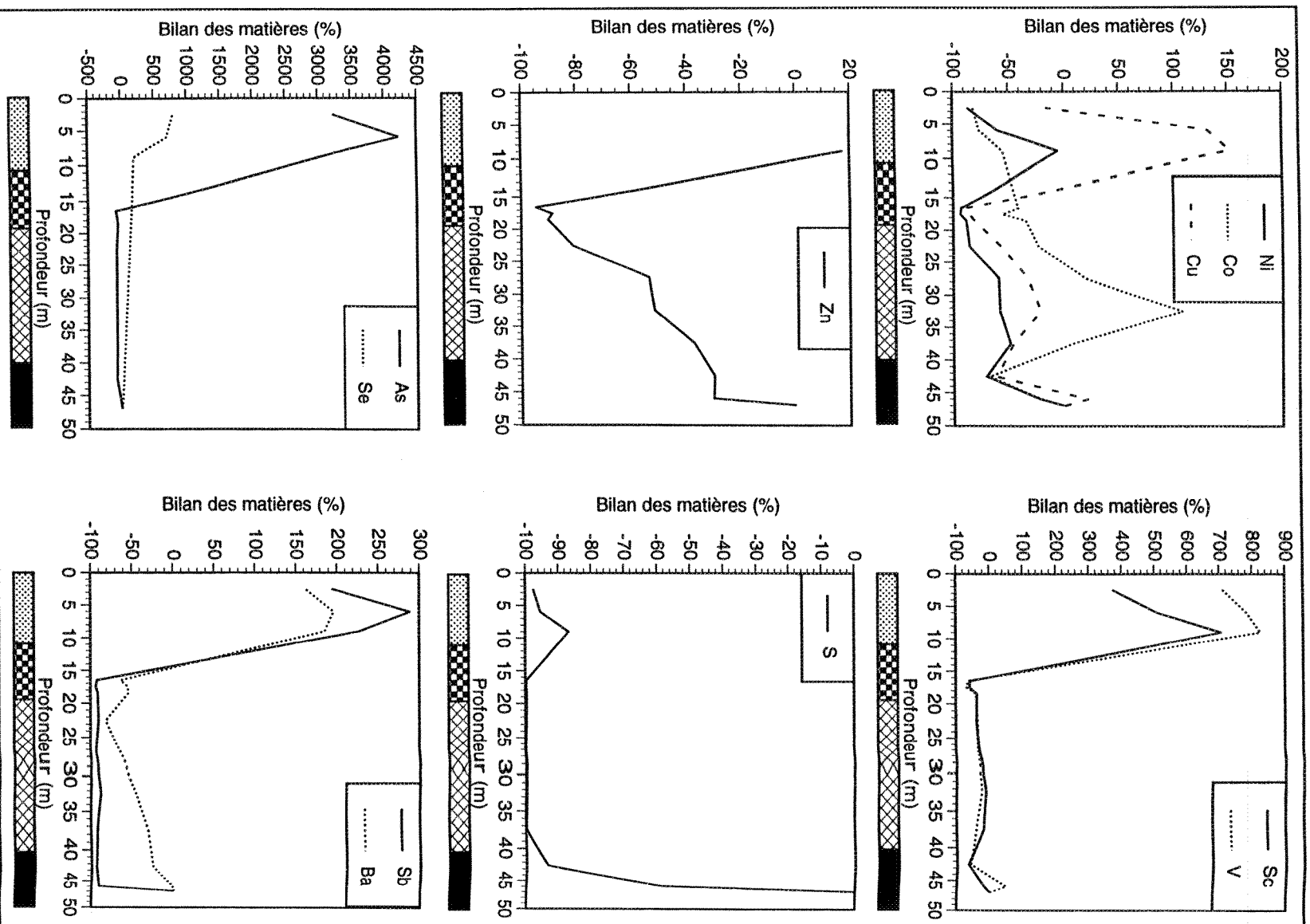


Figure 5.29: Diagrammes de variation des bilans de masse dans les horizons latéritiques du forage 269, calculés à l'aide de la méthode N-B-M, en utilisant l'ir comme élément immobile

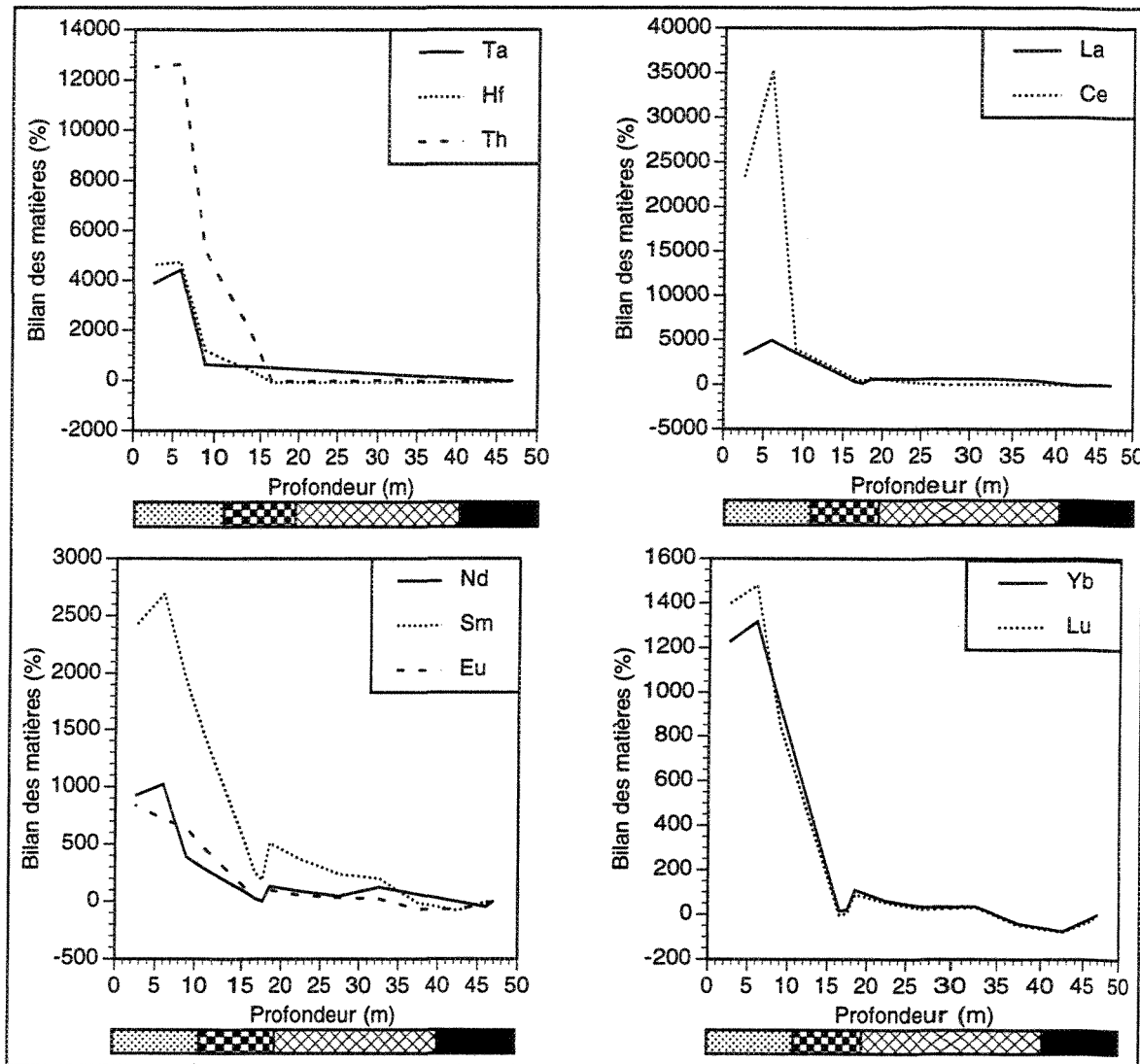


Figure 5.29: Diagrammes de variation des bilans de masse dans les horizons latéritiques du forage 269, calculés à l'aide de la méthode N-B-M, en utilisant l'Ir comme élément immobile

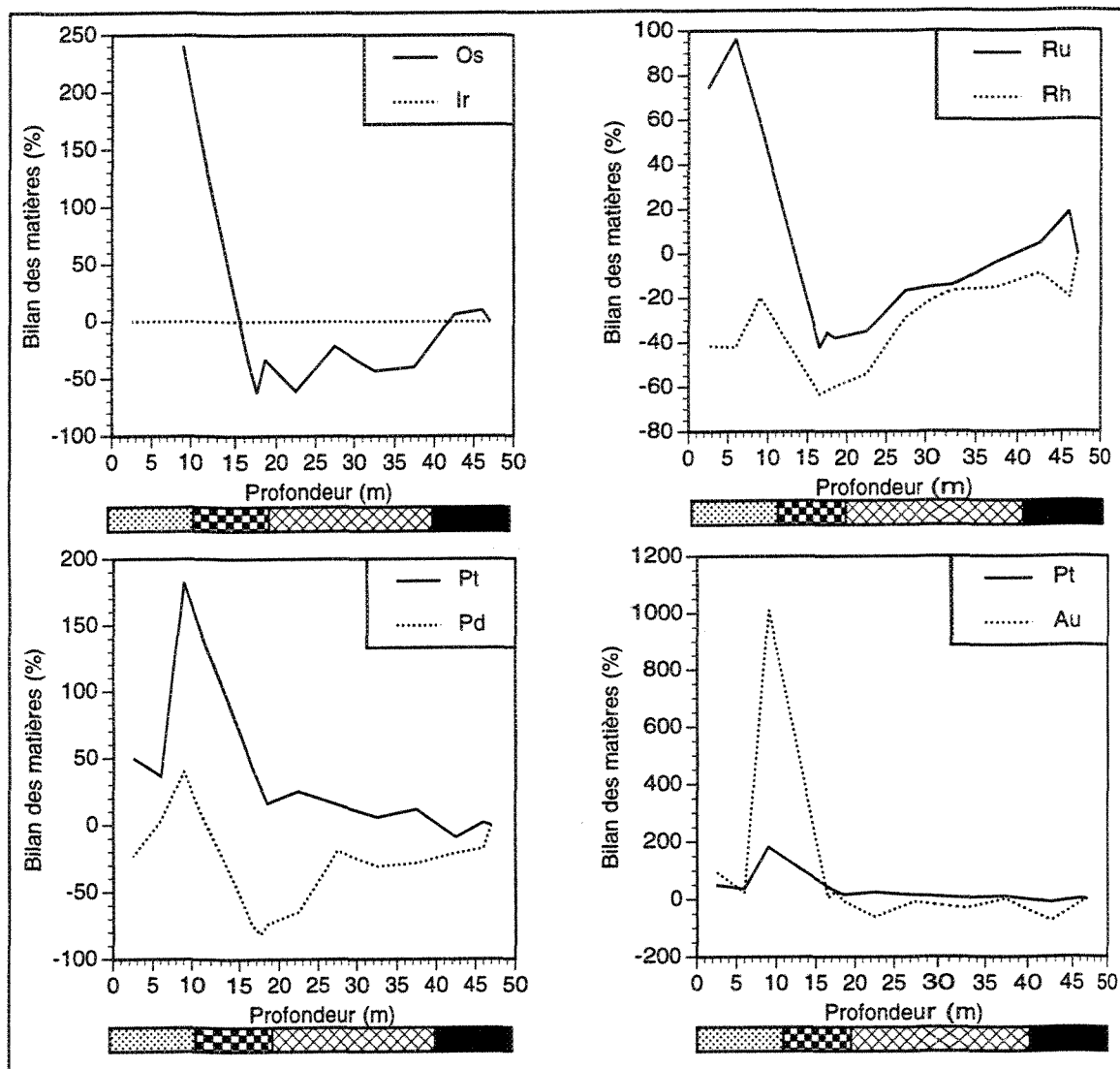


Figure 5.29: Diagrammes de variation des bilans de masse dans les horizons latéritiques du forage 269, calculés à l'aide de la méthode N-B-M, en utilisant l'Ir comme élément immobile

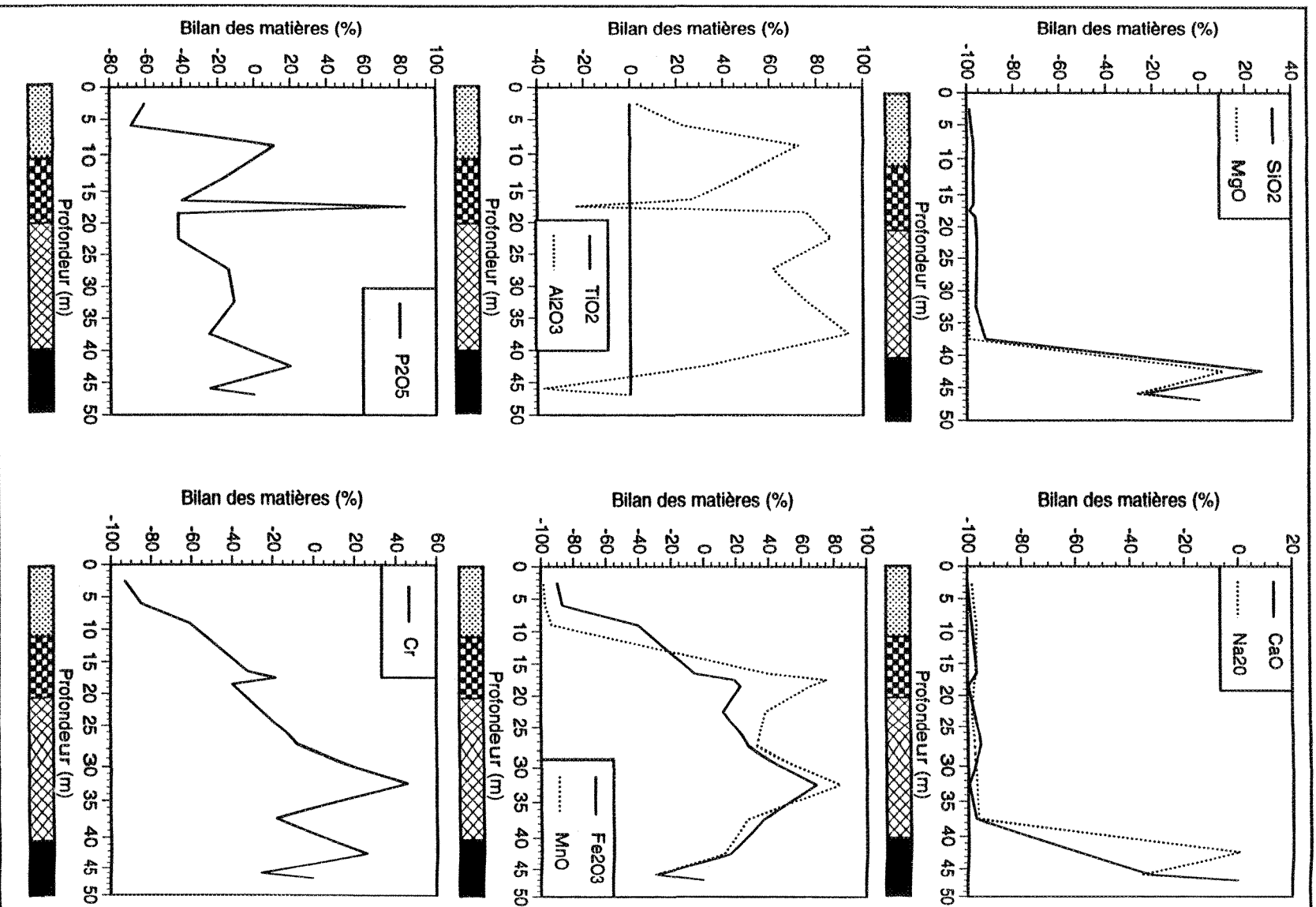


Figure 5.30: Diagrammes de variation des bilans de masse dans les horizons latéritiques du forage 269, calculés à l'aide de la méthode N-B-M, en utilisant le Ti comme élément immobile

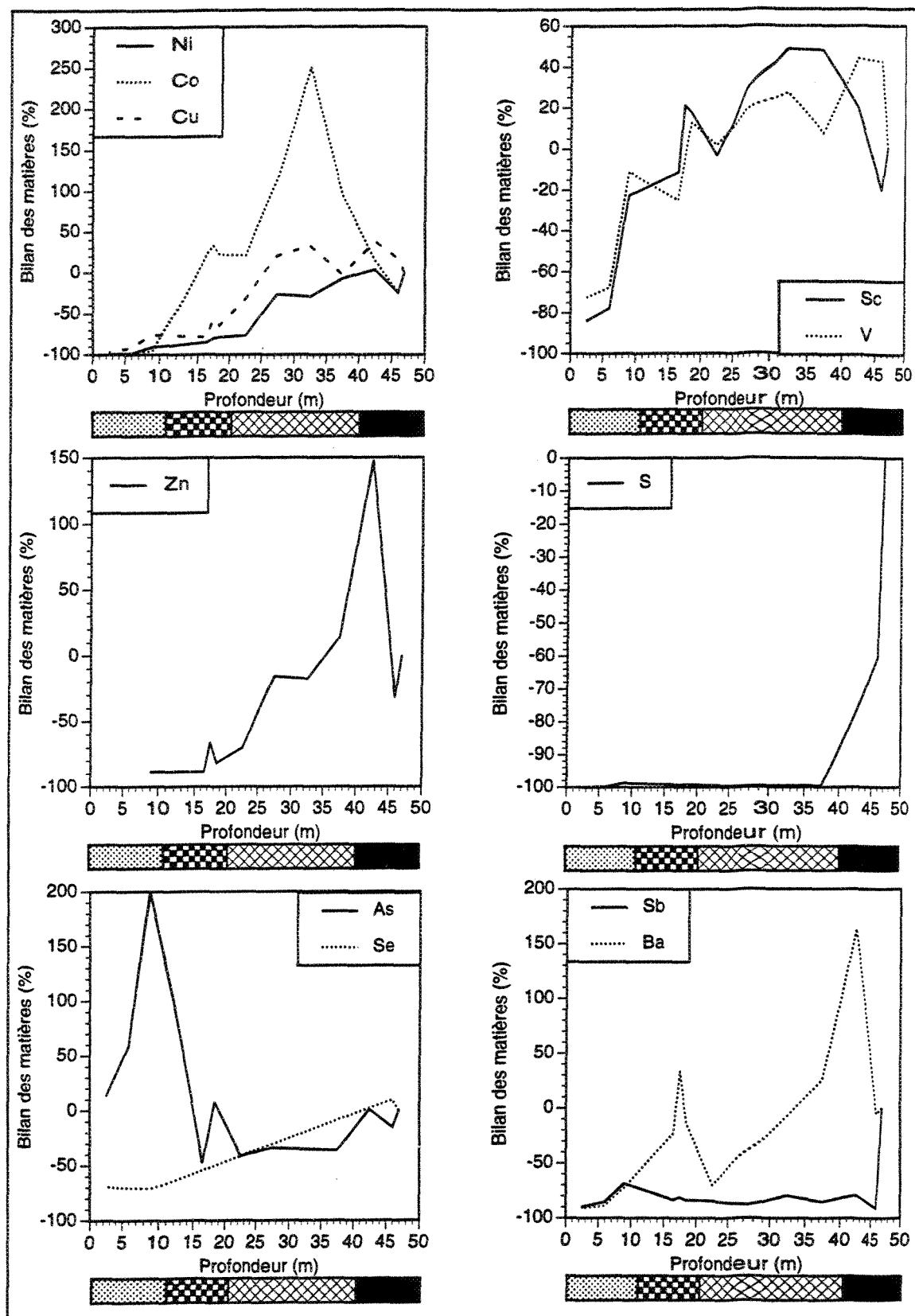


Figure 5.30: Diagrammes de variation des bilans de masse dans les horizons latéritiques du forage 269, calculés à l'aide de la méthode N-B-M, en utilisant le Ti comme élément immobile

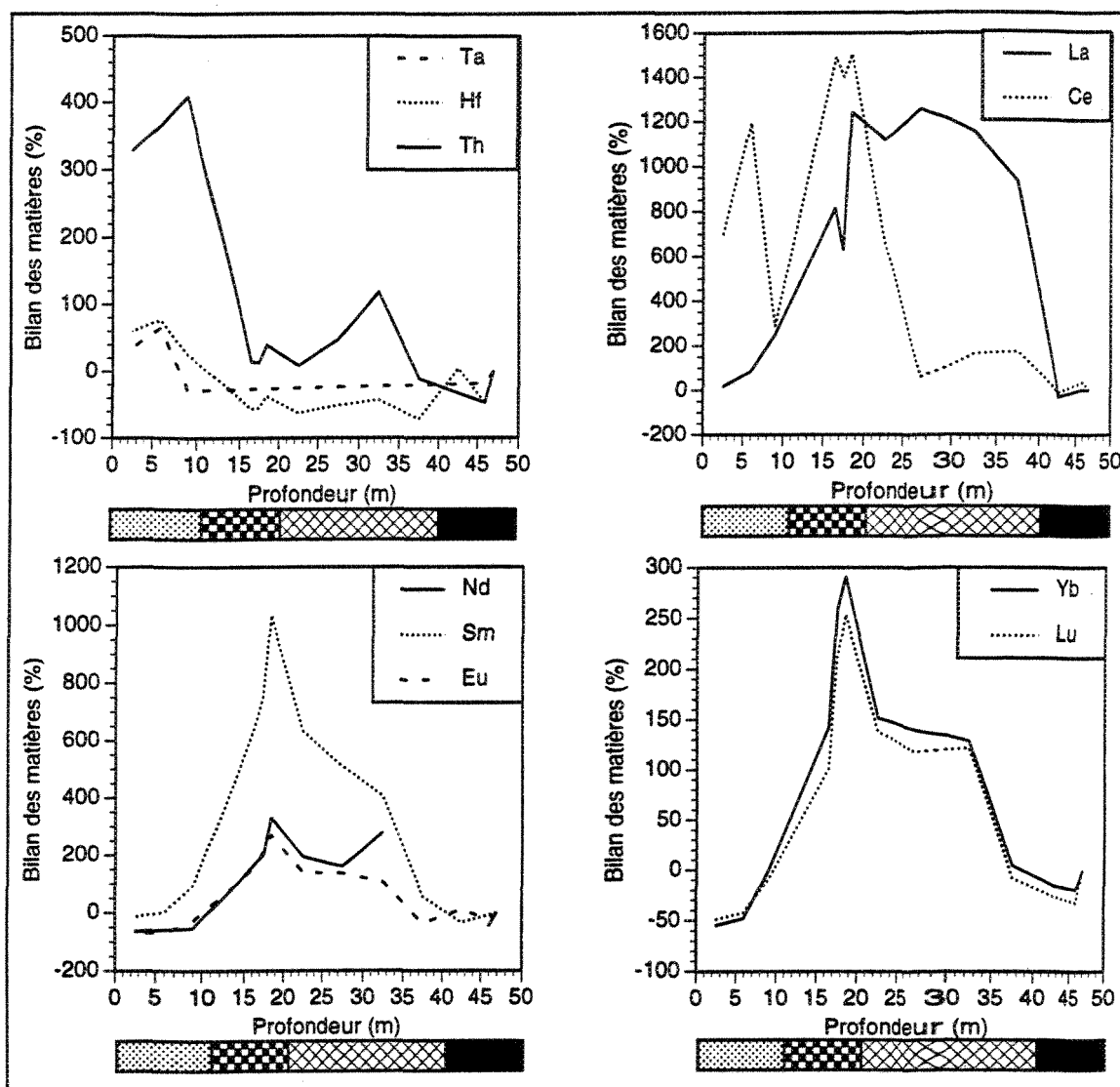


Figure 5.30: Diagrammes de variation des bilans de masse dans les horizons latéritiques du forage 269, calculés à l'aide de la méthode N-B-M, en utilisant le Ti comme élément immobile

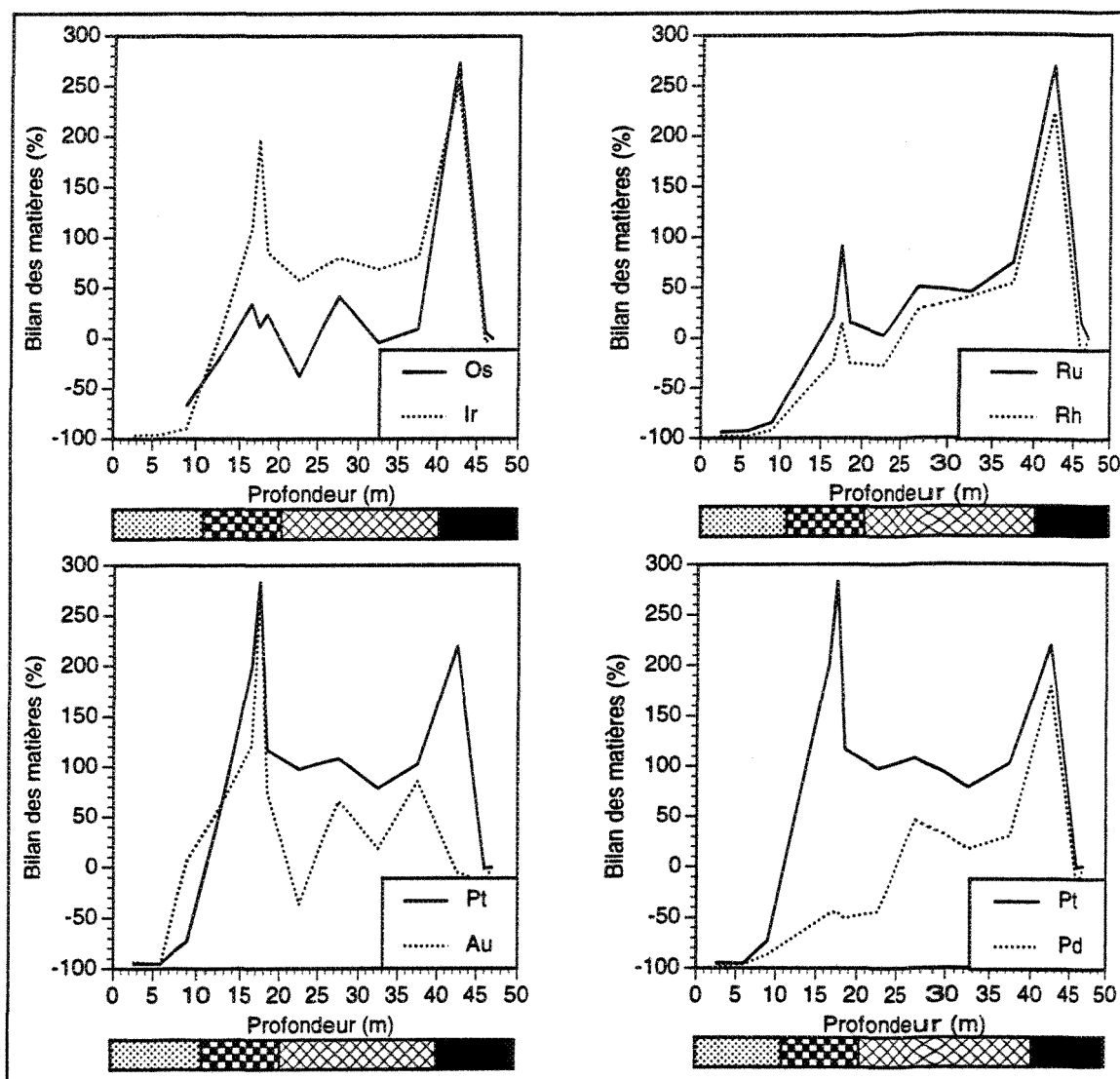


Figure 5.30: Diagrammes de variation des bilans de masse dans les horizons latéritiques du forage 269, calculés à l'aide de la méthode N-B-M, en utilisant le Ti comme élément immobile

se des bilans des masses dans les horizons latéritiques nickélicifères de Musongati, établis sur base des
a méthode de Nesbitt (1979) pour les forages 247 et 269. Les gains et les pertes des éléments sont
primées en %. UI=ultralessivé, TL=très lessivé, L=lessivé, E=enrichi, TE=très enrichi, UE=ultraenrichi

Pertes (%)		Gains (%)					
TL	L	E		TE		UE	
80-50	50-0	0-50	50-100	100-500	500-1000	1000-10000	>100000
Si Mn Ba Cu Ni Cu Co Au Rh	Os Ru Rh Pd Os Au Pt	Cr Ru Pd Au Pt	Cr Pt Au Ru Rb Fe	Cu Fe Rb Sb V Sc Se P Au Pt Cr	Sc Se Sb P Fe Eu Sm Yb Lu Ti La	P Eu Yb Sm Lu Ti Al La As Ta Hf U Th Ce	Hf Th Ce
Pd Cu Rh Ni Co Au Mn	Ru Mn Os Cr Pd Cu Rb Rh Sb P V Ru Fe	Cr Ru Cu Rh Co Hf Sc Ti	Rb Eu Pd Pt Th	P Fe Se V Sb Pt Au Sc Sm La Ta Ti Al Eu Yb Lu	Lu Ta Ti Al As Sc Au Pt Hf Yb	Lu Sm La As Th Hf Ce	Ce
Ba Cu Sb Au Ta Os Sb Pd	Rb Ru P V Rh Pd Cr Os Fe Cu Au Ta	Pd As Ti Pt Fe Hf	Sc Mn Co Hf Th	Th Al Co Mn Eu Sm La Lu Yb	Yb Lu Sm La	Ce	
Mg Si Na Ca K Se Mn S	P Si Ba Ni V Rh Ru Rb Pt	Rb Pd Pt Fe Ti Au Cr Ni Hf Cu Th Mn	Ni Au Cu Mn Co Sc As Al Cr Hf Th	Ni Au Mn Co Al Th Sm Ce Yb Lu	Ce Sm Eu Yb Lu	Eu Yb Lu Sm La	La

3) lessivés (pertes entre 0 et 50%), 4) enrichis (gains entre 0 et 100%), 5) très enrichis (gains entre 100 et 1000%) et 6) ultra-enrichi (gains au-delà de 1000%) (Tableau 5.14).

Sur le tableau 5.14, ainsi que sur les diagrammes de variation des transferts de masse (figures 5.27 à 5.30), on peut aisément remarquer que les éléments les plus ultra-enrichis (gains supérieurs à 10000%) sont Th, Hf et Ce dans le SL, Ce dans la CU et la FE, et La dans la SA. Parmi les EGP, Pt est l'élément le plus enrichi (gains entre 500-1000%) dans le SL et la CU.

En détail, parmi les EGP+Au dans le SL, Rh et Pd sont très lessivés; Rh, Pd, Ru, Os, Pt et Au sont lessivés; Ru, Pd, Pt, Au sont légèrement enrichis; Ru, Pt et Au sont les plus enrichis; Au et Pt sont parfois très enrichis. Dans la CU, Pd (maximum de -81%) et Rh (jusqu'à -61%) sont très lessivés; Pd, Rh, Ru, Os sont lessivés; Ru, Pd Au et Pt sont enrichis; Pt et Au sont très enrichis. Il est intéressant de noter que Pt et Au montrent un comportement similaire au niveau de la CU où ils atteignent respectivement 616% et 611%. Mis à part le Pd qui accuse encore un fort lessivage dans la FE (maximum de -64%), les EGP restent légèrement enrichis et/ou légèrement lessivés dans la FE et dans la SA, avec des valeurs qui restent confinées dans les intervalles des pertes ou des gains de 0 à 20.

Les REE se différencient facilement en HREE moins mobiles et en LREE ultra-enrichis (figures 5.27 à 5.30). En analysant le tableau-synthèse 5.14, on se rend compte que les REE sont en général dans les catégories des éléments très enrichis à ultra-enrichis dans tous les horizons latéritiques. Les gains les plus forts sont enregistrés au niveau du SL et ensuite dans la CU. Cette position peut cependant changer sur des pentes, où on n'observe plus d'éléments ultra-enrichis dans la CU et la FE, et où La et Ce tombent dans la catégorie des éléments très enrichis. Les HREE et les terres rares intermédiaires montrent des graphiques

parfaitement identiques, avec les plus forts pics positifs au niveau de la SA, au niveau de laquelle ils se seraient résiduellement enrichis.

Sur les diagrammes de variation des bilans de masse des éléments majeurs, comme sur le tableau-synthèse 5.14, SiO_2 et MgO montrent un comportement parfaitement identique, sauf dans le SL. Ils sont ultra-lessivés (pertes $>80\%$) dans la CU et la FE, lessivés à très lessivés dans la SA. Dans le SL, la silice montre une anomalie positive par rapport à ses pertes dans la CU et la FE, en passant du domaine des éléments ultra-lessivés aux domaines des éléments très lessivés à lessivés, tandis que MgO demeure ultra-lessivé.

Le Ti et l'Al affichent également les mêmes similitudes quant à la catégorie et à l'allure de leurs graphiques des bilans de masse. Alors qu'ils montrent des gains et des pertes entre 0 et 50, rarement des gains entre 50 et 100, dans la SA, ces oxydes souvent considérés immobiles se retrouvent ultra-enrichis dans le SL, très enrichis dans la CU et la FE. Le TiO_2 est le seul oxyde dont les bilans de masse dans la SA, FE et CU restent les plus faibles, souvent confinés entre 0 et 50. Le P accuse un comportement presque identique à celui du Ti et de l'Al, surtout au niveau du SL et de la CU, où il est très enrichi ou ultra-enrichi.

Le Fe et le Mn montrent à leur tour des courbes des bilans identiques, le long des profils latéritiques, et se situent dans les mêmes domaines généralement enrichis dans la SA, enrichis et/ou lessivés dans la FE. Dans la CU et le SL, le Mn est plutôt lessivé ou très lessivé, rarement ultra-lessivé, alors que le Fe est très enrichi, avec des gains généralement situés entre 100 et 500%.

Na, K, Ba, Ca, S, Se ont été en règle générale ultra-lessivés dans tous les horizons latéritiques, et leurs concentrations sont en dessous ou proches de la limite de détection.

Les éléments comme Sc, As, Hf et Th restent légèrement enrichis dans la SA et la FE, mais ils se montrent très enrichis dans la CU, et forment la catégorie des éléments très enrichis et/ou ultra-enrichis dans le SL.

Dans la SA, le Ni montrent des pics d'un fort enrichissement atteignant 260%, et rarement des pics de lessivage, surtout au sommet de la SA, qui atteignent -80%. Le Ni et le Co tendent à montrer des profils aux allures similaires. Co atteint 360% en enrichissement, et n'enregistre pas de lessivage à ce niveau saprolitique. Le Cu est généralement lessivé au niveau de la SA, mais au niveau auquel Ni et Co sont très enrichis, le Cu montre également des enrichissements allant jusqu'à 94%. Sur les diagrammes on voit justement la tendance du Cu à suivre le comportement du Ni.

La SA est en outre très enrichie en Au, Mn, enrichie en Sc, Cr, Hf, Th, mais lessivée en P, V, Ba et Rb. Il s'agit en général de faibles enrichissements ou de faibles lessivages presque imperceptibles.

Le Ni chute du domaine d'extrême enrichissement dans la SA, au domaine d'extrême lessivage atteignant -96% dans la FE, la CU et le SL. Le Co reste enrichi à très enrichi dans la FE, mais tombe dans les catégories très lessivés et ultra-lessivés dans la CU et le SL accusant également des pertes maximales de -96%, bien qu'à la base de la CU, on observe une petite anomalie positive qui atteint 6% de gains.

5.3.3.5 Contraintes volumiques dans les horizons du profil latéritique

Pour calculer les contraintes volumiques, nous nous sommes servis de la relation générale développée par Brimhall et al. (1988, 1991) et exprimée sous forme de rapport de

densités et des concentrations d'un élément immobile dans les roches mère et altérée (voir section 5.3.3.4). Les contraintes volumiques ont été calculées pour les forages 247 et 269, en utilisant l'Ir et le Ti comme éléments immobiles (tableau 5.15). Les valeurs négatives indiquent une contraction de la roche altérée, et les valeurs positives indiquent une dilatation ou une expansion. Les résultats reportés sur la figure 5.31, montrent que la formation d'un profil latéritique s'accompagne d'énormes fluctuations d'augmentation ou de diminution de volume au niveau de la SA, de pertes de volume généralisé au niveau de la FE et de la CU, et d'une augmentation progressive de volume dans le SL.

Au niveau inférieur de la SA, les maxima des gains de volume calculés sur une base de l'immobilité de l'Ir atteignent 160%, contre 75% calculés sur base de l'immobilité du Ti. Au niveau sommital de la SA, on observe plutôt des pertes de volume atteignant à leur tour -40% sur base de l'Ir contre -57% sur une base du Ti. La moyenne des contraintes volumiques au niveau de la SA reste autour des pertes volumiques de 7% sur base de l'Ir contre 30% sur base du Ti. En se fiant plus sur l'Ir, on peut supposer que dans la SA, les changements chimiques restent essentiellement isovolumiques.

Les plus fortes pertes de volume enregistrées dans le profil latéritique sont au niveau de la CU et de la FE, où elles peuvent atteindre -96% sur une base de calcul du Ti. Cependant, en utilisant l'Ir, on remarque que les pertes maximales de volume ont plutôt lieu dans la CU, alors que le SL se dilate progressivement jusqu'à atteindre 75 à 100% de gains de volume à la surface. Pour les mêmes raisons évoquées plus haut sur l'immobilité des deux éléments, nous pensons que les résultats obtenus sur une base de calcul de l'Ir sont plus réalistes. Si cette supposition est correcte, il s'ensuivrait que le SL connaît un apport de matières allochtones dont il faut tenir compte pour interpréter les bilans de masse.

Tableau 5.15: Contraintes volumiques dans les horizons latériques des forages 247 et 269 calculées sur base de l'Ir ($\Sigma Ir, W$) et du TI ($\Sigma Ti, W$) comme éléments immobiles, et à l'aide des équations de Brimhall et al. (1988, 1991).

No For./Éch.	247-0-5	247-5-10	247-10-15	247-15-20	247-20-25	247-25-26	247-26-27	247-27-28	247-28-30	247-30-32	247-32-34	247-34-38	247-38-40-1	247-38-40-2
Z (int. en m)	0-5	5-10	10-15	15-20	20-25	25-26	26-27	27-28	28-30	30-32	32-34	34-38	38-40-1	38-40-2
Lithol.	SL	SL	SL	SL	CU	CU	CU	FE	FE	FE	SA	SA	SA	SA
Localisation	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda
Ir	4.90	5.13	8.89	12.58	11.52	7.91	27.82	28.09	25.32	24.02	21.16	22.35	17.75	13.20
TiO2	2.39	2.27	1.73	1.39	0.81	0.43	0.45	0.38	0.38	0.33	0.31	0.32	0.26	0.20
Densité	1.34	1.48	1.54	1.56	1.92	2.28	2.26	1.34	1.18	0.91	0.98	0.97	0.94	0.85
$\Sigma Ir, W$	1.02	0.75	-0.03	-0.33	-0.40	-0.27	-0.79	-0.65	-0.56	-0.39	-0.36	-0.39	-0.21	0.18
$\Sigma Ti, W$	-0.96	-0.96	-0.95	-0.94	-0.91	-0.86	-0.87	-0.73	-0.69	-0.55	-0.55	-0.57	-0.44	-0.21
No For./Éch.	247-40-45	247-46-48	247-48-50	247-50-55	247-SLMoy.	247-CUmoy.	247-FEmoy.	247-SAmoy.	247-RMmoy.		269-0-5	269-5-7	269-7-11	269-16-17
Z (int. en m)	40-45	46-48	48-50	50-55	0-20	20-27	27-32	32-55	55-150		0-5	269-5-7	269-7-11	16-17
Lithol.	SA	SA	SA	SA	SL	CU	FE	SA	dunite		SL	SL	SL	CU
Localisation	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda		Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda
Ir	6.06	16.72	6.95	13.55	7.87	15.75	25.81	14.72	4.85		4.14	3.26	3.06	47.51
TiO2	0.10	0.19	0.08	0.14	1.95	0.56	0.36	0.20	0.05		2.36	1.73	0.62	0.44
Densité	0.82	0.92	1.11	1.14	1.48	2.15	1.14	0.97	2.73		1.50	1.50	1.92	1.92
$\Sigma Ir, W$	1.66	-0.14	0.72	-0.14	0.14	-0.61	-0.55	-0.07	0.00		0.51	0.92	0.60	-0.90
$\Sigma Ti, W$	0.75	-0.23	0.51	-0.16	-0.95	-0.89	-0.67	-0.30	-0.04		-0.95	-0.93	-0.84	-0.77
No For./Éch.	269-17-18	269-18-19	269-20-25	269-25-30	269-30-35	269-35-40	269-45-47	269-47-47-	269-SLMoy.	269-CUmoy.	269-FEmoy.	269-RMmoy.		
Z (int. en m)	17-18	18-19	20-25	25-30	30-35	35-40	45-47	47-	0-11	16-19	20-40	40-47		
Lithol.	CU	CU	FE	FE	FE	FE	harzburgite	harzburgite	SL	CU	FE	harzburg.		
Localisation	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda	Buhinda		
Ir	59.40	32.72	29.18	30.04	22.07	25.91	4.42	3.39	3.49	46.55	26.80	3.91		
TiO2	0.39	0.34	0.36	0.32	0.25	0.28	0.09	0.07	1.57	0.39	0.30	0.08		
Densité	1.95	1.41	1.22	1.05	0.95	0.81	2.27	2.77	1.64	1.76	1.01	2.52		
$\Sigma Ir, W$	-0.92	-0.80	-0.74	-0.70	-0.55	-0.55	-0.06	0.00	0.64	-0.89	-0.65	-0.03		
$\Sigma Ti, W$	-0.74	-0.60	-0.56	-0.43	-0.19	-0.14	-0.04	0.07	-0.92	-0.72	-0.36	0.01		

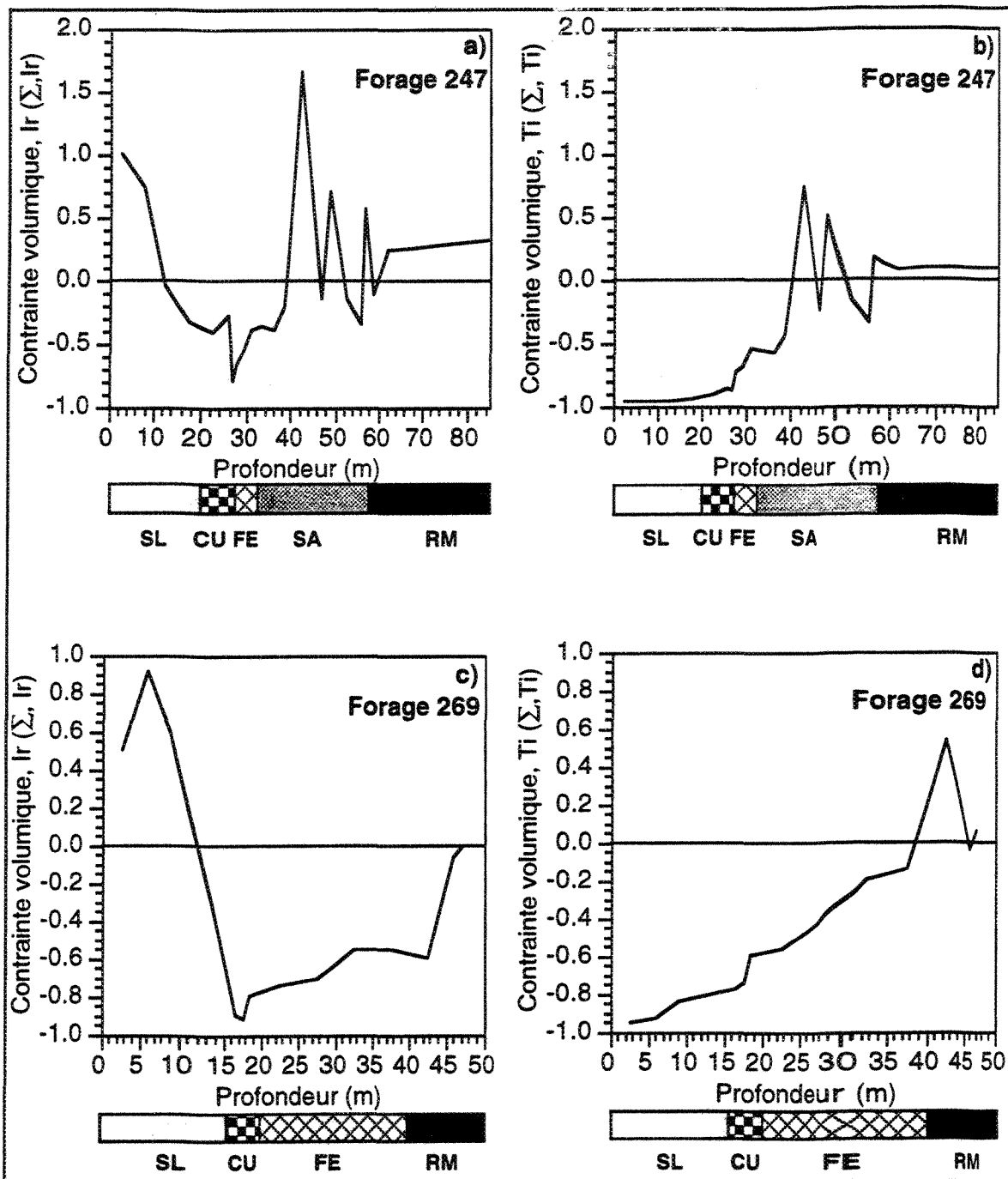


Figure 5.31: Diagrammes des contraintes volumiques dans les horizons latéritiques des forages 247 (a et b), et 269 (c et d) calculées sur base de l'Ir et du Ti comme éléments immobiles, et à l'aide des équations de Grimhall et al. 1981, 1991.

5.3.3.6 Limitations des méthodes de quantification des bilans de masse

Par rapport aux autres méthodes, la méthode de Gresens (1967) a l'avantage de pouvoir tester aisément l'immobilité des éléments et de faire ainsi un choix adéquat de la roche-mère. Elle est appropriée pour des séries linéaires d'échantillons altérés dérivés d'une même roche-mère, comme c'est le cas des profils latéritiques dont les horizons sont liés par une intensité croissante du degré d'altération.

La principale contrainte à la méthode de Gresens (1967) est qu'elle ne permet de comparer que deux roches à la fois. Ceci pourrait être insuffisant pour apprécier le comportement géochimique des constituants de la roche et en déduire une valeur précise de F_v .

Par ailleurs, la méthode de Gresens (1967) telle que nous l'avons appliquée reste fondamentalement basée sur le choix entre un volume fixe et un volume qui varie. Lorsque le volume varie, le problème revient à déterminer un ou des éléments qui sont demeurés immobiles et à l'aide desquels on calcule F_v^0 (facteur volumique à changement zéro) correspondant. Ce F_v^0 est alors appliqué aux autres éléments pour en déduire leurs pertes ou leurs gains de masse. Or l'immobilité d'un élément qui forme le pivot de toutes les méthodes reste souvent difficile à déterminer, et demeure donc critique pour toutes les méthodes de calculs de transfert de matière. En réalité, il n'existe pas d'élément absolument immobile dans un profil latéritique. Il n'y a que des éléments moins mobiles ou plus mobiles par rapport aux autres. Le Zr, le Ti et l'Al souvent utilisés comme éléments immobiles dans la littérature, s'avèrent parfois mobiles dans les systèmes d'altération hydrothermale à basse comme à haute température (Gardner 1980; Robert et Brown 1986; Barton et al. 1991). Il est par ailleurs connu que la distribution non-uniforme des zircons dans des échantillons,

pourrait rendre peu viable l'utilisation du zirconium comme élément immobile. Il en va de même pour la distribution des autres éléments immobiles choisis.

Les méthodes actuellement en usage ne requièrent souvent qu'un seul élément immobile pour calculer les bilans des matières. À notre avis, une méthode qui intégrerait plus d'un élément immobile serait préférable. Cependant, l'utilisation même des concentrations d'un élément immobile, à la fois dans la roche-mère et dans les roches altérées, dans une même équation, conduit inévitablement à des augmentations presque exponentielles de l'erreur initiale. C'est pour cette raison que la discussion de nos résultats sur les bilans de transferts de masse, a exigé le calcul des marges d'erreurs (tableau 5.16). Nous avons ainsi estimé la précision de nos analyses chimiques sur base de la variance. Dans les calculs, nous utilisons une formule qui fait appel deux fois à l'élément immobile, et deux autres fois à l'élément dont on calcule les pertes et les gains (concentrations des éléments dans la roche-mère et la roche altérée). Ceci nous a amené à calculer l'erreur cumulative des analyses (tableau 5.16). En se basant sur l'immobilité de l'Ir, on se rend compte que les pertes ou les gains de masse situés dans l'intervalle de -20% à +20% ne sont pas nécessairement significatifs. Les éléments dont les pertes ou les gains tombent dans cet intervalle peuvent donc être considérés comme immobiles. On peut utiliser ces données pour classer les éléments en trois principaux groupes: 1) les éléments lessivés, 2) les éléments immobiles, 3) les éléments enrichis (voir détails au chapitre VI). Dans chaque horizon, la tendance d'un élément à demeurer dans une de ces catégories est constante, si on tient compte des valeurs moyennes.

