

NOTE TO USERS

The original manuscript received by UMI contains pages with slanted, light, and/or indistinct print. Pages were microfilmed as received.

This reproduction is the best copy available

UMI

UNIVERSITÉ DE MONTRÉAL

**RÉÉVALUATION DE LA NATURE ET DE L'ORIGINE
DE LA MINÉRALISATION AU-AG-CU D'AKASABA,
DISTRICT DE VAL-D'OR, QUÉBEC**

**LEV VOROBIEV
DÉPARTEMENT DES GÉNIES CIVIL, GÉOLOGIQUE ET DES MINES
ÉCOLE POLYTECHNIQUE DE MONTRÉAL**

**MÉMOIRE PRÉSENTÉ EN VUE DE L'OBTENTION
DU DIPLÔME DE MAÎTRISE ÈS SCIENCES APPLIQUÉES
(GÉNIE MINÉRAL)
JANVIER 1998**

© Lev Vorobiev, 1998.



National Library
of Canada

Acquisitions and
Bibliographic Services

395 Wellington Street
Ottawa ON K1A 0N4
Canada

Bibliothèque nationale
du Canada

Acquisitions et
services bibliographiques

395, rue Wellington
Ottawa ON K1A 0N4
Canada

Your file Votre référence

Our file Notre référence

The author has granted a non-exclusive licence allowing the National Library of Canada to reproduce, loan, distribute or sell copies of this thesis in microform, paper or electronic formats.

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

L'auteur a accordé une licence non exclusive permettant à la Bibliothèque nationale du Canada de reproduire, prêter, distribuer ou vendre des copies de cette thèse sous la forme de microfiche/film, de reproduction sur papier ou sur format électronique.

L'auteur conserve la propriété du droit d'auteur qui protège cette thèse. Ni la thèse ni des extraits substantiels de celle-ci ne doivent être imprimés ou autrement reproduits sans son autorisation.

0-612-33195-4

UNIVERSITÉ DE MONTRÉAL

ÉCOLE POLYTECHNIQUE DE MONTRÉAL

Ce mémoire intitulé:

RÉÉVALUATION DE LA NATURE ET DE L'ORIGINE
DE LA MINÉRALISATION AU-AG-CU D'AKASABA,
DISTRICT DE VAL-D'OR, QUÉBEC

présenté par: VOROBIEV Lev

en vue de l'obtention du diplôme de: Maîtrise ès sciences appliquées
a été dûment accepté par le jury d'examen constitué de:

M. DARLING Richard, Ph.D., président

M. BROWN Alex C., Ph.D., membre et directeur de recherche

M. ROBERT François, Ph.D., membre et codirecteur de recherche

M. TRZCIENSKI Walter E., Jr., Ph.D., membre

REMERCIEMENTS

La réalisation de ce projet a été possible grâce à trois sources de financement: la compagnie minière Cambior Inc., la Commission géologique du Canada et le Conseil de recherche en sciences naturelles en génie du Canada. Je remercie toutes les personnes responsables du budget de recherche.

J'aimerais remercier le professeur Alex C. Brown, mon directeur de recherche, pour la confiance qu'il m'a accordée et pour ses conseils précieux qui m'ont aidé à améliorer la qualité de ce mémoire.

Je remercie le docteur François Robert, de la compagnie Barrick Gold Corporation, le codirecteur et l'initiateur du projet, pour sa grande disponibilité, son intérêt constant à cette recherche et ses conseils judicieux.

Mes remerciements à l'ancienne équipe du bureau d'exploration de Val-d'Or de la compagnie Cambior Inc. Je suis surtout reconnaissant au géologue senior Michel Gilbert qui a soutenu l'idée de ce projet.

Je tiens à remercier Marie-France Bugnon, la présente directrice de la Division Exploration de Cambior. Grâce à son support, la réalisation de la carte du secteur Akasaba a rapidement avancée.

Je remercie Brigitte Rivard, de la compagnie Gescad à Rouyn-Noranda, qui a digitalisé la carte géologique.