Toutes nos approches quantitatives comptent sur l'homogénéité chimique de la roche initiale, faisant ainsi abstraction des effets métamorphiques et déformationnels dont elle a pu être l'objet avant la latéritisation, pour autant que la roche-mère conserve le patron des REE et des EGP d'une roche fraîche. Les calculs des gains et des pertes de masse ne sont donc fiables que si la roche-mère est effectivement homogène et si les densités sont disponibles.

Tableau 5.16: Estimation du pourcentage des erreurs lors des calculs des bilans de masse, basés sur la concentration de l'Ir ou du Ti dans la roche-mère et dans les horizons latéritiques. Nous avons utilisé AX-90 comme standard.

	Ecart-type (É. T.)	moyenne (moy.)	Erreur standard (Er. std)	% Erreur % Er.	% Erreur cumulatif dans les calculs basés sur Ir	% Erreur cumulatif dans les calculs basés sur Ti
SiO ₂	3.00	34.39	8.72	12.33	14.65	29.32
TiO ₂	0.03	0.24	11.79	16.67	18.45	33.34
Al ₂ O ₃	0.16	4.67	3.33	4.71	9.20	24.50
Fe ₂ O ₃	0.18	15.82	1.12	1.58	8.06	23.68
MnO	0.01	0.19	3.82	5.41	9.58	24.78
MgO	0.13	27.66	0.49	0.69	7.94	23.59
CaO	0.06	5.20	1.09	1.54	8.05	23.68
P ₂ O ₅	0.01	0.02	47.14	66.67	67.13	97.18
V	18.38	110.00	16.71	23.64	24.92	40.90
Cr	72.83	5817.50	1.25	1.77	8.10	23.71
Ni	167.58	7224.50	2.32	3.28	8.56	24.03
S	0.01	0.07	10.34	14.63	16.63	31.36
Cu	189.50	726.00	26.10	36.91	37.75	57.28
PAF	0.05	9.21	0.54	0.76	7.94	23.60
La	0.02	0.42	4.38	6.20	10.05	24.38
Ce	0.42	2.16	19.37	27.39	28.50	36.14
Nd	0.00	1.53	0.00	0.00	7.91	23.57
Sm	0.02	0.43	3.94	5.57	9.67	24.22
Eu	0.01	0.19	3.49	4.93	9.32	24.08
Tb	0.02	0.13	14.70	20.79	22.25	31.44
Yb	0.02	0.49	4.09	5.78	9.79	24.27
Lu	0.01	0.08	9.35	13.22	15.40	27.03
As	0.25	0.59	43.03	60.85	61.36	65.26
Au	0.00	0.00	13.30	18.81	20.40	30.16
Co	5.36	226.94	2.36	3.34	8.58	23.81
Cr	77.75	4081.24	1.91	2.69	8.35	23.73
Cs	0.03	0.38	8.36	11.82	14.22	26.37
Fe	0.29	15.50	1.84	2.61	8.32	23.72
Hf	0.03	0.33	8.97	12.69	14.95	26.77
Na	0.00	0.04	2.82	3.99	8.86	23.91
Ni	424.66	7897.11	5.38	7.60	10.97	24.77
Rb	0.00	8.45	0.00	0.00	7.91	23.57
Sb	0.09	0.15	58.93	83.34	83.71	86.61
Sc	0.30	16.86	1.75	2.48	8.29	23.71
Se	0.76	2.63	29.05	41.09	41.84	47.37
Se	0.48	3.39	14.13	19.99	21.50	30.91
Ta	0.00	0.11	0.00	0.00	7.91	23.57
Th	0.04	0.13	32.35	45.75	46.43	51.47
Zn	3.76	51.01	7.38	10.43	13.09	25.78
Os	0.59	4.09	14.51	20.52	21.99	26.44
Ir	0.19	3.33	5.59	7.91	11.19	18.45
Ru	2.26	17.69	12.80	18.11	19.76	24.61
Rh	0.53	13.14	4.04	5.71	9.76	17.62
Pt	4.21	128.57	3.28	4.63	9.17	17.30
Pd	20.72	324.17	6.39	9.04	12.01	18.96
Au	0.31	3.95	7.89	11.15	13.67	20.06

$$Er. std (\%) = (\text{É. T.}/\text{moy.}) \times 100$$

$$\% Erreur(X) = \sqrt{Er.std(x)_{RD}^2 + Er.std(x)_{RF}^2}$$

$$\% Erreur.cumulatif(x) = \sqrt{Er.std(Ir)_{RD}^2 + Er.std.(Ir)_{RF}^2 + Er.std(x)_{RD}^2 + Er.std(x)_{RF}^2}$$

$$\% Erreur.cumulatif(x) = \sqrt{Er.std(Ti)_{RD}^2 + Er.std.(Ti)_{RF}^2 + Er.std(x)_{RD}^2 + Er.std(x)_{RF}^2}$$

X = élément analysé; RD = Roche de départ; RF = Roche finale

Les méthodes aujourd'hui en usage n'arrivent pas à une discrimination entre les matières in situ ou autochtones, et les matières d'une source externe ou allochtones. Ceci rend particulièrement difficile l'interprétation des bilans de matière dans le SL et la CU. Les bilans avancés dans nos calculs sur le SL et la CU sont donc à considérer sous toutes ces réserves.

5.3.4 RELATIONS INTER-ÉLÉMENTS

Nous venons de voir à quel niveau la formation du profil latéritique est accompagné d'un lessivage ou d'un enrichissement différentiels des éléments. L'enrichissement excessif des REE et des éléments à haut champ de force (EHCF) nous a amené à considérer une étude des corrélations entre ces éléments et les EGP. Cette étude nous permettra de concevoir de façon globale le développement d'un profil latéritique, d'autant plus que ces groupes d'éléments sont généralement considérés les plus stables dans la plupart des processus d'altération. Nous voulons savoir; 1) dans quelle mesure les mécanismes physico-chimiques du système supergène latéritique, qui affectent la redistribution des EGP, touchent également les REE et les EHCF, à travers les matrices de corrélation; 2) le degré de corrélation entre les EGP; 3) le degré de corrélation entre les REE.

Des matrices de corrélation ont été établies pour 11 échantillons de la SA, 9 de la FE, 9 de la CU et 11 du SL (tableaux 5.17, 5.18, 5.19, 5.20). Les coefficients de corrélations sont significatifs à partir de |0.602| pour la SA et le SL, et |0.666| pour la CU et la FE ($\alpha = 5\%$). Ils deviennent très significatifs à partir de |0.735| pour la SA et le SL, et |0.798| pour la CU et la FE ($\alpha = 1\%$). On peut également observer les corrélations inter-éléments sur les figures 5.32 et 5.33, représentant des diagrammes binaires des EGP, REE et certains autres éléments les moins mobiles, avec à la base l'Ir comme indice de différenciation.

Tableau 5.17: Matrice de corrélation pour les oxydes majeurs et les éléments traces du sol latéritique

	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Cr	Ni	Co	Sc	V	Cu	Zn	S	As	Se	Sb	Au	Rb	Cs	Ba
SiO2	1.00																								
TiO2	0.46	1.00																							
Al2O3	0.53	0.97	1.00																						
Fe2O3	-0.89	-0.80	-0.86	1.00																					
MnO	-0.40	-0.67	-0.62	0.57	1.00																				
MgO	0.01	-0.39	-0.42	0.22	-0.22	1.00																			
CaO	0.41	-0.37	-0.35	-0.06	0.12	0.37	1.00																		
Na2O	0.59	0.68	0.71	-0.74	-0.16	-0.22	-0.19	1.00																	
K2O	0.34	0.77	0.75	-0.61	-0.29	-0.19	-0.28	0.83	1.00																
P2O5	0.04	0.80	0.76	-0.44	-0.51	-0.31	-0.51	0.47	0.80	1.00															
Cr	-0.50	-0.98	-0.92	0.80	0.71	0.33	0.30	-0.67	-0.73	-0.79	1.00														
Ni	-0.47	-0.91	-0.82	0.72	0.69	0.14	0.30	-0.74	-0.71	-0.66	0.94	1.00													
Co	-0.55	-0.42	-0.34	0.51	0.85	-0.35	-0.24	0.00	-0.03	-0.11	0.48	0.48	1.00												
Sc	-0.91	-0.64	-0.71	0.93	0.49	0.28	-0.24	-0.57	-0.36	-0.27	0.68	0.58	0.51	1.00											
V	0.17	0.92	0.83	-0.55	-0.54	-0.35	-0.56	0.64	0.83	0.89	-0.90	-0.86	-0.25	-0.34	1.00										
Cu	0.54	-0.10	0.01	-0.34	0.22	-0.34	0.61	-0.07	-0.22	-0.35	0.11	0.31	-0.09	-0.53	-0.38	1.00									
Zn	-0.16	-0.09	-0.27	0.24	0.03	-0.01	0.32	-0.35	-0.14	-0.14	0.05	0.07	-0.29	0.21	0.02	0.14	1.00								
S	-0.51	-0.87	-0.88	0.79	0.36	0.34	0.40	-0.91	-0.87	-0.64	0.81	0.82	0.15	0.55	-0.82	0.11	0.26	1.00							
As	0.43	0.86	0.87	-0.73	-0.45	-0.30	-0.26	0.67	0.89	0.78	-0.77	-0.66	-0.23	-0.48	0.81	0.01	-0.07	-0.86	1.00						
Se	0.37	0.72	0.76	-0.63	-0.30	-0.51	-0.04	0.59	0.58	0.58	-0.71	-0.64	-0.02	-0.62	0.56	0.12	-0.24	-0.61	0.58	1.00					
Sb	-0.75	-0.21	-0.31	0.62	0.27	0.16	-0.27	-0.29	0.14	0.18	0.30	0.27	0.38	0.82	0.09	-0.51	0.35	0.18	0.07	-0.32	1.00				
Au	0.17	0.48	0.39	-0.31	-0.35	-0.09	-0.53	0.55	0.30	0.27	-0.55	-0.73	-0.20	-0.23	0.55	-0.52	-0.20	-0.53	0.11	0.21	-0.31	1.00			
Rb	-0.73	-0.23	-0.25	0.58	0.22	0.04	-0.63	-0.17	-0.21	-0.07	0.28	0.10	0.48	0.67	-0.04	-0.74	-0.30	0.14	-0.36	-0.16	0.40	0.34	1.00		
Cs	-0.20	0.67	0.58	-0.20	-0.43	-0.13	-0.78	0.40	0.69	0.80	-0.61	-0.62	-0.08	0.10	0.87	-0.68	-0.06	-0.64	0.66	0.21	0.44	0.47	0.31	1.00	
Ba	-0.37	0.25	0.13	0.15	-0.03	0.19	-0.29	0.33	0.63	0.54	-0.23	-0.36	0.23	0.40	0.52	-0.72	0.10	-0.32	0.37	0.19	0.70	0.20	0.35	0.66	1.00
Ta	0.26	0.86	0.82	-0.60	-0.42	-0.25	-0.41	0.73	0.96	0.86	-0.81	-0.76	-0.14	-0.33	0.92	-0.27	-0.05	-0.88	0.94	0.57	0.19	0.33	-0.15	0.81	0.61
Hf	0.38	0.96	0.94	-0.74	-0.52	-0.36	-0.37	0.77	0.91	0.85	-0.91	-0.86	-0.21	-0.53	0.92	-0.18	-0.16	-0.92	0.92	0.76	-0.05	0.41	-0.16	0.71	0.45
Th	0.32	0.95	0.92	-0.69	-0.55	-0.31	-0.45	0.72	0.91	0.88	-0.89	-0.83	-0.24	-0.45	0.95	-0.24	-0.12	-0.90	0.94	0.65	0.05	0.39	-0.14	0.80	0.48
La	0.65	0.27	0.34	-0.58	-0.02	0.02	0.00	0.76	0.31	-0.15	-0.27	-0.44	-0.08	-0.49	0.13	0.08	-0.41	-0.61	0.20	0.22	-0.55	0.56	-0.05	-0.02	-0.10
Ce	0.06	0.30	0.36	-0.24	0.38	-0.34	-0.31	0.72	0.74	0.40	-0.21	-0.22	0.60	-0.03	0.40	-0.11	-0.35	-0.64	0.55	0.37	0.24	0.11	0.09	0.39	0.51
Nd	-0.17	-0.15	-0.07	0.14	0.58	-0.23	-0.20	0.41	0.14	-0.06	0.16	0.03	0.78	0.13	-0.09	-0.21	-0.57	-0.15	-0.18	0.29	-0.06	0.27	0.50	-0.07	0.24
Sm	0.41	0.87	0.87	-0.72	-0.36	-0.39	-0.56	0.86	0.85	0.71	-0.81	-0.79	-0.10	-0.49	0.87	-0.19	-0.30	-0.98	0.83	0.53	-0.14	0.58	-0.06	0.73	0.31
Eu	0.19	0.81	0.79	-0.54	-0.31	-0.48	-0.68	0.78	0.71	0.66	-0.78	-0.82	0.01	-0.35	0.86	-0.37	-0.29	-0.88	0.63	0.60	-0.12	0.76	0.23	0.73	0.37
Tb	-0.02	0.63	0.58	-0.30	-0.32	0.04	-0.55	0.60	0.83	0.69	-0.54	-0.61	-0.02	0.05	0.78	-0.60	-0.12	-0.74	0.75	0.27	0.46	0.37	0.22	0.89	0.77
Yb	0.59	0.94	0.91	-0.84	-0.60	-0.30	-0.20	0.79	0.75	0.62	-0.94	-0.95	-0.43	-0.70	0.83	-0.07	-0.06	-0.89	0.76	0.76	-0.33	0.57	-0.23	0.52	0.25
Lu	0.66	0.97	0.96	-0.92	-0.64	-0.36	-0.25	0.77	0.74	0.69	-0.96	-0.90	-0.46	-0.79	0.83	0.05	-0.15	-0.89	0.82	0.70	-0.42	0.51	-0.37	0.52	0.10
Os	0.63	0.10	0.12	-0.44	-0.46	0.29	0.41	0.10	-0.29	-0.39	-0.17	-0.30	-0.64	-0.56	-0.19	0.24	-0.09	-0.03	-0.20	0.13	-0.76	0.32	-0.21	-0.42	-0.50
Ir	0.13	-0.40	-0.39	0.14	-0.14	0.43	0.29	-0.36	-0.73	-0.73	0.34	0.17	-0.38	-0.02	-0.56	0.06	-0.03	0.43	-0.67	-0.36	-0.48	0.19	0.17	-0.53	-0.56
Ru	0.43	-0.07	0.00	-0.26	-0.26	0.26	0.16	0.03	-0.42	-0.54	0.05	-0.11	-0.41	-0.34	-0.32	0.13	-0.30	0.01	-0.32	-0.07	-0.68	0.35	0.10	-0.38	-0.57
Rh	-0.40	-0.68	-0.78	0.67	0.12	0.38	0.36	-0.79	-0.84	-0.61	0.57	0.49	-0.14	0.43	-0.63	-0.04	0.43	0.88	-0.87	-0.55	0.02	-0.14	0.15	-0.53	-0.28
Pt	0.45	-0.05	0.02	-0.27	-0.28	0.26	0.19	0.04	-0.41	-0.53	0.03	-0.13	-0.43	-0.36	-0.31	0.15	-0.27	0.01	-0.31	-0.04	-0.68	0.34	0.07	-0.39	-0.56
Pd	0.15	-0.29	-0.41	0.13	-0.33	0.49	0.53	-0.50	-0.55	-0.43	0.15	0.10	-0.68	-0.05	-0.35	0.14	0.54	0.54	-0.48	-0.43	-0.25	-0.03	-0.32	-0.42	-0.36

Tableau 5.17 (suite): Matrice de corrélation pour les oxydes majeurs et les éléments traces du sol latéritique

	Ta	Hf	Th	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd
SiO ₂																	
TiO ₂																	
Al ₂ O ₃																	
Fe ₂ O ₃																	
MnO																	
MgO																	
CaO																	
Na ₂ O																	
K ₂ O																	
P ₂ O ₅																	
Cr																	
Ni																	
Co																	
Sc																	
V																	
Cu																	
Zn																	
S																	
As																	
Se																	
Sb																	
Au																	
Rb																	
Cs																	
Ba																	
Ta	1.00																
Hf	0.95	1.00															
Th	0.97	0.99	1.00														
La	0.21	0.29	0.23	1.00													
Ce	0.62	0.53	0.51	0.39	1.00												
Nd	-0.03	0.02	-0.07	0.41	0.62	1.00											
Sm	0.88	0.90	0.90	0.52	0.63	0.15	1.00										
Eu	0.76	0.83	0.81	0.48	0.55	0.32	0.92	1.00									
Tb	0.88	0.76	0.82	0.22	0.61	0.06	0.75	0.68	1.00								
Yb	0.79	0.91	0.87	0.50	0.32	-0.02	0.83	0.81	0.57	1.00							
Lu	0.79	0.90	0.88	0.45	0.30	-0.12	0.87	0.78	0.51	0.95	1.00						
Os	-0.29	-0.07	-0.14	0.52	-0.52	-0.17	-0.08	-0.05	-0.34	0.30	0.25	1.00					
Ir	-0.71	-0.57	-0.60	0.26	-0.71	-0.12	-0.48	-0.36	-0.55	-0.24	-0.30	0.81	1.00				
Ru	-0.41	-0.22	-0.26	0.60	-0.43	0.00	-0.08	-0.02	-0.31	0.12	0.07	0.90	0.88	1.00			
Rh	-0.81	-0.81	-0.80	-0.45	-0.81	-0.23	-0.86	-0.68	-0.69	-0.63	-0.69	0.25	0.63	0.20	1.00		
Pt	-0.40	-0.20	-0.25	0.59	-0.44	-0.01	-0.09	-0.02	-0.32	0.14	0.09	0.92	0.88	1.00	0.21	1.00	
Pd	-0.51	-0.49	-0.47	-0.20	-0.87	-0.62	-0.56	-0.55	-0.53	-0.22	-0.23	0.55	0.64	0.35	0.78	0.37	1.00

Tableau 5.18: Matrice de corrélation pour les oxydes majeurs et les éléments traces de la cuirasse latéritique

	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Cr	Ni	Co	Sc	V	Cu	Zn	S	As	Se	Sb	Au	Rb	Cs	Ba
SiO2	1.00																								
TiO2	0.77	1.00																							
Al2O3	0.82	0.86	1.00																						
Fe2O3	-0.94	-0.86	-0.96	1.00																					
MnO	-0.70	-0.76	-0.94	0.86	1.00																				
MgO	-0.02	0.40	0.43	-0.27	-0.33	1.00																			
CaO	-0.22	0.05	-0.13	0.16	0.10	0.18	1.00																		
Na2O	-0.63	-0.27	-0.63	0.67	0.49	-0.16	0.12	1.00																	
K2O	0.04	0.15	0.49	-0.31	-0.61	0.49	-0.04	-0.30	1.00																
P2O5	0.01	0.22	-0.03	0.02	-0.09	-0.13	-0.28	0.67	0.04	1.00															
Cr	-0.69	-0.59	-0.46	0.57	0.30	0.16	0.18	0.37	0.50	0.18	1.00														
Ni	-0.66	-0.96	-0.87	0.83	0.75	-0.63	-0.07	0.33	-0.28	-0.07	0.49	1.00													
Co	-0.76	-0.80	-0.84	0.84	0.83	-0.33	0.20	0.33	-0.29	-0.26	0.41	0.75	1.00												
Sc	-0.05	-0.16	0.09	-0.03	-0.28	-0.05	-0.41	0.10	0.66	0.54	0.60	0.19	-0.23	1.00											
V	0.82	0.90	0.84	-0.85	-0.82	0.17	-0.16	-0.29	0.09	0.25	-0.67	-0.80	-0.92	-0.02	1.00										
Cu	-0.24	-0.30	-0.03	0.16	-0.22	-0.32	-0.07	-0.01	0.52	0.01	0.35	0.30	0.26	0.45	-0.19	1.00									
Zn	-0.42	-0.41	-0.09	0.27	-0.16	-0.08	0.09	-0.02	0.63	-0.16	0.53	0.32	0.32	0.42	-0.34	0.93	1.00								
S	0.21	0.49	0.72	-0.52	-0.78	0.75	0.13	-0.37	0.85	-0.10	0.15	-0.65	-0.52	0.27	0.40	0.25	0.39	1.00							
As	0.79	0.70	0.70	-0.76	-0.74	-0.10	-0.38	-0.17	0.23	0.57	-0.37	-0.54	-0.81	0.43	0.82	0.02	-0.22	0.24	1.00						
Se	-0.40	-0.02	-0.28	0.32	0.33	0.40	-0.26	0.64	-0.10	0.56	0.29	-0.05	0.05	0.12	-0.16	-0.43	-0.36	-0.08	-0.10	1.00					
Sb	0.66	0.87	0.91	-0.84	-0.91	0.44	-0.14	-0.29	0.58	0.34	-0.25	-0.86	-0.80	0.30	0.80	0.07	-0.03	0.73	0.79	-0.02	1.00				
Au	-0.59	-0.37	-0.71	0.67	0.69	-0.03	0.46	0.68	-0.56	0.12	0.26	0.39	0.36	-0.31	-0.40	-0.47	-0.33	-0.48	-0.52	0.44	-0.62	1.00			
Rb	0.11	-0.12	0.29	-0.23	-0.37	0.16	-0.54	-0.31	0.73	0.17	0.46	0.06	-0.31	0.87	0.01	0.31	0.34	0.41	0.35	0.03	0.32	-0.51	1.00		
Cs	-0.90	-0.54	-0.78	0.87	0.70	0.06	0.48	0.69	-0.28	-0.05	0.44	0.46	0.72	-0.31	-0.67	0.02	0.19	-0.26	-0.80	0.38	-0.64	0.75	-0.51	1.00	
Ba	-0.86	-0.76	-0.91	0.94	0.81	-0.38	0.15	0.71	-0.30	0.16	0.50	0.76	0.88	-0.01	-0.81	0.28	0.30	-0.55	-0.63	0.29	-0.72	0.53	-0.29	0.81	1.00
Ta	0.60	0.85	0.71	-0.71	-0.63	0.44	-0.28	-0.04	0.27	0.56	-0.30	-0.82	-0.73	0.21	0.73	-0.29	-0.41	0.44	0.76	0.36	0.87	-0.38	0.20	-0.53	-0.57
Hf	0.76	0.87	0.84	-0.85	-0.78	0.37	-0.32	-0.25	0.36	0.45	-0.35	-0.83	-0.86	0.28	0.83	-0.21	-0.34	0.50	0.87	0.15	0.93	-0.52	0.32	-0.72	-0.75
Th	0.83	0.80	0.77	-0.83	-0.75	0.05	-0.36	-0.22	0.22	0.52	-0.42	-0.67	-0.84	0.32	0.85	-0.12	-0.34	0.30	0.98	-0.02	0.85	-0.52	0.30	-0.81	-0.71
U	0.54	0.39	0.59	-0.59	-0.67	0.09	-0.44	-0.24	0.57	0.48	0.09	-0.32	-0.75	0.78	0.54	0.09	0.00	0.41	0.83	-0.01	0.67	-0.49	0.78	-0.76	-0.58
La	-0.37	-0.73	-0.68	0.56	0.77	-0.53	-0.24	0.02	-0.43	-0.28	0.13	0.74	0.81	-0.16	-0.75	0.08	0.03	-0.73	-0.53	-0.03	-0.77	0.10	-0.09	0.25	0.59
Ce	-0.37	-0.33	-0.02	0.20	-0.17	0.01	0.16	-0.16	0.62	-0.32	0.43	0.22	0.37	0.25	-0.34	0.89	0.97	0.44	-0.30	-0.42	0.00	-0.40	0.24	0.19	0.26
Nd	-0.61	-0.82	-0.87	0.78	0.93	-0.46	-0.11	0.27	-0.55	-0.23	0.20	0.81	0.88	-0.24	-0.83	-0.02	-0.01	-0.77	-0.71	0.15	-0.91	0.40	-0.24	0.54	0.77
Sm	-0.64	-0.84	-0.89	0.81	0.95	-0.42	-0.12	0.32	-0.51	-0.16	0.29	0.83	0.87	-0.17	-0.86	-0.05	-0.02	-0.76	-0.70	0.23	-0.90	0.44	-0.19	0.55	0.78
Eu	-0.71	-0.86	-0.90	0.85	0.92	-0.45	-0.04	0.36	-0.44	-0.17	0.34	0.84	0.94	-0.17	-0.89	0.13	0.15	-0.71	-0.73	0.16	-0.89	0.40	-0.23	0.62	0.86
Tb	-0.83	-0.87	-0.89	0.91	0.81	-0.34	-0.17	0.51	-0.38	-0.07	0.35	0.83	0.77	-0.05	-0.76	0.16	0.23	-0.57	-0.70	0.29	-0.84	0.49	-0.14	0.70	0.83
Yb	-0.75	-0.85	-0.92	0.88	0.92	-0.40	-0.18	0.49	-0.44	0.01	0.37	0.83	0.86	-0.05	-0.85	0.06	0.07	-0.71	-0.66	0.35	-0.84	0.46	-0.15	0.63	0.87
Lu	-0.66	-0.78	-0.86	0.81	0.87	-0.46	-0.32	0.49	-0.47	0.09	0.27	0.79	0.80	-0.03	-0.75	0.07	0.03	-0.74	-0.54	0.38	-0.78	0.37	-0.13	0.53	0.82
Os	-0.35	-0.37	-0.60	0.49	0.74	-0.19	0.55	0.12	-0.68	-0.47	-0.10	0.37	0.65	-0.73	-0.52	-0.37	-0.29	-0.59	-0.72	-0.10	-0.73	0.60	-0.73	0.58	0.47
Ir	-0.71	-0.61	-0.90	0.85	0.93	-0.31	0.33	0.62	-0.62	-0.02	0.23	0.62	0.85	-0.42	-0.73	-0.13	-0.09	-0.70	-0.72	0.30	-0.80	0.72	-0.61	0.84	0.88
Ru	-0.38	-0.22	-0.61	0.55	0.61	-0.43	0.44	0.55	-0.76	-0.02	-0.21	0.31	0.57	-0.66	-0.28	-0.10	-0.16	-0.63	-0.45	0.03	-0.56	0.61	-0.91	0.67	0.62
Rh	0.32	0.21	-0.04	-0.09	-0.02	-0.74	-0.09	0.31	-0.43	0.54	-0.39	0.06	-0.03	0.00	0.29	0.16	-0.17	-0.50	0.51	-0.18	0.10	-0.06	-0.33	-0.19	0.15
Pt	-0.63	-0.54	-0.82	0.76	0.78	-0.31	0.60	0.57	-0.59	-0.07	0.26	0.59	0.62	-0.37	-0.58	-0.20	-0.10	-0.60	-0.64	0.09	-0.78	0.88	-0.60	0.79	0.70
Pd	0.60	0.34	0.25	-0.39	-0.31	-0.71	-0.14	-0.05	-0.24	0.36	-0.47	-0.08	-0.29	0.09	0.49	0.21	-0.12	-0.30	0.69	-0.45	0.27	-0.31	-0.12	-0.52	-0.20

Tableau 5.13 (suite): Matrice de corrélation pour les oxydes majeurs et les éléments traces de la cuirasse latéritique

	Ta	Hf	Th	U	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd
SiO ₂																		
TiO ₂																		
Al ₂ O ₃																		
Fe ₂ O ₃																		
MnO																		
MgO																		
CaO																		
Na ₂ O																		
K ₂ O																		
P ₂ O ₅																		
Cr																		
Ni																		
Co																		
Sc																		
V																		
Cu																		
Zn																		
S																		
As																		
Se																		
Sb																		
Au																		
Rb																		
Cs																		
Ba																		
Ta	1.00																	
Hf	0.96	1.00																
Th	0.86	0.94	1.00															
U	0.59	0.73	0.78	1.00														
La	-0.61	-0.65	-0.56	-0.49	1.00													
Ce	-0.39	-0.34	-0.37	-0.13	0.07	1.00												
Nd	-0.69	-0.80	-0.74	-0.65	0.93	0.01	1.00											
Sm	-0.67	-0.78	-0.73	-0.60	0.92	-0.02	0.99	1.00										
Eu	-0.71	-0.83	-0.78	-0.66	0.91	0.15	0.98	0.98	1.00									
Tb	-0.69	-0.81	-0.78	-0.56	0.66	0.16	0.85	0.85	0.87	1.00								
Yb	-0.60	-0.74	-0.70	-0.55	0.84	0.04	0.95	0.97	0.97	0.91	1.00							
Lu	-0.51	-0.65	-0.59	-0.48	0.84	-0.01	0.93	0.94	0.93	0.90	0.98	1.00						
Os	-0.58	-0.69	-0.67	-0.84	0.53	-0.17	0.65	0.62	0.60	0.39	0.49	0.39	1.00					
Ir	-0.56	-0.76	-0.73	-0.80	0.63	-0.07	0.82	0.82	0.85	0.73	0.82	0.76	0.79	1.00				
Ru	-0.41	-0.56	-0.46	-0.81	0.32	-0.12	0.50	0.46	0.52	0.45	0.46	0.44	0.73	0.82	1.00			
Rh	0.18	0.17	0.43	0.08	0.08	-0.23	0.01	-0.03	0.02	-0.11	0.02	0.12	-0.01	0.14	0.45	1.00		
Pt	-0.64	-0.76	-0.69	-0.66	0.34	-0.13	0.58	0.59	0.60	0.56	0.56	0.46	0.79	0.85	0.77	0.09	1.00	
Pd	0.21	0.32	0.61	0.32	-0.05	-0.17	-0.23	-0.26	-0.24	-0.38	-0.28	-0.17	-0.21	-0.22	0.16	0.90	-0.16	1.00

Tableau 5.19: Matrice de corrélation pour les oxydes majeurs et les éléments traces de la ferralite

	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Cr	Ni	Co	Sc	V	Cu	Zn	S	As	Se	Sb	Au	Rb	Cs	Ba
SiO2	1.00																								
TiO2	0.13	1.00																							
Al2O3	0.61	0.40	1.00																						
Fe2O3	-0.93	-0.28	-0.84	1.00																					
MnO	-0.61	0.11	-0.49	0.58	1.00																				
MgO	0.30	-0.58	-0.41	-0.03	-0.31	1.00																			
CaO	0.37	0.18	0.25	-0.40	-0.06	-0.15	1.00																		
Na2O	-0.47	-0.25	-0.18	0.38	0.31	-0.12	-0.39	1.00																	
K2O	-0.14	0.71	0.35	-0.08	0.34	-0.66	-0.10	0.32	1.00																
P2O5	-0.15	0.02	-0.21	0.13	0.10	0.09	0.62	-0.03	-0.20	1.00															
Cr	-0.43	-0.26	-0.33	0.38	0.15	0.08	0.24	0.26	-0.28	0.62	1.00														
Ni	0.05	-0.27	-0.65	0.24	-0.06	0.76	0.06	-0.19	-0.43	0.37	0.02	1.00													
Co	-0.51	-0.23	-0.64	0.59	0.76	0.12	-0.18	0.21	-0.02	0.13	-0.06	0.35	1.00												
Sc	0.06	0.10	0.58	-0.34	-0.14	-0.32	0.18	0.34	0.45	0.03	0.23	-0.52	-0.37	1.00											
V	0.15	-0.38	0.51	-0.32	-0.45	-0.09	0.06	-0.12	-0.22	-0.21	0.15	-0.51	-0.48	0.54	1.00										
Cu	-0.03	0.30	0.07	0.03	-0.22	-0.04	-0.41	-0.40	0.20	-0.31	-0.61	0.16	0.01	-0.30	-0.06	1.00									
Zn	-0.20	-0.03	-0.21	0.15	0.78	-0.09	0.28	0.32	0.25	0.31	0.14	0.03	0.70	0.14	-0.32	-0.48	1.00								
S	0.02	0.19	0.68	-0.33	-0.13	-0.52	-0.03	0.17	0.48	-0.27	0.09	-0.80	-0.50	0.84	0.71	-0.07	-0.09	1.00							
As	0.00	0.00	0.28	-0.07	-0.31	-0.15	-0.41	0.32	0.35	-0.53	-0.49	-0.19	-0.15	0.40	0.16	0.32	-0.28	0.31	1.00						
Se	-0.21	-0.84	-0.46	0.36	-0.16	0.62	-0.44	0.29	-0.69	-0.03	0.16	0.35	0.34	-0.29	0.12	-0.08	-0.09	-0.39	0.08	1.00					
Sb	0.03	0.33	0.49	-0.23	-0.44	-0.23	-0.17	-0.10	0.35	-0.25	0.03	-0.38	-0.52	0.60	0.47	0.32	-0.49	0.66	0.44	-0.24	1.00				
Au	0.27	0.20	0.33	-0.27	-0.37	-0.05	-0.34	-0.01	0.35	-0.51	-0.83	0.03	-0.11	0.06	-0.06	0.64	-0.33	0.06	0.84	-0.05	0.26	1.00			
Rb	-0.58	-0.38	-0.52	0.59	0.60	0.03	-0.24	0.55	-0.08	0.16	0.34	0.05	0.67	-0.24	-0.22	-0.29	0.51	-0.27	-0.35	0.47	-0.41	-0.47	1.00		
Cs	-0.59	-0.03	-0.44	0.54	0.81	-0.09	-0.25	0.21	0.20	0.15	0.03	0.09	0.81	-0.13	-0.31	0.10	0.66	-0.11	-0.15	0.07	-0.37	-0.13	0.44	1.00	
Ba	-0.30	0.21	-0.16	0.24	0.64	-0.18	-0.36	0.01	0.50	-0.35	-0.29	-0.08	0.50	-0.07	-0.15	0.37	0.40	0.15	-0.08	-0.26	0.01	0.06	0.30	0.64	1.00
Ta	-0.72	-0.36	-0.73	0.77	0.59	0.27	-0.47	0.35	-0.18	0.19	0.29	0.33	0.82	-0.31	-0.33	0.01	0.41	-0.38	-0.19	0.58	-0.30	-0.28	0.73	0.75	0.36
Hf	0.12	0.55	0.64	-0.37	-0.07	-0.62	0.17	0.18	0.61	0.10	-0.03	-0.59	-0.51	0.46	0.14	0.01	-0.05	0.60	0.06	-0.63	0.18	0.10	-0.29	-0.08	-0.02
Th	0.02	0.12	0.23	-0.14	0.34	-0.31	0.16	0.42	0.34	0.22	-0.23	-0.20	0.36	0.17	-0.25	-0.22	0.62	0.00	0.14	-0.07	-0.45	0.19	0.21	0.41	0.01
U	0.13	0.22	0.60	-0.31	-0.18	-0.48	-0.32	0.32	0.57	-0.55	-0.55	-0.59	-0.33	0.43	0.27	0.26	-0.18	0.59	0.72	-0.26	0.26	0.69	-0.34	-0.07	0.10
La	0.16	0.27	-0.17	-0.03	0.04	0.04	0.47	-0.50	-0.28	0.48	-0.13	0.41	0.26	-0.61	-0.54	0.11	0.09	-0.72	-0.41	-0.06	-0.43	-0.09	-0.01	0.01	-0.27
Ce	0.07	0.12	0.58	-0.36	0.13	-0.43	0.27	0.06	0.33	0.00	0.24	-0.70	-0.18	0.70	0.60	-0.32	0.32	0.79	-0.15	-0.34	0.39	-0.34	0.10	0.02	0.25
Nd	0.04	0.57	0.30	-0.12	0.02	-0.53	-0.06	-0.09	0.36	-0.07	-0.49	-0.26	-0.02	-0.35	-0.34	0.45	-0.15	-0.13	0.01	-0.29	-0.11	0.33	0.02	-0.01	0.05
Sm	0.03	0.76	0.47	-0.20	0.12	-0.80	0.09	-0.17	0.60	-0.17	-0.51	-0.50	-0.09	-0.06	-0.19	0.40	-0.06	0.17	0.14	-0.61	0.11	0.36	-0.18	0.01	0.18
Eu	0.04	0.86	0.54	-0.25	0.02	-0.78	0.16	-0.21	0.63	0.02	-0.33	-0.49	-0.23	0.08	-0.14	0.41	-0.13	0.28	0.07	-0.69	0.28	0.27	-0.27	-0.04	0.12
Tb	-0.72	0.28	-0.36	0.61	0.59	-0.33	-0.38	0.20	0.42	0.06	0.27	-0.12	0.25	-0.07	-0.21	0.25	0.13	0.16	-0.23	-0.25	0.04	-0.25	0.29	0.62	0.62
Yb	0.15	0.87	0.62	-0.40	-0.02	-0.67	0.32	-0.06	0.66	0.22	-0.01	-0.50	-0.42	0.35	-0.10	0.05	-0.02	0.42	-0.08	-0.77	0.35	0.02	-0.28	-0.16	-0.02
Lu	0.26	0.83	0.64	-0.46	-0.23	-0.56	0.29	-0.13	0.53	0.21	-0.02	-0.42	-0.57	0.29	-0.07	0.12	-0.23	0.36	-0.04	-0.70	0.39	0.08	-0.41	-0.31	-0.18
Os	0.58	0.50	0.62	-0.63	-0.43	-0.18	0.00	-0.19	0.36	-0.21	-0.73	-0.12	-0.36	-0.04	-0.12	0.50	-0.29	0.06	0.31	-0.35	0.06	0.69	-0.48	-0.27	-0.06
Ir	0.43	0.49	0.52	-0.47	-0.32	-0.23	-0.21	-0.17	0.43	-0.42	-0.87	-0.13	-0.22	-0.11	-0.16	0.65	-0.31	0.05	0.48	-0.31	0.11	0.83	-0.45	-0.15	0.11
Ru	0.44	0.42	0.51	-0.47	-0.34	-0.19	-0.23	-0.11	0.43	-0.44	-0.88	-0.11	-0.20	-0.05	-0.14	0.62	-0.29	0.06	0.56	-0.25	0.12	0.88	-0.44	-0.15	0.09
Rh	0.31	0.43	0.42	-0.35	-0.25	-0.22	-0.35	-0.11	0.47	-0.53	-0.89	-0.13	-0.16	-0.11	-0.13	0.73	-0.32	0.09	0.54	-0.27	0.14	0.86	-0.40	-0.06	0.25
Pt	0.39	0.57	0.47	-0.42	-0.27	-0.27	-0.22	-0.22	0.47	-0.42	-0.85	-0.12	-0.22	-0.16	-0.22	0.69	-0.33	0.03	0.42	-0.38	0.13	0.79	-0.45	-0.14	0.17
Pd	0.07	0.13	0.17	-0.07	-0.14	-0.14	-0.37	0.25	0.44	-0.48	-0.75	0.02	0.05	0.09	-0.16	0.49	-0.13	0.03	0.86	-0.04	0.10	0.94	-0.29	0.02	0.11

Tableau 5.19 (suite): Matrice de corrélation pour les oxydes majeurs et les éléments traces de la ferralite

	Ta	Hf	Th	U	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd
SiO ₂																		
TiO ₂																		
Al ₂ O ₃																		
Fe ₂ O ₃																		
MnO																		
MgO																		
CaO																		
Na ₂ O																		
K ₂ O																		
P ₂ O ₅																		
Cr																		
Ni																		
Co																		
Sc																		
V																		
Cu																		
Zn																		
S																		
As																		
Se																		
Sb																		
Au																		
Rb																		
Cs																		
Ba																		
Ta	1.00																	
Hf	-0.49	1.00																
Th	0.10	0.40	1.00															
U	-0.41	0.62	0.40	1.00														
La	0.04	-0.22	0.18	-0.49	1.00													
Ce	-0.20	0.39	0.12	0.16	-0.41	1.00												
Nd	-0.16	0.45	0.39	0.35	0.47	-0.14	1.00											
Sm	-0.34	0.55	0.36	0.48	0.33	0.12	0.88	1.00										
Eu	-0.37	0.67	0.28	0.41	0.30	0.20	0.82	0.95	1.00									
Tb	0.46	0.27	-0.11	0.00	-0.25	0.06	0.11	0.15	0.23	1.00								
Yb	-0.46	0.80	0.27	0.30	0.15	0.39	0.57	0.72	0.87	0.19	1.00							
Lu	-0.54	0.79	0.17	0.30	0.17	0.26	0.57	0.66	0.83	0.11	0.97	1.00						
Os	-0.55	0.55	0.37	0.61	0.20	-0.14	0.70	0.62	0.61	-0.24	0.49	0.57	1.00					
Ir	-0.43	0.42	0.31	0.69	0.13	-0.22	0.70	0.67	0.60	-0.14	0.37	0.43	0.95	1.00				
Ru	-0.41	0.38	0.34	0.72	0.08	-0.23	0.64	0.61	0.53	-0.19	0.31	0.37	0.93	0.99	1.00			
Rh	-0.34	0.37	0.24	0.73	-0.02	-0.23	0.63	0.61	0.53	-0.01	0.26	0.32	0.87	0.98	0.97	1.00		
Pt	-0.42	0.42	0.24	0.64	0.16	-0.24	0.73	0.71	0.65	-0.05	0.41	0.47	0.93	0.99	0.97	0.97	1.00	
Pd	-0.16	0.13	0.34	0.73	-0.17	-0.36	0.29	0.33	0.20	-0.14	-0.04	-0.02	0.57	0.73	0.79	0.79	0.69	1.00

Tableau 5.20: Matrice de corrélation pour les oxydes majeurs et les éléments traces de la saprolite

	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Cr	Ni	Co	Sc	V	Cu	Zn	S	As	Se	Sb	Au	Rb	Cs	Ba
SiO2	1.00																								
TiO2	-0.71	1.00																							
Al2O3	-0.22	0.59	1.00																						
Fe2O3	-0.98	0.70	0.23	1.00																					
MnO	-0.86	0.65	0.27	0.88	1.00																				
MgO	0.82	-0.74	-0.53	-0.90	-0.83	1.00																			
CaO	0.32	0.09	0.27	-0.32	-0.28	0.17	1.00																		
Na2O	0.16	-0.05	0.46	-0.09	-0.04	-0.18	0.17	1.00																	
K2O	0.15	-0.27	-0.07	-0.10	-0.04	0.05	-0.49	0.14	1.00																
P2O5	-0.69	0.61	0.07	0.72	0.77	-0.66	-0.39	0.13	0.02	1.00															
Cr	-0.32	0.46	0.55	0.36	0.43	-0.59	0.18	0.25	-0.43	0.26	1.00														
Ni	0.57	-0.44	-0.36	-0.54	-0.38	0.44	-0.13	0.04	0.05	-0.09	0.14	1.00													
Co	-0.45	0.11	-0.18	0.47	0.61	-0.40	-0.49	0.01	-0.03	0.58	0.38	0.33	1.00												
Sc	-0.74	0.87	0.58	0.74	0.84	-0.80	-0.13	0.04	-0.10	0.71	0.52	-0.35	0.41	1.00											
V	-0.76	0.67	0.31	0.75	0.45	-0.68	0.01	0.10	-0.37	0.48	0.29	-0.56	0.06	0.48	1.00										
Cu	-0.05	-0.13	-0.39	0.02	-0.04	0.12	-0.12	-0.08	-0.13	0.08	-0.14	0.09	0.10	-0.11	0.13	1.00									
Zn	0.60	-0.37	-0.38	-0.56	-0.33	0.45	0.05	-0.15	-0.01	-0.17	0.08	0.88	0.25	-0.30	-0.64	0.02	1.00								
S	-0.29	0.54	0.22	0.21	0.28	-0.13	0.30	-0.34	-0.33	0.23	-0.08	-0.41	-0.17	0.45	0.16	-0.15	-0.24	1.00							
As	-0.34	0.03	-0.20	0.31	0.08	-0.17	-0.24	0.17	-0.06	0.32	0.01	-0.02	0.24	0.03	0.59	0.52	-0.24	-0.26	1.00						
Se	-0.42	0.21	-0.01	0.31	0.10	-0.10	0.07	0.02	-0.41	0.11	-0.05	-0.35	0.14	0.10	0.56	0.29	-0.51	0.07	0.53	1.00					
Sb	-0.26	-0.01	-0.18	0.24	0.00	-0.12	-0.20	0.10	-0.15	0.28	0.02	0.06	0.22	-0.04	0.49	0.38	-0.15	-0.11	0.88	0.47	1.00				
Au	-0.59	0.21	-0.14	0.59	0.33	-0.41	-0.15	0.08	-0.06	0.35	-0.07	-0.41	0.30	0.12	0.68	0.11	-0.49	-0.19	0.59	0.72	0.51	1.00			
Rb	-0.64	0.34	-0.06	0.67	0.70	-0.58	-0.34	-0.01	-0.09	0.60	0.32	-0.12	0.69	0.55	0.40	0.11	-0.04	0.02	0.30	0.03	0.11	0.34	1.00		
Cs	-0.53	0.23	0.00	0.54	0.47	-0.48	-0.22	-0.15	-0.19	0.24	0.54	0.02	0.54	0.38	0.33	0.39	-0.12	-0.17	0.39	0.32	0.24	0.30	0.47	1.00	
Ba	-0.30	0.34	0.20	0.36	0.67	-0.48	-0.10	0.26	0.18	0.67	0.42	0.16	0.56	0.60	-0.02	-0.06	0.23	0.11	-0.01	-0.36	-0.03	-0.11	0.50	0.10	1.00
Ta	-0.12	0.11	0.07	0.16	0.14	-0.25	-0.21	-0.21	-0.24	0.17	0.51	0.37	0.31	0.15	0.07	0.02	0.30	-0.03	0.16	-0.20	0.45	-0.16	0.02	0.29	0.22
Hf	-0.53	0.46	0.40	0.47	0.41	-0.46	-0.20	-0.12	-0.38	0.19	0.59	-0.12	0.30	0.46	0.45	0.24	-0.26	0.02	0.21	0.35	0.20	0.09	0.18	0.60	0.01
Th	-0.59	0.29	-0.03	0.55	0.40	-0.39	-0.42	-0.07	0.22	0.44	0.08	-0.21	0.22	0.33	0.56	0.40	-0.38	-0.08	0.75	0.27	0.52	0.39	0.42	0.52	0.17
U	-0.20	0.67	0.47	0.19	0.12	-0.29	-0.09	-0.05	0.07	0.35	0.06	-0.14	-0.23	0.52	0.32	-0.26	-0.15	0.51	-0.02	-0.13	0.01	-0.19	-0.01	-0.19	0.09
La	0.24	0.01	0.06	-0.18	-0.04	0.00	0.08	-0.13	-0.16	-0.12	0.52	0.60	0.23	0.05	-0.36	-0.24	0.55	-0.14	-0.43	-0.33	-0.42	-0.43	-0.05	0.34	0.07
Ce	-0.36	0.54	0.18	0.40	0.61	-0.42	0.03	-0.27	0.12	0.47	0.16	-0.21	0.14	0.64	0.04	-0.35	0.04	0.48	-0.33	-0.35	-0.41	-0.14	0.36	0.03	0.59
Nd	0.17	0.08	0.05	-0.10	0.04	-0.07	0.03	-0.21	-0.20	-0.08	0.47	0.54	0.31	0.10	-0.32	-0.28	0.58	-0.08	-0.52	-0.35	-0.49	-0.37	0.08	0.25	0.09
Sm	0.07	0.20	0.19	-0.07	0.11	-0.06	0.02	-0.21	-0.34	-0.06	0.39	0.39	0.33	0.21	-0.22	-0.15	0.50	0.09	-0.48	-0.18	-0.40	-0.35	0.09	0.11	0.10
Eu	0.10	0.16	0.17	-0.11	0.06	-0.01	0.09	-0.20	-0.43	-0.12	0.40	0.39	0.31	0.14	-0.20	-0.11	0.50	0.08	-0.44	-0.11	-0.35	-0.33	0.07	0.12	0.05
Tb	0.17	0.06	0.14	-0.19	-0.07	0.09	0.18	-0.18	-0.50	-0.25	0.34	0.37	0.23	0.01	-0.20	-0.04	0.46	0.07	-0.39	-0.01	-0.27	-0.29	-0.03	0.09	-0.09
Yb	-0.08	0.30	0.28	0.04	0.19	-0.12	0.16	-0.19	-0.57	-0.02	0.46	0.19	0.30	0.28	-0.04	0.08	0.26	0.25	-0.32	0.11	-0.18	-0.24	0.01	0.21	0.08
Lu	-0.07	0.28	0.27	0.03	0.17	-0.11	0.14	-0.20	-0.56	-0.05	0.43	0.19	0.29	0.26	-0.04	0.07	0.25	0.23	-0.31	0.12	-0.18	-0.23	-0.01	0.21	0.04
Os	-0.51	0.07	-0.29	0.55	0.39	-0.41	-0.36	0.14	0.07	0.57	0.04	-0.02	0.53	0.16	0.52	0.32	-0.17	-0.21	0.83	0.34	0.80	0.71	0.53	0.39	0.30
Ir	-0.59	0.06	-0.25	0.62	0.34	-0.44	-0.35	0.00	0.04	0.37	-0.02	-0.32	0.27	0.03	0.65	0.19	-0.44	-0.25	0.72	0.37	0.69	0.80	0.41	0.34	0.00
Ru	-0.58	0.06	-0.27	0.62	0.33	-0.44	-0.34	0.00	0.03	0.39	-0.01	-0.30	0.27	0.02	0.65	0.17	-0.41	-0.28	0.71	0.36	0.66	0.81	0.41	0.33	0.00
Rh	-0.57	0.05	-0.27	0.59	0.31	-0.39	-0.34	0.04	0.05	0.37	-0.04	-0.30	0.28	0.02	0.66	0.24	-0.44	-0.32	0.78	0.47	0.69	0.85	0.39	0.35	-0.02
Pt	-0.59	0.08	-0.21	0.63	0.37	-0.46	-0.34	0.03	0.08	0.40	0.00	-0.30	0.30	0.06	0.62	0.15	-0.42	-0.27	0.71	0.37	0.70	0.81	0.37	0.32	0.06
Pd	-0.51	0.00	-0.20	0.55	0.31	-0.42	-0.36	0.17	0.12	0.40	0.01	-0.22	0.34	0.04	0.58	0.20	-0.38	-0.33	0.79	0.38	0.76	0.79	0.39	0.32	0.10

Tableau 5.20 (suite): Matrice de corrélation pour les oxydes majeurs et les éléments traces de la saprolite

	Ta	Hf	Th	U	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd
SiO ₂																		
TiO ₂																		
Al ₂ O ₃																		
Fe ₂ O ₃																		
MnO																		
MgO																		
CaO																		
Na ₂ O																		
K ₂ O																		
P ₂ O ₅																		
Cr																		
Ni																		
Co																		
Sc																		
V																		
Cu																		
Zn																		
S																		
As																		
Se																		
Sb																		
Au																		
Rb																		
Cs																		
Ba																		
Ta	1.00																	
Hf	0.46	1.00																
Th	0.09	0.41	1.00															
U	0.11	0.09	0.17	1.00														
La	0.28	0.14	-0.32	0.02	1.00													
Ce	-0.04	-0.15	0.06	0.39	0.18	1.00												
Nd	0.27	0.16	-0.41	0.04	0.94	0.22	1.00											
Sm	0.29	0.40	-0.40	0.09	0.63	0.10	0.82	1.00										
Eu	0.29	0.43	-0.41	0.01	0.60	0.01	0.78	0.99	1.00									
Tb	0.27	0.42	-0.45	-0.08	0.52	-0.15	0.70	0.94	0.98	1.00								
Yb	0.38	0.63	-0.30	0.00	0.41	-0.04	0.56	0.88	0.90	0.91	1.00							
Lu	0.37	0.63	-0.31	0.00	0.40	-0.07	0.56	0.88	0.91	0.92	1.00	1.00						
Os	0.24	0.05	0.63	-0.12	-0.37	-0.06	-0.38	-0.42	-0.41	-0.41	-0.34	-0.34	1.00					
Ir	0.19	0.12	0.61	-0.19	-0.47	-0.14	-0.46	-0.50	-0.49	-0.47	-0.41	-0.40	0.87	1.00				
Ru	0.17	0.11	0.60	-0.19	-0.44	-0.12	-0.43	-0.50	-0.48	-0.47	-0.42	-0.41	0.86	1.00	1.00			
Rh	0.09	0.13	0.65	-0.22	-0.49	-0.17	-0.50	-0.53	-0.51	-0.49	-0.43	-0.42	0.87	0.98	0.98	1.00		
Pt	0.22	0.13	0.60	-0.20	-0.47	-0.11	-0.45	-0.48	-0.47	-0.45	-0.38	-0.37	0.88	0.99	0.99	0.97	1.00	
Pd	0.19	0.07	0.60	-0.21	-0.48	-0.18	-0.51	-0.55	-0.54	-0.52	-0.45	-0.45	0.93	0.96	0.96	0.96	0.97	1.00

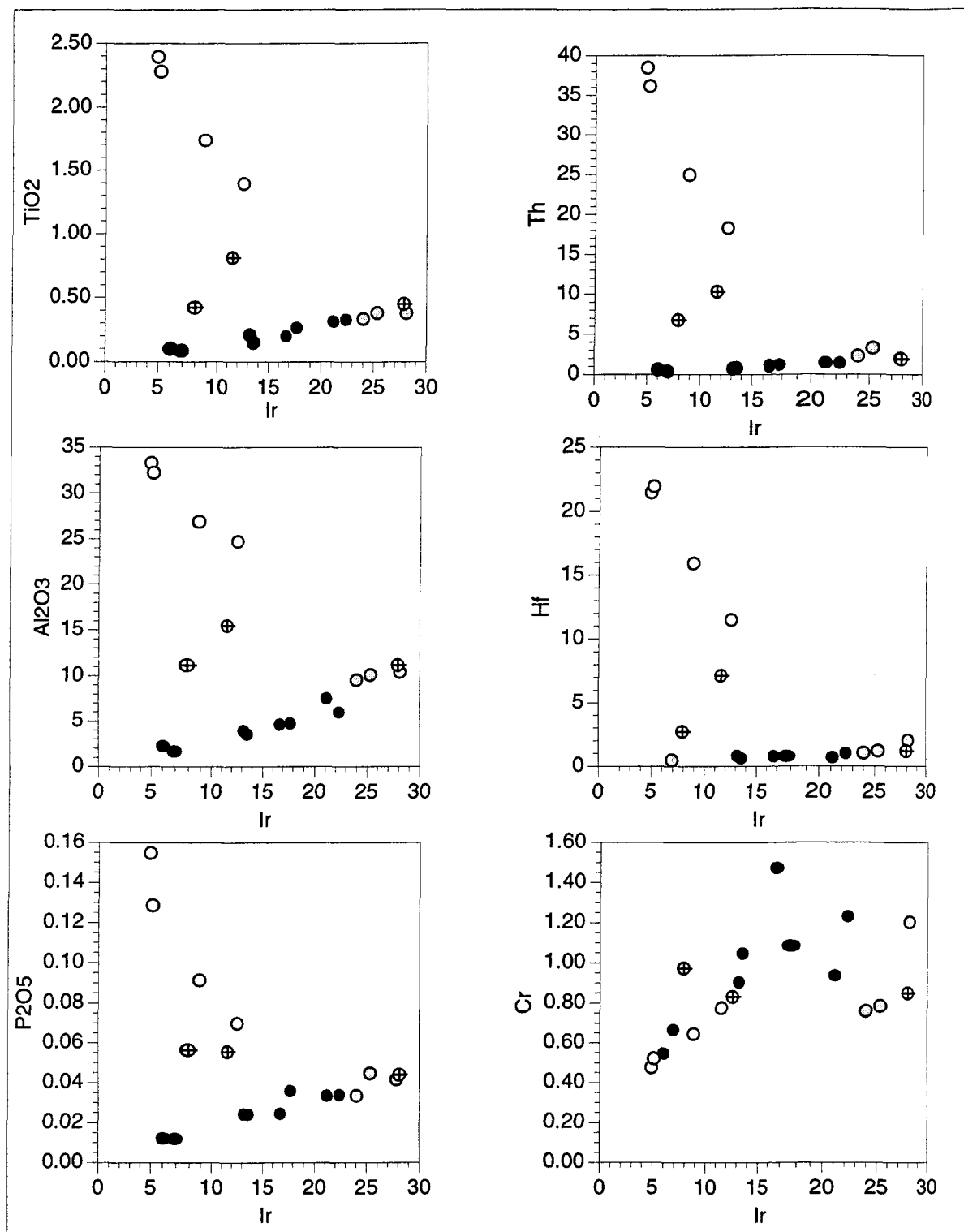


Figure 5.32: Diagrammes montrant les corrélations entre Ir versus les EGP, REE, TiO₂, Al₂O₃, Th, Hf, P₂O₅, Cr, Mn et Fe₂O₃ dans les horizons latéritiques du forage 247. ● = SA ○ = FE ⊕ = CU ○ = SL

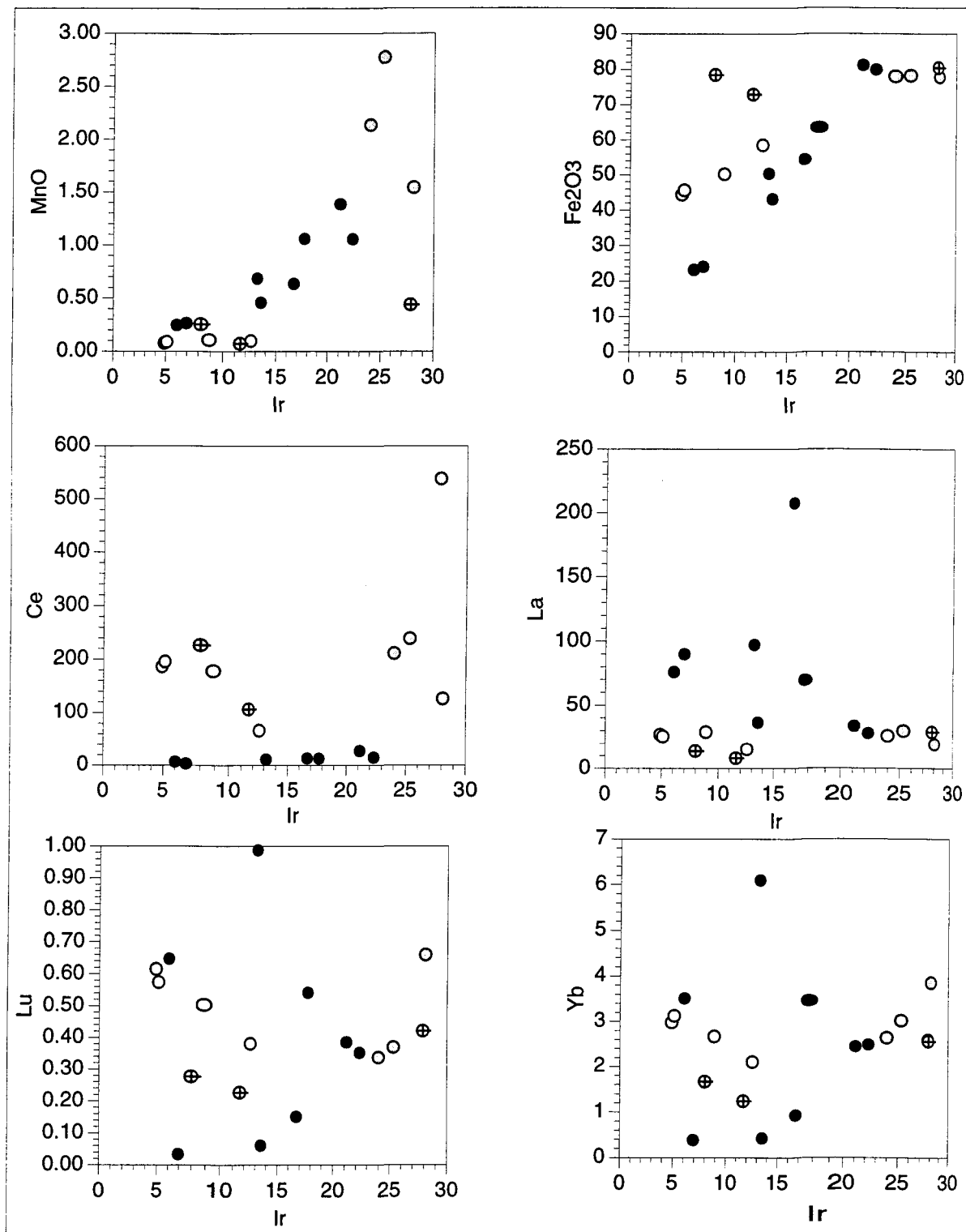


Figure 5.32: Diagrammes montrant les corrélations entre Ir versus les EGP, REE, TiO₂, Al₂O₃, Th, Hf, P₂O₅, Cr, Mn et Fe₂O₃ dans les horizons latéritiques du forage 247. ● = SA ○ = FE ⊕ = CU ○ = SL

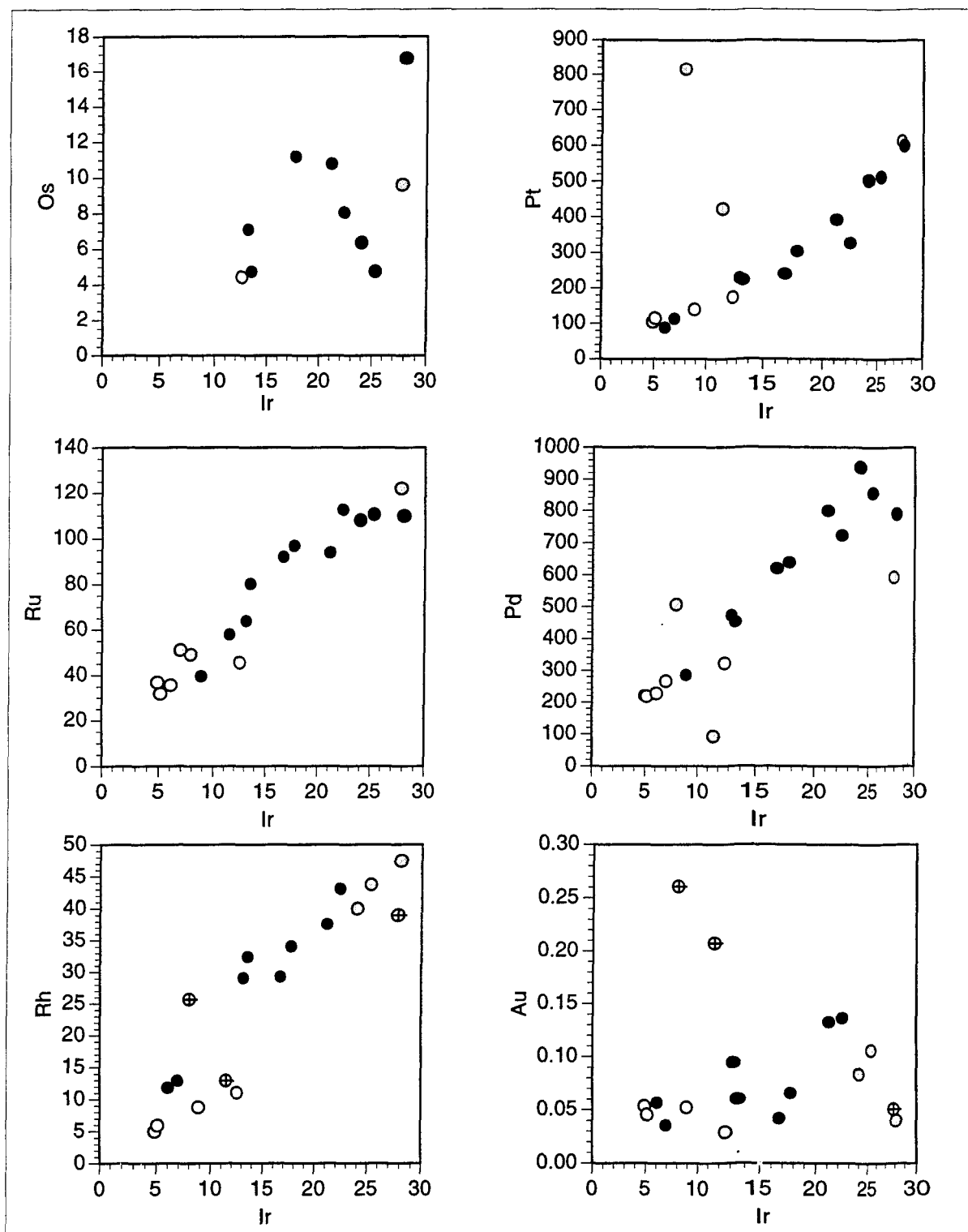


Figure 5.32: Diagrammes montrant les corrélations entre Ir versus les EGP, REE, TiO₂, Al₂O₃, Th, Hf, P₂O₅, Cr, Mn et Fe₂O₃ dans les horizons latéritiques du forage 247. ● = SA ○ = FE ⊕ = CU ○ = SL

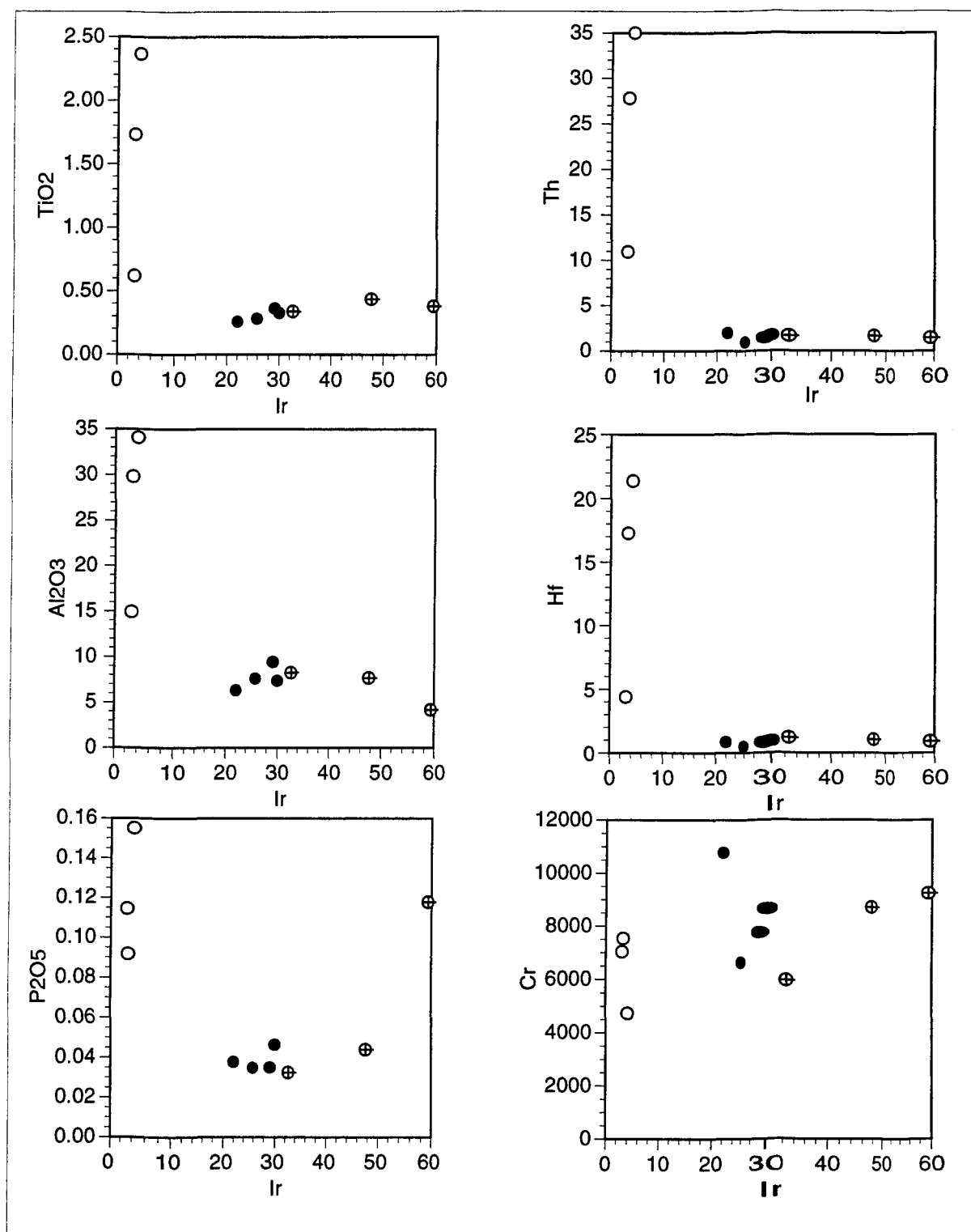


Figure 5.33: Diagrammes montrant les corrélations entre Ir versus les EGP, REE, TiO₂, Al₂O₃, Th, Hf, P₂O₅, Cr, Mn et Fe₂O₃ dans les horizons latéritiques du forage 269- ● = FE
⊕ = CU ○ = SL

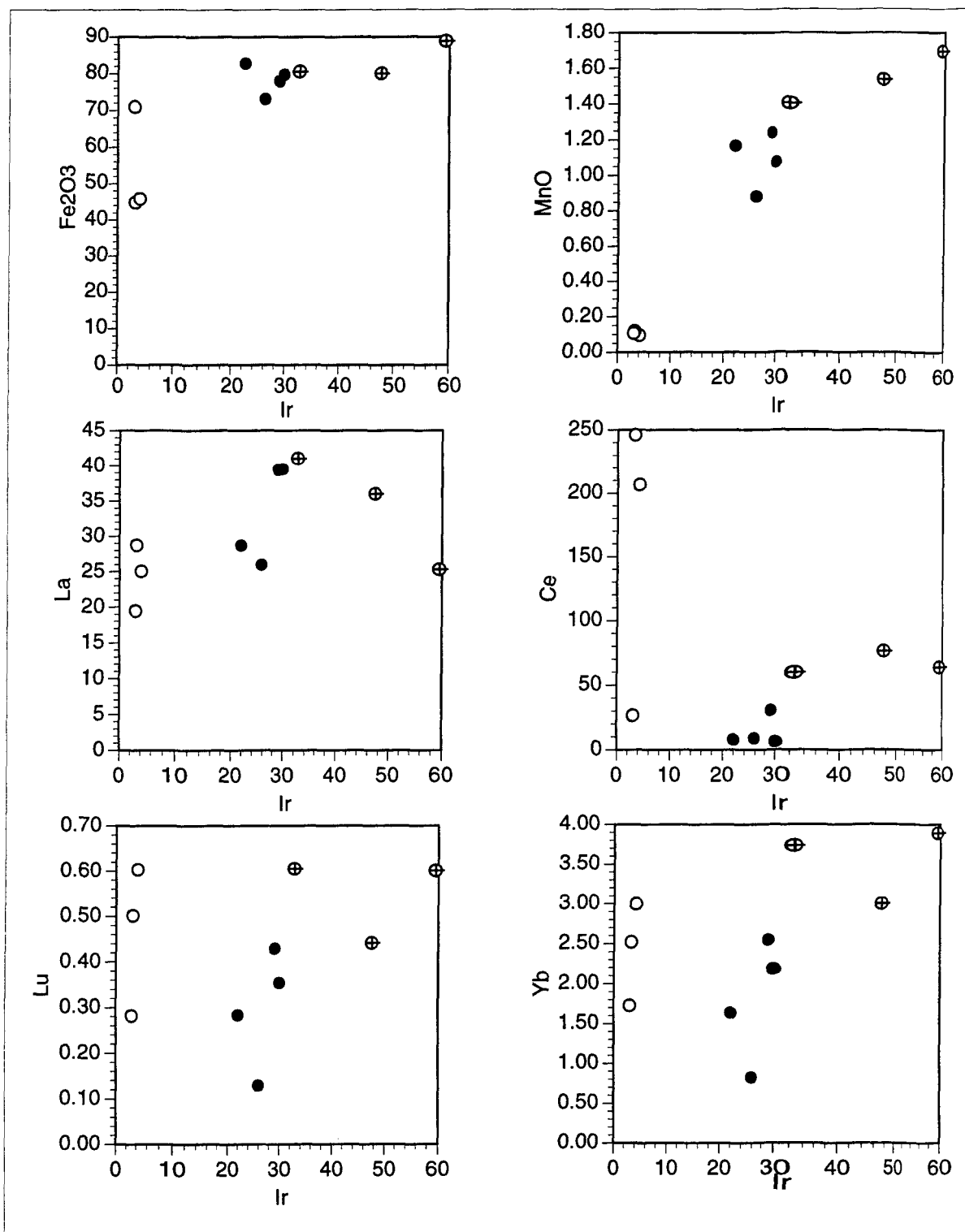


Figure 5.33: Diagrammes montrant les corrélations entre Ir versus les EGP, REE, TiO₂, Al₂O₃ Th, Hf, P₂O₅, Cr, Mn et Fe₂O₃ dans les horizons latéritiques du forage 269. ● = FE

⊕ = CU ○ = SL

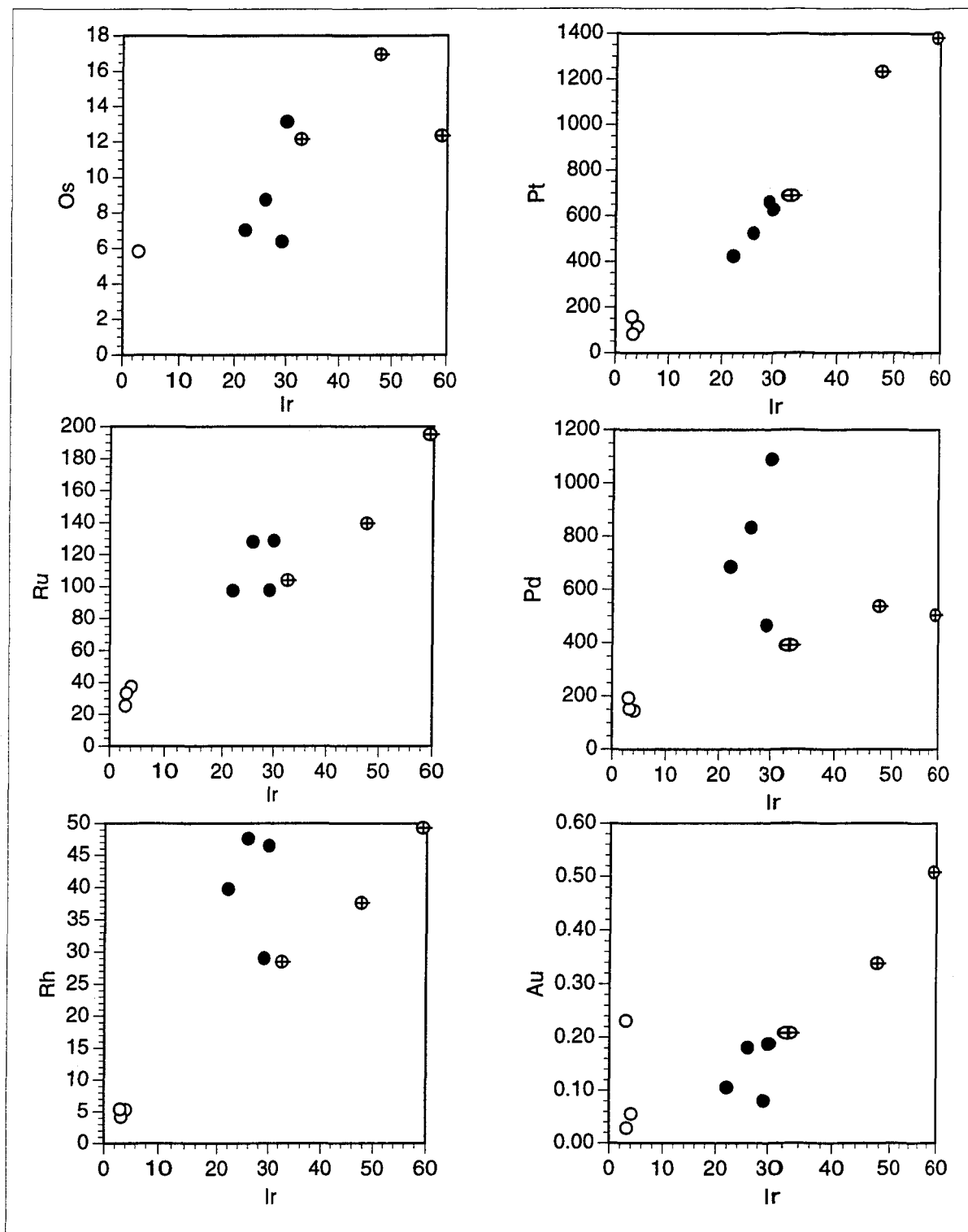


Figure 5.33: Diagrammes montrant les corrélations entre Ir versus les EGP, REE, TiO₂, Al₂O₃ Th, Hf, P₂O₅, Cr, Mn et Fe₂O₃ dans les horizons latéritiques du forage 269. ● = FE
⊕ = CU ○ = SL

5.3.4.1 LE COMPORTEMENT DES REE

Dans la SA, les REE ne montrent des corrélations significatives qu'entre eux-mêmes. Mis à part le Ce qui ne corrèle avec aucun des éléments, la corrélation diminue progressivement en passant des LREE aux HREE et passe de 0.94 à 0.40. Les LREE entre eux montrent une corrélation >0.80 , tandis que celle des HREE entre eux est supérieure à 0.98.

Dans la FE, on observe des corrélations significatives entre les HREE et le Ti (>0.80), entre les HREE et l'Al (>0.60), entre les HREE et le Hf (~ 80). La corrélation entre Yb et Lu reste la plus élevée (>0.97). Le La, le Ce et le Tb ont perdu les corrélations avec tous les autres éléments. On observe cependant un regroupement des éléments Nd, Sm et Eu qui montrent une bonne corrélation entre eux (0.80-0.95).

Dans la CU, tous les REE perdent la corrélation avec les éléments immobiles traditionnels tels que Ti, Al, Hf, Th, alors que ces derniers corréleront excellemment bien ensemble (0.70-0.85). Les REE entre eux (mis à part le Ce) dans leur ensemble démontrent une cohésion d'une forte corrélation souvent >0.90 . Par ailleurs, à l'exception du Ce et partiellement le La, une bonne corrélation (en général >0.80) se dessine entre les REE et Fe_2O_3 , MnO, Ni, Co, Ba. On peut suggérer que ces relations reflètent la mobilisation des éléments La et Ce dans la CU, et l'association des autres REE, Ni, et Co avec les oxydes ferro-mangnésifères. Ceci signifierait également que les HREE, les MREE, Fe, Mn, Ni, et Co ont été lessivés du SL, puis redéposés dans la CU. Cependant, Ti, Al, Hf et Th peuvent s'avérer suffisamment mobiles au niveau de la CU, et perdre ainsi les corrélations avec les HREE. On ne peut pas savoir à cette étape lequel des deux groupes est plus mobile que l'autre. Pour en savoir plus nous renvoyons le lecteur au chapitre des calculs des balances de masse.

Dans le SL, les HREE, Eu, et Sm rejoignent dans leur comportement la catégorie des éléments les moins mobiles. Les corrélations entre ces REE et TiO_2 (0.81-0.97), Al_2O_3 (0.79-0.96), P_2O_5 (0.62-0.71), V (0.78-0.87), As (0.63-0.83), Ta (0.76-0.88), Hf (0.76-0.90), Th (0.82-0.90) se rangent dans les intervalles des corrélations très significatives à significatives. Les corrélations entre HREE, Eu et Sm sont également assez élevées et varient de 0.75 à 0.95, tandis que celles entre les éléments les moins mobiles sont généralement supérieures à 0.80. Par contre, les LREE ne montrent aucune corrélation ni entre eux, ni avec les autres REE, ni avec aucun autre élément. On peut noter cependant des corrélations de 0.55 à 0.63 entre le Ce et Nd, Sm, Eu et Tb, témoignant probablement d'une similitude de mobilité de ces éléments au niveau du sol latéritique.

En conclusion l'analyse des corrélations des REE fait ressortir trois principaux groupes: a) les LREE extrêmement mobiles et ayant perdu dès la base du profil toute corrélation, non seulement avec les autres REE, mais aussi avec les autres éléments chimiques présents dans le système; b) les MREE (les terres rares intermédiaires) montrant parfois une bonne corrélation avec les HREE, et une excellente corrélation entre eux; c) les HREE dont la corrélation entre eux est toujours supérieure à 0.90 dans tous les horizons. Les corrélations positives significatives enregistrées entre les HREE, les MREE et les éléments les moins mobiles au niveau du SL, montrent les similitudes de comportement en rapport avec la mobilité de ces éléments. Ainsi, puisque en revanche au niveau de la CU, les REE (mis à part le Ce) se corrélaient avec des éléments jugés mobiles comme Fe, Mn, Ni, Co, et La, nous pensons qu'il y a une mobilisation totale de ces éléments, et probablement en relation avec les oxydes ferro-manganésifères. Par contre, le Ce quitte les solutions pour se déposer dans le milieu cuirassique, probablement propice à la réduction du Ce^{3+} en Ce^{4+} , et au maintien de ce dernier dans, ou à la surface, des minéraux de goéthite et d'hématite qui forment la CU.

5.3.4.2 LE COMPORTEMENT DES EGP

Dans la SA, tous les EGP sont intimement soudés, montrant des corrélations supérieures à 0.96, à part l'Os dont les corrélations avec les autres EGP varient entre 0.87 et 0.93. Ils montrent en même temps des corrélations avec les éléments Au (0.71-0.85), As (0.71-0.83), Sb (0.66-0.80), témoignant probablement de la nature des phases primaires porteurs des EGP. On n'observe pas de corrélation entre le Cr et les EGP à ce niveau, soit du fait que le Cr est mobile ou qu'il n'existe pas de relation entre le Cr des spinelles chromifères et les EGP. Les corrélations entre les EGP, Fe_2O_3 , V et Th (~ 0.60), ne sont pas significatives mais bien perceptibles, alors qu'on n'observe aucune corrélation entre les EGP, le Ni et le Cu. Ceci suggère une concentration résiduelle de tous les EGP dans la SA, et une redistribution du Ni et du Cu.

Dans la FE, le Pd dont les coefficients de corrélation avec les autres EGP tombent entre 0.57 et 0.79, se détache du peloton des autres EGP toujours bien corrélés entre eux (>0.90). Tous les EGP montrent une anticorrélation significative avec le Cr (entre -0.73 et -0.89). On ne pourrait pas parler de corrélation entre les EGP et les éléments immobiles traditionnels (Ti, Al, Hf), mais la différences entre les corrélations du Pd et ces éléments (0.13-0.17) d'un côté, et entre les autres EGP et ces mêmes éléments (0.37-0.62) de l'autre, marquent encore une fois un détachement significatif du Pd du trend des autres EGP. On observe également une corrélation significative entre le Pd et l'As (0.86), entre le Pd et l'Au (0.94) et entre l'Au et l'As (0.84). Ceci laisse supposer au niveau de la FE, soit une mobilité du Pd, de l'As et de l'Au et une immobilité relative des autres EGP, Ti, Al et Hf, soit l'inverse, c'est à dire l'immobilité relative du Pd. L'anticorrélation du Cr avec les EGP, et le manque de corrélation avec Fe_2O_3 affectent tous ces éléments et ne nous aident pas à résoudre le

problème, malgré la prédominance des oxydes et hydroxydes de fer à ce niveau, ainsi que des chromites partiellement entourés de maghémite. L'Ir, l'élément le moins mobile de la série montre le même comportement que les autres EGP. Bien qu'il nous est impossible d'expliquer les relations exactes entre le Pd, l'As et l'Au, nous pensons que le comportement du Pd à ce niveau est proche d'un lessivage et d'une importante redistribution de cet élément par rapport aux autres EGP. Et dans ce cas, nous considérons que l'Au est relativement mobile au niveau ferritique, et que son comportement y est plus proche de celui du Pd que des autres EGP.

En comparant les EGP et les REE, on peut tirer les observations suivantes: a) les LREE et les HREE ne montrent aucune corrélation avec les EGP, b) les MREE (Nd, Sm, Eu) se montrent plus proches des EGP avec qui les corrélations se situent dans les intervalles de 0.53 et 0.87, c) le Pd dont les corrélations avec les MREE varient entre 0.20 et 0.33 se montrent encore une fois d'un comportement différent de celui des autres EGP au niveau ferritique. On a vu par ailleurs que dans la FE, les HREE sont en corrélation significative (>0.80) avec TiO_2 et Hf, alors qu'ils ne montrent aucune corrélation avec l'Al, le Th, et les REE. On pourrait se poser la question si ces corrélations résultent de la redistribution différentielle de tous ces éléments, lessivés dans les horizons supérieurs (SL, CU), puis redéposés dans les niveaux inférieurs. Ou bien, est-ce que les relations entre les éléments résultent du lessivage différentiel des uns et des autres?. Ou bien encore, est-ce qu'on assiste à une redistribution différentielle qui se superpose à un lessivage préférentiel?

Dans la CU, les EGP se scindent en deux groupes principaux qui ne montrent aucune corrélation entre eux: a) Os, Ir, Ru et Pt, et b) Rh et Pd. Les corrélations entre les éléments du premier groupe varient entre 0.73 et 0.85, tandis que les corrélations entre Pd et Rh est 0.90. Cette distinction reste valable si on compare les EGP avec la plupart des éléments les

moins mobiles. Ainsi, alors que Pd et Rh ne montrent de corrélation qu'entre eux-mêmes sur tous les éléments analysés dans la CU (tableau 5.18), une bonne corrélation se dessine entre le premier groupe des EGP d'un côté, et Fe_2O_3 , MnO, Au, Cs, et Ba de l'autre. L'Au montre les plus fortes corrélations avec le Pt (0.80). L'Ir est le seul EGP à montrer des corrélations significatives avec les MREE et les HREE, qui en même temps restent en bonne corrélation avec Fe_2O_3 et MnO (>80). Il n'existe pas de corrélation entre les EGP et le groupe des éléments Ti, Al, Sc, Hf et Th dans l'horizon cuirassique.

Dans le SL, les EGP ne sont plus en corrélation avec aucun autre élément. Cependant, le Rh et le Pd continuent de faire bande à part, tandis Os, Ir, Ru et Pt montrent des corrélations qui varient entre 0.81 et 0.90.

En résumé, les éléments du groupe Ir (IPGE), se corrélaient toujours très bien entre eux. En effet, ces éléments montrent une tendance à former entre eux des alliages ou des minéraux discrets (Cabri 1981). Certains auteurs considèrent que le Rh possède des affinités géochimiques avec les éléments Pt et Pd (Barnes et al. 1985), alors que d'autres considèrent que le Rh se comporte comme les IPGE (Capobianco et Drake 1990). Cette étude montre que dans les systèmes d'altération poussée comme l'altération latéritique, le Rh peut devenir mobile, et affiche souvent un comportement proche des PPGE. Les éléments Rh et Pd d'un côté, et les éléments Pt et Au de l'autre, montrent de bonnes corrélations, et des comportements de mobilité respectivement comparables. Cependant, dans les systèmes magmatiques, ces éléments pris séparément ont tendance à former des minéraux indépendants (Cabri 1981).

CHAPITRE VI

ANALYSES CHIMIQUES SÉQUENTIELLES DES EGP, Au ET Re

CHAPITRE VI

ANALYSES CHIMIQUES SÉQUENTIELLES DES EGP, Au ET Re

6.1 THÉORIE

La plupart des études géochimiques s'intéressent à la concentration globale des métaux dans les échantillons de roche ou de l'eau. Il existe peu d'études qui visent à comprendre les différentes formes chimiques et liaisons qui régissent ces métaux, suivant la matière à laquelle ils sont associés, et les conditions sous lesquelles ils sont mis en solution ou précipités. Les procédés d'extractions chimiques séquentielles ou sélectives des éléments dans les sédiments ou les sols sont aujourd'hui utilisés en géochimie environnementale et d'exploration minière (Gatehouse et al. 1977; Tessier et al. 1979; Beauchemin et al. 1993; Williamson and Parnel 1994), pour étudier l'origine, les modes d'occurrence, le contexte biogéochimique, la mobilisation, le transport et le dépôt des éléments traces. La méthode consiste à séparer par étapes successives les métaux traces d'un échantillon donné, suivant l'ordre croissant de leurs forces de liaison dans les différents sites chimiques, à l'aide des réactifs adaptés.

Dans cette section, nous avons utilisé la méthode pour étudier les formes et l'importance des associations des EGP, Au, Re dans les horizons latéritiques. Nous avons utilisé les échantillons 247-10-15, 247-26-27, 247-30-32, 247-70-100, représentant

respectivement le SL, la CU, la FE et la SA. Pour les séparations chimiques, nous avons suivi essentiellement la recette de Tessier et al. (1979), de loin la plus utilisée et la plus testée de toutes les méthodes (Li et al. 1995). Chaque échantillon pesant 2 g après séchage est soumis à un traitement sélectif qui nous permet de recueillir six fractions:

1) les cations solubles dans l'eau. On ajoute à l'échantillon 10 ml d'eau distillée et on laisse tremper pendant une heure. Ensuite, on utilise un secoueur mécanique pour agiter vigoureusement le mélange pendant 20 minutes. On centrifuge le mélange pendant 30 minutes, et la solution supernatante est soigneusement transférée dans une bouteille de 25 ml à l'aide d'une pipette et d'un papier filtre millipore. On ajoute à la solution 1 ml 1:4 HNO₃ et on remplit la bouteille avec de l'eau déminéralisée.

2) les cations échangeables. On ajoute au résidu de la fraction 1, 10 ml de 1 M NH₄OAc (acétate d'ammonium), ajusté à pH = 4.5 avec CH₃CO₂H (acide acétique). On ferme le tout et on agite pendant 20 minutes. On centrifuge et on décante la solution à travers un papier filtre millipore dans une bouteille de 100 ml. Cette opération est répétée deux fois, et la bouteille est remplie à 100 ml par de l'eau déminéralisée.

3) les cations liés aux oxydes de manganèse. On ajoute 10 ml de 0.1 M NH₂OH.HCl (hydrochlorure d'hydroxylamine) au résidu de la fraction 2. On ferme le tout et on répète les opérations énumérées en 2.

4) les cations liés à la matière organique. On ajoute au résidu de la fraction 3, 3 ml de 0.02 M HNO₃ et 5 ml de 30% H₂O₂ ajusté à pH = 2 avec HNO₃. On chauffe la solution à 85 ± 2 °C pendant 2 heures avec une agitation occasionnelle. On ajoute ensuite 3 ml de 30% H₂O₂ ajusté à pH = 2 avec HNO₃ et on chauffe de nouveau la solution pendant 3 heures à 85 ± 2 °C avec une agitation intermittente. On laisse refroidir, et on ajoute à l'échantillon un

mélange de 5 ml de 3.2 M NH_4OAc dans 20% HNO_3 . L'échantillon est ensuite dilué à 20 ml, et par la suite il est continuellement brassé pendant 30 minutes.

5) les cations liés aux oxydes de fer. On prépare d'abord une solution de chlorure d'hydrazine, en ajoutant 1.8 litres d'eau déminéralisée à 100 g de 99% d'hydrate d'hydrazine, et en ramenant la solution à $\text{pH} = 4.5$ avec l'acide chlorhydrique. On complète la préparation en ramenant le volume de la solution à 2 litres. On ajoute au résidu de la fraction 4, 10 ml de chlorure d'hydrazine. Le mélange est chauffé à 90°C pendant 6 à 8 heures, en agitant périodiquement. Un blanchiment marque la fin de la réaction. On rajoute encore 10 ml de chlorure d'hydrazine, et on chauffe pour compléter la réaction. On laisse l'échantillon ainsi préparé pendant 12 heures. On passe ensuite l'échantillon à la centrifugeuse, l'on décante la solution supernatante à travers un papier filtre millipore dans une bouteille de 100 ml. On ajoute 10 ml de NH_4OAc et on agite pendant 20 minutes et l'on décante. Cette opération est répétée deux fois.

6) les concentrations dans le résidu final. Le résidu final de chaque échantillon a été dissout à l'aide de HF (49%) et HNO_3 (69%) dans l'eau déminéralisée.

Toutes ces extractions se suivent l'une après l'autre, chaque séquence utilisant un réactif plus fort que la précédente. Avant de passer d'une étape à l'autre, on lave toujours l'échantillon avec 10 ml d'eau déminéralisée et la solution supernatante obtenue après centrifugation est rejetée. Ces opérations se font à l'aide des tubes centrifuges en teflon de 50 ml, afin de minimiser les pertes du matériel solide. La centrifugation se fait à 10 000 rpm à l'aide de la centrifugeuse Sorvall, Model RC2-B. L'eau déminéralisée utilisée dans toutes les préparations a été obtenue à partir du système millipore Milli-Q3RO/Milli-Q2. Les solutions obtenues ont été analysées pour les EGP, Au et Re, au moyen de ICP-MS, à l'université de Saskatchewan.

6.2 RÉSULTATS

Tous les réactifs utilisés pour cette étude ont été testés pour une contamination éventuelle en EGP, Au et Re. Les blancs utilisés pour toutes ces analyses ne montrent aucune concentration significative en EGP, Au et Re (tableau 6.1). Les limites de détection sont de 0.01 ppb pour Os et Re; 0.02 ppb pour Ir, Ru, Rh, Pt; 0.04 pour Pd et 0.05 ppb pour Au. Avant de procéder au traitement de tous les horizons, nous avons testé l'exactitude des analyses sur un échantillon de la SA. Les résultats se montrent reproductibles avec un écart maximal de 5%.

Dans les discussions sur les variations des concentrations entre les fractions de solution préparées, nous avons tenu compte du seuil de détection des EGP, Au et Re par ICP-MS, et en admettant une erreur standard de 5 à 10%. Les variations entre 0 et 5% ne sont pas significatives. Les variations entre 5 et 10% sont peu significatives. Les variations au dessus de 10% sont significatives.

Pour chaque élément analysé, les proportions des cations solubles dans l'eau, échangeables, associés à la matière organique, associés aux oxydes de Fe et/ou de Mn, ainsi les teneurs dans les fractions résiduelles de chaque échantillon, sont rapportés sur les tableaux 6.1 et 6.2. Les concentrations en Os ont été omises de la liste, car elles se trouvent constamment en dessous de la limite de détection, probablement à cause de son caractère volatil, alors qu'on devait procéder au séchage des premières solutions préparées avant les analyses au ICP-MS.

La figure 6.1 montre la distribution des métaux analysés dans les fractions séquentielles.