Merci à Mohammed Bouabdellah, le professeur de l'Université Mohammed I à Oujda (Maroc), pour son intérêt à mon travail et surtout pour quelques discussions qui m'ont aidé dans l'élaboration du concept de recherche.

Je voudrais remercier les techniciens de l'École Polytechnique: Paul Samson, pour son assistance durant mon travail à la microsonde électronique, et Gaston Gélinas, pour une qualité parfaite des lames minces.

Finalement, j'exprime ma reconnaissance aux professeurs Walter E. Trzcienski Jr. (Université de Montréal) et Richard Darling (École Polytechnique de Montréal) pour la lecture critique du présent rapport et pour leurs suggestions concernant certains points de cette étude.

RÉSUMÉ

Le but de ce travail était d'examiner le contexte métallogénique du secteur Akasaba (district de Val-d'Or, Québec, Canada). Le secteur se situe à la limite entre deux sous-provinces géologiques: l'Abitibi et le Pontiac. Il inclut le gisement d'or et d'argent Akasaba (exploité en 1960-1963) et quelques indices de minéralisation métallifère similaire. Selon les travaux antérieurs, la minéralisation Au-Ag-Cu d'Akasaba était considérée comme une minéralisation d'origine volcanogène. Pourtant, quelques particularités de cette minéralisation révélées par les études précédentes concordaient mal avec le concept volcanogène et suggéraient plutôt une minéralisation de type skarn. La présente étude renforce l'hypothèse de l'origine skarn de la minéralisation du secteur Akasaba.

Selon le modèle proposé, la minéralisation Au-Ag-Cu d'Akasaba, associée aux roches volcaniques d'âge archéen tardif (d'environ 2 700 Ma), s'est formée après le stade final du métamorphisme régional, durant les déformations cassantes avec la prédominance des mouvements de cisaillement. Ces déformations sont reliées à l'évolution de la Zone Tectonique de Cadillac; elles sont accompagnées d'intrusions multiphasées de composition felsique à intermédiaire et d'affinité alcaline ou sub-alcaline. Les skarns d'Akasaba représentent des skarns distaux formés à une grande distance de l'intrusion de ce type. Selon les contraintes géologiques et géochronologiques, l'âge de minéralisation est de moins de 2 680 Ma.

Les skarns et d'autres métasomatites du secteur Akasaba, développés d'après les roches volcaniques (pyroclastites et basaltes), sont typiquement associés aux contacts lithologiques tectonisés et aux zones de cisaillement et de bréchification orientées est - ouest et est-nord-est - ouest-sud-ouest. Les dimensions des zones de skarn varient largement: leurs étendues sont de quelques mètres à 400 mètres et leurs puissances sont de quelques décimètres à 50 mètres.

Selon les critères pétrologiques, on distingue quatre principales variétés de skarns: (1) skarn à épidote, amphibole et grenat; (2) skarn à amphibole, épidote et (grenat); (3) skarn à magnétite, grenat, épidote et amphibole; et (4) skarn à épidote, grenat, amphibole et magnétite. La zone minéralisée du gisement Akasaba se caractérise par la présence de skarns contrastés (skarn à épidote, amphibole et grenat; et skarn à amphibole, épidote et (grenat)) qui se distinguent non

seulement par les proportions différentes entre l'épidote et l'amphibole, mais aussi par les compositions différentes des grenats (grossulaire-andradite et grossulaire-almandine-spessartite).

Dans l'évolution des skarns d'Akasaba, on peut distinguer tous les stades caractéristiques de ce type de gisement. Un assemblage minéralogique de métamorphisme de contact semble être dissimulé par les réactions rétrogrades. Localement, ce stade est marqué par l'apparition des métasomatites à microcline et biotite. Le stade prograde est essentiellement caractérisé par un assemblage de clinopyroxène-grenat qui a ensuite subi une forte destruction durant le stade rétrograde (surtout en ce qui concerne le clinopyroxène). L'altération rétrograde se manifeste intensément et se caractérise par la prédominance d'épidote et/ou d'amphibole. La minéralisation métallifère du gisement Akasaba est représentée par un assemblage de haute température typique des skarns auri-argentifères. Cet assemblage inclut les minéraux suivants: la pyrrhotite, la magnétite, la pyrite, la chalcoppyrite, l'ilménite, les sulfures de Fe-Ni-Co-Ag-As, les tellures de Bi, Ag, Au et Hg, l'or natif et l'électrum. L'or et l'argent sont typiquement associés aux sulfures de haute température, aux tellures ainsi qu'aux calcosilicates. À l'extérieur du gisement, la minéralisation métallifère de skarn est essentiellement représentée par un assemblage de sulfures usuels (pyrrhotite, pyrite, chalcoppyrite) et de magnétite; les teneurs en Au et en Ag y sont généralement sub-économiques.

La formation des skarns et de la minéralisation métallifère se déroule généralement dans un environnement réducteur. La déposition de la minéralisation complexe du gisement Akasaba semble être en premier lieu favorisée par un contraste géochimique entre les divers skarns pré-existants de cette zone, i.e., la minéralogie de skarns prédétermine une précipitation de cette minéralisation.

Une réévaluation de la nature et de l'origine de la minéralisation Au-Ag-Cu d'Akasaba permet de diversifier la stratégie d'exploration dans les limites du secteur Akasaba en appliquant le modèle de skarn. Une première identification de la minéralisation auri-argentifère du type skarn en Abitibi suggère également la pertinence d'une évaluation d'autres terrains de la sous-province pour ce style de minéralisation.

ABSTRACT

The purpose of this study has been to examine the metallogenic context of the Akasaba area (Val-d'Or district, Quebec, Canada). This area is situated near the contact between the Abitibi and Pontiac subprovinces. It includes the Akasaba gold-silver mine (in operation from 1960 to 1963) and some similar showings. According to previous studies, the Akasaba Au-Ag-Cu mineralization was considered to have had a volcanic origin. But some features of this mineralization are inconsistent with the volcanogenic concept and suggest rather a skarn type of deposit. The present study supports the skarn hypothesis.

According to the skarn type model, the Au-Ag-Cu mineralization associated with Archean volcanic rocks (age about 2 700 Ma) was emplaced after a final stage of regional metamorphism during brittle deformation dominated by shear movement. This deformation is related to the formation of the Cadillac Tectonic Zone; it was accompanied by intrusions having felsic to intermediate compositions and an alkaline or subalkaline affinity. The distal Akasaba skarns are formed a considerable distance from a presumed (at depth) intrusion of this type. The age of mineralization is estimated at about 2680 Ma or less.

The skarns and other metasomatites of the Akasaba area developed after the host pyroclastites and basalts are typically associated with faulted lithologic contacts and with shear zones and breccia zones of E-W and ENE-WSW orientation. The lengths of skarn zones vary from a few metres to 400 metres, and their widths vary from a few decimetres to 50 metres.

There are four principal types of skarns: (1) epidote-amphibole-garnet skarn; (2) amphibole-epidote-(garnet) skarn; (3) magnetite-garnet-epidote-amphibole skarn; and (4) epidote-garnet-amphibole-magnetite skarn. At the Akasaba deposit itself, the mineralized zone includes two contrasting skarns: epidote-amphibole-garnet skarn and amphibole-epidote-(garnet) skarn. These skarns are characterized by different epidote/amphibole ratios and by particular garnet compositions (grossulaire-andradite and grossulaire-almandine-spessartite).