Tableau 6.1: Résultats des analyses séquentielles des EGP, Au et Re dans les horizons latéritiques du forage 247 (les teneurs ont été au préalable recalculées au volume des fractions préparées et au poids de l'échantillon)

No Échantillon	Lithologie	Fractions/Éléments	Ir (ppb)	Ru (ppb)	Rh (ppb)	Pt (ppb)	Pd (ppb)	Au (ppb)	Re (ppb)
247-10-15	SL	Solubles dans l'eau	nd	0.12	nd	0.36	1.09	1.70	nd
247-10-15	SL	Liés à la matière organique	0.49	12.64	0.49	7.78	502.19	24.31	0.97
247-10-15	SL	Liés aux oxydes de Mn	nd	4.38	nd	2.43	73.89	9.24	1.46
247-10-15	SL	Liés aux oxydes de Fe	0.49	3.89	0.97	31.11	19.93	11.18	nd
247-10-15	SL	Cations échangeables		3.40		16.04	29.65	79.73	0.49
247-10-15	SL	Teneurs dans le résidu	20.66	264.22	37.92	134.42	308.22	9.48	2.43
No Échantillon	Lithologie	Fractions/Éléments	Ir (ppb)	Ru (ppb)	Rh (ppb)	Pt (ppb)	Pd (ppb)	Au (ppb)	Re (ppb)
247-26-27	CU	Solubles dans l'eau	nd	0.12	nd	0.72	0.84	3.12	0.36
247-26-27	CU	Liés à la matière organique	nd	10.09	0.96	46.13	147.98	34.59	0.48
247-26-27	CU	Liés aux oxydes de Mn	nd	3.84	0.96	26.91	34.59	6.25	1.44
247-26-27	CU	Liés aux oxydes de Fe	0.96	5.29	7.21	287.32	11.53	15.38	nd
247-26-27	CU	Cations échangeables	nd	7.69	0.48	3.36	20.66	6.73	3.84
247-26-27	CU	Teneurs dans le résidu	8.89	115.07	22.58	158.31	426.42	75.91	3.36
No Échantillon	Lithologie	Fractions/Éléments	Ir (ppb)	Ru (ppb)	Rh (ppb)	Pt (ppb)	Pd (ppb)	Au (ppb)	Re (ppb)
247-30-32	FE	Solubles dans l'eau	nd	0.36	nd	0.12	2.30	1.69	0.24
247-30-32	FE	Liés à la matière organique	0.48	4.84	0.48	26.63	380.13	22.76	0.97
247-30-32	FE	Liés aux oxydes de Mn	nd	3.39	0.48	27.60	68.76	10.65	0.48
247-30-32	FE	Liés aux oxydes de Fe	2.42	8.23	8.72	570.43	20.34	19.85	0.48
247-30-32	FE	Cations échangeables	0.48	8.72	0.48	1.94	70.70	5.33	1.45
247-30-32	FE	Teneurs dans le résidu	12.83	116.70	32.20	118.64	804.80	36.08	3.63
No Échantillon	Lithologie	Fractions/Éléments	Ir (ppb)	Ru (ppb)	Rh (ppb)	Pt (ppb)	Pd (ppb)	Au (ppb)	Re (ppb)
247-46-48	SA	Solubles dans l'eau	nd	0.12	0.12	0.24	2.03	1.19	nd
247-46-48	SA	Liés à la matière organique	nd	6.20	0.48	29.56	1499.69	388.16	1.43
247-46-48	SA	Liés aux oxydes de Mn	nd	5.25	6.20	42.92	80.11	6.20	1.43
247-46-48	SA	Liés aux oxydes de Fe	1.91	16.69	18.12	23.37	569.83	710.98	0.95
247-46-48	SA	Cations échangeables	nd	15.74	6.20	67.71	170.71	21.46	0.95
247-46-48	SA	Teneurs dans le résidu	9.54	233.42	40.06	83.69	2134.14	16.93	3.34
No Échantillon	Lithologie	Fractions/Éléments	Ir (ppb)	Ru (ppb)	Rh (ppb)	Pt (ppb)	Pd (ppb)	Au (ppb)	Re (ppb)
247-70-100	RM	Solubles dans l'eau	nd	1.08	0.12	5.50	0.72	0.36	0.84
247-70-100	RM	Liés à la matière organique	nd	5.26	0.96	0.48	2.39	12.92	4.31
247-70-100	RM	Liés aux oxydes de Mn	nd	3.83	0.48	2.87	3.83	21.54	0.96
247-70-100	RM	Liés aux oxydes de Fe	nd	1.91	nd	50.73	1.91	11.96	0.96
247-70-100	RM	Cations échangeables	0.48	3.35	0.96	3.83	6.70	5.74	7.66
247-70-100	RM	Teneurs dans le résidu	3.83	28.72	12.68	18.66	119.41	15.79	26.32
Réactifs utilisés (blancs)		Réactifs / substances	Ir (ppb)	Ru (ppb)	Rh (ppb)	Pt (ppb)	Pd (ppb)	Au (ppb)	Re (ppb)
Hydrazine		Hydrazine	<0.001	0.006	0.047	<0.001	0.044	0.012	0.008
hydroxylamine		hydroxylamine	<0.001	0.011	0.002	0.009	<0.001	0.003	<0.001
HCl		HCl	<0.001	0.050	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001
HNO3		HNO3	<0.001	0.011	0.001	<0.001	0.231	0.572	<0.001
H2O2		H2O2	<0.001	0.006	<0.001	<0.001	<0.001	0.065	<0.001
Ammonium acetate 1M		Ammonium acetate 1M	<0.001	0.006	<0.001	<0.001	<0.001	0.028	<0.001
Ammonium acetate 3.2M		Ammonium acetate 3.2M	<0.001	0.006	0.067	<0.001	<0.001	0.074	0.003

Tableau 6.2: Résultats des analyses séquentielles des EGP, Au et Re dans les horizons latéritiques du forage 247, recalculés à 100% poids (les teneurs ont été au préalable recalculées au volume des fractions préparées et au poids de l'échantillon)

No Échant.	Lithol.	Fractions/Éléments	Ir (%)	Ru (%)	Rh (%)	Pt (%)	Pd (%)	Au (%)	Re (%)
247-10-15	SL	Solubles dans l'eau	0.00	0.04	0.00	0.19	0.12	1.25	0.00
247-10-15	SL	Liés à la matière organique	2.25	4.38	1.23	4.05	53.71	17.92	18.18
247-10-15	SL	Liés aux oxydes de Mn	0.00	1.52	0.00	1.27	7.90	6.81	27.27
247-10-15	SL	Liés aux oxydes de Fe	2.25	1.35	2.47	16.19	2.13	8.24	0.00
247-10-15	SL	Cations échangeables	0.00	1.18	0.00	8.35	3.17	58.78	9.09
247-10-15	SL	Teneurs dans le résidu	95.51	91.54	96.30	69.96	32.97	6.99	45.45
247-10-15	SL	Total	100	100	100	100	100	100	100
No Échant.	Lithol.	Fractions/Éléments	Ir (%)	Ru (%)	Rh (%)	Pt (%)	Pd (%)	Au (%)	Re (%)
247-26-27	CU	Solubles dans l'eau	0.00	0.08	0.00	0.14	0.13	2.20	3.80
247-26-27	CU	Liés à la matière organique	0.00	7.10	2.99	8.82	23.05	24.37	5.06
247-26-27	CU	Liés aux oxydes de Mn	0.00	2.70	2.99	5.15	5.39	4.40	15.19
247-26-27	CU	Liés aux oxydes de Fe	9.76	3.72	22.39	54.96	1.80	10.83	0.00
247-26-27	CU	Cations échangeables	0.00	5.41	1.49	0.64	3.22	4.74	40.51
247-26-27	CU	Teneurs dans le résidu	90.24	80.98	70.15	30.28	66.42	53.47	35.44
247-26-27	CU	Total	100	100	100	100	100	100	100
No Échant.	Lithol.	Fractions/Éléments	Ir (%)	Ru (%)	Rh (%)	Pt (%)	Pd (%)	Au (%)	Re (%)
247-30-32	FE	Solubles dans l'eau	0.00	0.26	0.00	0.02	0.17	1.76	3.33
247-30-32	FE	Liés à la matière organique	2.99	3.40	1.14	3.57	28.22	23.62	13.33
247-30-32	FE	Liés aux oxydes de Mn	0.00	2.38	1.14	3.70	5.10	11.06	6.67
247-30-32	FE	Liés aux oxydes de Fe	14.93	5.79	20.57	76.53	1.51	20.60	6.67
247-30-32	FE	Cations échangeables	2.99	6.13	1.14	0.26	5.25	5.53	20.00
247-30-32	FE	Teneurs dans le résidu	79.10	82.04	76.00	15.92	59.75	37.44	50.00
247-30-32	FE	Total	100	100	100	100	100	100	100
No Échant.	Lithol.	Fractions/Éléments	Ir (%)	Ru (%)	Rh (%)	Pt (%)	Pd (%)	Au (%)	Re (%)
247-46-48	SA	Solubles dans l'eau	0.00	0.04	0.17	0.10	0.05	0.10	0.00
247-46-48	SA	Liés à la matière organique	0.00	2.23	0.67	11.95	33.65	33.90	17.65
247-46-48	SA	Liés aux oxydes de Mn	0.00	1.89	8.71	17.34	1.80	0.54	17.65
247-46-48	SA	Liés aux oxydes de Fe	16.67	6.02	25.46	9.44	12.79	62.10	11.76
247-46-48	SA	Cations échangeables	0.00	5.67	8.71	27.36	3.83	1.87	11.76
247-46-48	SA	Teneurs dans le résidu	83.33	84.14	56.28	33.82	47.89	1.48	41.18
247-46-48	SA	Total	100	100	100	100	100	100	100
No Échant.	Lithol.	Fractions/Éléments	Ir (%)	Ru (%)	Rh (%)	Pt (%)	Pd (%)	Au (%)	Re (%)
247-70-100	RM	Solubles dans l'eau	0.00	2.44	0.79	6.71	0.53	0.53	2.04
247-70-100	RM	Liés à la matière organique	0.00	11.92	6.30	0.58	1.77	18.91	10.50
247-70-100	RM	Liés aux oxydes de Mn	0.00	8.67	3.15	3.50	2.84	31.52	2.33
247-70-100	RM	Liés aux oxydes de Fe	0.00	4.34	0.00	61.81	1.42	17.51	2.33
247-70-100	RM	Cations échangeables	11.11	7.59	6.30	4.66	4.96	8.41	18.66
247-70-100	RM	Teneurs dans le résidu	88.89	65.04	83.46	22.74	88.48	23.12	64.14
247-70-100	RM	Total	100	100	100	100	100	100	100

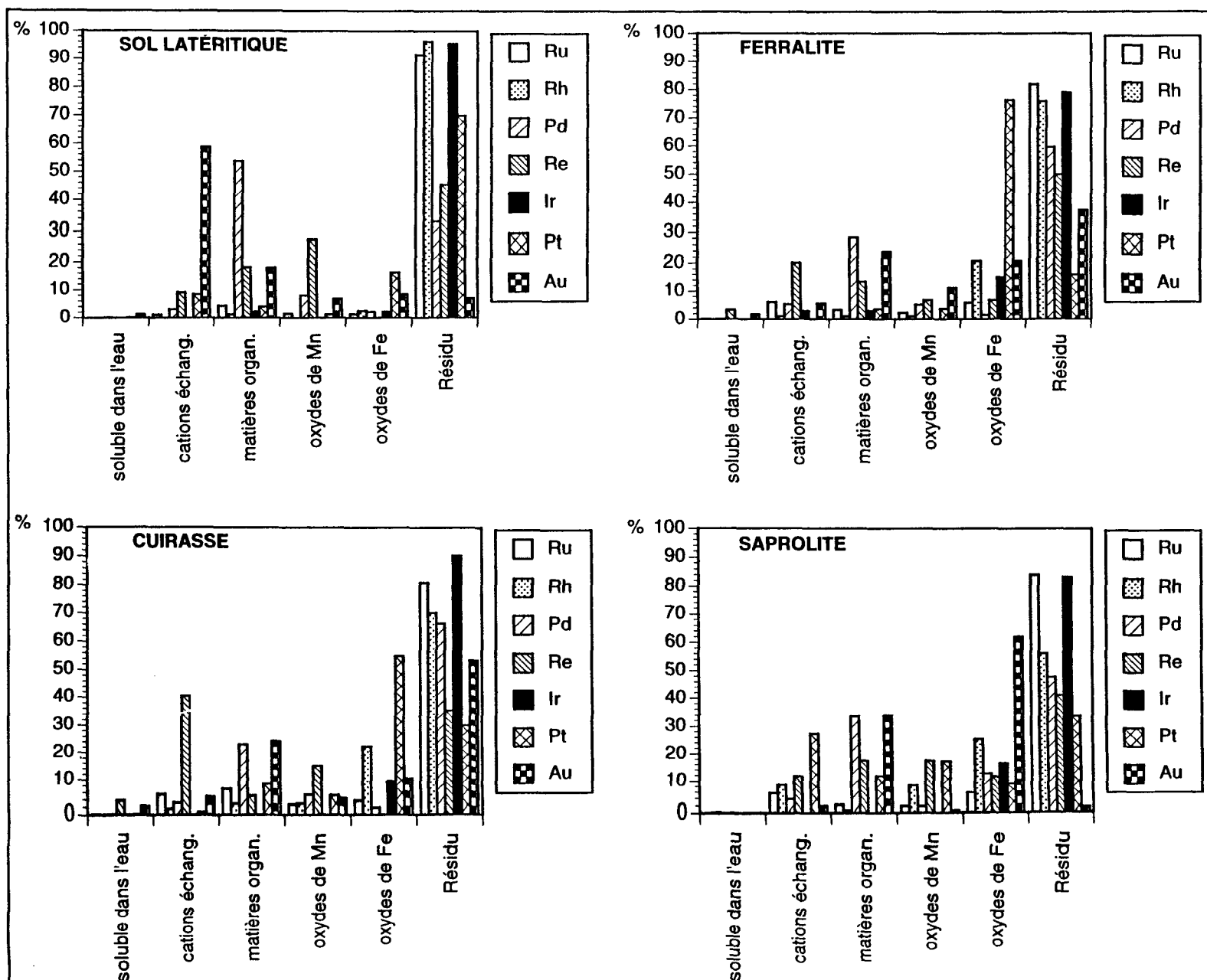


Figure 6.1: Diagrammes des résultats des analyses séquentielles, montrant pour chaque élément du groupe du platine, Au et Re, le pourcentage des concentrations retenues par chaque fraction dans chaque horizon latéritique. Les teneurs ont été préalablement recalculées au volume des solutions préparées et au poids de l'échantillon.

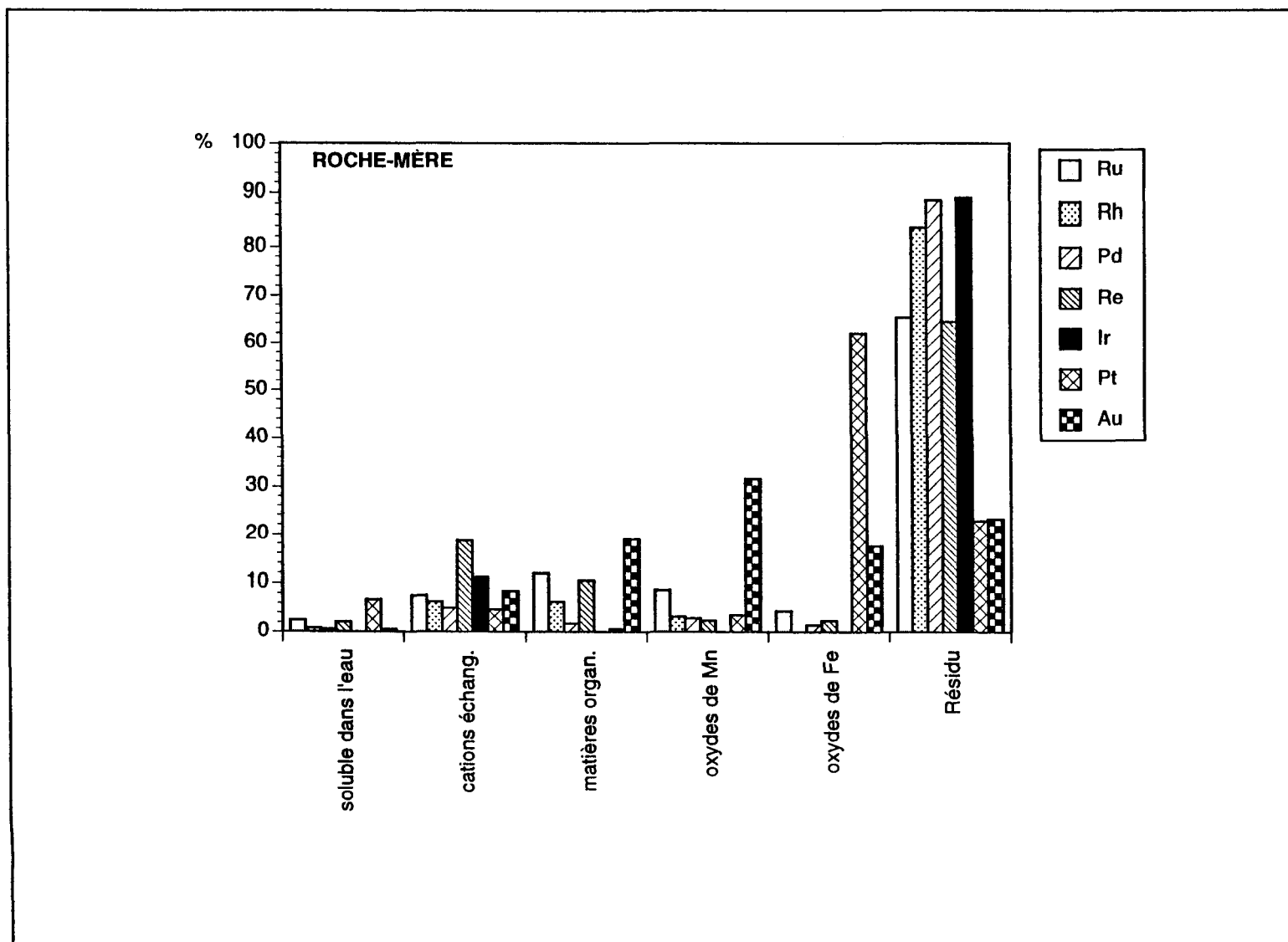


Figure 6.1 (suite): Diagrammes des résultats des analyses séquentielles, montrant pour chaque élément du groupe du platine, Au et Re, le pourcentage des concentrations retenues par chaque fraction dans chaque horizon latéritique. Les teneurs ont été préalablement recalculées au volume des solutions préparées et au poids de l'échantillon.

On remarque que dans tous les horizons latéritiques, les EGP, Au et Re sont insolubles dans l'eau. Leurs teneurs dans cette fraction varient entre 0.12 et 2 ppb, et ne représentent généralement que 0 à 2 % des teneurs retenues par les autres fractions. Des valeurs sporadiques allant jusqu'à 7% Pt et 4% Re sont cependant observées au niveau de la RM et de la FE, respectivement.

Les proportions des concentrations en cations échangeables montrent une augmentation graduelle constante du SL à la SA pour Ru, Rh, et Pd, atteignant respectivement 16, 6, et 171 ppb. Cette gradation est probablement liée à l'augmentation graduelle en teneurs d'argiles, connues pour leurs capacités élevées d'échanges cationiques. Ces teneurs ne représentent cependant que moins de 8% des teneurs globales des autres fractions. Pour le Pt et l'Au, on observe deux anomalies positives, la première au niveau du SL et la seconde au niveau de la SA. Les teneurs du Pt atteignent 16 et 68 ppb dans le SL et la SA respectivement, contre 2 à 3 ppb dans les autres horizons. Les concentrations de l'or passent de 80 ppb dans le SL à 21 ppb dans la SA, contre des teneurs de 5 à 7 ppb dans les autres horizons. En termes de pourcentages, les proportions du Pt et de l'or liés aux cations échangeables forment 8% et 60% dans la SL, 1% et 5% dans la CU, 0.3% et 6% dans la FE, 30% et 2% dans la SA, 5% et 9% dans la RM. Ceci suggère que le Pt et l'or sont théoriquement facilement mobilisables au niveau du SL et de la CU. On peut même anticiper les effets de lessivage en envisageant à près de 60% le lessivage de l'or au niveau du SL. Le Re est l'élément qui semble le plus lié aux cations échangeables dans la CU et la FE, dans des proportions de 18% dans la RM, 11% dans la SA, 20% dans la FE, 41% dans la CU et 9% dans le SL.

La matière organique exerce apparemment une influence nulle sur l'Ir, faible sur le Ru et le Rh, plus ou moins marquée sur le Pt, et forte sur le Pd et l'Au. Le Pd est l'élément qui

montre une plus grande affinité à la matière organique, aussi bien au niveau des horizons proches de la surface (SL et CU), qu'au niveau des horizons inférieurs (FE et SA). Ses teneurs dans la fraction des cations liés à la matière organique sont 502, 1 48, 380, 1500 et 2 ppb dans le SL, la CU, la FE, la SA et la RM respectivement. Ceci signifie que la matière organique retient 54% Pd dans le SL, 23% Pd dans la CU, 28% Pd dans la FE, 34% dans la SA, contre seulement 2% dans la RM. Les fortes concentrations en or dans la fraction des cations liés à la matière organique augmentent plutôt du sommet du profil latéritique, au niveau du SL, jusqu'à la base au niveau de la SA. Elles passent de 18% dans le SL à 34% dans la SA. Ceci pourrait suggérer que la matière organique est surtout active dans les niveaux supérieurs, où elle est capable de mettre en solution les EGP, en particulier le Pd et l'Au, sous forme de complexes avec les acides humiques et fulviques. Les éléments mis en solution sont par la suite progressivement précipités au niveau de la FE et de la SA, du fait des changements chimiques des différents horizons latéritiques que traversent les fluides latéritisants. Notre étude confirmerait alors une répartition préférentielle du Pd et de l'or dans les eaux de surface et souterraines, et une déposition préférentielle du Pt dans les sols et les gisements éluviaux et alluviaux, déjà signalés par Bowles et al. (1994).

Les oxydes de Mn exercent peu d'influence sur Ir, Ru, Pd et Au. Leur rôle pourrait toutefois s'accroître pour Pt et Rh, qui enregistrent dans cette fraction au niveau de la SA, des concentrations maximales de 43 et 6 ppb, soit 9% et 17% respectivement. Les oxydes de Mn et de Fe sont toutefois difficiles à séparer, si bien qu'il faudrait probablement penser à la résultante des complexes des deux fractions.

Mis à part les oxydes de Fe, l'Ir est resté très peu touché par les différentes séparations, et leurs concentrations restent essentiellement dans les résidus. Les oxydes de fer retiennent 2% de la concentration de l'Ir dans le SL, 10% Ir dans la CU, 15% dans la FE et 17% dans

la SA, 0% dans la RM. Les résidus retiennent 96% Ir dans le SL, 90% Ir dans la CU, 79% Ir dans la FE, 83% Ir dans la SA et 89% Ir dans la RM.

Si le rôle des solutions riches en oxydes de Fe est faible pour l'Ir et le Ru, il est très important pour le Rh, Pt, Pd et Au. Avec son anomalie positive très prononcée au niveau de la FE, le Pt montre un contraste très significatif par rapport au Pd et à l'Au dont les concentrations sont plutôt faibles au niveau du SL, de la CU et de la SA, comparativement aux maxima en ces éléments observés dans la SA. Les concentrations en Pt sont de 31, 287, 570, et 23 ppb pour le SL, la CU, la FE et la SA respectivement. Celles du Pd sont de 20, 11, 20 et 569, tandis que celles de l'Au sont de 11, 15, 20, et 710 pour le SL, la CU, la FE et la SA respectivement. Comparativement au Pt, et par rapport aux oxydes de Fe, ceci pourrait suggérer une mobilité plus accrue du Pd et de l'Au dans les niveaux supérieurs, et leur précipitation dans la SA, alors que le Pt reste essentiellement retenu au niveau de la FE, s'il n'est pas résiduellement concentré. Cette observation reste valable si l'on additionne les concentrations de la fraction des cations liés aux oxydes de Mn à celles de la fraction des cations liés aux oxydes de Fe, étant donné leur tendance à s'affilier, et partant les difficultés de trouver un réactif qui affecte l'un sans toucher à l'autre. Si on tient compte à la fois des oxydes de Mn et de Fe, on se rend compte que ces oxydes retiennent 80% Pt et 32% Au dans la FE, contre 16% Pt et 38% Au restant dans le résidu. Au niveau de la roche-mère, les concentrations liées aux oxydes Fe-Mn forment 65% Pt contre 23% dans le résidu, et 49% Au contre 23% dans le résidu. Dans la SA, sont attribués aux oxydes Fe-Mn, 27% Pt contre 34% Pt dans le résidu, et 63% Au contre 1.5% Au dans le résidu. Dans la CU, les oxydes Fe-Mn s'approprient 60% Pt contre 30% Pt dans le résidu, et 15% Au contre 53% Au dans le résidu.

Tout ceci suggère que dans les horizons d'altération, il se dessine une affinité prononcée des EGP aux oxydes Fe-Mn, particulièrement pour l'or et le Pt. Le Pd n'y échappe pas, mais se retrouve déjà en grande partie plus lessivé que les autres par la matière organique. Enfin, vient le Re dont les affinités pour les oxydes Mn, les oxydes de Fe et la matière organique restent comparables.

Les fractions résiduelles retiennent plus de 60% des concentrations globales des EGP, Au et Re, mis à part la matière organique qui touche profondément le Pd, l'or et le Re, ainsi que les oxydes de Fe qui exercent une influence prononcée sur le Pt, l'or et le Pd. On remarque que pour le Pt, les résidus classés par ordre d'importance donnent les successions suivantes: CU-SL-FE-SA-RM, avec des concentrations respectives de 158, 134, 119, 84 et 19 ppb. L'or se concentre plutôt dans les résidus de la CU et la FE, avec des concentrations respectives de 76 et 36 ppb. Pour le Pd, la succession des fractions résiduelles par ordre d'importance est SA-FE-CU-SL-RM, avec des concentrations respectives de 2135, 805, 426, 308, et 119 ppb. À elle seule, la fraction du résidu saprolitique détient 56 % du Pd de tout le profil latéritique, soit 2135 ppb dans la SA, contre 1658 ppb, la somme des teneurs en Pd du SL, CU, FE et RM. Ceci pourrait donc expliquer, du moins en partie, les redistributions différentielles du Pd et du Pt dans les horizons latéritiques, le même comportement du Pt et de l'or dans la CU, eu égard à leurs affinités aux produits d'altération latéritique. Pour l'Ir et le Ru, la figure 6.1 montre que plus de 80% des teneurs en ces éléments restent dans les fractions résiduelles. Les concentrations dans les résidus de la roche-mère sont toujours inférieures à celles des résidus des horizons latéritiques, mis à part le Re qui reste essentiellement dans le résidu de la roche-mère.

En comparant les IPGE aux PPGE, on se rend compte que l'importance des concentrations résiduelles augmentent en passant des PPGE aux IPGE. Ces derniers, de

toute évidence plus difficiles à mettre en solution, se retrouvent dans les résidus à près de 80% des concentrations globales du profil latéritique.

6.3 CONCLUSIONS

L'expérience avec le traitement chimique séquentiel des horizons du profil latéritiques nous amène à formuler 5 principales observations:

- 1) l'Ir et le Ru sont pratiquement immobiles;
- 2) le Rh n'est mobilisé que dans la saprolite sous des conditions oxydo-réductrices extrêmes (les oxydes de Fe-Mn); autrement il est presque immobile;
- 3) le Pd est mobilisé dans tous les horizons latéritiques; il enregistre des pertes de 40 à 70% suite à la mobilisation dans la matière organique; cependant, il est surprenant de remarquer qu'il reste immobile dans la roche-mère;
- 4) le Pt est mobile dans tous les horizons; il enregistre des pertes de 30 à 85% sous des conditions oxydo-réductrices extrêmes, particulièrement avec les solutions riches en oxydes de Fe et de Mn;
- 5) l'or est extrêmement mobile dans tous les horizons; Il est le plus mobile de tous les métaux analysés, avec des pertes de 50 à 99%.

CHAPITRE VII

SYNTHÈSE ET DISCUSSIONS

CHAPITRE VII

SYNTHÈSE ET DISCUSSIONS

7.1 INTRODUCTION

Dans les chapitres précédents, nous avons présenté les principales caractéristiques pétrographiques et géochimiques de la roche-mère et des horizons latéritiques du complexe de Musongati. Ces données s'avèrent fondamentales pour comprendre la distribution actuelle des EGP et des REE dans les profils latéritiques, ainsi que les processus ayant conduit à la redistribution de ces éléments en relation avec le développement du profil latéritique. Dans le chapitre 4, nous avons étudié les phases minérales primaires qui constituent la roche-mère des latérites. L'étude pétrographique et géochimique de la roche-mère nous a permis de conclure que les EGP étaient principalement contrôlés par les sulfures qui faisaient partie des phases cumulus. La chromite et l'olivine jouent apparemment un rôle secondaire. Dans le chapitre 5, nous avons évalué qualitativement et quantitativement l'intensité de la redistribution des éléments au sein des horizons latéritiques. Ce chapitre propose 1) une synthèse des principales caractéristiques de la distribution des éléments dans le profil latéritique, 2) une synthèse des données sur les conditions de formation des horizons latéritiques, et 3) les mécanismes de redistribution des éléments dans ces horizons. Les discussions intégrant les données de la littérature sur le rôle des différents ligands complexants et des conditions physico-chimiques du milieu supergène, nous orientent

spécifiquement vers un modèle interprétatif du comportement des EGP et des REE au sein du profil latéritique.

7.2 SYNTHÈSE DES RÉSULTATS DE LA REDISTRIBUTION DES ÉLÉMENTS DANS LE PROFIL LATÉRITIQUE

L'histoire de la cristallisation de la roche-mère dont les caractérisations pétrographiques et géochimiques sont consignées au chapitre 4, a été progressivement effacée, puis complètement remplacée par l'histoire de la latéritisation. Celle-ci consiste en une réorganisation de la masse minérale primaire, en passant par le lessivage et/ou l'enrichissement des éléments chimiques constitutifs.

La latéritisation qui a commencé au tertiaire et continue encore aujourd'hui a abouti à la formation d'un profil latéritique nickélicifère au dessus du complexe intrusif de Musongati. Le profil latéritique fait ressortir un développement progressif des horizons latéritiques, emboîtés les uns dans les autres, et représentés de la base au sommet du profil latéritique par la saprolite, la ferralite, la cuirasse et le sol latéritique. L'évolution chimique du profil est liée à la mobilisation des éléments, gouvernée à son tour par divers processus tels la dissolution des minéraux primaires, les réactions d'oxydo-réduction, la formation des phases secondaires, le transport des éléments, la coprécipitation et les échanges ioniques sur une grande variété de minéraux (Nesbitt 1979; Middelburg et al. 1989; Chesworth 1992; Tardy 1993). Depuis Goldschmit (1937, 1945) qui utilise les notions de potentiel ionique énoncées par Cartledge (1928), jusqu'aujourd'hui quoique présenté sous plusieurs aspects modifiés, le concept classique de la mobilité ou de l'immobilité des éléments chimiques sous les conditions supergènes est basé sur le rapport de la charge ionique (Z) sur le rayon ionique (r , Å) de l'élément, connu sous le nom de potentiel ionique (Z/r) (Milot 1964; Rose et al. 1979;

Levinson 1980; Chesworth 1992). Ainsi il est devenu classique de considérer que les éléments à faible potentiel ionique ($Z/r < 3$) forment des cations simples ou hydratés très solubles, que les éléments à fort potentiel ionique ($Z/r > 12$) forment des oxyanions mobiles, tandis que les éléments dont les potentiels ioniques sont compris entre 3 et 12 sont considérés immobiles. Sur cette base du potentiel ionique, parmi les éléments immobiles, aussi bien sous les conditions oxydantes que sous les conditions réductrices, nous retrouvons les REE, les EGP, Au, Fe, Al, Sc, Ti, Zr, Hf, Th. Dans les latérites nickélifères de Musongati, ces éléments ne sont pas aussi immobiles qu'on a l'habitude classique de les présenter. Les études lithogéochimiques qualitatives et quantitatives des horizons du profil latéritique de Musongati, sur lesquelles nous avons fondé notre opinion sur la mobilité des éléments, sont résumés sur le tableau 7.1, ainsi que sur les figures 7.1 et 7.2. La synthèse de ces résultats est présentée sous la forme simplifiée en 1) un groupe d'éléments lessivés, 2) un groupe d'éléments stables, et 3) un groupe d'éléments enrichis, pour chaque horizon latéritique (figure 7.2).

Nos résultats confirment le lessivage des alcalins, des alcalino-terreux et du soufre dans tous les horizons latéritiques. Dans la SA et la FE, les EGP auxquels s'ajoutent Sc, TiO_2 , Hf, forment l'ensemble le plus stable des éléments chimiques analysés. À ce stade, on peut considérer ces éléments comme étant immobiles. Parallèlement, les REE avec à la tête les LREE forment le groupe d'éléments les plus enrichis dans les horizons saprolitiques et ferralitiques. Seul le Ce se démarque sensiblement du comportement régulier des autres REE. Il occupe la tête des éléments les plus enrichis dans le SL, la CU et la FE, alors que dans la SA il est l'élément le moins enrichi de tous les REE. Le Ce forme ainsi une anomalie positive dans le SL, la CU et la FE et une anomalie négative dans la SA. À côté des REE, parmi les éléments enrichis se trouvent Co, Ni, As, Cr, MnO, Al, Th, Ta, au niveau de la

Tableau 7.1: Bilans (moyennes) des transferts de masse pour les horizons latéritiques de Musongat calculés à l'aide de la méthode N-B-M. Les éléments en gras restent relativement stables, compte tenu du pourcentage d'erreur maximal de 25%, sur base de l'Ir comme élément immobile.

SL	moyenne	CU	moyenne	FE	Moyenne	SA	Moyenne
MgO	-99	MgO	-100	MgO	-100	S	-99
CaO	-98	CaO	-99	S	-99	CaO	-95
S	-95	S	-97	CaO	-98	MgO	-84
Co	-83	SiO2	-95	SiO2	-97	Sb	-74
Ni	-74	K2O	-94	K2O	-91	SiO2	-68
SiO2	-63	Ni	-88	Na2O	-88	Se	-53
Zn	-53	Na2O	-87	Sb	-84	Na2O	-46
MnO	-51	Zn	-71	Ni	-73	P2O5	-27
Rh	-46	Cu	-59	Ba	-58	Os	-26
Na2O	-40	Ba	-57	Cu	-52	Ba	-14
Cu	-0.3	Co	-47	Zn	-50	Rh	-12
Pd	2.3	Pd	-46	P2O5	-46	V	-11
Ru	26	Os	-44	As	-45	Ru	-10
Pt	53	Rh	-37	Ta	-44	Pd	-2
Os	97	MnO	-36	Os	-43	Cu	6
Ba	104	Ru	-27	Cr	-40	Rb	7
Cr	132	Cr	-18	Rb	-39	Pt	11
Rb	132	Sb	-8.6	V	-32	Fe2O3	19
Au	190	P2O5	17	Au	-29	Au	20
Fe2O3	219	V	20	Rh	-27	Hf	22
K2O	230	Fe2O3	32	Hf	-26	TiO2	27
Sb	333	Nd	54	Pd	-24	Cr	31
Sc	456	Rb	81	Ru	-23	MnO	45
Cs	499	Sc	113	Fe2O3	-11	Th	47
V	546	Se	120	TiO2	-10	Sc	57
Se	547	TiO2	142	Sc	17	Ta	57
Nd	777	Au	144	Pt	27	Ni	67
Eu	779	Eu	148	Co	42	Zn	79
P2O5	796	Pt	152	Th	50	As	86
Yb	1539	Yb	287	MnO	62	Al2O3	96
Lu	1953	Al2O3	292	Al2O3	73	Co	120
Sm	2210	Lu	338	Nd	86	Ce	291
TiO2	2512	Ta	339	Eu	99	Yb	816
Al2O3	2837	Hf	366	Lu	202	Lu	952
As	3320	Sm	494	Yb	209	Eu	1149
La	3508	La	631	Sm	378	Sm	2003
Ta	4010	As	653	La	676	La	5994
Hf	5774	Th	684	Ce	1818		
Th	11005	Ce	5555				
Ce	16896						

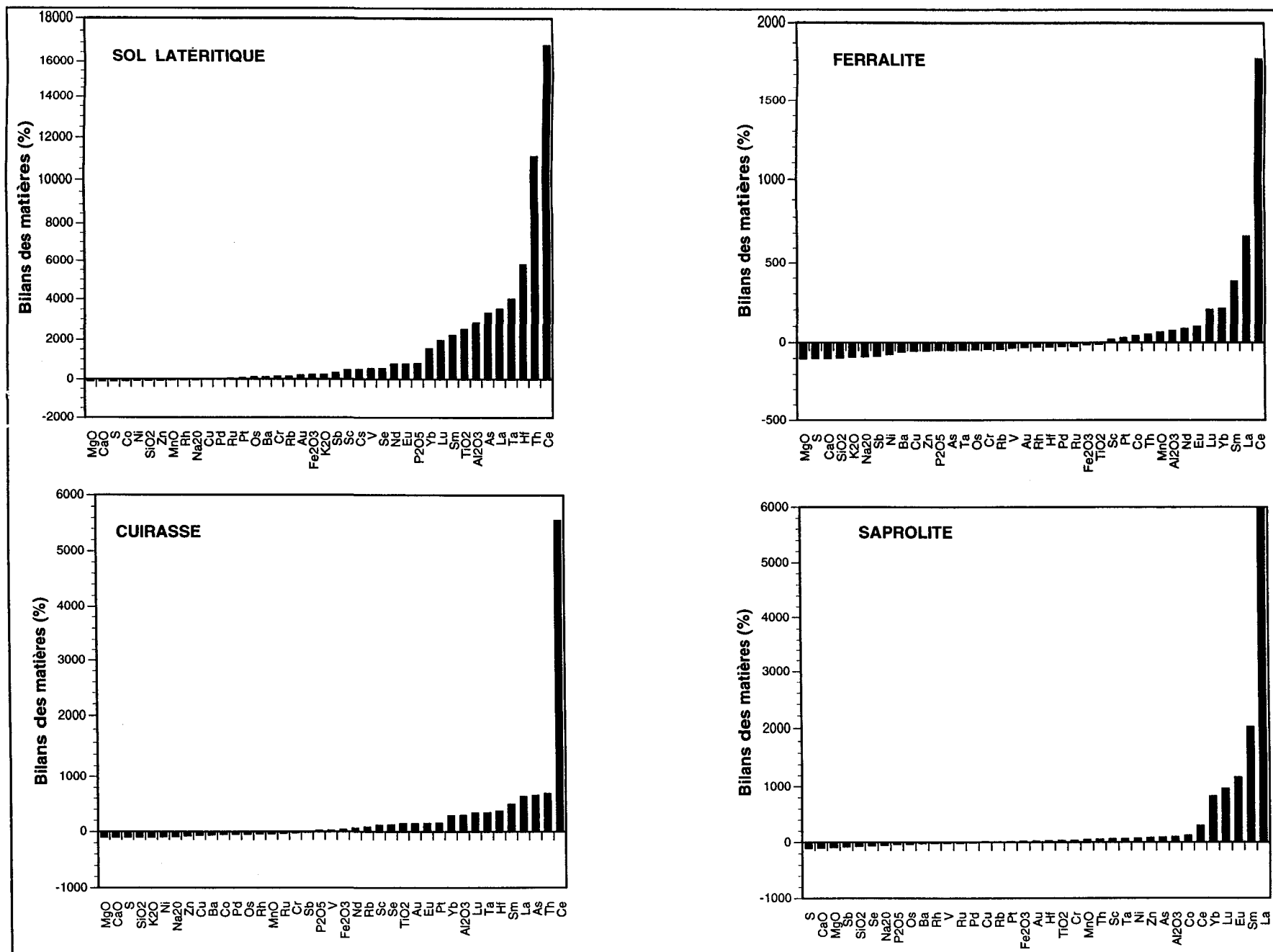


Figure 7.1: Diagrammes montrant les bilans moyens des transferts de matière pour les horizons latéritiques du complexe de Musongati, calculés à l'aide de la méthode N-B-M

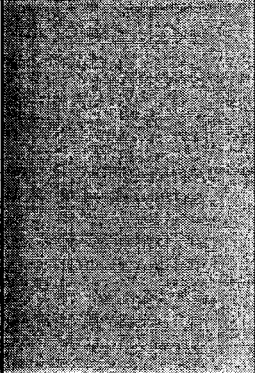
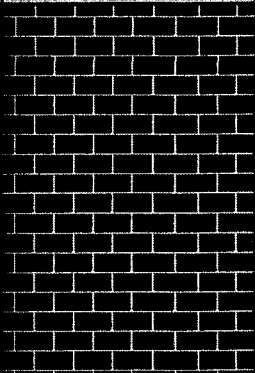
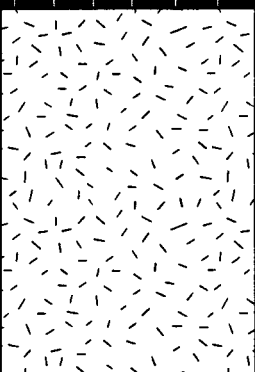
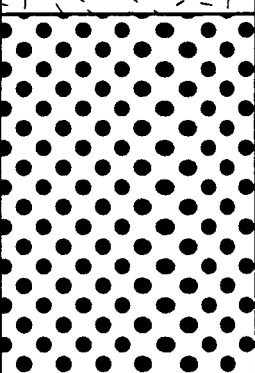
	Horizons latéritiques	Éléments lessivés	Éléments stables	Éléments enrichis
SOL LATÉRITIQUE		MgO, CaO, S, Co, Ni, SiO ₂ , Zn, MnO, Rh, Na ₂ O, Cu, Pd	Rien n'est stable au niveau du sol latéritique	Ru, Pt, Os, Ba, Cr, Rb, Au, Fe ₂ O ₃ , K ₂ O, Sb, Sc, Cs, V, Se, Nd, Eu, P ₂ O ₅ , Yb, Lu, Sm, TiO ₂ , Al ₂ O ₃ , As, La, Ta, Hf, Th, Ce
CUIRASSE		MgO, CaO, S, SiO ₂ , K ₂ O, Ni, Na ₂ O, Zn, Cu, Ba, Co, Pd, Os, Rh, MnO	Ru, Cr, Sb, P ₂ O ₅ , V	Fe ₂ O ₃ , Nd, Rb, Sc, Se, TiO ₂ , Au, Eu, Pt, Yb, Al ₂ O ₃ , Lu, Ta, Hf, Sm, La, As, Th, Ce
FERRALITE		MgO, S, CaO, SiO ₂ , K ₂ O, Na ₂ O, Sb, Ni, Ba, Cu, Zn, P ₂ O ₅ , As, Ta, Os, Cr, Rb, V	Au, Rh, Hf, Pd, Ru, Fe ₂ O ₃ , TiO ₂ , Sc, Pt	Co, Th, MnO, Al ₂ O ₃ , Nd, Eu, Lu, Yb, Sm, La, Ce
SAPROLITE		S, CaO, MgO, Sb, SiO ₂ , Se, Na ₂ O	P ₂ O ₅ , Os, Ba, Rh, V, Ru, Pd, Cu, Rb, Pt, Fe ₂ O ₃ , Au, Hf, TiO ₂	Cr, MnO, Th, Sc, Ta, Ni, Zn, As, Al ₂ O ₃ , Co, Ce, Yb, Lu, Eu, Sm, La

Figure 7.2: Profil latéritique montrant la redistribution des éléments au cours de la latéritisation. Selon les bilans de masse, les éléments ont été regroupés en trois principales catégories, 1) les éléments lessivés, 2) stables et 3) enrichis. Les éléments sont rangés par ordre croissant en enrichissement ou décroissant en lessivage.

SA. Dans la FE, Ni, As, Cr, Ta, sont lessivés, pour ne laisser que Al_2O_3 , Th, Co et MnO à côté des REE toujours enrichis.

Au niveau, de la CU, il ne reste pas beaucoup d'éléments stables. Seuls les éléments Ir, Ru, Cr, Sb, P_2O_5 et V tombent dans les fourchettes des valeurs des éléments relativement stables. Dans la CU manifestement autochtone, la stabilité de ces éléments n'est pas aisée à interpréter, d'autant plus que Cr, P_2O_5 , Sb et V rentrent dans le groupe des éléments lessivés au niveau de la FE. Les calculs des balances de masse étant liés à la concentration des éléments dans la roche-mère, il est probable que le phénomène de cuirassement qui s'accompagne d'une forte augmentation de densité de l'horizon cuirassique, a pu influencer dans le sens d'enrichissement, sur les éléments aux faibles variations de transfert de masse. La CU est également l'horizon repère au niveau duquel on assiste aux plus grands bouleversements dans le comportement des éléments dits classiquement immobiles. Ainsi, parmi les EGP, le Pd, l'Os et le Rh sont manifestement lessivés. Ils sont rejoints par MnO, Ni, Co, Zn, Cu. Le Pt devient l'élément le plus enrichi des EGP, quel que soit l'élément immobile utilisé dans les calculs des bilans de masse. Dans la CU, les niveaux d'enrichissement de Th et As sont comparables à ceux des LREE, tandis que ceux de Hf, Ta, Al_2O_3 , et un peu moins TiO_2 , Sc, à ceux des HREE.

Le SL est caractérisé par l'absence manifeste d'éléments stables. Tous les éléments sont fortement à totalement lessivés dans la partie supérieure du SL, pour ne laisser en place que du sol résiduel riche en oxydes de Fe et d'Al. Parmi les EGP, on remarque que Rh et Pd font toujours partie de la catégorie des éléments lessivés, alors que Pt, Os, et Ru sont enrichis. Les REE ont également perdu leur cohésion, pour prendre des niveaux différents d'enrichissement et se mêler aux autres éléments tels que Th, Ta, Hf, As, Al_2O_3 , TiO_2 , et P_2O_5 .

TiO₂, Th, Ta et Hf semblent être les éléments dont l'enrichissement est persistant de la base au sommet du profil latéritique, et occupent généralement la tête des éléments les plus enrichis du SL. On pense que ces éléments sont concentrés dans le profil latéritique, essentiellement grâce à la faible solubilité des oxydes qu'ils forment.

La conception classique faisait de l'Al, l'élément majeur dont la migration est la moins active dans les horizons latéritiques en invoquant l'allitisation ou la formation d'hydroxyde d'aluminium (Al(OH)₃), en cas de la décomposition profonde de la roche-mère. Or, on sait aujourd'hui que la solubilité de l'Al croît rapidement en dessous des valeurs de pH < 4 (Bowles 1986; Mulder et Stein 1994). Ces conditions de pH acide se retrouvent fréquemment au dessus et proche de la nappe phréatique dans les horizons latéritiques (Chesworth 1992). Il s'ensuit alors que dans la CU, située au dessus des battements de la nappe phréatique, l'Al peut être lessivé. Les pics négatifs de l'Al observés sur les profils géochimiques à certains niveaux de la FE, accompagnés de disparités apparentes des rapports Al₂O₃/TiO₂, témoigneraient également d'une baisse rapide en pH due probablement à la présence de l'ion ferreux à ce niveau proche de la nappe phréatique. On observe également au niveau de la SA, des pics d'Al qui dénotent que cet élément est mobile. Il s'agit probablement de microenvironnements où la météorisation des sulfures entraîne une baisse de pH suffisante pour provoquer la mobilité de l'Al.

Concernant le fer, plusieurs études sur sa mobilisation et sa migration dans les sols ont été menées depuis les années 50 (Bloomfield 1955; Maignien 1958; Millot 1964; Leprun 1979). On retient de ces études que l'ion ferrique est presque insoluble dans les latérites et les sols tropicaux, tandis que l'ion ferreux montre une solubilité appréciable qui se conserve en milieu réducteur. À Musongati, on n'observe pas d'accumulation en aval du fer. Leprun (1979) note également cette absence d'accumulation en aval du fer dans les cuirasses

ferrugineuses de l'Afrique Occidentale. Il en conclut que les profils cuirassés (profils latéritiques) se sont approfondis et s'approfondissent actuellement par l'intermédiaire d'une suraltération smectitique du niveau saprolitique. Davis et al. (1989) note une relation inverse entre Fe_2O_3 et Al_2O_3 , et les points d'inflexion des concentrations en Fe_2O_3 sont interprétés comme étant l'effet de la remobilisation et de la précipitation du Fe^{3+} . Le fer est donc pratiquement insoluble au niveau de la SA, peu soluble dans la FE, mobile dans le SL et la CU. Ainsi, on pourrait anticiper la conclusion qui en découle, que les éléments mobilisés par les oxydes de fer, comme l'or, Pt et Pd, seront mobiles au niveau de la CU et du SL.

MnO est manifestement mobile au niveau du SL en partie dans la CU. Il s'accumule de manière supergène à la base de la CU et dans la FE, et probablement de manière résiduelle dans la SA. Il est fort probable que l'enrichissement du Mn dans le profil latéritique soit lié à la libération de l'Al par la dissolution des argiles, qui se combine par la suite avec Mn^{3+} pour former la lithiophorite $((\text{Al}, \text{Li})\text{MnO}_2(\text{OH})_2)$, un oxyde alumineux et manganésifère stable dans les conditions supergènes latéritiques. Nous n'avons pas observé de lithiophorite à Musongati, mais ce type de remplacement épigénétique a été déjà observé dans les gisements latéritiques manganésifères (Nahon et Parc 1990). Cependant, la présence de minéraux manganésifères dans la FE et la CU de Musongati est matérialisé par des lopins ("patches") noirs, ou même de minces lamines discontinues, millimétriques à centimétriques. En résumé, il est fort probable qu'à l'état réduit, Mn^{2+} soit mobile dans les horizons latéritiques de surface. Il en est de même pour Fe^{2+} , avec lequel il est souvent associé. Ces éléments s'oxydent facilement en Mn^{4+} et en Fe^{3+} dans les environnements supergènes, où ils précipitent sous forme d'oxydes de Fe, ou de Mn, ou ferromanganésifères à mobilité très réduite. Ces oxydes fixent par sorption le Co et le Ni en quantités pouvant atteindre les concentrations commerciales. Le rôle des oxydes ferromanganésifères dans la sorption des EGP ou des REE est également discuté dans les sections 7.5.

L'enrichissement du Ni dans la SA a été souvent attribué à la présence de la garniérinite dont la composition consiste en un mélange de lizardite riche en Ni (la népouite), et la kéroélite riche en Ni (la pimélite) (Brindly et Wan 1975; Troly et al. 1979; Golightly 1979, 1981). Toutefois, à Musongati, la garniérinite qui ne se trouve essentiellement que dans les fractures et les veinules, n'est pas en quantité suffisante pour expliquer les enrichissements de l'ordre de 66% en moyenne dans la SA. Les smectites nickélifères (les minéraux argileux du groupe montmorillonite), de composition nontronitique, le principal constituant de la SA, sont probablement les principaux responsables de l'enrichissement en Ni. Les serpentines nickélifères et la goethite occupent également une place de choix dans l'enrichissement du Ni dans la SA. Nous pensons également, que la part importante de l'enrichissement supergène du Ni que l'on observe dans la SA est fortement fonction des phases silicatées supergènes qui retiennent le nickel lessivé des horizons supérieurs. Dans la SA, le Ni s'accumule essentiellement dans les microfissures. Nous avons pu le vérifier en analysant à la microsonde la concentration de Ni dans les fissures et craquelures serpentinisées des minéraux d'olivine. Les concentrations en Ni augmentent au fur et à mesure que l'on approche la partie médiane de la craquelure ou de la veinule. Mais on soupçonne également une adsorption de $\text{Ni}(\text{OH})_2$ sur la surface de la serpentine au niveau saprolitique (Trescasses 1985). La FE montre plutôt le lessivage du Ni. Les expériences menées par Schellmann (1983), au moyen de divers tests de dissolution du minerai ferralitique par des différents acides, montre un même taux de dissolution du Ni et du Fe, pour un temps de dissolution et la concentration acide croissants. Il en déduit que le Ni dans la FE reste essentiellement incorporé dans la structure de la goethite, et juge improbable l'adsorption du Ni à la surface de la goethite. La goethite étant le principal constituant de la FE à Musongati, il devient probable que l'adsorption du Ni à la surface des minéraux secondaires stables reste très limitée. Il s'ensuit que l'enrichissement de la FE en Ni répond à un processus

essentiellement résiduel, grâce à la stabilité de la goethite, dans l'environnement ferrallitique. L'excès en Ni est donc lessivé, puis redéposé dans l'horizon sous-jacente saprolitique. Autrement dit, la migration du Ni de la CU et de la FE vers les niveaux inférieurs saprolitiques n'a lieu que dès le moment où sa concentration dépasse la capacité de la goethite et des oxydes ferromanganésifères de le retenir dans leurs structures cristallines.

Le Ni et le Co sont mobiles dans le SL, la CU et la FE dans l'ordre de lessivage Ni>Co. Ces éléments intensément lessivés des horizons latéritiques supérieures, connaissent probablement une fixation substantielle par les argiles supergènes de la SA. Par contre, le Cu est toujours lessivé dans tous les horizons latéritiques, bien que certains échantillons de la SA montrent qu'il est plus ou moins stable. Cependant, Mookherjee et Tenginkai (1987) observent un comportement semblable pour le Cu, le Ni et le Co dans les horizons riches en argiles.

Les faibles enrichissements du Cr dans la SA, et son lessivage dans la FE sont consistants dans tous les forages analysés. En effet, contrairement au comportement du Cr contenu dans les spinelles chromifères, une partie du Cr lié aux minéraux silicatés peut être facilement lessivé sous forme d'hydrosols $\text{Cr}(\text{OH})_3$ dans les environnements alcalins et oxydants que l'on rencontre dans la partie sommitale de la SA. Dans la FE, même les spinelles chromifères sont détruites. Il devient alors probable que le Cr libéré soit fixé par la goethite dans les niveaux supérieurs du profil latéritique. Ce comportement du Cr a été également constaté par Marker et al. (1991) qui en conclut que le Cr ne peut servir de standard interne pour le calcul des balances de masse.

Les discussions sur les mécanismes de comportement des EGP, de l'Or et des REE ont été réservées pour les sections spéciales 7.5, 7.6 et 7.7.

7.3 MÉCANISMES DE FORMATION DES LATÉRITES NICKÉLIFÈRES DE MUSONGATI

L'étude du mode de regroupement des éléments dans les formations latéritiques, passe par la connaissance du contexte géologique et des conditions physico-chimiques ayant régi la formation des latérites. Les mécanismes de formation des latérites constituent un ensemble de facteurs dont les plus importants sont: les facteurs lithologiques, climatiques et morphotectoniques. Nous verrons que les principaux agents responsables de la transformation et de la désintégration des roches ultramafiques en latérites nickélifères sont l'eau, l'oxygène, le gaz carbonique, les acides minéraux et organiques, les variations de température, les organismes vivants et la matière organique (la biomasse) (Troly 1979; Golightly 1981; Smirnov 1982; Bourman 1987; Colin et al. 1990; Nahon et al. 1992; Tardy et Roquin 1992; Chesworth 1992; Tardy 1993).

7.3.1 CONDITIONS GÉOLOGIQUES DE FORMATION DES LATÉRITES

Dans cette section, nous nous attacherons principalement sur le rôle des contrôles géologiques et géographiques dans la formation des latérites nickélifères de Musongati. Il s'agit particulièrement du rôle qu'ont joué sur la latéritisation et la préservation des horizons latéritiques, la structure géologique du complexe, la composition des roches mères, le relief du terrain, le climat (la température élevée, intensité des pluies, l'alternance des saisons sèches et des saisons pluvieuses), et le régime hydrographique.

7.3.1.1 Structure géologique

Les intrusions mafiques et ultramafiques dont fait partie le complexe de Musongati se sont mises en place dans un couloir de déformation (voir sections géologie régionale et locale). Même si l'âge des failles et la chronologie des diverses déformations observées au niveau du complexe de Musongati restent encore mal circonscrits, on sait que tout accident tectonique trace une voie de pénétration des fluides dans la roche-mère. La transformation chimique de la roche est favorisée là où la porosité et la fissuration engendrent une bonne perméabilité et ouvrent la voie à la circulation des fluides dans la roche-mère, ainsi que leur migration souvent lente et stable de la surface vers la nappe phréatique. Les fissures isolées ou les systèmes de fissuration, de broyage et de bréchification observables mégascopiquement sur des échantillons et microscopiquement sur des lames minces, viennent ensuite s'ajouter aux déformations majeures ci-haut passées en revue, pour favoriser la désintégration de la roche-mère. Outre les déformations anté-latéritiques, il ne paraît pas y avoir de modifications structurales majeures dans les formations latéritiques nickélifères. Il apparaît alors que le complexe soit restée relativement stable durant et après la formation des latérites nickélifères. Brimhall et al (1991) rapportent que le taux de dénudation de 10 à 50 m / Ma reste généralement faible dans ces milieux, comparé à 50-2000 m / Ma dans les ceintures montagneuses tectoniquement actives. Il a fallu cependant beaucoup de temps pour la désintégration effective des constituants principaux de la roche-mère tels les silicates, les sulfures, les oxydes et autres, et qui passent par plusieurs stades de modification avant d'aboutir à l'individualisation des éléments, au lessivage fractionné des composés, et enfin à la formation progressive des horizons latéritiques. Il est aujourd'hui postulé que la formation de la plupart des latérites s'étend du Paléogène au Néogène durant l'ère Tertiaire. Trescases (1985) suggère que les gisements latéritiques sont associés aux surfaces d'aplanissement, dont l'élaboration a demandé plusieurs millions d'années. Golightly (1981) propose qu'un

million d'années pourrait être suffisant pour former un gisement nickélifère latéritique. Nous pensons que le développement d'un profil latéritique nickélifère à Musongati, d'une profondeur maximale d'environ 100 mètres, mis à part la puissance inconnue érodée, a nécessité près de 10 millions d'années, au cours desquelles le continent est resté relativement stable.

7.3.1.2 Composition de la roche-mère

Grâce aux forages verticalement orientés, et atteignant la roche-mère jusqu'à plus de 200 m, nous avons pu déterminer que les latérites nickélifères de Musongati se sont développées essentiellement sur les roches ultramafiques péridotitiques (dunites, harzburgites, péridotites à Pl). Ces roches s'apprêtent plus facilement à la latéritisation que les roches mafiques (gabbros, gabbronorites, et norites) et métamorphiques (schistes) auxquelles elles sont spatialement et/ou génétiquement associées. La circulation des fluides et la désintégration de la roche-mère sont d'autant plus rapides et complètes, que la roche est plus fracturée et ses constituants plus solubles.

7.3.1.3 Climat

Le climat passe pour le facteur clé du fonctionnement des processus latéritiques, en tant que principal contrôleur des changements de la température de l'air et du sol, ainsi que de la quantité et de la qualité des précipitations atmosphériques. Théoriquement, la formation des latérites commence de la surface vers le bas, en s'arrêtant au niveau de la nappe phréatique. Si, simultanément ce niveau hydrostatique s'abaisse lentement, la descente synchrone du

niveau d'eau et la décomposition chimique qui l'accompagne assurent la formation d'un profil latéritique puissant. Il s'ensuit que le climat chaud et humide des régions tropicales et subtropicales dont fait partie le Burundi, avec des précipitations régulières et moyennes, ainsi qu'une alternance des saisons sèches et des saisons pluvieuses, constituent des conditions favorables à la formation des croûtes altérées en général, et des latérites nickélifères en particulier. Ce type de climat qui prévalait au Tertiaire, et qui persiste encore aujourd'hui au Burundi, nous amène à suggérer que le profil latéritique de Musongati poursuit actuellement son développement. Toutefois, ce développement latéritique contemporain reste plus lent et moins prononcé que celui du tertiaire, à cause de la carapace ferrugineuse dure et compacte qui limite sensiblement la migration des fluides en profondeur.

7.3.1.4 Relief

Les conditions optimales pour la formation et la préservation d'un profil latéritique se créent dans les régions de montagnes d'altitude moyenne, avec un modelé des collines ou des plateaux garantissant l'infiltration des précipitations atmosphériques jusqu'au niveau piézométrique, ainsi que l'échange actif d'eau sous l'effet de drainage de la base d'érosion locale. Les hautes montagnes aux pentes abruptes, tout comme les reliefs fortement aplanis des plaines, sont par conséquent défavorables au développement et/ou à la préservation des latérites. À Musongati, il apparaît que le modelé du complexe soit lié à la localisation même du couloir de déformation dans lequel se sont mises en place les intrusions mafiques et ultramafiques. Ces intrusions se présentent généralement sous forme de plateaux moyens, et Musongati fait partie des plaines du Moso (Ntungicimpaye 1984) dont le relief est favorable à la formation et à la préservation d'un manteau d'altération.

7.3.2 CONDITIONS PHYSICO-CHIMIQUES DE FORMATION

Au point de vue géochimique, la latéritisation implique le regroupement de la masse minérale des roches magmatiques chimiquement instables dans les conditions thermodynamiques supergènes. Dans cette section, nous distinguons les agents d'altération et les fonctions chimiques qui les accompagnent durant les processus de latéritisation.

7.3.2.1 Les agents d'altération

-L'eau

L'eau est l'agent d'altération le plus actif (Tardy 1993; Chesworth 1992). Elle cumule les fonctions-clés physiques et chimiques nécessaires à la latéritisation. Parmi les fonctions physiques, nous tenons à rappeler que l'eau est 1) un agent de transport physique incontournable, 2) un média à travers lequel les réactants diffusent aux sites de réaction, 3) un contributeur à la désintégration physique des minéraux pétrogènes hydratés. Parmi, les fonctions chimiques les plus en vue, on retient principalement que l'eau est 1) le plus important solvant dans la nature, qui dissout les agents agressifs solides, liquides et gazeux (O_2 , CO_2 , acides, etc.), 2) un agent indispensable dans toutes les réactions caractéristiques à toute zone d'altération (variations acidité-alcalinité, solution-précipitation, échanges ioniques, etc.), 3) un constituant des principales nouvelles phases minérales des zones d'altération telles que les hydroxydes, les argiles, les phases amorphes et les boueurs, 4) un réservoir chimique qui assure l'uniformité des réactions chimiques pour une roche-mère homogène donnée.

Les précipitations atmosphériques constituent la principale source des eaux qui participent aux processus de la latéritisation. Ces processus sont étroitement liés aux variations saisonnières de la nappe phréatique. Les réactions de la latéritisation les plus actives, avec la participation des eaux souterraines, se déroulent au dessus du niveau piézométrique, une zone connue surtout sous le nom de "zone d'aération", et qui correspond à l'horizon ferrallitique dans le présent travail. En dessous du niveau piézométrique se situe la saprolite, un horizon de pleine saturation, avec au sommet un échange actif en eau provenant directement de la ferrallite et sa décharge par drainage dans le réseau hydrographique local. À la base de la saprolite, l'échange d'eau est ralenti et l'on assiste à un très lent mouvement de masse d'eau chargée de substances minérales vers de lointains foyers de décharge.

-L'oxygène

L'oxygène intervient dans les réactions d'oxydation qui jouent un rôle prépondérant dans la formation des latérites. Les principales sources d'oxygène sont 1) l'atmosphère, 2) l'eau entrant dans la composition de l'air dissous dans l'eau, 3) l'oxygène des composés minéraux des réactions oxydo-réductrices.

-Le gaz carbonique

Le gaz carbonique intervient activement dans l'oxydation et transforme certains silicates en composés carbonatés. Les sources du gaz carbonique sont 1) l'atmosphère, 2) le gaz carbonique de l'air dissous dans l'eau (de 0.03% dans l'atmosphère à 2.14% en volume dans l'eau de pluie à 20 °C) (Smirnov 1982), 3) le CO₂ produit par la putréfaction de la matière organique.

-Les acides forts et faibles

Les acides forts et faibles intensifient la désagrégation des roches de la croûte, en leur communiquant une orientation chimique déterminée. Les acides les plus importants sont 1) l'acide sulfurique engendré par l'oxydation des sulfures, 2) les acides humiques et fulviques engendrés par l'oxydation et la putréfaction des végétaux à la surface de la terre, 3) l'acide carbonique d'origine minérale ou organique.

-La matière organique

La biomasse, en l'occurrence les végétaux et les bactéries, prend une part active dans la transformation de la roche, particulièrement près de la surface terrestre, de par son influence directe sur la composition chimique des fluides dans les systèmes d'altération. Ils régénèrent l'oxygène et le gaz carbonique et fournissent ainsi un supplément d'importants agents de l'altération. Ils échangent les ions H^+ contre les cations de composés pétrogènes nécessaires à leur alimentation, en soutenant ainsi les conditions acides de la désintégration des roches. Levinson (1980), et Kovalevskii et Kovalevskaya (1989), notent que certaines plantes montrent une acidité très élevée au bout de leurs racines. Il s'agit ici d'un facteur qui a un impact direct sur les processus d'altération chimique. Quelques groupes de bactéries, les algues et les mousses décomposent directement les silicates des roches, en retirant de ces derniers des éléments tels que Si, K, P, Mg, Ca, pour leur alimentation. Cette transformation s'effectue parfois à grande échelle et aboutit à d'importantes altérations des roches en place. Les organismes ont ainsi la propriété de concentrer dans leur composition, certains éléments tels que Fe, Mn, Cu, Zn, Co, Li, Be, etc. Leur présence favorise alors

l'accumulation de ces éléments dans les produits de déperissement et dans les sols qui les abritent. Le déperissement de ces végétaux et organismes engendre également des acides humiques insolubles et fulviques solubles, pouvant en plus jouer le rôle de complexant pour beaucoup de métaux y compris les EGP. Dans la fraction fulvique, les complexants sont capables de maintenir en solution des cations qui dans d'autres conditions auraient précipité (Robert et al. 1980). Dans la fraction humique, les cations jouent le rôle de complexants sur la surface des minéraux, en polarisant ainsi les liens métal-oxygène, et provoquant finalement la décomposition du minéral, tout en accumulant et en conservant une réserve massive de cations (Stumm 1986).

-La température

La température intervient de façon très sensible dans la solubilité des éléments et la décomposition des roches. Selon le principe d'Arrhénius, l'élévation de la température accélère la vitesse des réactions. Avec l'augmentation de la température de 10 °C, la vitesse des réactions d'hydrolyse s'accroît de 2 à 2.5 fois (Garrels et Christ 1965; Levinson 1980). L'alternance des saisons sèches et des saisons pluvieuses qui coïncide avec l'alternance des températures basses et élevées dans la couche active des latérites en formation, accentue les processus mécaniques et chimiques de l'action météorique sur les roches en décomposition.

7.3.2.2 Les fonctions chimiques régissant le processus d'altération

Le rôle le plus important dans la désintégration chimique des roches magmatiques sous les conditions supergènes revient aux réactions d'hydrolyse et d'oxydation.

-L'hydrolyse

L'hydrolyse est au départ une réaction des minéraux avec l'eau, pour former de nouveaux minéraux plus riches en H₂O. En effet, à Musongati, l'hydrolyse consiste en une introduction progressive des ions H⁺ et OH⁻ dans les structures des minéraux, leur décomposition subséquente, et l'accumulation à leur place de minéraux essentiellement argileux. Suite au déplacement des cations, il se forme des oxydes libres et des hydroxydes d'Al, Fe, Si, Mn qui passent sous certaines conditions en solution et sont par conséquent lessivés, tandis sous d'autres conditions, ils sont précipités sous forme d'oxydes, d'hydroxydes, de sels basiques ou acides. L'eau des pluies déjà légèrement acide au départ, devient plus acide dans les zones d'altération après l'hydrolyse. Ceci est illustré par exemple au moyen des équations d'hydrolyse des minéraux d'olivine:



Ainsi, la latéritisation implique l'attaque et la décomposition chimique des édifices silicatés, par les ions H⁺ et OH⁻ de l'eau, suivies de la libération de la silice et des bases. L'intensité du phénomène dépend de la concentration d'ions d'hydrogène (pH), de la présence du gaz carbonique, des acides forts et de la température de l'eau. Une contamination naturelle telle que les éruptions volcaniques que l'on a connu dans cette sous-région des Grands Lacs, aurait fortement contribué à l'acidification des eaux de pluies. Si à cela s'ajoutent les effets des acides organiques que l'on trouve aisément dans les sols des régions tropicales, on comprend aisément les conditions hyperacides qui en résultent.

On en conclut que les conditions physico-chimiques qui règnent dans la partie supérieure des profils latéritiques sont favorables à la mise en solution de tous les éléments

aussi bien traces que majeurs, y compris les EGP. Comme les solutions acides deviennent de plus en plus alcalines au fur et à mesure que l'on descend dans le profil, les EGP vont également être redéposés de façon différentielle le long des profils verticaux. On s'attend à ce qu'ils laissent une signature qui dénotent leurs comportements dans les milieux acides et basiques.

-L'oxydation

L'oxydation est assurée par un haut potentiel d'oxygène présent dans la partie subaérienne de l'écorce terrestre, mais qui s'affaiblit rapidement avec la profondeur. Les constituants minéraux des roches mères formées dans un milieu pauvre en oxygène des profondeurs de l'écorce terrestre, ne renferment pas cet élément, ou forment des composés de faible valence avec l'oxygène. À la surface, sous l'action du milieu oxydant, il se forme des composés oxygénés à haute valence, plus stables dans les conditions supergènes. L'oxydant le plus actif (en l'absence du fluor) est l'oxygène qui se trouve dans l'atmosphère et à l'état dissous dans l'eau. Dans les réactions d'oxydation, participent également l'eau, le gaz carbonique, les acides forts et faibles, les composés d'une série d'éléments de forme supérieure d'oxydation. Après la réaction d'oxydation, une partie des produits transitoires et finaux s'avère soluble et devient lessivé. La partie qui reste devient par contre difficilement soluble et s'accumule dans le résidu.

Dans les unités mafiques et ultramafiques du complexe de Musongati, la plupart du fer est à l'état de fer ferreux (Fe^{2+}), aussi longtemps que les minéraux restent dans un environnement réducteur. Le fer ferreux tend à s'oxyder sous forme de fer ferrique (Fe^{3+}), aussitôt que les minéraux ferromagnésiens sont altérées. Les produits d'altération contenant du fer ferreux montrent une couleur verte. On les retrouve souvent à la base du profil

latéritique, dans la saprolite. Les composés contenant du fer ferrique montrent une couleur plutôt rouge ou brune. On les retrouve dans les zones sommitales du profil latéritique, généralement sous forme d'hématite, de goethite ou de lépidocrocite extrêmement stables dans la zone d'oxydation. L'oxydation est un phénomène qui est accompagnée par l'hydrolyse et la carbonatation, car le CO_2 est toujours présent dans les zones d'altération (Levinson, 1980). C'est ainsi que l'on observe une formation de veines de carbonates dans les zones saprolitiques.

D'un autre côté, l'altération des sulfures implique l'oxydation du soufre et du fer, d'où la formation de l'hydroxyde ferrique ($\text{FeO}(\text{OH})$) qui se transforme en définitive en goethite et en lépidocrocite, et la production de l'acide sulfurique (H_2SO_4) qui abaisse fortement le pH et attaque plusieurs minéraux sulfurés et natifs, provoquant la mobilisation des métaux de leurs minéraux.

Encore une fois, on remarque que l'altération aussi bien des sulfures que des silicates, conduit à la formation d'un milieu acide.

On peut ainsi suggérer qu'à Musongati, l'altération latéritique a conduit à:

- 1) la formation des solutions très acides
- 2) la dissolution de tous les ions métalliques y compris les EGP.

7.4 MODÈLE DE FORMATION DES LATÉRITES NICKÉLIFÈRES DE MUSONGATI

7.4.1 Introduction

La formation du profil latéritique nickélicifère de Musongati répond à une profonde et longue altération chimique des roches ultramafiques, suivie d'un lessivage différentiel des éléments. Cette altération est essentiellement contrôlée par le comportement chimique des

phases minérales primaires dans les nouvelles conditions supergènes tropicales, qui entraînent leur désintégration et la mise en solution de la plupart de leurs constituants chimiques. Elle s'exprime également dans leur tentative au rétablissement d'un nouvel équilibre chimique et au réajustement thermodynamique aux conditions de surface. Cet environnement est à son tour régi par plusieurs facteurs dont les principaux sont les facteurs climatiques, géologiques, morphotectoniques, ainsi que les compositions chimiques et le temps de résidence des fluides latéritiques. Un accent particulier doit être mis sur l'environnement chimique qui détermine en définitive le sens et l'intensité des réactions chimiques au sein du profil latéritique, ainsi que sur la formation des cuirasses ferrugineuses compétentes dans les vallées et ayant conduit à l'inversion du relief (figure 7.5).

7.4.2 Évolution de l'altération anté-latéritique

Nous avons distingué trois principales étapes d'altération pré-latéritiques:

- 1) Altération hydrothermale I
- 2) Altération hydrothermale II
- 3) Altération météorique précoce

Le stade de l'hydrothermalisme I coïncide apparemment à l'étape finale du refroidissement de l'intrusion, au cours de laquelle les fluides résiduels empruntent surtout les espaces interstitiels entre les cristaux d'olivine (ces derniers étant les plus perméables), puis altèrent partiellement ou totalement les pyroxènes et les sulfures. À ce stade, de nouveaux sulfures peuvent se former et se déposer sur les pyroxènes, ou remplacer isomorphiquement les sulfures cumulus (primaires) dont ils épousent la forme dans les

espaces interstitiels. Certains plans de clivage des anciens pyroxènes se remplissent de sulfures secondaires. Cette étape de l'altération conduit à une minéralisation secondaire hydrothermale, qui vient s'ajouter à la minéralisation primaire magmatique.

L'altération hydrothermale II est liée à un événement tectonique, comme en témoignent les réseaux de fractures aux échelles microscopique et mégascopique. Les fluides qui empruntent ces réseaux de fractures entraînent une serpentinitisation plus poussée des silicates. Les grains de pyroxène et de plagioclase interstitiels s'altèrent isomorphiquement en minéraux opaques, de couleur brun foncé à rouge à la lumière naturelle, noir sous la lumière polarisée et gris sous la lumière réfléchie. Ces produits d'altération montrent également un éclat vitreux, lorsqu'ils se trouvent en association avec l'iddingsite.

L'altération météorique précoce marque le début d'un processus latéritique supergène qui se traduit par l'oxydation poussée des silicates, des oxydes et des sulfures. La plupart des sulfures sont progressivement mais systématiquement détruits et remplacés par des minéraux secondaires du type oxydes et hydroxydes plus stables en milieu de basse température, et dont l'état final a grandement influencé le sort des éléments du groupe du platine piégés originalement par les sulfures.

7.4.3 Évolution de l'altération latéritique

Les facteurs topographiques et morphotectoniques font que les solutions à travers le profil circulent en permanence vers la nappe phréatique, le seul niveau auquel on peut s'attendre à une saturation significative des solutés. La figure 7.3 simule les échanges de matière à n'importe quelle étape d'une section de roche en état de latéritisation ou d'un horizon latéritique en développement. La figure 7.4 montre les voies que prennent les fluides latéritisants, à travers un profil latéritique.

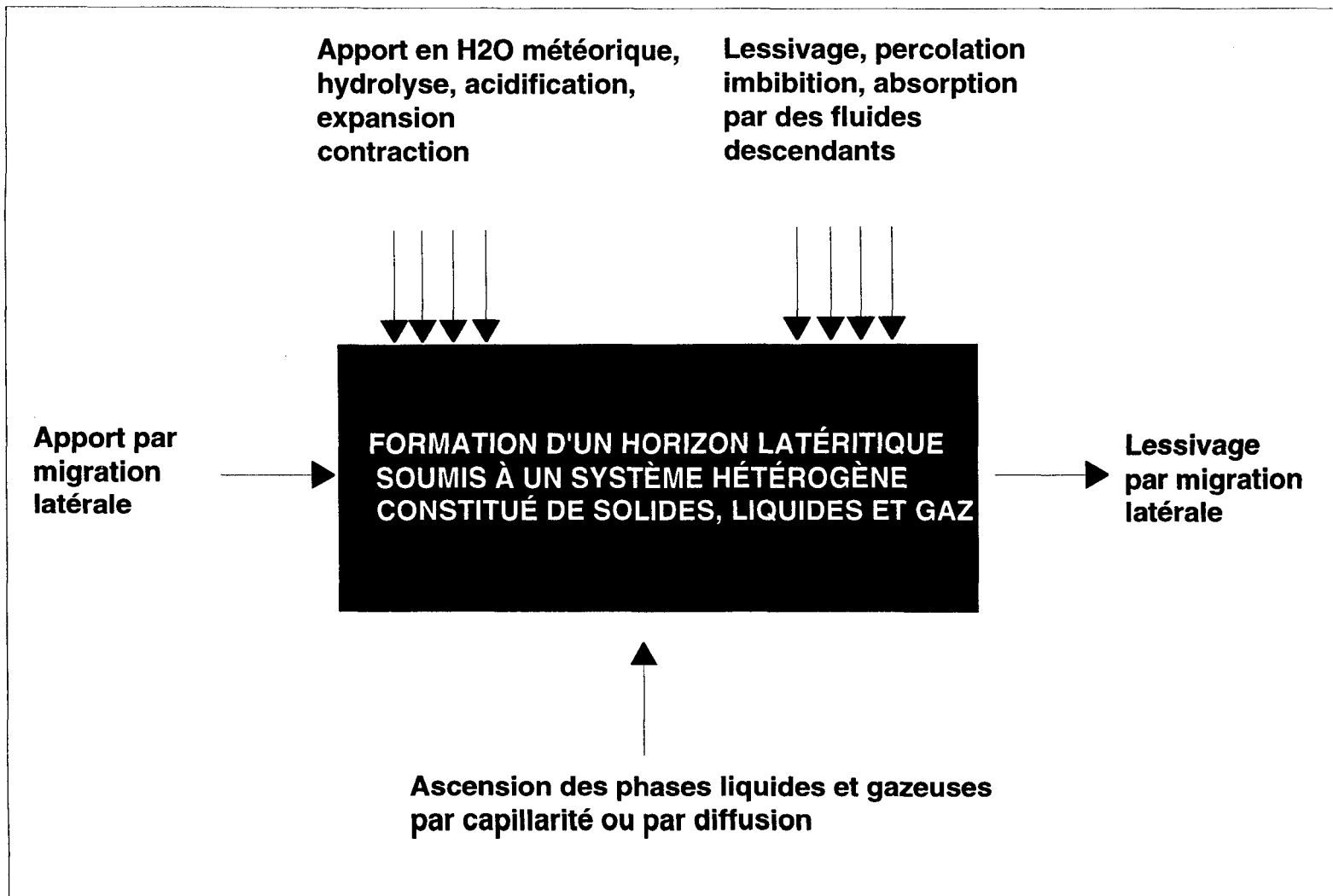


Figure 7.3: Modèle schématique illustrant la formation d'un horizon latéritique, et l'importance des différents apports des migrations descendantes, latérales et ascendantes (▲ = influence faible, ▲▲▲▲ = influence importante)

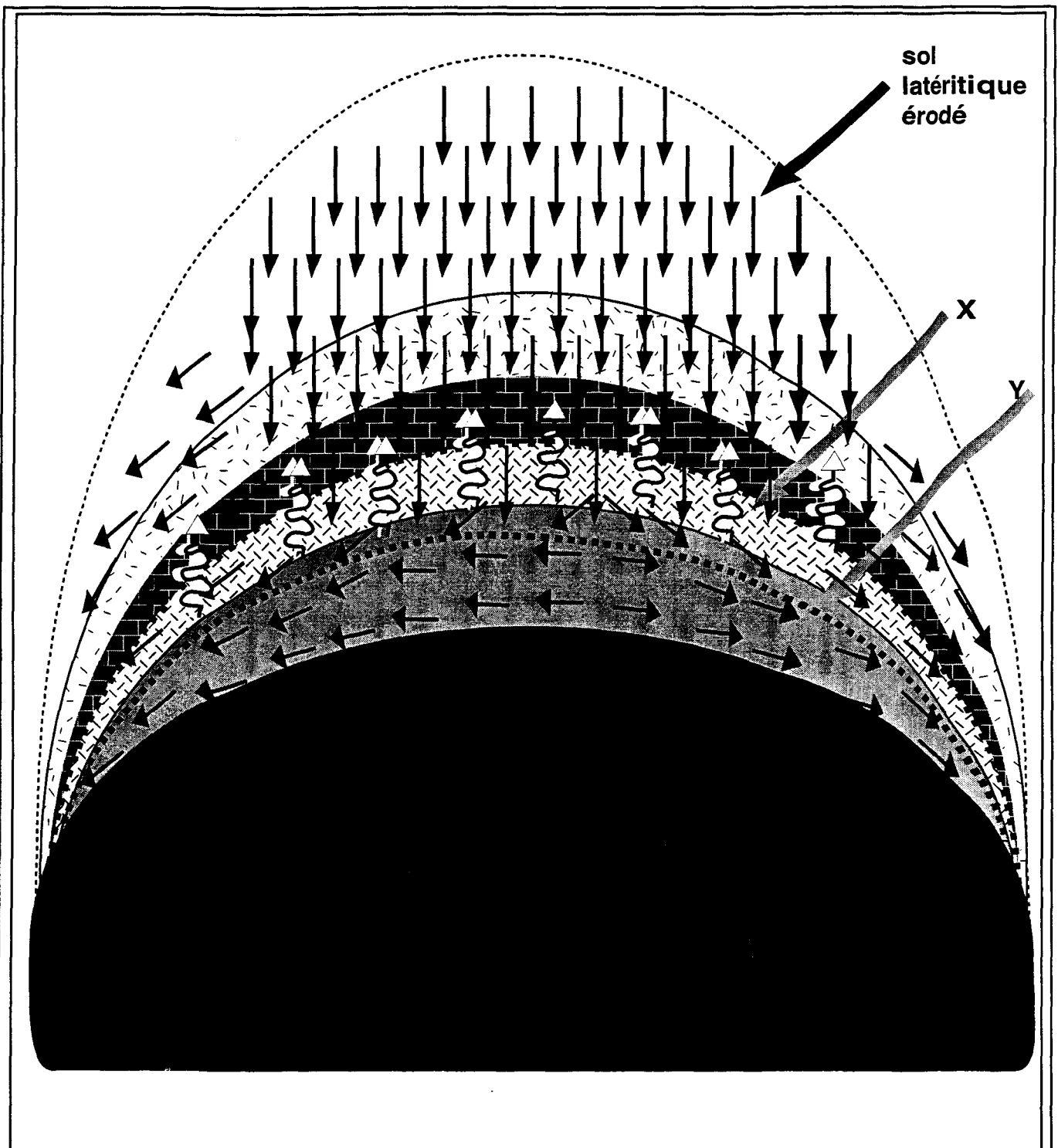


Figure 7.4: Coupe schématique du profil latéritique du complexe de Musonganti, montrant les voies possibles des mouvements des fluides latéritisants (descendants, ascendants et horizontaux), indiqués par les flèches (■ = roche-mère, ■ = saprolite, ▨ = ferralite, ■ = cuirasse, ▨ = sol latéritique, ▨ = sol latéritique érodé; X et Y = niveaux supérieur et inférieur de la nappe phréatique)

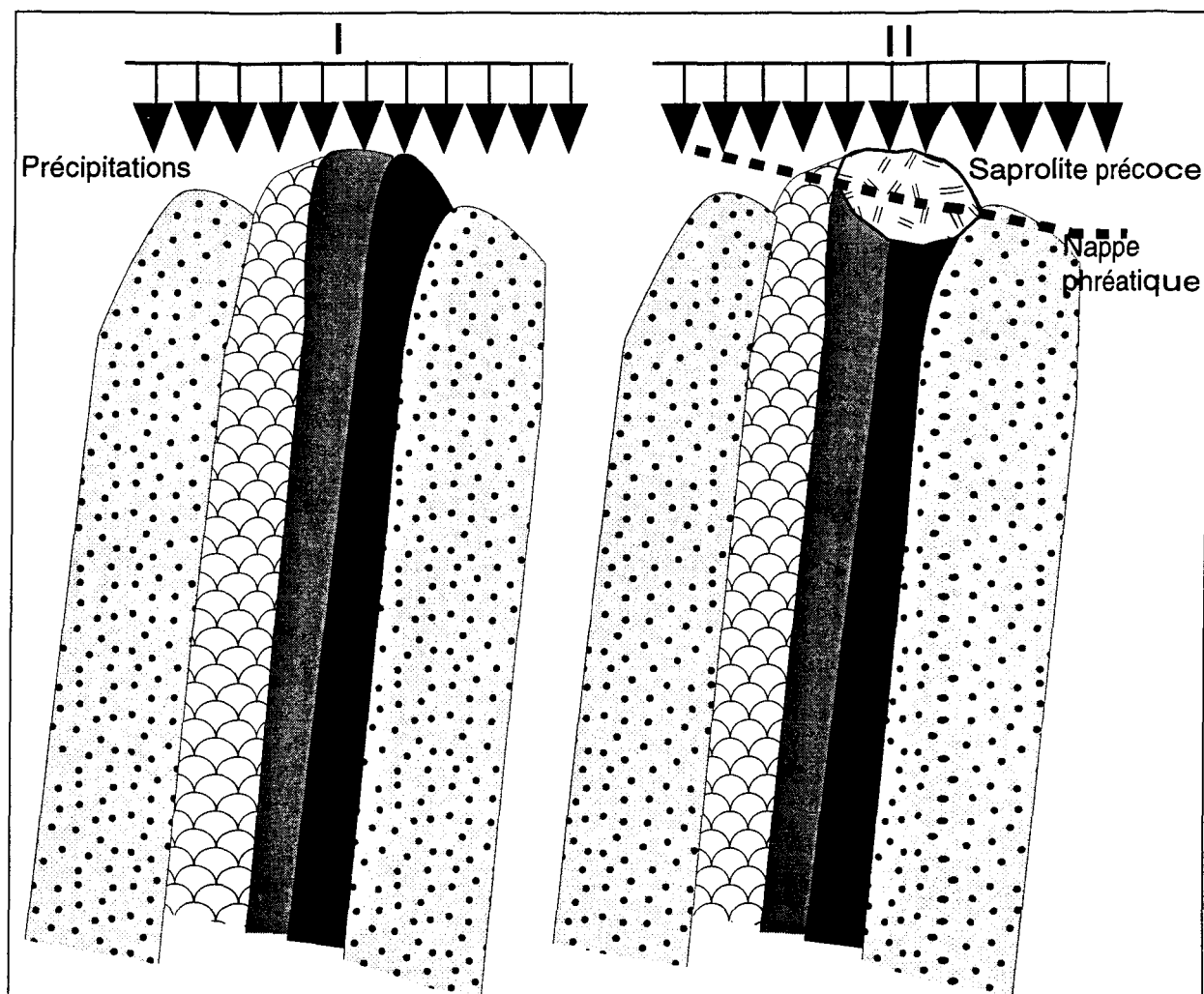


Figure 7.5: Modèle schématique illustrant la formation des horizons latéritiques sur le complexe intrusif de Musongati, ainsi que le résultat de l'inversion du relief après la formation de la cuirasse. ■ = dunites et harzburgites, ■ = péridotites à Pl, □ = norites et gabbronorites, □ = sédiments. La saprolite (SA) forme une zone saturée constamment située sous le niveau de la nappe phréatique; la ferralite (FE) est sous-saturée, et subit toujours le coup des changements du niveau de la nappe phréatique suivant les saisons; la cuirasse (CU) est au niveau supérieur des battements de la nappe phréatique; le sol latéritique (SL) forme à la surface le produit final de la désintégration itérative de la roche-mère ultramafique et du matériel allochtone issu des roches mafiques et des sédiments. Les flèches verticales indiquent les précipitations, tandis que les flèches obliques symbolisent les sens de la migration des fluides chargés de matériel allochtone contribuant à la formation du SL. NP1 et NP2 = niveaux minimal et maximal de la nappe phréatique. N.B.: L'échelle verticale est un peu exagérée pour des raisons de clarté du schéma.

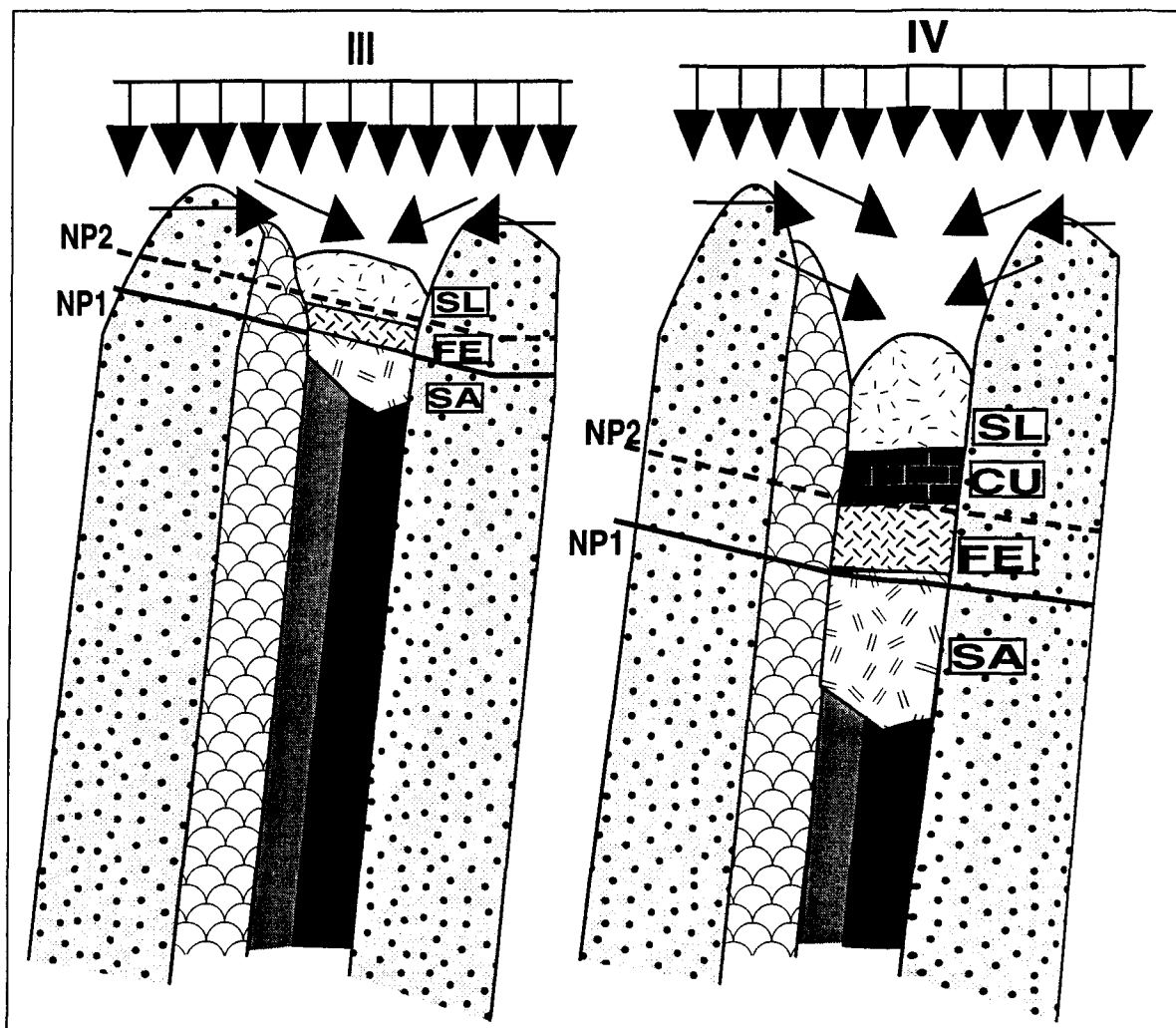


Figure 7.5 (suite)

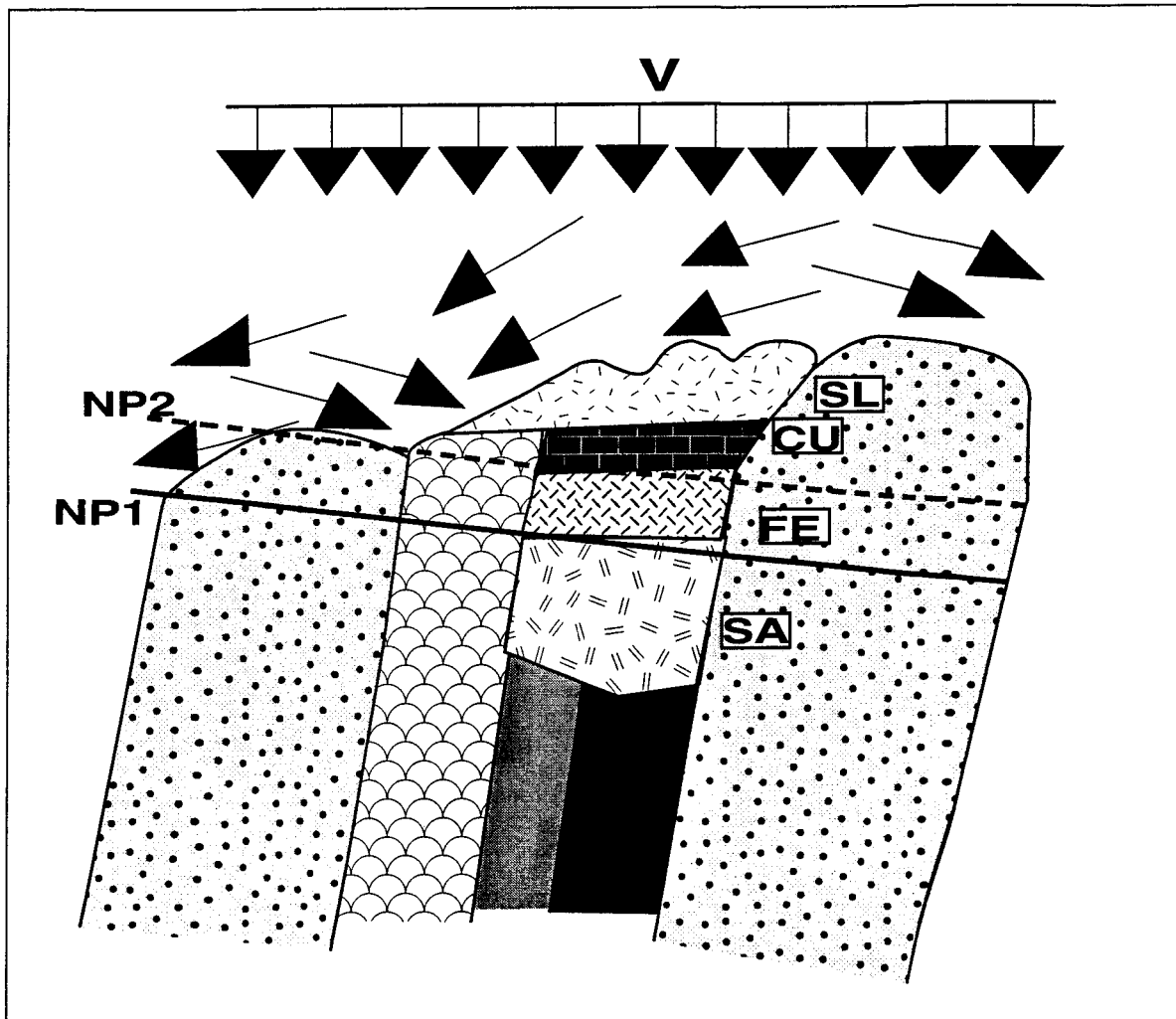


Figure 7.5 (suite)

La figure 7.5 est le modèle général de la formation des latérites nickélifères, appliquée au complexe de Musongati (Millot 1964; Maignien 1966; Trescasses 1986). Elle résume schématiquement les différentes étapes de formation des horizons latéritiques, depuis l'altération de la roche originale, jusqu'à la formation d'un profil latéritique complet. L'étape I suppose que le complexe lité de Musongati intrusif dans les sédiments, est soumis à un climat chaud et humide avec de fortes précipitations. L'étape II montre une formation d'une saprolite précoce à la surface des unités ultramafiques du complexe. Le phénomène de formation d'une saprolite précoce peut encore être observé dans les ravins ou sur les pentes découpées par l'érosion. L'étape III met en évidence la formation de la ferralite entre le niveau inférieur et supérieur de la nappe phréatique aux dépens de la partie supérieure de la saprolite, ainsi que le développement du sol latéritique autochtone aux dépens de la ferralite. Au sol latéritique autochtone s'ajoute graduellement du matériau allochtone des roches mafiques et des sédiments environnants, qui au départ sont beaucoup moins résistants que les roches ultramafiques, mais qui finissent par céder petit à petit à l'érosion itérative. L'étape IV montre la formation de la cuirasse en dessous du sol latéritique, à la surface de la ferralite, correspondant aux battements du niveau supérieur de la nappe phréatique. La formation de la cuirasse compétente s'effectue souvent sous une mince couche de sol latéritique dans une topographie dominée par des vallées, et durcit à plusieurs endroits, provoquant dans tous les cas une inversion progressive du relief. À ce moment, le sol latéritique est essentiellement alimenté par l'érosion des roches mafiques et des sédiments. L'étape V correspond approximativement à l'étape actuelle. Elle montre l'inversion complète du relief et la formation des petits plateaux sur des croûtes ferrugineuses qui protègent actuellement le profil latéritique de Musongati.

Dans les horizons inférieurs du profil latéritique, il se forme ainsi des smectites par remplacement des olivines et/ou des serpentines, grâce aux concentrations en Mg et Si dont sont chargées les solutions descendantes. La formation de smectites est assez répandue au niveau de la saprolite dans les profils latéritiques de Musongati, ce qui implique un faible drainage dans l'horizon saprolite. En effet, un faible drainage entraîne au niveau de la nappe phréatique plusieurs réactions de remplacement dont celui des serpentines et des olivines par les smectites (les minéraux argileux du groupe de la montmorillonite).

La circulation des fluides à la base de la formation du profil latéritique est essentiellement verticale et descendante (figures 7.4 et 7.5). L'écoulement des fluides garde la composante verticale vers le bas, même lorsque la nappe phréatique se trouve en période de réalimentation pendant les variations saisonnières. L'ascension des fluides n'est possible que par capillarité lors des saisons sèches. On peut également supposer un phénomène de diffusion au sommet de la nappe phréatique au début de la saison pluvieuse. Cependant, les migrations ascendantes des éléments sont probablement de seconde importance à Musongati, et comme on le note un peu partout ailleurs dans les autres profils latéritiques (Golightly 1979; Burger 1979). Les migrations horizontales des éléments sont également peu significatives, dans la mesure où si elles devenaient assez importantes, elles finiraient par détruire le profil latéritique lui-même. Elles ne sont observées qu'au niveau de la saprolite (figures 7.4 et 7.5). La topographie douce nécessaire au développement et à la conservation des profils latéritiques milite en faveur d'une prédominance d'un écoulement vertical des fluides latéritisants, de la surface jusqu'au niveau saprolitique. Ceci est en partie en accord avec le modèle d'enrichissement en fer dans les horizons latéritiques proposé par Singer (1975) faisant état de trois principaux modes d'enrichissement: a) un lessivage vertical prédominant, b) une montée capillaire, c) les fluctuations de la nappe phréatique. Par ailleurs, Levinson (1980) et Chesworth (1992) indiquent que le mouvement vertical est non

seulement vital au processus de la latéritisation, mais qu'il est également responsable des mouvements aussi bien vers le bas que vers le haut des éléments lessivés. Levinson (1980) maintient encore aujourd'hui que le fer libéré du minéral primaire migrerait de bas en haut à l'état ferreux, soit suite à la montée de la nappe phréatique, ou soit par action capillaire, et serait par la suite oxydé en oxyde ferrique. Ce qu'on observe à Musongati, c'est que la latéritisation est plus active entre la plus haute et la plus basse position annuelle de la nappe phréatique, c'est-à-dire dans la ferralite. À ce niveau, la montée per ascendum des éléments ne paraît avoir joué un rôle déterminant, ni sur les processus latéritiques, ni sur la redistribution globale des éléments.

Une synthèse sur l'ordre de résistance des minéraux aux processus chimiques d'altération latéritique et sur les filiations minéralogiques peut être établie comme suit:

- Oxydes>silicates>carbonates>?sulfures.

Les réactions chimiques dans les systèmes d'altération météorique sont gouvernées par les processus d'ionisation, d'hydrolyse et d'oxydation, suite principalement à l'action de l'eau et du CO₂. Les minéraux primaires ont été détruits en formant le profil latéritique de la façon suivante:

- Olivine → serpentine + magnétite + (oxyhydroxydes amorphes+talc+chlorite)

Dans la SA, l'olivine forme d'abord la serpentine et génère très rapidement des gels amorphes ou des smectites nickélifères associées avec des carbonates magnésiennes. La serpentine s'enrichit rapidement en Ni, qui vient remplacer le Mg évacué par les solutions latéritisantes. Les cristaux d'olivine en désintégration dans la SA montrent des plages de matières jaunes, mais dont les bordures sont brunes. Une partie de ces substances évolue directement en goethite ou en iddingsite, tandis qu'une autre partie évolue en

montmorillonite, qui plus tard se transforme également en goethite. Les produits amorphes forment des masses brun rouge d'un éclat vitreux. L'altération des serpentines s'accompagne de la formation de smectites riches en Ni et en Mg. Les smectites sont progressivement dissoutes au fur et à mesure que la latéritisation avance, en laissant à la place un résidu de goethite riche en Ni, ou des produits amorphes ferrugineux toujours riches en Ni et Mn. L'iddingsite est progressivement remplacée par des hydroxydes de fer au sommet de la SA. Aux dépens de l'olivine se forme également la garniérite, quoique son importance à Musongati semble minime. Elle remplit souvent les murs des fractures vers le centre, avec des textures colloformes. Elle ressemble beaucoup à la kérolite décrite par Golightly (1981), de par la zonation, les textures colloformes et la coprécipitation avec les hydroxydes de fer. Au sommet de la SA, la garniérite devient également instable. Elle se dissout à son tour en laissant en place un mélange d'oxydes et d'hydroxydes riches en Mn, Ni, Co et Fe.

- Pyroxène → ouralite + talc + chlorite + oxyhydroxydes amorphes + oxydes.

Les grains de pyroxène se transforment facilement en substances amorphes ferrugineuses qui évoluent en goethite, même si parfois on observe au départ les altérations intermédiaires en chlorite, en talc, en ouralite ou en bastite. Souvent, l'orthopyroxène interstitiel se dissout pour former directement des boueurs (oxyhydroxydes amorphes), avant l'altération des minéraux environnants.

- Plagioclase → oxyhydroxydes + kaolinite + oxyhydroxydes amorphes + oxydes.

Le plagioclase s'entoure dès le départ de l'altération deutérique, avant même l'altération du pyroxène, de substances isotropes (les boueurs), qui s'accumulent aussi dans les clivages ou les craquelures. Ces substances donnent plus tard naissance à la goethite et à la kaolinite.

- Sulfures → oxydes + hydroxydes + sulfates + oxyhydroxydes amorphes + oxydes.

Au niveau de la SA, les sulfures se pseudomorphosent progressivement en oxydes de fer tout en gardant leurs formes primaires cristallines. Dans les niveaux supérieurs du profil latéritique, les oxydes de fer formés à partir des sulfures se désintègrent complètement, et ne diffèrent plus des autres oxydes-hydroxydes réorganisés, formés à partir d'autres minéraux primaires.

- Chromite → maghémite + hydroxydes + oxydes.

La chromite finit par céder aux attaques répétées des fluides latéritisants, en commençant par former des couronnes d'oxydes de maghémite, puis en formant la maghémite et la goethite.

Au terme de la latéritisation qui aboutit à la formation des ferricretes, c'est-à-dire les horizons supérieurs oxydés tels la FE, la CU et le SL, tous les produits finaux d'altération des minéraux silicatés, des oxydes et des sulfures, aboutissent à la formation de la goethite ou de l'hématite. La saprolite laisse ainsi progressivement derrière un horizon à prédominance goethitique, la ferralite. Au dessus de la ferralite, on assiste à une transformation de goethite en hématite suivie de pertes en Ni, et à une évolution progressive dans certains endroits en croûte ferrugineuse ou la cuirasse latéritique. Le nickel libéré de la goethite migre vers les horizons inférieurs, et laisse généralement la cuirasse et le sol latéritique pauvre en Ni.

7.4.4 Évolution des horizons latéritiques

Les processus de désintégration et de réorganisation de la masse minérale du complexe de Musongati ont formé un profil latéritique constitué de quatre principaux horizons (figures 7.3, 7.4, 7.5): la saprolite, la ferralite susjacent, la cuirasse et le sol latéritique

7.4.4.1 La saprolite

La saprolite est située à l'aplomb de la roche-mère. Elle représente une zone d'une extrême désintégration des minéraux silicatés (olivine, pyroxène). Ce niveau est caractérisé par des conditions de faible drainage horizontal. Du point de vue chimique, la base de la saprolite forme une zone de réduction caractérisée par des conditions alcalines. La destruction des minéraux d'olivine et de pyroxène s'accompagnent habituellement de la formation de serpentine et de chlorite riches en nickel et en fer, mais relativement pauvres en Mg, et ce au fur et à mesure que l'on progresse vers le haut dans le profil latéritique. L'altération latéritique est essentiellement isovolumétrique au départ, tout comme le note également Golightly (1981), Millot (1964) et Bonifas (1959). Bien que la saprolite affiche une structure poreuse, avec des densités comprises entre 0.9 et 1.2, elle garde cependant les mêmes textures que celles que l'on retrouve dans la roche-mère. Au niveau de la saprolite fine qui forme la partie sommitale de l'horizon saprolitique, les textures de la roche-mère sont encore par endroit plus ou moins préservées. Au point de vue géochimique, ceci suggère que les réactions qui prédominent dans la SA sont essentiellement des réactions d'hydratation. Celles-ci se déroulent habituellement sans que le réseau cristallin des minéraux soit détruit, lorsque certains ions sont remplacés par d'autres ou se placent dans l'intervalle entre les groupes des mailles élémentaires. Musongati se distingue par l'absence complète de l'horizon silicifié et par la présence insignifiante qui frise l'absence de la zone intermédiaire. Ces horizons sont généralement présents au dessus de la saprolite, et se retrouvent dans la plupart des autres latérites nickélifères en Afrique (Sipilou et Moyango en Côte d'Ivoire), ou en Amérique latine (les dépôts de Nicaro au Cuba, les dépôts de Barro Alto, et de Liberdade

au Brésil) et en Australie (le district de Rockhampton) (Burger 1979; Goligthly 1981; Nahon et al. 1982; Oliveira et al. 1992)

7.4.4.2 La ferralite

La FE représente un milieu sous-saturé en eau, et qui se trouve sous l'influence des fluctuations de la nappe phréatique. Les structures de la roche-mère ont été complètement détruites ou pour le moins oblitérées, laissant la place aux formations pédogénétiques constituées essentiellement de goethite. Alors qu'au niveau de la SA on n'observe pas de mobilité du fer, la FE est par contre caractérisée par une redistribution du fer dans les zones les plus argileuses aux dépens des zones poreuses, formant des tâches ("mottles") précurseurs des concrétions ferrugineuses. C'est en partie pour cette raison que nous pensons que la FE correspond à ce que les pédologues appellent la zone tâchetée ("mottled zone").

Dans la FE, la distribution des éléments tels que Al, Cr, Fe, suggèrent a) soit une altération et une désintégration des olivines et des serpentines en fines fractions formées de goethite, d'oxydes ferro-manganifères, d'hématite, de maghémite et de chromites altérés ou b) de produits de recristallisation que l'on observe surtout dans la cuirasse sus-jacente.

Ceci signifie que contrairement à la SA au niveau de laquelle domine l'hydratation, la FE est plutôt régie par les réactions d'hydrolyse qui détruisent les réseaux cristallins primaires et édifient à leur place de nouveaux motifs cristallins.

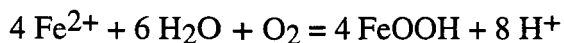
7.4.4.3 La cuirasse

La goethite, le minéral d'oxyde de fer de loin le plus répandu dans les profils latéritiques se transforme en hématite lorsque l'activité de l'eau augmente (Tardy et Nahon 1985). Alors que dans la SA saturée on observe souvent la goethite comme premier minéral supergène, ainsi qu'une absence complète de nodulation, et que la FE est marquée par des tâches (mottles) de l'hématite à côté de celles de la goethite, l'hématite et la goethite forment ensemble les principaux constituants de la cuirasse ferrugineuse. Les tâches ou "mottles" au niveau de la FE évoluent progressivement en concrétions au niveau de la CU, accompagnées par des remplacements progressifs de la goethite par l'hématite et la maghémite. Ce dernier minéral n'a cependant été identifié qu'au moyen de DRX. La formation de la CU est ainsi perçue comme une conséquence directe de la déshydratation du milieu. Le développement de l'hématite s'accompagne donc de l'induration et de la nodulation. Les effets de chaleur et d'insolation à la surface, auxquelles sont venus probablement s'ajouter les effets de feu de brousse, ont considérablement contribué à la déshydratation de la goethite. Les effets des feux de brousse et leur contribution dans le développement de la CU, à travers la transformation de la goethite en maghémite et en hématite par la chaleur, sont également évoquées dans la formation des ferricretes en Australie orientale et en Afrique du Sud (Milnes et al. 1987). Le taux maximal de la formation des concrétions correspond à la dureté maximale de la CU, et au développement maximal de l'hématite (Tardy and Nahon 1985). Le développement de la pyrolusite, minéral parfaitement déshydraté, correspondrait également au maximum d'induration et d'accumulation du Mn (Tardy et al. 1988). Ces auteurs expliquent le cuirassement et la succession des minéraux hydratés et déshydratés dans le profil latéritique, par la formation de ce qu'ils appellent le creux hydrique. Celui-ci correspond à un domaine qui s'établit dans un profil latéritique généralement épais, créé par l'augmentation de l'activité de l'eau et la teneur en eau pendant la saison pluvieuse, aussi bien dans l'horizon de surface humide évaporant vers le haut, qu'en profondeur qui connaît une

montée de la nappe phréatique. Par contre, pendant la saison sèche, l'activité et la teneur en eau sont progressivement décroissantes du bas vers le haut (figures 7.3, 7.4, 7.5). La succession des saisons sèches et des saisons pluvieuses crée ainsi un niveau intermédiaire. En saison des pluies, cet horizon apparaît plus sec que les horizons inférieur et supérieur, tous deux alors plus ou moins saturés en eau. Ceci expliquerait les séquences des minéraux hydratés et déshydratés dans le profil latéritique, et la formation d'un niveau de cuirassement entre les horizons de surface et la saprolite.

De son côté, Davies et al (1989) proposent deux autres modèles pour expliquer la formation des horizons cuirassés:

1) le résultat de la précipitation du fer lessivé dans les horizons superficiels, suite à la conversion du Fe^{3+} en Fe^{2+} due à la présence de l'eau libre, la matière organique, l'activité bactérienne. Près de la nappe phréatique, Fe^{2+} en solution est oxydé suivant la réaction:



2) la diffusion chimique du Fe^{2+} dans les solutions ascendantes depuis la roche-mère vers la nappe phréatique au front de laquelle se produit l'oxydation du fer et la précipitation des composés en Fe^{3+} .

Millot (1964) attribue la formation de la cuirasse aux battements de la surface oxygénée au dessus de la nappe phréatique. Quelle que soit leur mode de formation, les cuirasses apparaissent comme des accumulations de Fe, d'Al et de Ti, auxquelles viennent s'ajouter d'autres éléments peu mobiles tels que P, V, Cr, Zn, Th, Ta, Hf, Sc, Pt, Ir, REE.

7.4.4.4 Le sol latéritique

Le sol latéritique est formé de résidus d'oxydes et d'hydroxides de fer et d'aluminium, directement exposés aux changements de température et d'humidité. L'hématite riche en Al, qui remplace la goethite au niveau de la CU, se dégrade et se transforme en goethite secondaire par le biais du processus de réhydratation. Autrement dit, la goethite secondaire se développe aux dépens de l'hématite, grâce à la réhydratation due à la circulation des eaux de percolation. Ceci conduit à la diminution de la cohésion des concrétions et à leur démantèlement au niveau du SL, souvent sous forme de nodules d'hématite montrant des cortex de goethite qui parsèment les surfaces cuirassées. Le fer libéré au niveau du SL peut migrer jusqu'à différents niveaux de la cuirasse où il est utilisé pour former d'autres concrétions.

Les mécanismes d'hydratation et de déshydratation des minéraux dans les profils latéritiques sont vraisemblablement à la base de la formation des ferricretes (SL+CU+FE) (Tardy et Nahon 1985, Tardy et Roquin 1992). Les minéraux hydratés tels que la goethite, la manganite, la gibbsite se trouvent surtout au niveau de la FE située près de la nappe phréatique, et dans le SL très sensible aux changements de température et d'humidité conduisant à la réhydratation des minéraux déshydratés. Ces derniers qui sont essentiellement représentés par l'hématite, la pyrolysite et la kaolinite, se retrouvent ainsi dans les zones intermédiaires cuirassiques entre la FE et le SL. Ils forment des concrétions, accompagnées d'induration sur place, et conduisant à la formation de la CU proprement dite. Autrement dit, le sol latéritique autochtone est le produit de démantèlement à la surface, soit de la cuirasse, soit de la ferralite (figure 7.5). Au sol latéritique autochtone ou sur la cuirasse s'ajoutent graduellement là où les conditions topographiques le permettent, des produits

d'érosion et/ou du démantèlement des roches mafiques et des sédiments environnants qui forment aujourd'hui la portion importante du sol latéritique. Ainsi le niveau du SL est également dominé par des transports mécaniques latéraux du matériau allochtone, qui affectent vraisemblablement le sol résiduel sous-jacent, au dessus de la cuirasse latéritique.

Ceci signifie que l'interprétation des séquences minérales qui s'emboîtent au sein des séquences latéritiques nécessite de tenir en compte l'activité de l'eau qui est le principal médium, ainsi que l'apport important du matériau allochtone. Ceci nous aide à répondre partiellement à la question de l'ultra-enrichissement des REE dans le SL. Dans la FE, la CU et le SL, horizons non saturés où l'équilibre hydrostatique n'est jamais atteint, l'activité de l'eau dépend de l'humidité du climat, du drainage général ou du niveau de la nappe phréatique, ainsi que de la taille des pores (Tardy 1988). La baisse de l'humidité relative de l'air ou du niveau de la nappe phréatique force l'eau capillaire à migrer dans les pores de petite taille, entraînant ainsi une diminution de l'activité de l'eau à l'intérieur du système poral, et subséquemment une tendance à la déshydratation du milieu.

7.5 PROCESSUS PHYSICO-CHIMIQUES À LA BASE DE LA REDISTRIBUTION DES EGP ET DE L'OR

7.5.1. ACIDIFICATION DES HORIZONS LATÉRITIQUES

Nous avons vu que les éléments tels que Pd, Rh, Pt et Au peuvent devenir mobiles au sein des horizons latéritiques, particulièrement au sein de la CU et du SL. Par ailleurs, la solubilité de la plupart des éléments, ou la stabilité de leurs composés, sont fonction du pH et du Eh de l'environnement aqueux. Seuls les métaux alcalins (Na, K, Rb), les alcalino-terreux (Ca, Mg, Sr), et certains éléments qui forment les radicaux acides (N, Cl) sont

normalement solubles sur tout l'intervalle des pH (Levinson 1980). La plupart des éléments métalliques sont solubles uniquement sous les conditions acides, et tendent à précipiter sous forme d'hydroxydes avec l'augmentation de pH. Le pH correspondant à la précipitation de l'élément sous forme d'hydroxyde est connu sous le nom de pH de l'hydrolyse. Ainsi, le pH d'hydrolyse des ions Fe^{3+} , Ce^{4+} , Th^{4+} , sont extrêmement acides et correspondent respectivement à 2.0, 2.7, et 3.5 (Britton 1955, Levinson 1980). Le pH d'hydrolyse de Ce^{3+} , La^{3+} , Mn^{2+} , Mg^{2+} sont basiques et correspondent respectivement à 7.4, 8.4, 8.5-8.8, 10.5. Le pH d'hydrolyse du Ni et du Co sont relativement neutres, atteignant respectivement les valeurs de 6.7 et 6.8. Les EGP ont quant à eux un pH d'hydrolyse qui oscille entre 2 et 5 (Baas Becking et al. 1960; Westland 1981; Bowles 1986). Dans les paragraphes suivants, nous essayons de démontrer que les horizons superficiels du profil latéritique nickélifère sont capables de remplir les conditions oxydantes et acides nécessaires à la mise en solution des EGP et de l'or.

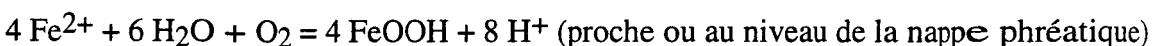
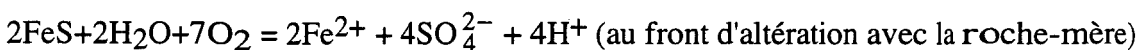
Les eaux météoriques contiennent du dioxyde de carbone et sont légèrement acides. En effet l'acidité des eaux des pluies ne monte que du moment où celles-ci solubilisent le CO_2 de l'air et qu'elles entrent en contact avec l'atmosphère du sol dans laquelle la pression partielle du CO_2 est plus élevée que dans l'air, et permettant une dissolution de 1.7 à 170 mg de CO_2 par litre à 20 °C (Smirnov 1982). L'eau circulant dans les sols contient généralement une quantité appréciable d'acides humiques et carboniques, et montre un caractère généralement acide, avec un pH aussi bas que 4 (Bonifas 1959; Guilbert et Park 1986). Ce sont donc ces eaux acides et oxydantes qui s'infiltrent dans la zone d'aération jusqu'au niveau des eaux souterraines où elles deviennent légèrement alcalines. Ce sont ces mêmes eaux qui oxydent, hydratent les minéraux constitutifs de la roche, ou opèrent leurs remplacements par des carbonates. Les sulfures sont transformés en sulfates solubles, en oxydes stables, en métaux natifs et en carbonates.

Des évidences empiriques de ces dernières décennies montrent que les processus chimiques de la formation des sols reposent au coeur même des processus d'acidification (Reuss et al. 1987; Chesworth 1992). Le remplacement progressif des cations par les protons à la surface des minéraux, constitue la principale caractéristique de l'acidification des environnements en processus de latéritisation. Celle-ci entraîne en soi, une augmentation de Eh, une baisse de pH, et une augmentation des espèces dissoutes. Les études de Baas Beeking et al. (1960), Fuchs et Rose (1974), Westland (1981), Mann (1984), Nickel (1984), Bowles (1986), Tardy et Roquin (1992), Tardy (1993), Chesworth (1992), Bowell (1993), démontrent que les champs de stabilité des sols latéritiques couvrent les intervalles des valeurs de Eh comprises entre +200 et +800 mV, et les valeurs de pH situées entre 2.8 et 5. Elles montrent également que dans les profils latéritiques, le pH augmente avec la profondeur, alors que le Eh diminue avec la profondeur. La formation de la cuirasse (l'horizon-repère dans l'étude de la mobilité des EGP), tout comme la formation des gossans, répond aux conditions fortement oxydantes (Künel 1987; Bourman 1993). Les données d'oxydo-réduction dans les horizons latéritiques forment ainsi des sous-domaines sur lesquels les EGP se montrent mobiles sous forme de divers complexes que l'on le retracera plus bas dans ce chapitre.

Dans un profil latéritique formé sur les roches ultrabasiques, les valeurs de pH montrent un milieu alcalin à la base du profil, et acide au sommet (Augustithis 1979; Golightly 1981; Bowles 1986). Ceci est en accord avec la formation des montmorillonites dans les phases initiales de l'altération, et l'hématite et la kaolinite dans les phases finales. Golightly (1979, 1981) indique que toutes les réactions impliquant la précipitation ou la substitution de Ni par le Mg demandent le passage des solutions nickélifères d'un environnement à pH bas vers un environnement à pH élevé. Les horizons latéritiques supérieurs tels que le SL et la CU dépourvus de nickel, témoigneraient ainsi d'un

environnement acide à pH très bas. La SA est par contre un milieu alcalin, comme le témoignent les fortes concentrations supergène de nickel. La FE devrait osciller entre pH acide à neutre selon les conditions topographiques et saisonnières qui régissent la vitesse d'écoulement et le temps de résidence des solutions.

En outre, l'oxydation du fer dans les profils latéritiques conduit inévitablement à la production des ions H^+ , d'où la tendance à l'acidification du profil (Mann 1984; Brimhall et al. 1988). À titre d'exemple, voici la réaction des sulfures aux prises avec les eaux météoriques:



On s'attend à ce que le fer libéré des minéraux ferromagnésiens s'oxyde également en produisant des ions H^+ . C'est ce que Chesworth (1992) appelle le "trend acide" des processus de ferralitisaiton (équivalent de latéritisaiton) dans les milieux subtropicaux humides à saisons contrastées. Les substitutions chimiques qu'entraînent le lessivage des constituants dans les processus latéritiques sont mises en évidence par la lithogéochimie quantitative.

L'acidification naturelle est dominée par les acides carboniques et organiques produits par l'activité biologique. Les bicarbonates forment les principaux anions concentrés dans l'eau qui traversent les profils latéritiques, d'où les principaux agents de latéritisaiton seraient le CO_2 et la matière organique qui en s'oxydant libèrent également le CO_2 . Parallèlement, la libération des ions H^+ par les acides organiques augmente l'acidité du sol jusqu'à pH de 3.5 à 4.5 (Chesworth 1992).

Toutefois, le transfert de l'acidité des sols aux eaux de surface nécessite des anions acides forts et mobiles, tels que SO_4^{2-} , NO_3^- , capables de transporter du sol les cations H^+ et Al^{3+} . L'acidification des eaux de surface devient alors une réalité, si à l'acidification naturelle des sols s'ajoutent les inputs en acides forts de l'atmosphère résultant entre autres, de l'activité volcanique, comme on le mentionnait plus haut au sujet de la relation entre l'action de l'hydrolyse et les changements de pH. Les eaux météoriques qui drainent le profil latéritique deviennent effectivement très acides au contact avec des acides humiques provenant de la décomposition végétale à la surface ou près de la surface. Il convient également de souligner que les précipitations météoriques ont été préalablement acidifiées en dissolvant les gaz atmosphériques (Burger 1979).

7.5.2 ADSORPTION DES CONSTITUANTS DES HORIZONS LATÉRITIQUES

La goethite et l'hématite sont connus comme de forts adsorbants pour le Cu et les autres métaux de transition sous plusieurs conditions géologiques (Davis 1984; Rose et Bianchi-Mosquera 1993). Machesky et al. (1991) font remarquer que l'adsorption de l'or sur l'hématite augmente avec l'accroissement de pH, entre les valeurs de pH de 3 à 7, et peut constituer un processus déterminant pour sa mobilisation. Ainsi, même si les métaux de transition sont solubles dans le SL, la CU et la FE, leur mobilité pourrait être réduite dépendamment du pouvoir d'adsorption qu'exercent sur eux les oxydes de fer. Toutefois, l'on assiste souvent dans le sol latéritique à la transformation de la goethite en hématite. Cette transformation est probablement suivie d'une libération en solution de métaux qui jusque là étaient adsorbés essentiellement à la goethite. Ceci s'explique par le fait que d'une part, le pouvoir adsorbant de l'hématite est beaucoup plus faible que celui de la goethite (Rose et Bianchi-Mosquera 1993), et d'autre part, la formation de l'hématite est accompagnée d'une

réduction de la surface adsorbante (Walker et al. 1982). Le pouvoir adsorbant des produits d'altération peut être plus important, si les particules adsorbent à leur tour la matière organique (Davis 1984; Van Geen et al. 1994). Cette situation pourrait même masquer les propriétés des oxydes et des hydroxydes de fer, ou autres minéraux de néoformation, qui se recouvrent de matière organique. Cependant, les mécanismes par lesquels la matière organique adsorbe ou se combine avec les métaux sont complexes et restent encore très peu connus.

Les hydroxydes et les oxydes ferromangnésifères sont reconnus pour être d'importants "éviers" de métaux lourds (Litaor 1993), modérément solubles sous les conditions réductrices, très insolubles sous les conditions oxydantes (Middelburg et al. 1988). En effet les ions Fe^{2+} et Mn^{2+} ne restent en solution que sous les conditions extrêmement acides ou fortement réductrices. Ainsi, il est tentant de suggérer une possible adsorption, ou une coprécipitation de ces "éviers" avec les EGP. La présente étude montre que les EGP sont constamment enrichis dans les horizons latéritiques, avec des maxima dans la FE ou la SA. Ceci signifierait que les oxydes Fe-Mn et les argiles sont capables d'absorber les complexes mobiles des EGP. Les études sur la mobilité de l'or confirment que les oxydes Fe-Mn absorbent les complexes $\text{Au}(\text{S}_2\text{O}_3)_2^{3-}$ et $\text{AuOH}(\text{H}_2\text{O})^0$ (Machesky et al. 1991, Schoonen et al. 1992). Ceci laisse suggérer que les EGP pourraient connaître le même sort. Si ceci était le cas, on peut penser que les complexes thiosulfatés se formeraient dans la SA proche de la roche-mère, alors que les complexes organiques se chargeraient de la dissolution des EGP + Au dans le SL et la CU (voir rôle de la matière organique plus bas). La FE forme ainsi une zone intermédiaire au niveau de laquelle la plupart des complexes solubles perdent leur stabilité et précipitent. La limite entre la CU et la FE devient ainsi la partie propice par excellence pour la précipitation de ces métaux.

Sur les pentes, où le drainage rapide ne permet pas la formation de la SA, les eaux souterraines sous les conditions réductrices sont ramenées à la surface sous les conditions oxydantes. Il en résulte des conditions acides et oxydantes sous lesquelles les oxydes de fer et de manganèses, et la plupart des métaux, y compris les REE et les EGP peuvent coprécipiter. Les métaux sont alors incorporés et/ou adsorbés par ces oxydes et hydroxydes de fer et de manganèse, qui offrent un double avantage de capter les éléments dissous pendant (incorporation) et après (adhésion des ions ou molécules à la surface) leur précipitation.

Salpeteur et Jezequel (1992) rapportent que dans les sédiments des ruisseaux au Madagascar, les minéraux porteurs de Pt sont essentiellement représentés par la sperrylite, tandis que le Pd ne montre pas de minéral propre. La sperrylite est un minéral très dense (poids spécifique = 10), connu pour sa résistance à l'altération et sa stabilité sous les conditions Eh-pH de surface (Mountain et Wood 1988). Ces auteurs pensent que la dispersion du Pt est essentiellement régie par les processus mécaniques, alors que celle du Pd est contrôlée par des processus chimiques et sa déposition par des oxydes manganésifères. Evans et al. (1994) pensent également que la survie du Pd dans les sols dépend en partie de son adsorption sur les oxydes de fer. À Musongati, la présence des fluides chimiquement actifs a conduit même à la désintégration des arséniures, ramenant tous les EGP, soit à l'état natif, soit sous forme d'autres divers complexes. Les résultats de cette étude montrent que le Pd ne paraît pas avoir subi le contrôle des oxydes ou des hydroxydes ferromanganésifères, contrairement à ce que notent Salpeteur et Jezquel (1992), et Evans et al. (1994). Il nous semble plutôt que c'est principalement le Pt et l'or qui après leur lessivage du SL et en partie de la CU, précipitent et s'enrichissent graduellement dans les niveaux riches en oxydes ferromanganésifères, alors que le Pd et en partie le Rh ont failli à l'adsorption, ou s'y prêtent moins par rapport aux autres EGP.

7.5.3 RÔLE DES "BOUEURS" OU "SCAVENGERS"

Künel (1987) fait observer que grâce à leur granulométrie très fine, une surface spécifique très large, ainsi qu'un haut degré d'imperfections structurales, les phases amorphes ou à structure cristalline peu définie ("poorly cristalline") qui se développent dans les horizons latéritiques, montrent le taux d'activité le plus élevé pour capter et fixer les éléments des solutions migrantes. Ces substances amorphes ou à structure cristalline pauvre ont été baptisées "Scavengers" par Künel (1987). Nous les appellerons ici les "boueurs", un terme qui traduit bien leur tendance à récupérer les éléments dissous dans les fluides migrant à travers le profil latéritique, ainsi que l'environnement des sols ou boues dont il est question dès qu'on parle de couverture latéritique. En Nouvelle Calédonie, les boueurs sous forme d'oxydes amorphes minéraloïdes pouvant contenir jusqu'à 10% de cobalt, portent le nom d'asbolane (Guilbert et Park 1986). Les boueurs rencontrés le plus souvent dans les latérites nickélifères de Musongati sont les oxydes et/ou les hydroxydes de fer proches de l'iddingsite, les oxydes et/ou hydroxydes d'aluminium et de manganèse, ainsi que la matière organique. Il est à souligner également que les smectites agissent parfois comme de véritables boueurs, alors que les carbonates et les serpentines qui se présentent parfois sous forme d'agrégats colloformes, montrent des propriétés variables de récupération et de fixation des éléments en solution.

À l'étape initiale de la latéritisation, tous les EGP libérés se sont probablement accumulés dans les boueurs. Ceci est rendu compte par le caractère résiduel qu'ils affichent dans la SA. Cependant au niveau avancé de la formation du profil latéritique, les boueurs sont recristallisés, et certains éléments sont expulsés de la structure des boueurs, et redistribués dans le profil selon les conditions qui prévalent dans les niveaux et horizons

fraîchement formés. Autrement dit, les éléments libérés sont repris par d'autres boueurs en profondeur, qui répondent mieux aux conditions d'incorporation ou d'adsorption, ou encore sous-saturés en teneurs de métaux captés ou fixés. L'association des éléments est très complexe, d'une part à cause de l'alternance des environnements acides et basiques surtout au niveau de la FE, des différences de pH d'hydrolyse des éléments, et d'autre part du fait que les conditions d'équilibre ne sont pratiquement jamais atteintes dans le profil latéritique.

7.5.4 RÔLE DE LA MATIÈRE ORGANIQUE

Le rôle de la matière organique dans le transport en solution des EGP + Au, spécialement sous forme de complexes avec les acides humiques et fulviques les plus répandus dans la nature, est de plus en plus évoquée (Cousins and Vermaak 1976; Cousins et Kinlock 1976; Dissanayake and Kritsotakis 1984; Bowles 1986; Bergeron et Harrison 1989; Vlassopoulos et al 1990; Wood 1990; Machesky et al. 1991; Howell et al. 1993; Bowles et al. 1994; Wood et al. 1994). L'acide humique serait plus effective que l'acide fulvique dans la mise en solution du Pt et du Pd (Bowles et al. 1994). Toutefois, Howell et al. (1993) notent que les substances humiques forment des polymères complexes hétérogènes, dont les acides fulviques (poids moléculaire = 10^3 - 10^5) constituent le composé mobile le plus important. Les acides fulviques se dissolvent aussi bien dans les solutions alcalines que dans les solutions acides, tandis que les acides humiques (poids moléculaire = 10^4 - 10^6) ne sont solubles que dans les solutions alcalines (Bates et Jackson 1987; Howell et al. 1993). Dans tous les cas, il reste encore à prouver si le transport des EGP se fait sous forme de complexes organiques naturels solubles (Baker 1978), ou si le rôle de la matière organique se limite dans la réduction des métaux et à leur maintien en solution sous forme de suspensions colloïdales stables (Andrade et al. 1988; Wood 1990; Wood et al. 1991; Howell et al. 1993), ou encore

si la matière organique joue simplement le rôle d'une inhibition cinétique de la précipitation des EGP (Wood 1990; Wood et al. 1992; Wood et al. 1994).

Les analyses séquentielles effectuées au cours du présent travail démontrent par ailleurs que les EGP, Au et Re ont probablement été affectés par la matière organique, quoique à différents degrés. Les PPGE ont plus tendance à être pris en solution que les IPGE.

Le SL passe facilement pour un sol organique superficiel qu'on rencontre dans la plupart des milieux tropicaux. En témoignent les racines des herbes et des arbres qu'on retrouve dans les premiers 5 mètres. Il faut cependant dire qu'aujourd'hui il n'existe plus de végétation dense qui recouvre le massif latéritisé, particulièrement dans les endroits où le SL est érodé laissant la place à la CU indurée moins favorable à la végétation. Cette situation n'a cependant pas été toujours comme telle. On pense que la disparition de la végétation a été en grande partie influencée par les feux de brousse allumés par les éleveurs en quête de nouveaux pâturages ou par des feux accidentels pendant la saison sèche. Quoiqu'il en soit, il est fort probable que pendant de longues périodes lors de la formation du profil latéritique aussi complet, la matière organique ait généré des quantités appréciables d'acides humiques et fulviques via la décomposition des végétaux en surface. À cette matière organique vient s'ajouter l'activité des bactéries, dont l'ampleur de l'influence n'est pas connue.

La solubilité des acides organiques est toutefois dépendante des conditions physico-chimiques (Eh-pH) du milieu où ils sont générés. Les niveaux supérieurs du profil latéritique de Musongati répondent aux caractéristiques d'un milieu oxydant, dans lequel il est prouvé que les acides organiques sont solubles (Bergeron et Harrison 1989; Vlassopoulos et al. 1990).

Si l'acide humique s'avère insoluble dans les solutions acides (Bowell et al. 1993), il se pourrait qu'il soit un des éléments importants dans la précipitation des EGP + Au observée dans la CU, le niveau probablement le plus acide du profil latéritique. Les analyses effectuées sur l'or montrent que les acides humiques pourraient devenir un médium important par lequel l'or en solution peut précipiter (Machesky et al. 1992).

L'étage d'oxydation prédominant pour le Pt est +2 (Mountain et Wood 1988a, b), tandis que celui de l'or est +1 (Shenberger and Barnes 1989; Benedetti et Boulègue 1991). Toutefois, l'étage d'oxydation de +2 pour l'or se rencontre également sous les conditions extrêmement oxydantes (McKibben et al. 1990), conditions que l'on peut retrouver dans la CU. Ceci pourrait expliquer les comportements similaires du Pt et de l'or dans cet horizon.

Il est évident que la dilution des solutions lors de leur trajet de haut en bas du profil latéritique, entraîne la baisse des concentrations des complexes porteurs des EGP, et réduit en même temps leurs champs de stabilité dans les solutions diluées, provoquant ainsi leur précipitation différentielle le long du profil latéritique.

7.5.5 RÔLE DES COMPLEXES HYDROXYLÉS

Les complexes hydroxylés pourraient jouer un rôle important dans le transport du Pt, du Pd et de l'or dans les environnements de surface oxydants, sur de larges intervalles de pH, au point que les complexes hydroxylés neutres $\text{Pt}(\text{OH})_2^0$, $\text{Pd}(\text{OH})_2^0$, $\text{Au}(\text{OH})^0$, $\text{Au}(\text{OH})\text{H}_2\text{O}^0$ prédomineraient sur les complexes chlorurés même au niveau des pH très bas et d'activités très élevées de chlorures (Wood et al. 1989; Vlassopoulos et Wood 1990; Wood 1991; Tait et al. 1991; Wood et al. 1992; Howell et al. 1993; Séa et al. 1993). Les complexes hydroxylés seraient même plus stables que les complexes chlorurés sous les

environnements oxydants et à pH proche du pH neutre (Mountain et Wood 1989), tandis que les sulfures, les sulfo-arséniures, les sulfures palladinifères (pyrrhotite et pentlandite) sont facilement détruits par les processus d'oxydation. Ceci signifierait que les complexes hydroxylés neutres des EGP+Au pourraient probablement s'avérer les complexes inorganiques prédominants sous les conditions de surface. Ceci ne serait cependant valable qu'en l'absence d'autres ligands plus compétitifs. Wood (1991) considère que dans les fluides responsables de la serpentinisation à basse température, le Pt et le Pd peuvent être mobilisés sous forme de complexes hydroxylés. Il devient alors tentant de proposer que les complexes hydroxylés neutres constituent les complexes inorganiques prédominants au niveau des profils latéritiques nickélifères. Les complexes hydroxylés pourraient ainsi se transformer en oxydes suivant les ligands complexants disponibles dans les horizons latéritiques. Ainsi, par exemple, l'oxyde de Pt (PtO_2) est observé sur un large intervalle de pH, sous les conditions extrêmement oxydantes, alors que les oxydes de Pd font défaut (Brookins 1987). Ceci explique probablement l'enrichissement du Pt sur le Pd, conséquence d'une forte mobilité chimique du Pd sur le Pt. Le Pd est transporté en solution, sous plusieurs formes de complexes, dont les plus dominants seraient les complexes hydroxylés, les colloïdes, la matière organique.

7.5.6 RÔLE DES COMPLEXES THIOSULFATÉS

L'importance des thiosulfates ($\text{S}_2\text{O}_3^{2-}$) comme ligands du Pt, du Pd et des métaux précieux ne cesse d'attirer la curiosité des chercheurs (Webster 1986, Mountain and Wood 1988b, McKibben et al. 1990, Benedetti and Boulègue 1991, Machesky et al. 1991, Howell et al. 1993). Il ressort de ces travaux que le transport du Pt, du Pd et de l'or sous forme de complexes thiosulfatés peut devenir géologiquement significatif, sous les conditions acides

ou neutres, et légèrement oxydantes. Ces conditions existent au niveau de la FE, qui correspond à la zone des fluctuations de la nappe phréatique. L'interaction limitée de l'oxygène atmosphérique avec les fluides à ce niveau du profil d'altération créerait un environnement favorable pour la stabilité des thiosulfates (Webster 1986).

7.5.7 RÔLE DES COMPLEXES CHLORURÉS

Les complexes chlorurés sont souvent mis en avant comme responsables de la mise en solution des EGP et de l'Au sous les conditions oxydantes et acides (Mann 1984; Bowles 1986; Jaireth 1988; Tait et al. 1991; Mountain and Wood 1988a; Plimer and William 1988; Wood et al. 1989; Wood et al. 1992; Gammons et al. 1992; Jaireth 1992). Il ressort de toutes ces études que sous les conditions de basse température, la formation des complexes chlorurés du Pt et du Pd reste limitée aux milieux acides ($\text{pH} < 4$) et extrêmement oxydants (hématite stable), que l'on peut retrouver dans la CU. En effet, on pense qu'au niveau de la CU, les pH sont les plus bas du profil latéritique, à cause de l'acidification des fluides latéritisants due à l'oxydation du fer ferreux ("ferrolysis") (Mann 1984; Webster 1986).

Nous n'avons pas mesuré la concentration des ions Cl^- dans nos échantillons, mais il semble que la production des complexes chlorurés avec les EGP + Au ne se matérialise que dans des conditions naturelles bien limitées (milieu marin, régions de volcans actifs,...) auxquelles ne satisfait pas la mise en place des latérites nickélifères de Musongati, situées en plein centre du continent.

7.6 MODE DE REDISTRIBUTION DES ÉLÉMENTS DU GROUPE DU PLATINE DANS LES HORIZONS LATÉRITIQUES

Dans la section 7.5, nous avons vu le rôle que peuvent jouer les différents complexes dans la mise en solution et le transport des EGP sous les conditions supergènes en générale, et dans les milieux latéritiques en particulier. La redistribution des éléments est intimement liée à la formation des latérites. Tout comme le développement d'un profil latéritique, elle est sous le contrôle des voies de mouvements des eaux. Dans cette section, nous tentons de retracer les voies possibles suivies par les complexes porteurs d'EGP dans les horizons latéritiques (figure 7.6). L'importance de l'enrichissement résiduel et supergène des EGP est dégagée pour chaque niveau du profil latéritique.

Dans la **saprolite**, la désintégration partielle ou totale des cumuls de sulfures, des spinelles chromifères et des olivines susceptibles de contrôler les concentrations primaires des EGP, n'est pas accompagnée par leur mobilisation. Dans l'éventualité d'une libération partielle, les EGP ont été vraisemblablement très vite fixés par les boueurs formés sur place, suite à la destruction des minéraux primaires. Les boueurs primaires étant résiduels, il s'ensuit que la distribution des EGP dans ces boueurs montrent également un caractère résiduel. Les teneurs en EGP dans la SA normalisées par rapport aux valeurs mantelliques, montrent un profil de la même forme que celui que l'on observe au niveau de la roche-mère. Les calculs des bilans de masse montrent également une tendance d'un transfert nul au niveau de la SA, si l'on tient compte du calcul des erreurs et de la précision des analyses. Les résultats de cette étude restent très significatives, en admettant une erreur cumulative maximale de 25%, dans les calculs basés sur l'Ir ou le Ti comme éléments immobiles.

Toutefois, l'hypothèse de l'enrichissement résiduel au niveau de la saprolite ne serait valable que dans le cas où il n'y aurait pas eu d'apport en EGP des horizons sus-jacents.

Dans notre modèle présenté sur la figure 7.6, l'apport en EGP des horizons supérieurs est nulle à la base de la SA, et très minime au sommet de la SA. Cependant, le niveau des teneurs de la roche totale a considérablement augmenté. Les facteurs d'accumulation représentant l'enrichissement de la saprolite par rapport à la roche-mère affichent en moyenne des valeurs de 3 à 4. Les profils de distribution montrent que la saprolite occupe la deuxième place après la ferralite, en termes de teneurs globales en EGP. On peut toutefois expliquer ces résultats, comme étant attribuables aux pertes de masse, suite à l'évacuation des alcalins et des alcalino-terreux. La densité moyenne de 2.80 g/cm^3 dans la roche-mère a effectivement chuté à 0.94 g/cm^3 dans la saprolite. Par ailleurs, les calculs des contraintes volumiques confirment que les pertes volumiques au niveau de la saprolite restent minimales et ne représentent que 7 % en moyenne.

Pour atteindre la saprolite, les fluides latéritiques doivent parcourir un long trajet le long duquel les conditions physico-chimiques changent graduellement, parfois drastiquement, du milieu acide dans les niveaux de surface, au milieu basique dans les niveaux saprolitiques (figure 7.5). Les fluides descendants ont donc eu tout le temps de se diluer et de redéposer les EGP dans la cuirasse ou la ferralite, étant donné que ces éléments restent extrêmement sensibles aux changements oxydo-réducteurs.

Les fluides ascendants, par capillarité ou par diffusion au sommet de la nappe phréatique, ne contribuent guère à la redistribution des EGP dans la saprolite. Le niveau saprolitique forme une zone saturée, située en permanence en dessous de la nappe phréatique, sous les conditions généralement basiques. Les données expérimentales et les différents diagrammes Eh-pH montrent que les conditions basiques sont très défavorables à la mise en solution des EGP. Ce qui revient à dire qu'au niveau saprolitique, les EGP ne peuvent pas être pris en solution. En outre, le drainage, un processus qui fait partie du cœur de la

redistribution des éléments, s'avère trop lent dans la saprolite, et de surcroît essentiellement horizontal (figure 7.5). On ne peut donc envisager un quelconque mouvement des EGP au niveau saprolitique, et leur enrichissement apparaît essentiellement résiduel.

Au niveau de la **ferralite**, la latéritisation a déjà détruit tout ce qui s'appelle minéral primaire. C'est le niveau auquel l'on observe le début de la libération intense du fer et de l'aluminium. Les argiles qui prédominaient dans la saprolite sont remplacées par des oxydes. Les boueurs qui résistaient à l'altération saprolitique se réorganisent en d'autres masses minérales, essentiellement la goethite, mais également l'hématite et la maghémite. Les EGP subissent du même coup cette nouvelle réorganisation des masses minérales à la recherche de l'équilibre physico-chimique.

Du point de vue physique, les EGP dans la ferralite sont entraînés dans l'effondrement de ses structures extrêmement fragiles. Le phénomène d'effondrement et de dislocation au niveau de la ferralite est sans doute accentué par les variations saisonnières du niveau de la nappe phréatique. Ces variations entraînent en soi une suraltération des masses minérales jusque-là restées stables. L'occurrence des processus d'effondrement est également appuyée par l'observation des contraintes volumiques négatives (-0.55 à -0.65), alors que les densités augmentent en passant de 0.91 g/cm^3 à la base, à 1.34 g/cm^3 au sommet (exemple du forage 247). En plus de l'effondrement, la porosité s'accroît dans la ferralite par rapport à la saprolite. Compte tenu de la densité élevée des EGP, et du drainage plus ou moins rapide et essentiellement vertical des fluides, le colmatage, et l'effondrement des structures ferralitiques ont pour effet de rehausser les teneurs globales de la roche totale.

Du point de vue chimique, le fluide qui traverse la ferralite perd graduellement son caractère acide, libérant du même coup les EGP dont les complexes deviennent instables (voir la section précédente pour les complexes possibles et leur rôle dans la mise en solution des EGP dans les milieux supergènes). Outre la baisse du caractère acide du fluide, la dilution même du fluide peut provoquer l'instabilité des complexes et la précipitation des métaux en solution. La ferralite est une zone constamment sous-saturée, par opposition à la saprolite située en permanence en dessous de la nappe phréatique. Les différentes positions du niveau piézométrique, suite aux variations saisonnières, impliquent à la surface de la nappe phréatique des conditions d'oxydation élevées. Ceci constitue probablement, l'une des explications pour les différents pics des teneurs anormales en EGP, observés dans la ferralite.

Il est probable que le fluide au sommet de la ferralite soit capable de mettre en solution le Pd et le Rh, comme le montrent les coefficients de corrélation et les balances de masse. Le Pd et le Rh enregistrent constamment des pertes entre 50-80 %, et 0-50% respectivement. En tenant compte des erreurs des calculs et des analyses de l'ordre de 20% , il reste évident que ces éléments ont été évacués du système, probablement en solution (ces balances de masse sont basées sur l'Ir comme élément immobile). On n'a cependant pas noté l'enrichissement des niveaux saprolitiques en ces éléments. Il est possible que ces éléments une fois libérés aient été redéposés dans la ferralite même après un court transport.

Ainsi l'amplitude et la variation des teneurs en EGP dans la ferralite est essentiellement le résultat d'un enrichissement résiduel issu du matériel saprolitique de départ, auquel s'ajoute de façon différentielle un apport supergène des EGP lessivés dans les niveaux du sol latéritique et de la cuirasse.

La **cuirasse** constitue un horizon clé au niveau duquel on peut aisément observer la mobilité des EGP. C'est à ce niveau que l'on peut confirmer que les EGP ont été pris en solution par le fluide traversant le sol latéritique, puis redéposés graduellement et de façon différentielle depuis la base de la cuirasse elle-même, et puis dans la ferralite aux conditions physico-chimiques favorables.

De par sa formation, la cuirasse occupe une place de choix entre la ferralite, un horizon latéritique type issu d'une altération poussée de la roche-mère ultramafique, et le sol latéritique, un horizon latéritique issu du démantèlement de la ferralite elle-même au départ, mais aussi d'une partie sommitale de la cuirasse par la suite, tout au long du développement du profil latéritique. La cuirasse continue cependant à se développer vers le bas aux dépens de la ferralite, tout comme la ferralite poursuit son développement aux dépens de la saprolite, et cette dernière aux dépens de la roche-mère (figure 7.4). Avant la formation de l'importante couche du sol latéritique (~20 mètres d'épaisseur), les réorganisations minérales n'avaient pas jusque-là réussi à mettre effectivement les EGP en solution. Même au niveau de la ferralite, la signature originale des EGP reste plus ou moins conservée, mises à part certaines anomalies négatives ponctuelles du Pd et du Rh, dues probablement à leur lessivage.

Le démantèlement subséquent de la cuirasse et de la ferralite, deux niveaux latéritiques nickélifères autochtones pour former le sol latéritique, a donné un coup de grâce aussi bien à la cohésion du groupe des EGP, qu'à leur inertie chimique relative. Dans le sol latéritique, tous les ingrédients nécessaires à la mise en solution des EGP se trouvent réunis (voir section 7.5). Nous ne connaissons pas l'épaisseur du sol latéritique érodée depuis le début la formation du profil latéritique à l'ère Tertiaire, mais on peut aisément imaginer un modèle selon lequel, le sol latéritique résiduel à la base reste plus enrichi en EGP, alors que le sol latéritique superficiel autochtone, semi-autochtone ou allochtone, a déjà réussi à libérer les

EGP en solution aussitôt transportés à la base et vers la cuirasse et la ferralite (figure 7.6). Les calculs des bilans de transfert de matière indiquent qu'au niveau du sol latéritique, tous les EGP peuvent être lessivés jusqu'à 50%. Le lessivage des EGP est cependant plus prononcé dans la cuirasse qui montre des pertes maximales de 80%-Pd, 65%-Rh, 45%-Os, 40%-Ru et 4% Pt. Au même moment, on enregistre les gains les plus importants dans la même cuirasse qui sont dans l'ordre décroissant (maxima) de 613%-Pt, 75%-Pd, 46%-Rh. Les IPGE sont plutôt plus enrichis dans le sol latéritique: 240%-Os, 96%-Ru. Ces résultats des bilans de transfert de masse sont basés sur l'immobilité de l'Ir (voir les détails au chapitre 5). L'enrichissement qu'on observe dans ces niveaux latéritiques de surface provient en outre de l'effondrement progressif mais soutenue du sol latéritique lui-même, de la cuirasse pour former le sol latéritique, et de la partie sommitale de la ferralite pour former la cuirasse. Les pertes volumiques dans la cuirasse atteignent 80%, alors que le sol latéritique peut enregistrer jusqu'à 75% de dilatation. De plus, on peut remarquer en même temps, que la densité moyenne passe de 0.91 g/cm³ dans la ferralite, à 2.15 dans la cuirasse et à 1.48 dans le sol latéritique (exemples des forages 247 et 269). Ceci signifie probablement, qu'étant donné le sens essentiellement vertical des voies de mouvements des fluides, l'histoire de libération des éléments en solution, de poussées de particules solides y compris les plus denses comme les EGP, et de colmatage progressif des pores du manteau d'altération, à laquelle s'ajoute l'histoire de l'effondrement ponctuel lors des variations saisonnières, aboutissent graduellement à l'enrichissement en EGP des sols restés en place après l'érosion des niveaux superficiels, ainsi qu'à la cuirasse sous-jacente et concordante (figure 7.6).

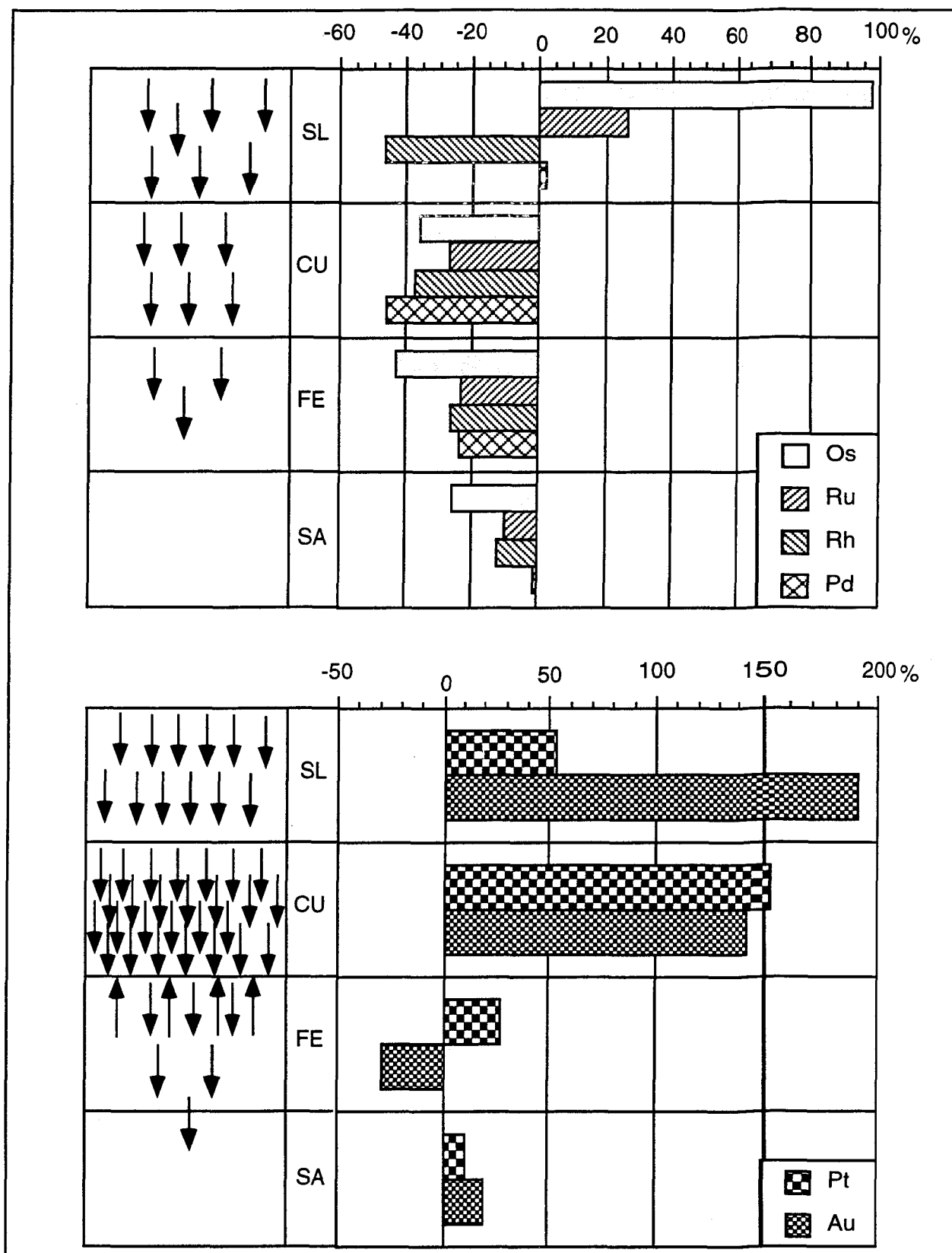
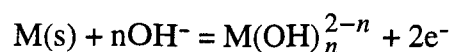


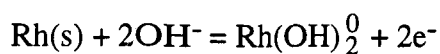
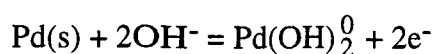
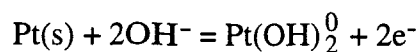
Figure 7.6: Modèle schématique montrant la redistribution des EGP dans le profil latéritique: a) Os, Ru, Rh, Pd; b) Pt, Au. Les flèches indiquent le mouvement des fluides et l'intensité de libération des éléments dont ils sont chargés (1 à 3 flèches = libération faible ou lessivage, plus de 3 = précipitation).

Le Pt manifeste les pourcentages les plus élevés d'enrichissement au niveau de la CU, qui ne laissent pas de doute quant à sa mobilité relative, tout comme le montre également les rapports Pt/Pt*_{nm}, Pt/Pd, et Pt/Au. En négligeant les espèces minérales polymères, tout en supposant l'étage d'oxydation de +2 pour un nombre total de coordinations de 4, la dissolution des PPGE à l'état solide peut s'exprimer de façon générale comme suit:

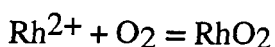
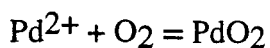
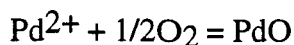
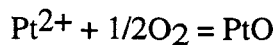


où M = Pt, Pd, Rh

Ainsi, on peut écrire les équations de dissolution de Pt, Pd et Rh comme suit:



La déposition de ces éléments se fait plus probablement sous forme d'oxydes, et les équations pourraient prendre la forme suivante:



La prédominance de l'enrichissement du Pt sur Pd et Rh, en particulier dans la CU, pourrait alors s'expliquer par le fait que les oxydes de Pt soient plus stables que ceux du Pd ou du Rh. En outre, le Pt peut se trouver sous forme d'isoferroplatine (Pt_3Fe) identifié dans la plupart des milieux supergènes, ou former des oxydes Pt-Fe ($(\text{Pt-Fe})\text{O}_?$) (Augé et Legendre 1994).

Le **sol latéritique** est formé essentiellement d'hématite dont le pouvoir d'adsorption est faible. La présence des ligands complexants mobiles (matières organiques, oxydes ferromangésifères, etc.), ainsi que les conditions acides et oxydantes notoires à ce niveau, favorisent la mise en solution et le drainage des EGP vers la cuirasse. Celle-ci conserve les atouts d'un niveau formé essentiellement de goethite dont les pouvoirs d'absorption et d'adsorption sont élevés (Kühnel 1987). Il est donc probable que les EGP restent en partie maintenus dans la cuirasse par la goethite. De par sa formation, la cuirasse doit essentiellement son développement aux battements de la nappe aquifère qui se stabilise longtemps au dessus de la ferralite. C'est également à ce niveau de la formation cuirassique

que vient s'oxyder les ions du fer ferreux. Tout comme Fe^{2+} qui n'est mis en solution que dans des conditions extrêmement acides, les EGP, et en premier lieu Pt^{2+} , passeraient ainsi des solutions pour former des oxydes qui restent par la suite adsorbés ou absorbés par les masses de goethite. Il est également évident que la dilution des solutions lors de leur trajet de haut en bas dans le profil latéritique, entraîne des baisses des concentrations des complexes porteurs des EGP, et réduit en même temps leurs champs de stabilité dans les solutions dilués, provoquant ainsi leur précipitation. En outre, les pouvoirs d'adsorption et d'absorption de la goethite ont également des limites au-delà desquelles la goethite devient saturée. On pense qu'à ce moment les EGP restés en solution peuvent continuer jusque dans la ferralite au niveau de laquelle s'arrête apparemment le processus d'enrichissement supergène.

Contrairement au Pt, le Pd et le Rh ne s'apprêtent pas facilement à la libération des solutions, et peuvent rester dans le fluide porteur un peu plus longtemps. Ceci est en contradiction avec les données de Brookins (1987) et Plimer (1988), voulant que le Rh des solutions aqueuses soit sous forme de $\text{Rh}(\text{OH})_3$ insoluble. Les données recueillies sur les bilans de transfert de matière, les coefficients de corrélation, les normalisations des teneurs des horizons en EGP par rapport au manteau et à la roche-mère, les résultats des analyses séquentielles, montrent un caractère persistant d'un lessivage du Pd et du Rh par rapport aux autres éléments. Ils s'apprêtent plutôt que les autres EGP à la mise en solution, et restent plus longtemps en solution lorsque les conditions physico-chimiques changent et que les autres précipitent.

Les anomalies négatives du Pd et du Rh que l'on observe dans la cuirasse pourraient également refléter le résultat non pas d'un lessivage prononcé de ces éléments, mais plutôt de leur maintien en solutions descendantes, alors que les autres EGP précipitent graduellement.

Le lessivage prononcé pour tous les EGP s'opérerait au niveau du SL. Ceci pourrait expliquer alors les recouvrements des diagrammes du Pt et du Pd observés sur les profils latéritiques de certains forages (forages 247 et 269). Ceci expliquerait en même temps la disparition de ces recouvrements sur les diagrammes des bilans de transfert de matière qui éliminent les effets de masse dus à la présentation des analyses chimiques ramenés toujours à 100% poids. Ainsi, en supposant Pd et Rh immobiles, on peut calculer les rapports Pt/Pt^*_{nm} . Ces rapports affichent une anomalie positive du Pt au niveau de la cuirasse avec des valeurs pouvant atteindre 9. Ce qui signifierait que le Pt est plus mobile que le Pd et le Rh, et tend à se comporter comme le Ce et l'or pour qui on observe constamment des anomalies positives au niveau de la cuirasse, et pour qui la mobilité ne fait pas de doute. Ainsi, le Pd ne se trouve pas plus enrichi que le Pt dans les niveaux inférieurs ferralitiques et saprolitiques, contrairement à ce qui est observé dans les sols du complexe de Stillwater (Fuchs et Rose 1974), et en Australie (Travis et al. 1976). Tout comme il ne se trouve pas en corrélation avec Mg, Ni, Co, dans aucun des horizons latéritiques.

Cependant, les bilans de masse dénotent un lessivage de Pd au niveau de la cuirasse. Les corrélations significatives entre le Pt et les IPGE au niveau de la cuirasse impliquent surtout la tendance du Pt à l'immobilité par rapport au Pd et au Rh. L'hypothèse la plus probable est donc que le Pd resterait en solution sous des conditions moins exigeantes que celles que requièrent les autres EGP, en particulier le Pt. Les conclusions sur l'enrichissement du Pd sur le Pt dans les niveaux saprolitiques à Stillwater ou en Australie, sont probablement le résultat d'une simple observation des profils latéritiques. Ainsi, en n'observant que les distributions des EGP sur les profils latéritiques de Musongati, sans en évaluer les bilans de transfert de matière, on aurait pu conclure à un changement drastique des comportements du Pt et du Pd sous les mêmes conditions supergènes. Ce qui n'est pas

nécessairement le cas dans la saprolite et dans le sol latéritique, au niveau desquels ces deux éléments affichent un comportement similaire.

Le niveau du comportement du groupe Os-Ru dont les concentrations étaient déjà faibles dans la roche-mère de départ, reste difficile à évaluer. Le lessivage de l'Os et du Ru est cependant observable au niveau du sol latéritique et de la cuirasse. En tenant compte de l'estimation des pourcentages des erreurs introduites par les calculs des bilans de balance de masse et des résultats d'analyses géochimiques, la mise en solution de ces éléments le long de tout le processus de la latéritisation est probablement la plus faible de tous les EGP.

Les analyses répétées sur les sections polies de la cuirasse, de la ferralite et de la saprolite n'ont pas décelé de minéraux des EGP. Les éléments individualisés par les fluides latéritisants et les différents complexes susceptibles de prendre en solution les EGP ont probablement failli à l'accrétion substantielle des pépites, ou à la formation des minéraux du groupe du platine à basse température. Si la formation des minéraux du groupe du platine à basse température reste cependant probable (Bowles 1986), il est également probable que le taux et la vitesse d'écoulement des fluides, les conditions physico-chimiques en perpétuelle perturbation aient abouti à leur résorption aussitôt qu'ils étaient formés.

7.7 MODE DE REDISTRIBUTION DES ÉLÉMENTS DU GROUPE DES TERRES RARES DANS LES HORIZONS LATÉRITIQUES

Les résultats de plusieurs études de ces vingt dernières années sur le comportement des REE dans les environnements supergènes aboutissent à quatre principales constatations, souvent contradictoires: 1) les REE restent immobiles, 2) les REE sont légèrement remobilisés, 3) les REE sont remobilisés sans montrer aucune différenciation, 4) les REE

sont à la fois remobilisés et différenciés (Nesbitt 1979; Duddy 1980; Topp et al. 1985; Kronberg et al. 1987; Bonnot-Courtois and Flicoteaux 1989; Melfi et al. 1990; Braun et al. 1990; Prudêncio et al. 1995; Sturesson 1995).

En effet, les propriétés chimiques des REE changent graduellement avec l'intensité de la latéritisation et ce, dépendamment des facteurs suivants: 1) les conditions Eh-pH dans les horizons latéritiques (Brookins 1983; Cantrell et Byrne 1987), 2) la présence des ligands organiques et inorganiques, incluant les argiles (Braun et al 1993; Prudêncio et al. 1995), 3) la présence et la distribution des minéraux des REE dans la roche-mère.

À Musongati, l'enrichissement des LREE par rapport aux HREE dans les horizons latéritiques tel qu'il apparaît sur les spectres normalisés et les calculs des balances de masse est exceptionnellement élevé. Les rapports $LREE/HREE_{nc}$ varient de 4 à 9 pour le SL, la CU et la FE, de 7 à 15 pour les niveaux supérieurs de la saprolite, et de 50 à 160 à la base de la saprolite, contre une moyenne de 3.5 dans la roche-mère.

Dans les niveaux latéritiques de surface (le sol latéritique et la partie supérieure de la cuirasse), l'ultra-enrichissement des LREE (plus de 10 000%) et des éléments à haut champ de force est difficile à expliquer sur base d'une suraltération d'une roche-mère ultramafique, ou de la mobilité prononcée de ces éléments, ou même en intégrant dans le processus d'enrichissement un transport mécanique et/ou latéral. Cependant, en partant du modèle de formation des latérites nickélifères présenté sur la figure 7.5, il devient possible de suggérer l'enrichissement en ces éléments par un ajout du matériel essentiellement allochtone formé de sédiments et de roches mafiques. Comme les roches mafiques se prêtent mieux à l'altération que les schistes environnants, on peut spéculer en supposant que la roche de départ à la base de la formation du sol latéritique était formée essentiellement de roches mafiques et de roches ultramafiques. Pour estimer la composition d'une roche-mère modèle ayant produit les 20 m

de sol latéritique observé à Musongati, nous avons utilisé Ti et Ir comme éléments immobiles, ainsi que leurs moyennes dans le sol latéritique (SL), les roches mafiques (MF) et les roches ultramafiques (UM). Les calculs sont effectués à l'aide d'un système d'équation à deux inconnues (X et Y):

$$\begin{cases} \text{Ti}_{\text{SL}} * Y = (1 - X) * \text{Ti}_{\text{MF}} + X * \text{Ti}_{\text{UM}} \\ \text{Ir}_{\text{SL}} * Y = (1 - X) * \text{Ir}_{\text{MF}} + X * \text{Ir}_{\text{UM}} \end{cases}$$

Y = changement de masse après la formation du SL

X = proportion ultramafique dans la composition de la roche-mère du SL

(1-X) = proportion mafique dans la composition de la roche-mère du SL

Ti_{SL} et Ir_{SL} = teneurs en TiO₂ et en Ir dans le SL

Ti_{MF} et Ir_{MF} = teneurs en TiO₂ et en Ir dans les roches mafiques

Ti_{UM} et Ir_{UM} = teneurs en TiO₂ et en Ir dans les roches ultramafiques

Les teneurs moyennes du Ti et de l'Ir dans le SL, les roches mafiques et les roches ultramafiques sont les variables connues (tableaux 4.9 et 5.1). On peut prendre ensemble ou en proportions variables, les péridotites à plagioclase, les dunites et les harzburgites. Les résultats de la résolution du système d'équation montrent une composition de 4 à 20% UM, 80 à 96% MF, pour des changements de masse de 7 à 15%.

Pour calculer les bilans de transfert de masse, nous avons considéré que la roche-mère modèle pour la formation du SL était formée en moyenne de 90% MF et 10% UM (tableau 7.2). La méthode de Nesbitt (1979) a été utilisée, sur la base du Ti comme élément

immobile. Les résultats obtenus pour le SL montrent des enrichissements modélisés de 20% La, 300% Ce, tandis que les autres éléments connaissent un lessivage de 10 à 80% (tableau 7.2). Dans la CU, seul le Ce (600%) reste très enrichi alors que les autres REE sont lessivés. En ramenant les compositions modélisées du SL et de la CU sur la figure 7.7, nous suggérons un modèle de mobilité prononcé de ces éléments dans le SL quel que soit son mode de formation et son origine, et leur précipitation différentielle dans les horizons latéritiques inférieurs. Les enrichissements en REE dans la CU, la FE, la SA restent donc essentiellement supergènes. Les mouvements mécaniques et horizontaux sont probablement très importants au niveau du SL et à la surface de la CU. Ce qui aura pour effet, de rehausser les enrichissements en Ce, Th et Hf. Ces niveaux sont caractérisés par l'omniprésence d'anomalies positives en Ce.

Les niveaux saprolitiques argileux sont marqués par de forts enrichissements en LREE, mais avec de fortes anomalies négatives en Ce. Des enrichissements en LREE, l'anomalie en Ce négative dans les fractions argileuses à la base des profils d'altération et positive au sommet, ont été également observés dans d'autres profils d'altération en Amérique du sud et en Afrique (Prudêncio et al. 1995; Angélica et Costa 1993; Braun et al. 1990). Il existe donc une tendance généralisée pour le Ce à demeurer et s'enrichir dans les niveaux supérieurs du profil latéritique, en provoquant ainsi une anomalie positive à ce niveau par rapport aux REE de la roche totale, et une anomalie négative dans les niveaux latéritiques saprolitiques.

Les rapports Ce/Ce^*_{nc} les plus élevés sont régulièrement observés dans la cuirasse, au niveau de laquelle ils atteignent des valeurs maximales de 9, contre des rapports Ce/Ce^*_{nc} de ~1 dans la roche-mère. Le Ce^{3+} est visiblement soluble et en partie oxydé en Ce^{4+} au niveau de la SA. Il s'agit d'une équation qui peut prendre la forme générale suivante:



Tableau 7.2: Bilans des transferts de masse des éléments (%) pour le SL et la CU, calculés selon la méthode de Nesbitt (1979), sur la base du Ti comme élément immobile et en utilisant la roche-mère modèle

Composition de la roche-mère modèle = 90% moyenne des roches mafiques + 10% moyenne des roches ultramafiques		Bilans (%)	Bilans (%)
		SL	CU
Éléments majeurs	%		
SiO ₂	48.85	-94.34	-97.88
TiO ₂	0.27	-1.31	-71.62
Al ₂ O ₃	16.16	-74.66	-89.28
Fe ₂ O ₃	9.95	-34.82	6.88
MnO	0.16	-92.62	-78.62
MgO	12.72	-99.81	-99.49
CaO	10.36	-99.98	-100.00
Na ₂ O	1.08	-99.75	-99.86
K ₂ O	0.14	-91.47	-100.00
P ₂ O ₅	0.01	58.11	-29.11
Éléments traces	ppm		
Cr	859.77	-8.79	38.69
Ni	353.45	-56.36	7.96
Co	75.42	-94.35	-2.43
Sc	36.90	-83.13	-77.44
V	322.85	-87.08	-90.43
Cu	92.83	-10.07	118.86
Zn	60.14	-72.24	-21.57
S	1272.63	-97.28	-92.81
As	0.90	91.25	19.86
Se	1.98	16.47	-100.00
Sb	0.45	-56.56	-69.92
Au	0.003	208.51	768.71
Rb	8.24	-75.22	-63.41
Cs	0.47	-53.44	-100.00
Ba	52.76	-86.81	-100.00
Ta	0.76	21.05	-80.42
Hf	0.99	143.34	-47.65
Th	0.66	506.06	32.69
U	0.18	347.58	150.89
Terres rares	ppm		
La	2.86	20.48	-21.59
Ce	5.35	293.49	646.09
Nd	3.21	-47.41	-55.85
Sm	0.71	-11.89	-34.36
Eu	0.73	-82.24	-83.94
Tb	0.13	-21.70	-53.14
Yb	0.67	-43.43	-62.41
Lu	0.12	-39.74	-65.30
Éléments du groupe du platine	ppb		
Os	1.08	-12.43	-100.00
Ir	0.42	123.19	412.06
Ru	7.60	-15.70	37.75
Rh	0.92	-5.28	289.77
Pt	9.17	196.19	823.06
Pd	19.70	63.26	176.77

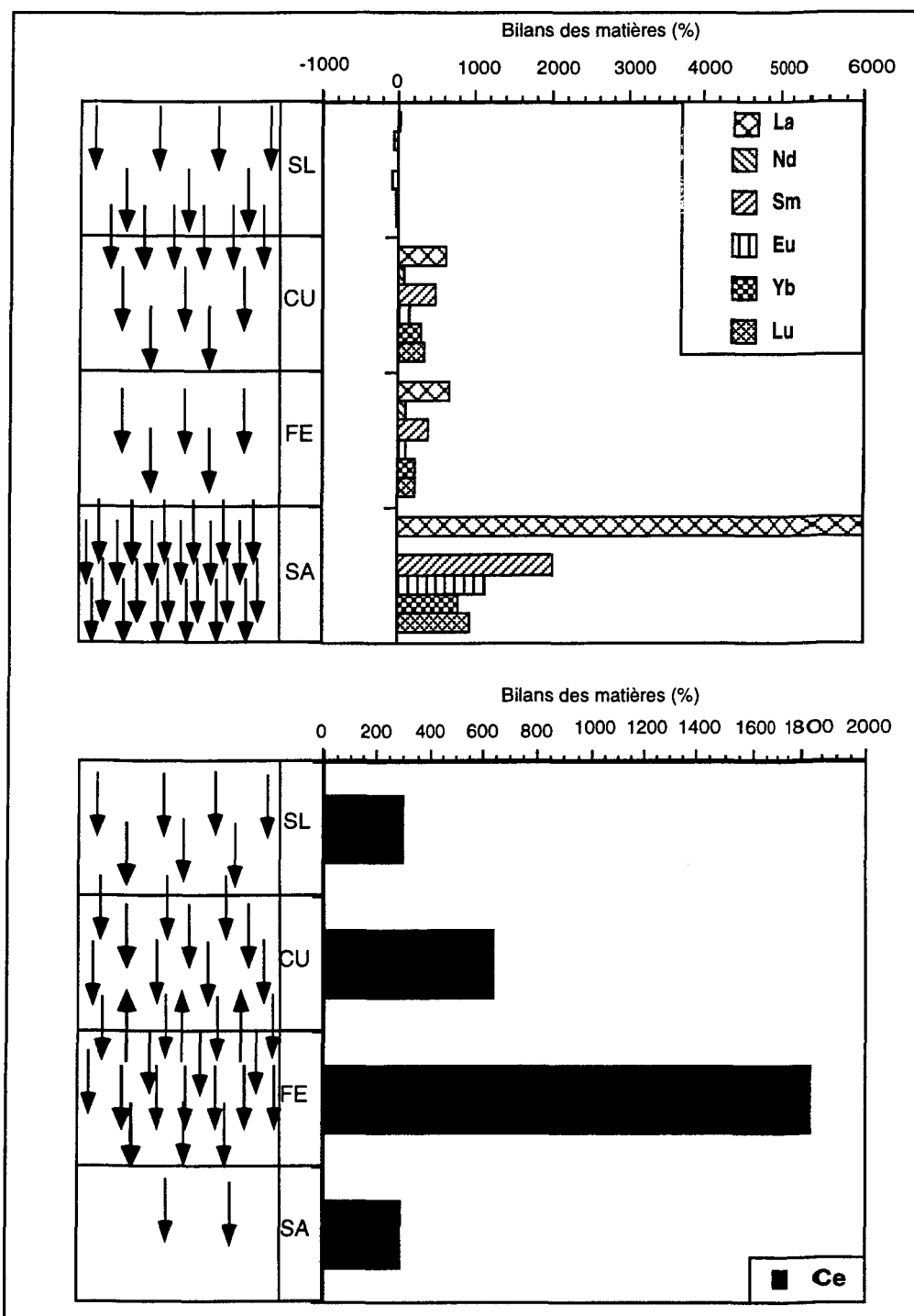
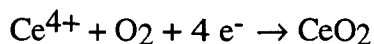


Figure 7.7: Modèle schématique montrant la redistribution des REE dans le profil latéritique: a) La, Nd, Sm, Eu, Yb, Lu et b) Ce. Les flèches indiquent le mouvement des fluides et l'intensité de libération des éléments dont ils sont chargés (1 à 3 flèches = libération faible ou lessivage, plus de 3 = précipitation). Les bilans de masse utilisés pour le SL et la CU sont basés sur une roche-mère à 90% de roches mafiques et 10% de roches ultramafiques, tandis que ceux de la FE et de la SA sont basés sur une roche-mère ultramafique.

Dans les horizons supérieurs, le Ce^{4+} en solution précipite sous forme d'oxyde, ou d'hydroxyde suivant la réaction générale suivante:



Le Ce^{4+} est ainsi préférentiellement retenu par les phases secondaires d'altération, probablement à travers l'incorporation dans la cérianite (CeO_2), plus résistante à l'altération par rapport aux autres REE trivalents. Cependant, la cérianite, le minéral principal du Ce est rarement rapporté dans la nature. Rankin et Childs (1976), et Glasby et al. (1989) observent un enrichissement préférentiel des LREE dans les concrétions ferromanganésifères des sols latéritiques en Nouvelle-Zélande, et dans les sédiments du Pacifique. Dans les études des profils latéritiques d'Akongo et de Gayoum (Cameroun), Braun et al. (1990) n'observent des anomalies positives du Ce qu'en dessous des zones d'accumulation des oxydes et des hydroxydes de fer. Ces auteurs indiquent cependant que le Ce et le fer peuvent avoir des comportements bien différents. Prudêncio et al. (1993) ont pu examiner le Ce^{4+} dans les nodules Fe-Mn, mais ils l'observent uniquement en présence de P et de Mn, ce qui les amena à souligner plutôt l'importance des phases phosphatées dans la distribution des REE.

Notre étude montre que la relation directe entre le Ce, les phases phosphatées, et les nodules ferromanganésifères n'est pas toutefois aussi explicite, d'autant plus que d'autres phases secondaires comme les argiles semblent contrôler également les concentrations des REE (et particulièrement le comportement du Ce). Elle montre également que les anomalies de Ce ne se limitent pas à une zone précise en dessous des accumulations des oxydes et des hydroxydes de fer, bien que l'anomalie maximale se situe à la base de la cuirasse. Les anomalies positives coiffent tous les niveaux supérieurs du profil latéritique (SL, CU, FE),

alors que les anomalies négatives restent essentiellement confinées dans les niveaux inférieurs saprolitiques (SA).

Au niveau de la saprolite, la désintégration des minéraux silicatés primaires intercumulus a été suivie presque aussitôt par la libération des LREE sous forme de cations trivalents, dès les premières étapes de la formation de la saprolite. À ce niveau, les LREE sont probablement adsorbés aux masses argileuses. L'anomalie négative du Ce implique des conditions basiques sous lesquelles le Ce^{3+} est rapidement mis en solution et s'apprête moins à l'adsorption par les argiles que les autres LREE. Les HREE sont à ce niveau les moins mobiles des REE et leur distribution est manifestement résiduelle.

Concernant l'enrichissement en Ce dans les niveaux de surface et son lessivage dans les niveaux saprolitiques, on peut également suggérer l'hypothèse d'un apport partiel d'un mouvement ascendant du Ce^{3+} dans les solutions supernatantes (issues de la diffusion) de la nappe phréatique, ou dans les montées capillaires. Le Ce^{3+} en solution viendrait s'oxyder en Ce^{4+} au niveau de la cuirasse qui coïncide avec le niveau des battements de la nappe phréatique. Ceci signifierait également que la cuirasse forme en quelque sorte une barrière géochimique, qui cumule en même temps, en partie ou en totalité, les précipitations des éléments des solutions qui traversent les sols latéritiques, et les éléments pouvant être lessivés de la SA et de la FE pour se retrouver à la surface de la nappe phréatique.

Dans les niveaux saprolitique, ferralitique et cuirassique, l'enrichissement des REE est dû au lessivage dans le sol latéritique et à la précipitation différentielle en profondeur. Au cours des fluctuations de la nappe phréatique et de la formation du sol latéritique, tous les REE sont mis en solution, sous forme de différents complexes mobiles. Le développement du profil latéritique est accompagné par la libération des REE des argiles saprolitiques qui se détruisent progressivement pour former des oxydes de fer plus stables. L'important

mouvement vertical des eaux météoriques à travers le profil latéritique se traduit par le transport d'importantes quantités d'espèces dissoutes en faibles concentrations. En solution, les complexes des HREE sont plus stables que ceux des LREE (Braun et al. 1990). Ceci conduit à un enrichissement en LREE dans les résidus d'altération qui forment les niveaux superficiels des profils latéritiques (SL et CU). Alors que les LREE sont précipités aussi rapidement qu'ils sont mobilisés, la solubilité des HREE pourrait être rehaussée par la formation de H_2CO_3 , qui passe pour l'un des composés les plus agressifs des sols (Braun et al. 1990). On sait par ailleurs que les LREE sont préférentiellement adsorbés aux solides par rapport aux HREE (Byrne et Kim 1990). Ceci signifierait encore une fois que les LREE auront toujours plus tendance à s'enrichir dans les sols que les HREE.

Tout comme les EGP, l'hypothèse la plus plausible dans notre étude est celle d'un lessivage essentiellement *per descendum* des REE dans la CU, la FE et la SA. Le SL est particulier à cause de sa nature allochtone, et des mouvements mécaniques et latéraux sont probablement tout aussi importants que les mouvements verticaux. De ce point de vue, l'enrichissement en REE reflète en même temps le lessivage répétitif dans les niveaux érodés et actuels du sol latéritique. Les REE sont précipités de façon différentielle, en suivant une courbe changeante des conditions acides au sommet, vers les conditions de plus en plus basiques à la base du profil latéritique. Le pH très acide au niveau supérieur de la CU, favorise encore plus la mise en solution des REE, particulièrement les LREE. La précipitation de ces éléments se fait en grande partie au niveau de la SA (figure 7.7). Nous suggérons que a) les REE sont adsorbés par les argiles et les autres minéraux secondaires dans la saprolite, b) les REE sont incorporés dans les nouveaux minéraux stables dans les différents niveaux latéritiques, ou dans les phases amorphes ou boueux qui se forment ou se réorganisent en même temps que se développe le profil latéritique, c) les REE se réorganisent pour former leurs propres minéraux. Les processus d'effondrement et les tendances au

cuirassement des zones latéritiques de surface, l'origine allochtone (mafique et sédimentaire) du SL, seraient à la base de l'enrichissement excessif des LREE dans les niveaux cuirassiques et du sol latéritique. Les apports conjugués de l'enrichissement supergène qui se superposent à l'enrichissement résiduel, ainsi que les phénomènes d'érosion progressive des niveaux supérieurs, forment la clé des enrichissements observés dans la FE et la SA.

CHAPITRE VIII

CONCLUSIONS

CHAPITRE VIII

CONCLUSIONS

Des travaux traitant le comportement des EGP le long des profils latéritiques sont pratiquement inexistantes. Nous avons donc commencé par l'étude de la roche-mère, afin de comprendre particulièrement les phases minérales qui contrôlent les distributions originales des EGP, Ni, Cu, Au, Co et REE. Nous nous sommes ensuite basés sur cette étude pour procéder au calcul des transferts de matière dans les horizons latéritiques, ainsi que pour élaborer le mode de formation des latérites nickélifères de Musongati et le mode de redistribution des EGP et des REE. Dans ce chapitre, nous présentons les principales conclusions que l'on peut déduire au terme de ce travail.

Cette étude a ainsi permis une caractérisation pétrographique, minéralogique et géochimique de la roche-mère et des principaux horizons du profil latéritique du complexe de Musongati, Burundi.

Le complexe de Musongati est essentiellement constitué de quatre types de roches: les dunites, les harzburgites, les péridotites à plagioclase et les gabbronorites. Les unités ultramafiques contiennent 1 à 3% de sulfures.

La composition chimique de la roche totale et des principales phases minérales suggèrent que le complexe s'est formé à partir d'un magma tholéiitique primitive hypermagnésienne. Du point de vue de son cadre tectonique, le complexe représente probablement une intrusion litée.

Les sulfures métalliques du complexe de Musongati sont riches en Ni et en EGP. Leur signature géochimique ressemble à celle de la ceinture de Cape Smith, en particulier celle de Katiniq.

L'unité ultramafique a subi un processus de serpentinisation et de latéritisation sous les conditions chaudes et humides subtropicales. La première étape de la latéritisation a été marquée par l'hydratation des roches ultramafiques sous les conditions alcalines, et la formation progressive de la saprolite à l'aplomb de la roche-mère. La saprolite est caractérisée par une quantité élevée de minéraux argileux du groupe montmorillonite et de serpentines ferro-magnésiennes mais dont la quantité diminue progressivement de la base au sommet au profit des oxydes et des hydroxydes de fer.

La ferralite se développe aux dépens de la saprolite, à travers une altération météorique sous les conditions acides. La ferralitisation est accompagnée d'une libération notable du fer et de l'alumine à partir des réseaux des silicates. Elle marque le début des pertes intenses en Si et en Mg dans le profil latéritique.

Le sol latéritique et la cuirasse forment les niveaux latéritiques de surface. Ils sont formés essentiellement d'oxydes et d'hydroxydes de fer. La cuirasse est caractérisée par sa densité moyenne élevée de 2.15 g/cm^3 , contre des moyennes de 1.48 g/cm^3 pour le sol latéritique, 1.14 g/cm^3 pour la ferralite, 0.97 g/cm^3 pour la saprolite et 2.73 g/cm^3 pour la

roche-mère. Alors que la SA, la FE et la CU sont autochtones, c'est-à-dire formés à partir d'une roche-mère ultramafique; le SL est essentiellement allochtone et sa roche-mère est probablement formée de sédiments, de roches mafiques, ainsi qu'une faible proportion de sol latéritique autochtone issu des roches ultramafiques.

Les horizons ferralite, cuirasse et sol latéritique constituent des domaines non-saturés, hydratés ou asséchés périodiquement, suivant la dynamique des saisons sèches et des saisons pluvieuses, tandis que la saprolite est généralement située en permanence sous la nappe phréatique.

Dans les principaux calculs des bilans de transferts de matière, l'Ir a été choisi comme élément immobile dans les différents processus d'altération latéritique, grâce à a) sa mobilité relative faible comparativement au Ti, Al, Fe et Cr; b) ses teneurs au dessus de la limite de détection dans la roche-mère; c) son avantage d'enlever l'effet des sulfures pour calculer les bilans des EGP. Le Ti a été utilisé pour le SL, à cause de son caractère essentiellement allochtone, pour une roche-mère hypothétique formée de 90% de roches mafiques et de 10% de roches ultramafiques.

Sur la base des résultats des calculs des bilans à travers différentes méthodes, les éléments ont été classés en 6 groupes (pouvant être grossièrement ramenés à 3 groupes, (voir chapitre 7) selon l'intensité des pertes ou des gains de masse: 1) ultra-lessivés (pertes de plus de 80%), 2) très lessivés (pertes entre 50 et 80%), 3) lessivés (pertes entre 0 et 50 %), 4) enrichis (gains entre 0 et 100%), 5) très enrichis (gains entre 100 et 1000%), et 6) ultra-enrichis (gains au-delà de 1000%).

L'analyse de ces bilans en regard avec les niveaux saprolitiques permet de conclure que la saprolite enregistre a) un lessivage des éléments alcalins, des alcalino-terreux, S et Se; b)

un enrichissement en Ni, Co, Th, Ta, Mn et REE; le Ce est le moins enrichi de toutes les REE; c) une stabilité ou un léger enrichissement des EGP, Au, Ti, P_2O_5 , Hf, Fe_2O_3 .

La ferralite montre a) un ultra-lessivage en éléments alcalins, alcalino-terreux, Ni, Cu, S, Cr; b) un enrichissement en Al, Co, Th, Mn et REE; c) une stabilité relative qui tend vers un lessivage pour Rh, Pd, Au, et vers un enrichissement pour Pt, Ru, Fe_2O_3 , TiO_2 , Sc.

Au niveau de la cuirasse, on remarque que a) les éléments alcalins et alcalino-terreux sont ultra-lessivés, suivis de près par S, Se, Ni, Cu et Co qui chevauchent entre les groupes des éléments ultra-lessivés à très lessivés; b) les EGP ne sont plus ni inertes ni insolubles; ils ont dû entrer en solution, migrer et se différencier sous les conditions acides et oxydantes; le Pd et le Rh sont très lessivés, tandis que le Pt devient très enrichi ou enrichi; l'or montre le même comportement que le Pt. Le groupe d'éléments enrichis à très enrichis lors du processus de cuirassement englobe également Fe_2O_3 , TiO_2 , Al_2O_3 , As, Sc. Les éléments tels que REE, Th, Hf sont le plus souvent ultra-enrichis, probablement à cause de l'apport du SL allochtone.

Au niveau du sol latéritique, tous les éléments sont mobiles. La nature essentiellement allochtone du SL, à laquelle s'ajoutent d'importants mouvements mécaniques et latéraux accompagnés par des processus d'effondrement et de cuirassement à la base, ne permettent pas d'apprécier adéquatement les bilans de transfert de matière à ce niveau. Cependant, en utilisant une roche-mère modèle formée de 90% de roches mafiques et 10% de roches ultramafiques, on observe a) un ultra-lessivage des éléments alcalins, des alcalino-terreux, Co, Ni, Cu, et Zn; b) le Rh et le Pd sont les éléments les plus lessivés des EGP, alors que le Pt et le Ru sont les plus enrichis; c) un enrichissement en Ce, La, Th, Hf, Ta, As; d) un enrichissement variable en Fe_2O_3 , Au, Cr, Sc, V, P_2O_5 .

Des analyses chimiques séquentielles réalisées sur des échantillons de la roche-mère, de la saprolite, de la ferralite, de la cuirasse et du sol latéritique viennent confirmer le lessivage des EGP par les fluides latéritisants. Cette expérience a permis d'évaluer qualitativement l'importance des liaisons des EGP et de l'or en termes de cations a) solubles dans l'eau; b) échangeables; c) liés aux oxydes de manganèse; d) liés aux oxydes de fer et e) liés à la matière organique. En considérant les variations entre 5 et 10 % peu significatives, les résultats montrent que les EGP sont immobiles dans la roche-mère. Seuls l'Ir et le Ru se sont montrés immobiles dans les horizons latéritiques. L'Au, le Pd, et le Pt sont mobilisés dans tous les horizons latéritiques, suivant l'intensité décroissante $Au \gg Pd > Pt$, essentiellement par les oxydes Fe-Mn et la matière organique. Le Rh n'est mobilisé que dans la SA, et rarement dans la FE, sous les conditions oxydo-réductrices extrêmes. L'Os n'a pas pu être analysé.

Une analyse synthèse des processus physico-chimiques à la base de la redistribution des EGP et de l'or dans le profil latéritique de Musongati, met en avant le rôle joué par a) l'acidification progressive du profil latéritique de la base au sommet, b) les adsorbants forts tels que la goethite et l'hématite, c) les boueurs ("scavengers") récupérant la plupart des éléments dissous dans les fluides latéritisants, d) les complexes hydroxylés à travers lesquels plusieurs éléments précipitent, et e) les complexes thiosulfatés dont la stabilité pourrait devenir importante dans les horizons ferralitiques.

Nous recommandons que la cuirasse et la ferralite fassent l'objet d'une étude approfondie d'essai d'extraction des éléments du groupe du platine, de l'or et du cobalt, lors de la mise en valeur du gisement nickélifère. Des résultats positifs augmenteraient considérablement la valeur du gisement.

RÉFÉRENCES

- Agiorgitis, G. et Wolf, R., 1978. Aspects of osmium, ruthenium and iridium contents in some Greek chromitites. *Chemical Geology*, **23**: 267-272.
- Andrade, W. O., Machesky, M. L. et Rose, A. W., 1988. Interactions of gold with humic substances. *Geological Society of America, Abstracts and Programs*, **20**: A240.
- Angélica, R. S. et Da Costa, M. L., 1993. Geochemistry of rare-earth elements in surface lateritic rocks and soils from the Maicuru complex, Para, Brazil. *Journal of Geochemical Exploration*, **47**: 165-182.
- Appleyard, E. C., 1980. Mass balance computations in metasomatism: Metagabbro/nepheline syenite pegmatite interaction in Northern Norway. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **73**: 131-144.
- Appleyard, E. C. et De Beer, C. J., 1983. Soma - A package of fortran IV programs for calculating mass exchange in metasomatic and altered rocks. *CSIRO. Technical Communication* 70.
- Ashley, P. M., 1973. Petrogenesis of sulphide bearing reaction zones in the Coolac ultramafic belt, New South Wales, Australia. *Mineralium Deposita*, **8**: 377-381.
- Augustithis, S. S., 1965. Mineralogical and geochemical studies of the platiniferous dunite-birbirite-pyroxenite complex of Yubdo, Birbir, W. Ethiopia. *Chemie der Erde*, **24**: 159-196.

Augustithis, S. S., 1979. Atlas of the textural patterns of basic and ultrabasic rocks and their genetic significance. Walter de Gruyter & Co, Berlin, 393 p.

Baas Beeking, L. G. M., Kaplan, I. R. et Moore, D., 1960. Limits of the natural environment in terms of pH and oxidation-reduction potentials. *Journal of Geology*, **68**: 645-649.

Babcock, R. S., 1973. Computational models of metasomatic processes. *Lithos*, **6**: 279-290.

Baker, W. E., 1973. The role of humic acids from Tasmanian podzolic soils in mineral degradation and metal mobilisation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **37**: 269-281.

Baker, W. E., 1978. The role of humic acid in the transport of gold. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **42**: 645-649.

Ballhaus, C. G. et Stumpfl, E. F., 1986. Sulfide and platinum mineralization in the Merensky Reef: Evidence from hydrous silicates and fluid inclusions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **94**: 193-204.

Barnes, S.-J., 1987. Unusual nickel and copper to noble-metal ratios from the Rana layered intrusion, northern Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, **67**: 215-231.

Barnes, S.-J., Boyd, R., Korneliussen, A., Nilsson, L.-P., Often, M., Pedersen, R. B. et Robins, B., 1988. The use of mantle normalization and metal ratios in discriminating between the effects of partial melting, crystal fractionation and sulphide segregation on platinum-group elements, gold, nickel and copper: Examples from Norway. *Dans Proceedings of the Symposium Geo-Platinum 87. Éditeurs: H. M. Prichard, Potts P. J. et Cribb S. J. Elsevier Applied Science Publishers, Barking, UK, pp. 113-143.*

Barnes, S.-J., Couture, J.-F., Sawyer, E. W. et Bouchaïb, C., 1993. Nickel-copper occurrences in the Belleterre-Angliers belt of the Pontiac subprovince and the use of Cu-Pd ratios in interpreting Platinum-Group Element Distributions. *Economic Geology*, **88**: 1402-1418.

Barnes, S.-J. et Naldrett, A. J., 1987. Fractionation of the Platinum-Group elements and gold in some komatiites of the Abitibi greenstone belt, Northern Ontario. *Economic Geology*, **82**: 165-183.

Barnes, S.-J., Naldrett, A. J. et Gorton, M. P., 1985. The origin of the fractionation of platinum-group elements in terrestrial magmas. *Chemical Geology*, **53**: 303-323.

Barnes, S.-J., Picard, C., Giovenazzo, D. et Tremblay, C., 1992. The composition of nickel-copper sulphide deposits and their host rocks from the Cape Smith Fold Belt, Northern Quebec. *Australian Journal of Earth Sciences*, **39**: 335-347.

Barnes, S.-J. et Picard, C. P., 1993. The behavior of platinum-group elements during partial melting, crystal fractionation and sulphide segregation: An example from the Cape Smith fold belt, northern Quebec. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **57**: 79-87.

Barnes, S. J. et Campbell, I. H., 1988. Role of late magmatic fluids in Merensky-type platinum deposits: A discussion. *Geology*, **16**: 488-491.

Barnes, S. J., Coats, C. J. et Naldrett, A. J., 1982. Petrogenesis of a proterozoic Nickel Sulfide-Komatiite association: the Katiniq sill, Ungava, Quebec. *Economic Geology*, **77**: 413-429.

Barnes, S. J. et Naldrett, A. J., 1985. Geochemistry of the J-M (Howland) reef of the Stillwater Complex, Minneapolis adit area: I. Sulfide chemistry and sulfide-olivine equilibrium. *Economic Geology*, **80**: 627-647.

Barnes, S. J. et Picard, C. P., 1992. The behavior of platinum-group elements during partial melting, crystal fractionation segregation: An example from the Cape Smith Fold Belt, northern Québec. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **56**: 1-9.

Barrett, T. J. et Maclean, W. H., 1991. Chemical, mass and oxygen-isotope changes during extreme hydrothermal alteration of an Archean rhyolite, Noranda. *Economic Geology*, **86**: 406-414.

Barrett, T. J., MacLean, W. H., Cattalani, S., Hoy, L. et Riverin, G., 1991. Massive sulfide deposits of the Noranda area, Quebec. III. The Ansil mine. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **28**: 1699-1730.

Barton, M. D., Hichik, R. P. et Marikos, M. A., 1991. Metasomatism. *Dans Contact metamorphism. Éditeur: D. M. Kerrich. Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy*, **26**, pp. 321-350.

Bates, R. L. et Jackson, J. A., 1987. Glossary of Geology. American Geological Institute, 788 p.

Beauchemin, D. B., Micklethwaite, R. K., VanLoon, G. W. et Hay, G. W., 1993. Determination of metal-organic associations in soil leachates by inductively coupled plasma-mass spectroscopy. *Chemical Geology*, **95**: 187-198.

Beauvais, A. et Colin, F., 1993. Formation and transformation processes of iron duricrust systems in tropical humid environment. *Chemical Geology*, **106**: 77-101.

Beauvais, A. et Colin, F., 1993. Formation and transformation processes of iron duricrust systems in tropical humid environment. *Chemical Geology*, **106**: 77-101.

Beauvais, A., Melfi, A., D., N. et Trescases, J. J., 1987. Pétrologie du gisement latéritique manganésifère d'Azul (Brésil). *Mineralium Deposita*, **22**: 124-134.

Bédard, L. P. et Barnes, S.-J., 1990. Instrumental neutron activation analysis by collecting only one spectrum: results for international geochemical reference samples. *Geostandards Newsletter*, **14**: 479-484.

Benedetti, M. et Boulègue, J., 1991. Mechanism of gold transfer and deposition in a supergene environment. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, **55**: 1539-1548.

Bergeron, M. et Harrison, Y., 1989. Le transport chimique de l'or dans les environnements de surface, formation d'un colloïde et complexation organique. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **26**: 2327-2332.

Bloomfield, C., 1955. The movement of sesquioxides and clay in the soil. *African Soils*, **3**: 488-506.

Bonifas, M., 1959. Contribution à l'étude géochimique de l'altération latéritique. *Mémoires du Service de la carte géologique d'Alsace et de Lorraine*, No 17, 159p.

Bonnot-Courtois, C. et Flicoteaux, R., 1989. Distribution of rare-earth and some trace elements in Tertiary phosphorites from the Senegal Basin and their weathering products. *Chemical Geology*, **75**: 311-328.

- Boudreau, A. E., Mathez, E. A. et McCallum, I. S., 1986. Halogen geochemistry of the Stillwater and Bushveld complexes: Evidence for transport of the platinum-group elements by Cl-rich fluids. *Journal of Petrology*, **27**: 967-986.
- Bourman, R. P., 1993. Modes of ferricrete genesis: evidence from southeastern Australia. *Geomorphology*, **37**: 77-101.
- Bourman, R. P., 1993. Perennial problems in the study of laterite: A review. *Australian Journal of Earth Sciences*, **40**: 387-401.
- Bourman, R. P., Milnes, A. R. et Oades, J. M., 1987. Investigations of ferricretes and related surficial ferruginous materials in parts of southern and eastern Australia. *Z. Geomorphology N. F.*, **64**: 1-24.
- Bowell, R. J., 1993. Mineralogy and geochemistry of tropical rain forest soils: Ashanti, Ghana. *Chemical Geology*, **106**: 345-358.
- Bowell, R. J. et Foster, R. P., 1993. The mobility of gold in tropical rain forest soils. *Economic Geology*, **88**: 999-1016.
- Bowell, R. J., Gize, A. P. et Foster, R. P., 1993. The role of fulvic acid in the supergene migration of gold in tropical rain forest soils. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **57**: 4179-4190.
- Bowles, J. F. W., 1986. The development of Platinum - Group Minerals in Laterites. *Economic Geology*, **81**: 1278-1285.
- Bowles, J. F. W., 1988. Further Studies of the development of Platinum-Group Minerals in the Laterites of the Freetown Layered Complex, Sierra Leone. *Dans Proceedings of the*

Symposium Geo-Platinum 87. *Éditeurs*: H. M. Prichard, Potts P. J. et Cribb S. J. Elsevier Applied Science Publishers, Barking, UK, pp. 273-280.

Bowles, J. F. W., Gize, A. P. et Cowden, A., 1994. The mobility of the Platinum-Group elements in the soils of the Freetown peninsula, Sierra Leone. *Canadian Mineralogist*, **32**: 957-967.

Bowles, J. F. W., Gize, A. P., Vaughan, D. J. et Norris, S. J., 1994. The development of Platinum-Group Minerals in laterites; inorganic and organic controls. *Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy, Section B: Applied earth science*, **103**: 53-56.

Braun, J.-J., Pagel, M., Herbillon, A. et Rosin, C., 1993. Mobilization and redistribution of REEs and thorium in a syenitic lateritic profile: A mass balance study. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, **57**: 4419-4434.

Braun, J.-J., Pagel, M., Muller, J.-P., Bilong, P., Michard, A. et Guillet, B., 1990. Cerium anomalies in lateritic profiles. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **54**: 781-795.

Brimhall, G. H., Alpers, C. N. et Cunningham, A. B., 1985. Analysis of supergene ore-forming processes and ground-water solute transport using mass balance principles. *Economic Geology*, **80**: 1227-1256.

Brimhall, G. H., Lewis, C. J., Augue, J. J., Dietrich, W. E., Hampel, J., Teague, T. et Rixe, P., 1988. Metal enrichment in bauxites by deposition of chemically mature aeolian dust. *Nature*, **333**: 819-824.

Brimhall, G. H., Lewis, C. J., Ford, C., Bratt, J., Taylor, G. et Warin, O., 1991. Quantitative geochemical approach to pedogenesis: importance of parent material reduction, volumetric expansion, and eolian influx in lateritization. *Geoderma*, **51**: 51-91.

Brimhall, G. H. et William, E. D., 1986. Constitutive mass balance relations between chemical composition, volume, density, porosity, and strain in metasomatic hydrochemical systems: Results on weathering and pedogenesis. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, **51**: 567-587.

Brindley, G. B. et Wan, H. M., 1975. Compositions, structures, and thermal behavior of nickel-containing minerals in the lizardite-nepouite series. *American Mineralogist*, **60**: 683-871.

Brookins, D. G., 1983. Eh-pH diagrams for the rare earth elements at 25 °C and one bar pressure. *Geochemical Journal*, **17**: 223-229.

Brookins, D. G., 1987. Platinoid element Eh-pH diagrams (25°C, 1bar) in the systems M-O-H-S with geochemical applications. *Chemical Geology*, **64**: 17-24.

Brügmann, G. E., Arndt, N. T., Hofmann, A. W. et Tobschall, H.-J., 1985. Precious-metal abundances in komatiites and komatiitic basalts: implications for the genesis of PGE-bearing magmatic sulfide deposits. *Canadian Mineralogist*, **23**: 293-321.

Buchanan, D. L., 1988. Platinum-Group Element exploration. *Developments in Economic Geology*. Elsevier Science Publishers, Amsterdam, 185 p.

Buchanan, F., 1807. A journey from Madras through the countries of Mysore, Kanara and Malabar. East Indian Company, London, pp.436-460

Burger, P. A., 1979. The Greenvale nickel laterite orebody. *Dans International Laterite Symposium. Éditeurs: D. J. I. Evans, Shoemaker R. S. et Veltman H. Society of Mining Engineers of the American Institute of Mining, Metallurgical, and Petroleum Engineers, Inc., New Orléans*, pp. 24-37.

Byrne, R. H. et Kim, K. H., 1990. Rare earth element scavenging in seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **54**: 2645-2656.

Cabri, L. J., 1981. Platinum-Group elements: Mineralogy, Geology, Recovery. Introduction. Canadian Institute of Mining and Metallurgy, special volume, **23**: 1-4.

Cabri, L. J., 1981. Platinum-Group minerals. Canadian Institute of Mining and Metallurgy, special volume, **23**: 83-150.

Cabri, L. J., 1981. Relationship of mineralogy to the recovery of Platinum-Group Elements from ores. Canadian Institute of Mining and Metallurgy, special volume, **23**: 233-249.

Cabri, L. J., 1993. Current status of determination of mineralogical balances for platinum-group element-bearing ores. Institution of Mining and Metallurgy: Section B, **103**: B3-B9.

Cabri, L. J. et Laflamme, J. H. G., 1981. Sample preparation techniques for platinum-Group Element-bearing materials. Canadian Institute of Mining and Metallurgy, special volume, **23**: 65-70.

Cahen, L., 1982. Geochronological correlation of the late Precambrian sequences on and around the stable zones of equatorial Africa. *Precambrian Research*, **18**: 73-86.

Cahen, L. et Lepersonne, J., 1967. The Precambrian of the Congo, Rwanda and Burundi. *Dans The Precambrian. Éditeurs: K. Rankama. Interscience, New York, pp. 145-290.*

Cahen, L. et Snelling, N. J., 1974. Potassium - Argon ages and additions to stratigraphy of the Malagarazian (Bukoban system of Tanzania) of S-E Burundi. *Quarterly Journal Geological Society, London*, **130**: 461-470.

Cahen, L., Snelling, N. J., Delhal, J. et Vail, J. R., 1984. The geochronology and evolution of Africa. Oxford Science Publications, Oxford, 512 p.

Cahen, L. et Theunissen, K., 1980. The structural evolution of the Kibaran orogeny in Rwanda and Burundi in the light of the presently available radiometric data in the Kibaran belt from Shaba to Uganda. Musée Royal de l'Afrique Centrale, Département de la Géologie et des Mines (Rapport annuel), **1979**: 215-217.

Campbell, I. H. et Barnes, S. J., 1984. A model for the geochemistry of the Platinum-Group-Elements in magmatic sulfide deposits. *Canadian Mineralogist*, **22**: 151-160.

Campbell, I. H. et Naldrett, A. J., 1979. The influence of silicate:sulfide ratios on the geochemistry of magmatic sulfide deposits. *Economic Geology*, **74**: 1503-1505.

Campbell, I. H., Naldrett, A. J. et Barnes, S. J., 1983. A model for the origin of the platinum-rich sulfide horizons in the Bushveld and Stillwater complexes. *Journal of Petrology*, **24**: 133-160.

Cantrell, K. J. et Byrne, R. H., 1987. Rare earth element complexation by carbonate and oxalate ions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **51**: 597-605.

Capobianco, C. P. et Drake, M. J., 1990. Partitioning of ruthenium, rhodium, and palladium between spinel and silicate melt and implications for platinum group element fractionation trends. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **54**: 869-874.

Caron, J. H. P., Kampunzu, A. B., Lwango, L. B., Manteka, B. et Nkanika, W. R., 1986. Les ressources minérales d'âge protérozoïque moyen en Afrique équatoriale et l'évolution géodynamique de la chaîne kibarienne. *Geology for Economic Development, Newsletter/Bulletin*, **5**: 139-152.

Cartledge, G. H., 1928. Studies on the periodic system. I. The ionic potential as a periodic function. *Journal of American Chemical Society*, **50**: 2855-2863.

Changkakoti, A. et Morton, R. D., 1986. Electron microprobe analyses of native silver and associated arsenides from the Great Bear Lake silver deposits, Northwest Territories, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **23**: 1470-1479.

Chesworth, W., 1992. Weathering systems. *Dans Developments in Earth Surface Processes 2. Weathering, Soils and Paleosols. Éditeurs: I. Martini et Chesworth W.* Elsevier Science Publishers B. V., Amsterdam, pp. 19-40.

Chorowicz, J., Nkanira, T. et Tamain, G., 1988. L'accident nord-sud du Burundi: une faille inverse kibarienne visible par satellite. Son rôle dans la formation du fossé cénozoïque nord-Tanganyika. Centre de Recherche de l'Académie des Sciences, Paris, **307**: 1663-1668.

Clifford, T. N., 1977. The structural framework of Africa. *Dans African magmatism and tectonics. Éditeurs: T. N. Clifford et Gass I. G. T. & A. Constable Ltd., Edinburgh, Great Britain*, pp. 1-26.

Colin, F., Edou Minko, A. et Nahon, D., 1989. L'or particulaire dans les profils latéritiques: altération géochimique et dispersion superficielles en conditions équatoriales. *C.R.Acad.Sciences Paris, Série II*, **309**: 553-560.

Colin, F., Nahon, D., Trescases, J. J. et Melfi, A. J., 1990. Lateritic Weathering of pyroxenites at Niquelandia, Goiás, Brazil: The supergene behavior of nickel. *Economic Geology*, **85**: 1010-1023.

Cook, N. J. et Wood, S. A., 1994. Platinum-Group Minerals in the lac Sheen Cu-Ni-PGE prospect, Quebec. *Canadian Mineralogist*, **32**: 703-712.

Cook, S. J. et Fletcher, W. K., 1993. Distribution and behaviour of platinum in soils, sediments and waters of the Tulameen ultramafic complex, southern Columbia, Canada. *Journal of Geochemical Exploration*, **46**: 279-308.

Cook, S. J. et Fletcher, W. K., 1994. Platinum distribution in soil profiles of the Tulameen ultramafic complex, southern British Columbia. *Journal of Geochemical Exploration*, **51**: 161-191.

Cousins, C. A. et Kinloch, E. D., 1976. Some observations on textures and inclusions in alluvial platinoids. *Economic Geology*, **71**: 1377-1398.

Cousins, C. A. et Vermaak, C. F., 1976. The contribution of Southern African ore deposits to the geochemistry of the Platinum-Group Metals. *Economic Geology*, **71**: 287-305.

Cowan, C., 1991. Summary of world-wide nickel laterite resources. Falconbridge nickel workshop, Sudbury (inédit)

Craig, J. R. et Kullerud, G., 1969. Phase relations in the Cu-Fe-Ni-S system and their relation to magmatic ore deposits. *Economic Geology, Monography*, **4**: 344-358.

Craig, J. R. et Vaughan, D. J., 1981. Ore microscopy and ore petrography. John Wiley & Sons, New York, 406 p.

Crocket, J. H. et MacRae, W. E., 1986. Platinum-Group Element distribution in komatiitic and tholeiitic volcanic rocks from Munro Township, Ontario. *Economic Geology*, **81**: 1242-1251.

Davies, T. C., Friedrich, G. et Wiechowski, A., 1989. Geochemistry and mineralogy of laterites in the Sula Mountains greenstone belt, Lake Sonfon gold district, Sierra Leone. *Journal of Geochemical Exploration*, **32**: 75-98.

Davis, A., Kempton, J. H. et Nicholson, A., 1994. Groundwater transport of arsenic and chromium at a historical tannery, Woburn, Massachusetts, U.S.A. *Applied Geochemistry*, **9**: 569-582.

Davis, J. A., 1984. Complexation of trace metals by adsorbed natural organic matter. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **48**: 679-691.

Deblond, A., 1991. Preliminary data on PGE distribution in the late Kibaran layered igneous rocks from Burundi. International Geological Correlation Program, project No 255 «Kibaran Evolution and Metallogeny (Africa)» (abstracts), 11-12.

Deblond, A., 1993. Géologie et pétrologie des massifs basiques et ultrabasiques de la ceinture Kabanga-Musongati au Burundi. Thèse de doctorat (inédit), Université de Liège, Belgique.

Dick, H. J. B. et Bullen, T., 1984. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **86**: 54-76.

Dickey, J. S. J., 1975. A hypothesis of origin for podiform chromite deposits. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **39**: 1061-1074.

Dissanayake, C. B. et Kriticos, K., 1984. The geochemistry of Au and Pt in peat and algal mats - A case study of Sri Lanka. *Chemical Geology*, **42**: 61-76.

Duddy, I. R., 1980. Redistribution and fractionation of rare-earth and other elements in a weathering profile. *Chemical Geology*, **30**: 363-381.

Duke, J. M., 1983. Magmatic segregation deposits of chromite. *Geoscience Canada*, **10**: 15-24.

Elkem, E. A. S., 1984. Gîte vanadifère de Muranka (Burundi): Rapport de préfaisabilité, 300 p.

Evans, D. M., Buchanan, D. L. et Hall, G. E. M., 1994. Dispersion of platinum, palladium and gold from the main sulphide zone, Great Dyke, Zimbabwe. *Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy, Section B: Applied earth science*, **103**: 57-68.

Exploration Und Bergbau GMBH, 1985. Projet Nickel Musongati (Burundi): Rapport de faisabilité, comprehensive geological report.

Foose, M. P., Economou, M. et Panayiotou, A., 1985. Compositional and mineralogic constraints on the genesis of ophiolite hosted nickel mineralization in the Pevkos area, Limassol forest, Cyprus. *Mineralium Deposita*, **20**: 234-240.

Freyssinet, P., 1993. Gold dispersion related to ferricrete pedogenesis in South Mali: Application to geochemical exploration. *Chronique de la Recherche Minière*, **510**: 25-40.

Fuchs, W. A. et Rose, A. W., 1974. The geochemical behavior of platinum and palladium in the weathering cycle in Stillwater complex, Montana. *Economic Geology*, **69**: 332-346.

Gammons, C. H., Bloom, M. S. et Yu, Y., 1992. Experimental investigation of the hydrothermal geochemistry of platinum and palladium: I. Solubility of platinum sulfide minerals in Na Cl/H₂SO₄. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **56**: 3881-3894.

- Gammons, C. H., Yu, Y. et Bloom, M. S., 1993. Experimental investigation of the hydrothermal geochemistry of platinum and palladium. III. The solubility of Ag-Pd alloy + AgCl in NaCl/HCl solutions at 300 °C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **57**: 2469-2479.
- Gardner, L. R., 1980. Mobilization of Al and Ti during weathering-isovolumetric geochemical evidence. *Chemical Geology*, **30**: 151-165.
- Garnier, J., 1876. Le minéral de Ni de la Nouvelle-Calédonie ou "garnièrite". *Centre de Recherches de l'Académie des Sciences de Paris*, **82**: 1454-1455.
- Garrels, R. M. et Christ, C. L., 1965. *Solutions, Minerals and equilibria*. Harper & Row, New-York, 450 p.
- Garuti, G., Fiandri, P. et Rossi, A., 1986. Sulfide composition and phase relations in the Fe-Ni-Cu ore deposits of the Ivrea-Verbano basic complex (Western Alps, Italy). *Mineralium Deposita*, **22**: 22-34.
- Gatehouse, S., Russel, D. W. et Van Moort, J. C., 1977. Sequential soil analysis in exploration geochemistry. *Journal of Geochemistry Exploration*, **8**: 483-494.
- Gérards, J. et Waleffe, A., 1966. La série inférieure du burundien au Rwanda et au Burundi. Musée Royal de l'Afrique Centrale, Tervuren, Département de Géologie et de Minéralogie, Rapport annuel 1965: 80-82.
- Glasby, G., Gwozdz, R., Kunzendorf, H., Friedrich, G. et Thijssen, T., 1989. The distribution of rare earth and minor elements in manganese nodules and sediments from the equatorial and SW Pacific. *Lithos*, **20**: 97-113.

Goldschmidt, V. M., 1937. Les principes de la répartition des éléments chimiques dans les minéraux et les roches. *Journal of Geochemical Society*, pp. 655.

Goldschmidt, V. M., 1945. Fondements géochimiques de la répartition des oligo-éléments. *Soil Sciences*, **60**: 1-7.

Golightly, J. P., 1979. Nickeliferous laterites: a general description. *Dans* International Laterite Symposium. *Éditeurs*: D. J. I. Evans, Shoemaker R. S. et Veltman H. Society of Mining Engineers of the American Institute of Mining, Metallurgical, and Petroleum Engineers, Inc., New Orléans, pp. 3-23.

Golightly, J. P., 1981. Nickeliferous laterite deposits. *Dans* Economic Geology, 75th Anniversary Volume. *Éditeurs*: B. J. Skinner. Economic Geology Publishing Company, Houghton, pp. 710-735.

Grant, J. A., 1986. The isocon diagram - A simple solution to Gresen's equations for metasomatic alteration. *Economic Geology*, **81**: 1976-1982.

Gratier, J. P., 1984. La déformation des roches par dissolution cristallisation. Aspects naturels et expérimentaux de ce fluage avec transfert de matière dans la croûte supérieure. Thèse d'état (inédit), Université de Grenoble, 315 p.

Gresens, R. L., 1967. Composition volume relationship of metasomatism. *Chemical Geology*, **2**: 47-65.

Guilbert, J. M. et Park, C. F., 1986. The geology of ore deposits. W. H. Freeman and Company, New York, 402 p.

- Hamlyn, P. R. et Keays, R. R., 1986. Sulfur saturation and second-stage melts: application to the Bushveld Platinum metal deposits. *Economic geology*, **81**: 1431-1445.
- Hill, R. et Roeder, P., 1974. The crystallization of spinel from basaltic liquid as a function of oxygen fugacity. *Journal of Geology*, **82**: 709-729.
- Hodge, V. F., Stallard, M., Koide, M. et Goldberg, E. D., 1985. Platinum and the platinum anomaly in the marine environment. *Earth and Planetary Science Letters*, **72**: 158-162.
- Hsu, L. C., Lechler, P. J. et Nelson, J. H., 1991. Hydrothermal solubility of palladium in chloride solutions from 300° to 700°C: Preliminary experimental results. *Economic Geology*, **86**: 422-427.
- Hulbert, L. J. et Von Gruenewaldt, G., 1985. Textural and compositional features of chromite in the lower and critical zones of the Bushveld complex South of Potgietersrus. *Economic Geology*, **80**: 872-895.
- Humphris, S. E., 1984. The mobility of the rare earth elements in the crust. *Dans Rare earth element geochemistry. Éditeurs: P. Henderson. Elsevier*, pp. 317-340.
- Irvine, T. N., 1977. Origin of the chromitite layers in the Muskox intrusion and other stratiform intrusions. *Geology*, **5**: 273-277.
- Jaireth, S., 1992. The calculated solubility of platinum and gold in oxygen-saturated fluids and the genesis of platinum-palladium and gold mineralization in the unconformity-related uranium deposits. *Mineralium Deposita*, **27**: 42-54.

Jan, M. Q., Windley, B. F. et Khan, A., 1985. The Waziristan ophiolite, Pakistan: general geology and chemistry of chromite and associated phases. *Economic Geology*, **80**: 294-306.

Jedwab, J., 1987. Bref aperçu des minéraux Pt, Pd et Ir trouvés par microsonde électronique dans les roches du massif ultrabasique de Musongati (Burundi). Musée Royal de l'Afrique Centrale, Tervuren, Département de Géologie et de Minéralogie, Rapport annuel, 1985-1986: 83-87.

Kampunzu, A. B., Rumvegeri, B. T., Kapenda, D., Lubala, R. T. et Caron, J. P., 1986. Les kibarides d'Afrique centrale et orientale: une chaîne de collision. *Geology for Economic Development, Newsletter/Bulletin*, **5**: 125-137.

Karayenga, D., 1984. La nature des sédiments burundiens. *Geology for Economic Development, Newsletter/Bulletin*, **3**: 23-24.

Karayenga, D., 1987. Carte géologique du Burundi: feuille Ruyigi, échelle 1/100 000. Ministère de l'Énergie et des Mines, projets de recherche minière, Burundi.

Keays, R. R. et Davison, R. M., 1976. Palladium, iridium, and gold in the ores and host rocks of nickel sulfide deposits in Western Australia. *Economic Geology*, **71**: 1214-1228.

Keays, R. R., Nickel, E. H., Groves, D. I. et McGoldrick, P. J., 1982. Iridium and Palladium as discriminants of volcanic-exhalative, hydrothermal, and magmatic nickel sulfide mineralization. *Economic Geology*, **77**: 1535-1547.

Kerrick, R. et Fyfe, W. S., 1981. The gold-carbonate association: source of CO₂, and CO₂ fixation reactions in Archean lode gold deposits. *Chemical Geology*, **33**: 265-264.

Klerkx, J., 1984. La nature des sédiments burundiens. Unesco, Geology for Development, Newsletters, **3**: 23-24.

Kovalevskii, A. L. et Kovalevskaya, O. M., 1989. Biogeochemical haloes of gold in various species and parts of plants. Applied Geochemistry, **4**: 369-374.

Kronberg, B. I., Nesbit, H. W. et Fyfe, W. S., 1987. Mobilities of alkalis, alkaline earths and halogens during weathering. Chemical Geology, **60**: 41-49.

Kronberg, B. I., Tazaki, K. et Melfi, A. J., 1987. Detailed geochemical studies of the initial stages of weathering of alkaline rocks: Ilha de S. Sebastião, Brazil. Chemical Geology, **84**: 79-88.

Kröner, A., 1977. The Precambrian geotectonic evolution of Africa: Plate accretion versus plate destruction. Precambrian Research, **4**: 163-213.

Kühnel, R. A., 1987. The role of cationic and anionic scavengers in laterites. Chemical Geology, **60**: 31-40.

Kullerud, G., Yund, R. A. et Moh, G. H., 1969. Phase relations in the Cu-Fe-S, Cu-Ni-S, and Fe-Ni-S systems. Economic Geology Monograph, **4**: 323-343.

Lavreau, J., Tack, L. et Theunissen, K., 1989. L'accident N-S du Burundi. Remarques concernant une note de J. Chorowicz, T. Nkanira et G. Tamain. C. R. Acad. Sci. Paris, **309**: 1985-1990.

Leblanc, M., 1986. Co-Ni arsenide deposits, with accessory gold, in ultramafic rocks from Morocco. Canadian Journal of Earth Sciences, **23**: 1592-1602.

Leblanc, M., 1991. Platinum-Group Elements and gold in ophiolitic complexes: distribution and fractionation from mantle to oceanic floor. *Dans* Ophiolite Genesis and Evolution of the Oceanic Lithosphere. *Éditeurs*: T. Peters, Nicolas A. et Coleman R. G. Ministry of Petroleum and Minerals, Sultanate of Oman, pp. 231-260.

Leblanc, M. et Nicolas, A., 1992. Les chromitites ophiolitiques. *Chronique de la Recherche Minière*, **507**: 3-25.

Ledent, D., 1979. Résultats U/Pb et Rb/Sr obtenus sur des gneiss antérieurs au Burundien au Rwanda et au Burundi. *Dans* Rapport annuel 1978. *Éditeurs*: Musée Royal de l'Afrique Centrale, Département de la Géologie Minère, Tervuren, pp. 97-98.

Lee, C. A. et Tredoux, M., 1986. Platinum-Group Element abundances in the Lower and the Lower Critical zones of the Eastern Bushveld complex. *Economic Geology*, **81**: 1087-1095.

Leprun, 1979. Les cuirasses ferrugineuses des pays cristallins de l'Afrique Occidentale sèche. *Genèse-Transformations-Dégradation. Sciences Géologiques Mémoire No 58*. Université Louis-Pasteur, Institut de Géologie, Strasbourg, 224 p.

Levinson, A. A., 1980. Introduction to Exploration Geochemistry. Applied Publishing Ltd., Chicago, 924 p.

Li, X., Coles, B. J., Ramsay, M. H. et Thornton, I., 1995. Sequential extraction of soils for multielement analysis by ICP-AES. *Chemical Geology*, **124**: 109-123.

Litaor, M. I., 1993. The influence of soil interstitial waters in the physicochemistry of major, minor and trace metals in stream waters of the green lakes valley, Front Range, Colorado. *Earth Surface Processes and Landforms*, **18**: 489-504.

Machesky, M. L., Andrade, W. O. et Rose, A. W., 1991. Adsorption of gold (III)-chloride and Au(I)-thiosulfate anions by goethite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **55**: 769-776.

Machesky, M. L., Andrade, W. O. et Rose, A. W., 1992. Interactions of gold (III) chloride and elemental gold with peat-derived humic substances. *Chemical Geology*, **102**: 53-71.

Maclean, W. H. et Kranidiotis, P., 1987. Immobile elements as monitors of mass transfer in hydrothermal alteration: Phelps Dodge massive sulphide deposit. *Economic Geology*, **82**: 951-962.

Maclean, W. H., 1990. Mass change calculations in altered rock series. *Mineralium Deposita*, **25**: 44-49.

MacLean, W. H. et Barrett, T. J., 1993. Lithogeochemical techniques using immobile elements. *Journal of Geochemical Exploration*, **48**: 109-133.

Maignien, R., 1958. Contribution à l'étude du cuirassement des sols en Guinée française. *Mémoires du Service de la Carte Géologique Alsace Lorraine*, No 16, 235 p.

Maignien, R., 1966. Compte rendu de recherches sur les latérites. *Éditeur*: Vaillant-Carmanne, Liège. UNESCO (Organisation des Nations Unies pour l'éducation, la science et la culture), 155 p.

Mann, A. W., 1984. Mobility of gold and silver in lateritic weathering profiles: some observations from Western Australia. *Economic Geology*, **79**: 38-49.

Marker, A., Friedrich, G., Carvalho, A. et Melfi, A., 1991. Control of the distribution of Mn, Co, Zn, Zr, Ti and REEs during the evolution of lateritic covers above ultramafic complexes. *Journal of Geochemical Exploration*, **40**: 361-383.

Marquer, D., Gapais, D. et Capdevila, R., 1985. Comportement chimique et orthogneissification d'une granodiorite en faciès schistes verts (massif de l'Aar, Alpes Centrales). *Bulletin minéralogique*, **108**: 209-222.

McCallum, M. E., Loucks, R. R., Carlson, R. R., Cooley, E. F. et Doerge, T. A., 1976. Platinum metals associated with hydrothermal copper ores of the New Rambler mine, Medicine Bow Mountains, Wyoming. *Economic Geology*, **71**: 1429-1450.

McFarlane, M. J., 1976. Laterite and landscape. Academic Press, London, 151 p.

McKibben, M. A., Williams, A. E. et Hall, G. E. M., 1990. Solubility and transport of platinum-group elements and Au in saline hydrothermal fluids: constraints from geothermal brine data. *Economic geology*, **85**: 1926-1934.

Melfi, A. J., Figueiredo, A. M., Kronberg, B. I., Dohert, W. D. et Marques, L. S., 1990. REE mobilities during incipient weathering of volcanic rocks of the Paraná basin, Brazil. *Chemical Geology*, **84**: 375-376.

Merritts, D. J., Chadwick, O. A., Hendricks, D. M., Brimhall, G. H. et Lewis, C. J., 1992. The mass balance of soil evolution on late Quaternary marine terraces, northern California. *Geological Society of America Bulletin*, **104**: 1456-1470.

Middelburg, J. J., Van Der Weijden, C. H. et Voittiez, J. R. W., 1988. Chemical processes affecting the mobility of major, minor and trace elements during weathering of granitic rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **68**: 253-273.

Millot, G., 1964. *Géologie des argiles*. Masson et Cie, Paris, 499 p.

Mookherjee, A. et Tenginkai, S. G., 1987. Some unusual geochemical features of the oxidized zone at the central sector of the Singhum copper belt, India. *Chemical Geology*, **60**: 51-62.

Moorbath, S., 1977. Ages, isotopes and evolution of Precambrian continental crust. *Chemical Geology*, **20**: 151-187.

Morrissey, C. J., 1988. Exploration for platinum: a contemporary viewpoint. *Dans Proceedings of the Symposium Geo-platinum 87. Éditeurs: H.M. Prichard, P. J. Potts et S. J. Cribb. Elsevier Applied Science Publishers, Barking, UK, pp. 1-12.*

Mountain, B. W. et Wood, S. A., 1988a. Chemical controls on the solubility, transport, and deposition of platinum and palladium in hydrothermal solutions: A thermodynamic approach. *Economic Geology*, **83**: 492-510.

Mountain, B. W. et Wood, S. A., 1988b. Solubility and transport of platinum-group elements in hydrothermal solutions: thermodynamic and physical chemical constraints. *Dans Proceedings of the Symposium Geo-Platinum 87. Éditeurs: H. M. Prichard, Potts P. J. et Cribb S. J. Elsevier Applied Science Publishers, Barking, UK, pp. 57-82.*

Mulder, J. et Stein, A., 1994. The solubility of aluminum in acidic forest soils: Long-term changes due to acid deposition. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **58**: 85-94.

Nahon, D. et Parc, S., 1990. Lateritic concentrations of manganese oxyhydroxides and oxides. *Geologische Rundschau*, **79**: 319-326.

Nahon, D. B., 1991. Introduction to the petrology of soils and chemical weathering. John Wiley & Sons Inc, New York, 313 p.

Nahon, D. B., Boulangé, B. et Colin, F., 1992. Metallogeny of weathering: an introduction. *Dans Weathering, soild and paleosols. Developments in Earth surface Processes 2. Éditeurs: I. P. Martini et W. Chesworth. Elsevier Science Publishers, Amsterdam, pp. 445-474.*

Naldrett, A. J. et Duke, J. M., 1980. Platinum metals in magmatic sulfide ores. *Science*, **208**: 1417-1424.

Naldrett, A. J., Duke, J. M., Lightfoot, P. C. et Thompson, J. F. H., 1984. Quantitative modelling of the segregation of magmatic sulphides: an exploration guide. *Canadian Institute of Mining and Metallurgy Bulletin*, **77**: 46-55.

Naldrett, A. J., Hoffman, E. L., Green, A. H., Chou, C. L. et Naldrett, S. R., 1979. The composition of Ni-sulfide ores, with particular reference to their content of PGE and Au. *Canadian Mineralogist*, **17**: 403-415.

Naldrett, A. J. et Von Gruenewaldt, G., 1989. Association of Platinum-Group Elements with chromite in layered intrusions and ophiolite complexes. *Economic Geology*, **84**: 180-187.

Nesbitt, H. W., 1979. Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite. *Nature*, **279**: 206-210.

Nickel, E. M., 1984. The mineralogy and geochemistry of the weathering profile of the Teutonic Bore Cu-Pb-Zn-Ag sulphide deposit. *Journal of Geochemical Exploration*, **22**: 239-264.

Niyondezo, S., 1984. Les ressources minérales du Kibarien au Burundi. *Geology for Economic Development, Newsletter/Bulletin*, **3**: 37-41.

- Ntungicimpaye, A., 1984. Contribution à l'étude du magmatisme basique dans le kibarien de la partie occidentale du Burundi. Thèse de doctorat (inédit), Rijksuniversiteit Gent, Belgique.
- Nzajibwami, E., 1984. The Western Mugere supracrustal complex (Bujumbura): Evidence of an ancient basement complex remobilised during the Kibaran orogeny. *Unesco, Geology for Development, Newsletters*, **3**: 5-12.
- Oliveira, S. M. B., Trescases, J.-J. et Melfi, A. J., 1992. Lateritic nickel deposits of Brazil. *Mineralium Deposita*, **27**: 137-146.
- Olsen, S. N. et Grant, J. A., 1991. Isocon analysis of migmatization in the Front Range, Colorado, USA. *Journal of Metamorphic Geology*, **19**: 151-164.
- Ottoman, J. et Augustithis, S. S., 1967. Geochemistry and origin of "platinum nuggets" in lateritic covers from ultrabasic rocks and birbirites of W. Ethiopia. *Mineralium Deposita*, **1**: 269-277.
- Percival, F. G., 1965. The lateritic iron deposits of Conakry. *Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy, London*, **74 (8)**: 429-462.
- Plimer, I. R. et Williams, P. A., 1988. New mechanisms for the mobilization of the platinum group elements in the supergene zone. *Dans Proceedings of the Symposium Geo-Platinum 87. Éditeurs: H. M. Prichard, P. J. Potts et S. J. Cribb. Elsevier Applied Science Publishers, Barking, UK*, pp. 83-92.
- PNUD, 1977. Gisements latéritiques de nickel au Burundi. *Recherches minières (Rapport technique). Organisation des Nations Unies, New York*, 39 p.

Potdevin, J.-L. et Marquer, D., 1987. Méthodes de quantification des transferts de matière par les fluides dans les roches métamorphiques déformées. *Geodinamica Acta* (Paris), 1: 193-206.

Prichard, H. M., 1994. Evidence for differential mobility of Platinum-Group Elements in the secondary environment in Shetland ophiolite complex. *Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy, Section B: Applied earth science*, 103: 79-86.

Prichard, H. M., Ixer, R. A., Lord, R. A., Maynard, J. et Williams, N., 1994. Assemblages of Platinum-group minerals and sulfides in the silicates lithologies and chromite-rich rocks within the Shetland ophiolite. *Canadian Mineralogist*, 32: 271-294.

Prudêncio, M. I., Braga, M. A. S. et Gouveia, M. A., 1993. REE mobilization, fractionation and precipitation during weathering of basalts. *Chemical Geology*, 107: 251-254.

Prudêncio, M. I., Gouveia, M. A. et Sequeira Braga, M. A., 1995. REE distribution in present-day and ancient surface environments of basaltic rocks (Central Portugal). *Clay Minerals*, 30: 239.

Radulescu, I., 1981. Carte géologique du Burundi, échelle 1/500 000. Ministère de l'Énergie et des Mines, projets de recherche minière, Burundi.

Rankin, P. C. et Childs, C. W., 1976. Rare earth elements in iron-manganese concretions from some New Zealand soils. *Chemical Geology*, 18: 54-64.

Reuss, J. O., Cosby, B. J. et Wright, R. F., 1987. Chemical processes governing soil and water acidification. *Nature*, 329: 27-32.

Ripley, E. M. et Chrysosoulis, S. L., 1994. Ion microprobe analysis of Platinum-Group Elements in sulfide and arsenide minerals from the Babbitt Cu-Ni deposit, Duluth complex, Minnesota. *Economic Geology*, **89**: 201-210.

Robert, F. et Brown, A., 1986. Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma mine, Abitibi greenstone belt, Quebec: part II. Vein paragenesis and hydrothermal alteration. *Economic Geology*, **81**: 593-616.

Robert, M., Venau, G. et Berrier, J., 1980. Solubilisation comparée des silicates, carbonates et hydroxydes en fonction des conditions du milieu. *Bulletin Minéralogique*, **103**: 324-329.

Robert, T. W., Wyk, E. V. et Palmer, R., 1971. Concentration of noble metals by fire-assay technique using nickel sulphide as the collector. National Institute for Metallurgy, South Africa: Report 1371

Roeder, P. L., Campbell, I. H. et Jamieson, E., 1979. A re-evaluation of the olivine-spinel geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **68**: 325-334.

Rose, A. W. et Bianci-Mosquera, G. C., 1993. Adsorption of Cu, Pb, Zn, Co, Ni, and Ag on goethite and hematite: A control on metal mobilisation from red beds into stratiform copper deposits. *Economic Geology*, **88**: 1226-1236.

Rose, A. W., Hawkes, H. E. et Webb, J. S., 1979. *Geochemistry in mineral exploration*. Academic Press Inc., London, 657 p.

Rumvegeri, B. T., 1991. Tectonic significance of Kibaran structures in central and eastern Africa. *Journal of African Earth Sciences*, **13**: 267-276.

- Salpeteur, I. et Jezequel, J., 1992. Platinum and palladium stream sediment geochemistry downstream from PGE-bearing ultramafics, West Andriamena area, Madagascar. *Journal of Geochemical Exploration*, **43**: 43-65.
- Sanschagrin, Y. et Mercier, A., 1983. Proposition d'un modèle tectono-stratigraphique pour les massifs granito-gneissiques du Rwanda. *Coopération Canado-Rwandaise*, Kigali, 100p.
- Sassani, D. C. et Shock, E. L., 1990. Speciation and solubility of palladium in aqueous magmatic-hydrothermal solutions. *Journal of Geology*, **18**: 925-928.
- Schellmann, W., 1982. Geochemical principles of lateritic nickel ore formation. II International seminar on lateritisation processes, **4-12**: 119-136.
- Schellmann, W., 1989. Allochthonous surface alteration of Ni-laterites. *Chemical Geology*, **74**: 351-364.
- Schellmann, W., 1989. Composition and origin of lateritic nickel ore at Tagaung Taung, Birma. *Mineralium Deposita*, **24**: 161-168.
- Schiffries, C. M. et Skinner, B. J., 1987. The Bushveld hydrothermal system: Field and petrologic evidence. *American Journal of Science*, **287**: 566-595.
- Schoon, M. A. A., Fischer, N. S. et Wente, M., 1992. Gold sorption onto pyrite and goethite: a radiotracer study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **56**: 1801-1814.
- Séa, F., Tanguay, M. G., Trudel, P. et Bergeron, M., 1993. Solubilité de l'or dans les eaux interstitielles de la latérite coiffant le gîte aurifère de Misséni, au Mali. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **30**: 1553-1563.

Severson, M. J. et Barnes, R. J., 1991. Geology, mineralization, and geostatistics of the Minnamax/Babbitt Cu-Ni deposit (Local Boy area), Minnesota. Natural Resources Research Institute Technical Report, 136 p.

Shenberger, D. M. et Barnes, H. L., 1989. Solubility of gold in aqueous sulfide solutions from 150-350 °C. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, **53**: 269-278.

Singer, D. A., 1986. Descriptive model of lateritic nickel. *Dans Mineral deposit models. Éditeurs: D. P. Cox et Singer D. A.*, pp. 252-253.

Smirnov, V. I., 1982. Géologie des minéraux utiles. MIR, Moscou, 420 p.

Smith, R. E., Zeegers, H. et Oliveira, S. M. B., 1991. Workshop report: Geochemistry of precious metals in laterite. *Journal of Geochemical Exploration*, **41**: 233-244.

Stowe, C. W., 1994. Compositions and tectonic settings in chromite deposits through time. *Economic Geology*, **89**: 528-546.

Steele, T. W., 1975. Preparation and certification of a sample of a precious metal ore. National Institute for metallurgy.

Stumm, W., 1986. Coordinative interactions between soil solids and water - an aquatic chemist's point of view. *Geoderma*, **38**: 19-30.

Stumpfl, E. F. et Tarkian, M., 1976. Platinum genesis: New mineralogical evidence. *Economic Geology*, **71**: 1451-1460.

Sturesson, U., 1995. Llanvirnian (Ord.) iron ooids in Baltoscandia: element mobility, REE distribution patterns, and origin of the REE. *Chemical Geology*, **125**: 45-60.

Sun, S. S., 1982. Chemical composition and origin of the earth's primitive mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **46**: 179-192.

Tack, L., 1984. Post-kibaran intrusions in Burundi. *Unesco, Geology for Development, Newsletters*, **3**: 47-57.

Tack, L., 1990. Late-Kibaran structural evolution in Burundi. *Newsletter/Bullettin*, **3**: 77-79.

Tack, L., De Paepe, P., Liégeois, J. P., Nimpagaritse, G., Ntungicimpaye, A. et Midende, G., 1990. Late Kibaran magmatism in Burundi. *Journal of African Earth Sciences*, **10**: 733-738.

Tack, L. et Deblond, A., 1990. Intrusive character of the late kibaran magmatism in Burundi. *Geology for Economic Development, Newsletter/Bulletin*, **3**: 81-87.

Tack, L., Sindayihebura, A. et Cimpaye, D., 1992. The Nkoma (S. E. Burundi): an episodically reactivated Lower Burundian (middle Proterozoic) siliciclastic sequence, locally overlain by a Malagarasian (Upper Proterozoic) sedimentary breccia. *Geology for Economic Development, Newsletter/Bulletin*, **4**: 31-43.

Tack, L., Duchesne, J. C., Liégeois, J. P. et Deblond, A., 1994. Kibaran A-type granitoids and mafic rocks generated by two mantle sources in a late orogenic setting (Burundi). *Precambrian Research*, **68**: 323-356.

Tait, C. D., Janecky, D. R. et Rogers, P. S. Z., 1991. Speciation of aqueous palladium (II) chloride solutions using optical spectroscopies. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **55**: 1253-1264.

- Talkington, W., Watkinson, D. H., Whittaker, P. J. et Jones, P. C., 1983. Platinum-Group Mineral inclusions in chromite from the Bird River Sill, Manitoba. *Mineralium Deposita*, **18**: 245-255.
- Tardy, Y., 1992. Diversity and terminology of lateritic profiles. *Developments in Earth surface processes 2. Dans Weathering, soils and paleosols. Éditeurs: I. P. Martini et W. Chesworth.* Elsevier Science Publishers, Amsterdam, pp. 379-406.
- Tardy, Y., 1993. *Pédrologie des latérites et des sols tropicaux.* Masson, Paris, 459 p.
- Tardy, Y. et Roquin, C., 1992. Geochemistry and evolution of lateritic landscapes. *Dans Weathering, soils and paleosols. Éditeurs: I. P. Martini et W. Chesworth.* Elsevier Science Publishers, Amsterdam, pp. 407-443.
- Tarling, D. H., 1980. Lithosphere evolution and changing tectonic regimes. *Journal of Geological Society of London*, **137**: 459-467.
- Taufen, P. M. et Marchetto, C. M. L., 1989. Tropical weathering control of Ni, Cu, Co, and platinum group element distributions at the O'Toole Ni-Cu sulfide deposit, Minas Gerais, Brazil. *Journal of Geochemical Exploration*, **32**: 185-197.
- Taylor, S. R. et McLennan, S. M., 1985. *The continental crust: its composition and evolution.* Blackwell, Oxford, 312 p.
- Teigler, B. et Eales, H. V., 1993. Correlation between chromite composition and PGE mineralization in the critical zone of the western Bushveld complex. *Mineralium Deposita*, **28**: 291-302.

Tessier, A., Campbell, P. G. C. et Bisson, M., 1979. Sequential extraction procedure for the speciation of particulate trace metals. *Analytical Chemistry*, **51**: 844-851.

Thalhammer, O., Stumpfl, E. F. et Panayiotou, A., 1986. Postmagmatic, hydrothermal origin of sulfide and arsenide mineralizations at Limassol Forest, Cyprus. *Mineralium Deposita*, **21**: 95-105.

Theunissen, K., 1984. Les principaux traits de la tectonique kibarienne au Burundi. *Geology for Development, Newsletters*, **3**: 25-30.

Theunissen, K. et Klerkx, J., 1980. Considérations préliminaires sur l'évolution tectonique du Burundien au Burundi. Musée Royal de l'Afrique Centrale, Département de la Géologie Minière, Rapport annuel 1979: 207-214.

Tistl, M., 1994. Geochemistry of Platinum-Group elements of the zoned ultramafic Alto Condoto complex, Northwest Colombia. *Economic Geology*, **89**: 158-167.

Topp, S. E., Salbu, B., Roaldset, E. et Jørgensen, P., 1985. Vertical distribution of trace elements in laterite soil (Suriname). *Chemical Geology*, **47**: 159-174.

Travis, G. A., Keays, R. R. et Davison, R. M., 1976. Palladium and Iridium in the Evaluation of Nickel Gossans in Western Australia. *Economic Geology*, **71**: 1229-1243.

Trescases, J. J., 1986. Nickeliferous laterites: a review on the contributions of the last ten years. *Memoirs of the Geological Survey of India*, **120**: 51-62.

Trescases, J. J. et Melfi, A., 1985. Les gisements latéritiques du Brésil. *Pangea*, **5**: 6-16.

Troly, G., Esterle, M., Pelletier, B. et Reibell, W., 1979. Nickel deposits in New Caledonia: some factors influencing their formation. *Dans International Laterite*

Symposium. *Éditeurs*: D. J. I. Evans, Shoemaker R. S. et Veltman H. American Institute of Mining, Metallurgical, and Petroleum Engineers Inc., New Orleans, Louisiana, pp. 85-119.

Van Geen, A., Robertson, A. P. et Leckie, J. O., 1994. Complexation of carbonate species at the goethite surface: Implications for adsorption of metal ions in natural waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **58**: 2073-2086.

Van Straaten, H. P., 1984. Contributions to the geology of the Kibaran belt in northwest Tanzania. *Unesco, Geology for development, Newsletters*, **3**: 59-68.

Vlassopoulos, D. et Wood, S. A., 1990. Au speciation in natural waters. I. Solubility and hydrolysis reactions of Au in aqueous solution. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **54**: 3-12.

Vlassopoulos, D., Wood, S. A. et Mucci, A., 1990. Au speciation in natural waters. II. The importance of organic complexing: experiments with some simple model ligands. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **54**: 1575-1586.

Waleffe, A., 1965. Étude géologique du Sud-Est du Burundi (Régions du Mosso et du Nkoma). *Annuaire du Musée Royal de l'Afrique Centrale, Sciences Géologiques*, **48**: 1-312.

Waleffe, A., 1966. Quelques précisions sur la position stratigraphique du "Nkoma" dans le Malagarasien du Burundi. *Musée Royal de l'Afrique Centrale, Département de la Géologie et des Mines, Rapport annuel 1965*: 82-84.

Waleffe, A., 1969. Observations complémentaires sur le Malagarasien de la région du Mosso (Burundi). Musée Royal de l'Afrique Centrale, Département de la géologie et des Mines, Rapport annuel 1968: 42-44.

Waleffe, A., 1979. Carte géologique du Burundi, feuille Mwishanga, échelle 1 : 100 000. Ministère de l'Énergie et des Mines, Burundi.

Walker, T. R., Larson, E. E. et Hoblitt, R. P., 1982. Nature and origin of hematite in the Moenkopi Formation (Trassic), Colorado Plateau: A contribution to the origin of magnetism in redbeds. *Journal of Geophysical Research*, **86**: 317-333.

Webster, J. G., 1986. The solubility of gold and silver in the system Au-Ag-S-H₂O at 25 °C and 1 atm. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **50**: 1837-1845.

Wendlandt, R. F., 1982. Sulfide saturation of basalt and andesite melts at high pressures and temperatures. *American Mineralogist*, **67**: 877-885.

Westland, A. D., 1981. Inorganic chemistry of the platinum-group elements. Canadian Institute of Mining and Metallurgy, special volume, **23**: 7-18.

Williamson, M. A. et Parnell, R. A., 1994. Partitioning of copper and zinc in the sediments and porewaters of a high-elevation alkaline lake, east-central Arizona, U.S.A. *Applied Geochemistry*, **9**: 597-608.

Wilson, A. F., 1984. Origin of quartz-free gold nuggets and supergene gold found in laterites and soils. A review and some new observations. *Australian Journal of Earth Sciences*, **31**: 303-306.

Wood, S. A., 1990. The aqueous geochemistry of the rare earth elements and yttrium. I. Review of available low-temperature data for inorganic complexes and the inorganic REE speciation of natural waters. *Chemical Geology*, **82**: 159-186.

Wood, S. A., 1990. The interaction of dissolved platinum with fulvic acid and simple organic acid analogues in aqueous solutions. *Canadian Mineralogist*, **28**: 665-673.

Wood, S. A., 1991. Experimental determination of the hydrolysis constants of Pt^{2+} and Pd^{2+} at 25°C from the solubility of Pt and Pd in aqueous hydroxide solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **55**: 1759-1767.

Wood, S. A. et Mountain, B. W., 1991. Hydrothermal solubility of palladium in chloride solutions from 300°C to 700°C: Preliminary experimental results-A discussion. *Economic Geology*, **86**: 1562-1563.

Wood, S. A., Mountain, B. W. et Fenlon, B. J., 1989. Thermodynamic constraints on the solubility of platinum and palladium in hydrothermal solutions: Reassessment of hydroxide, bisulfide, and ammonia complexing. *Economic Geology*, **84**: 2020-2028.

Wood, S. A., Mountain, B. W. et Pan, P., 1992. The aqueous geochemistry of platinum, palladium and gold: Recent experimental constraints and a re-evaluation of theoretical predictions. *Canadian Mineralogist*, **30**: 955-982.

Wood, S. A., Tait, C. D., Vlassopoulos, D. et Janecky, D. R., 1994. Solubility and spectroscopic studies of the interaction of Pd with simple carboxylic acids and fulvic acid at low temperature. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **58**: 625-637.

Wood, S. A. et Vlassopoulos, D., 1990. The dispersion of Pt, Pd and Au in surficial media about two PGE-Cu-Ni prospects in Quebec. *Canadian Mineralogist*, **28**: 649- 663.