All typical stages of evolving skarns may be recognized. The mineralogical assemblage of contact metamorphism seems to have been disguised by retrograde reactions. Locally, this stage is marked by the formation of a microcline-biotite metasomatite. The prograde stage is

basically characterized by a clinopyroxene-garnet assemblage that was largely destroyed during the retrograde stage (especially the clinopyroxene). The retrograde alteration is intense and is characterized by a predominance of epidote and/or amphibole. The metalliferous mineralization of the Akasaba deposit includes a high-temperature mineral assemblage typical of gold-silver skarns (pyrrhotite, magnetite, pyrite, chalcopyrite, ilmenite, Fe-Ni-Co-Ag-As sulfides, Bi, Ag, Au and Hg tellurides, native gold and electrum). Gold and silver are typically associated with high-temperature sulfides, tellurides and calcosilicates. The metalliferous skarn mineralization beyond the deposit is essentially represented by an assemblage of common sulfides (pyrrhotite, pyrite, chalcopyrite) and magnetite; gold and silver values are typically sub-economic.

Skarn mineralization is generally formed in reducing environments. The deposition of the complex mineralization of the Akasaba deposit seems to be favoured by a geochemical contrast between the different pre-existing skarns of this zone, i.e., the skarn mineralogy predetermined the type of metalliferous mineralization.

The present re-evaluation of the nature and origin of the Akasaba Au-Ag-Cu mineralization suggests a more diversified exploration strategy for the Akasaba area, one based on the possibility of skarn type deposits. This first identification of gold-silver skarn mineralization in the Abitibi region may also suggest an evaluation of other areas of the Abitibi subprovince for this style of mineralization.

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS	iv
RÉSUMÉ	vi
ABSTRACT	viii
TABLE DES MATIÈRES	x
LISTE DES TABLEAUX	xiii
LISTE DES FIGURES	xiv
LISTE DES SYMBOLES ET DES ABRÉVIATIONS	xx
LISTE DES ANNEXES	xxii
 CHAPITRE 1 : INTRODUCTION	 1
 CHAPITRE 2 : GÉNÉRALITÉS	 2
2.1 Situation géographique et accès au secteur Akasaba	2
2.2 Sélection des limites du secteur	3
2.3 Travaux antérieurs	3
2.4 Approche méthodologique	4
 CHAPITRE 3 : GÉOLOGIE RÉGIONALE ET DU DISTRICT	 6
 CHAPITRE 4 : GÉOLOGIE DU SECTEUR AKASABA	 9
4.1 Roches volcaniques et sédimentaires	9
4.1.1 Séquence volcanique différenciée	9
4.1.2 Séquence volcano-sédimentaire	12
4.1.3 Groupe de Cadillac	13
4.2 Roches intrusives	14
4.2.1 Complexe gabbroïque	14
4.2.2 Complexe dioritique	14
4.2.3 Complexe granodioritique	15
4.3 Cadre tectonique	15
4.4 Métamorphisme	19

6.8 Titanite	105
6.9 Ilménite	105
6.10 Pyrrhotite	105
CHAPITRE 7 : MINÉRALISATION ET ALTÉRATION HYDROTHERMALE	106
7.1 Zone A (gisement Akasaba)	106
7.2 Zone B	112
7.3 Zone C	113
7.4 Zone D	115
7.5 Zone E	117
7.6 Autres indices de minéralisation	120
7.7 Résumé	121
CHAPITRE 8 : DISCUSSION	124
8.1 Introduction	124
8.2 Modèle métallogénique	125
8.2.1 Métamorphisme de contact	125
8.2.2 Stade prograde	129
8.2.3 Stade rétrograde	134
8.2.4 Temps de formation de la minéralisation de skarn et lien possible de cette minéralisation avec un système intrusif local	142
8.3 Questions de classification et potentiel du secteur Akasaba	143
CHAPITRE 9 : CONCLUSIONS	148
RÉFÉRENCES	150
ANNEXES	159

POCHETTE 1: Secteur Akasaba. Carte géologique 1 : 2 000.

POCHETTE 2: Secteur Akasaba. Sections géologiques 1 : 2 000.

LISTE DES TABLEAUX

TABLEAU 2.1. Travaux antérieurs sur la propriété Akasaba	3
TABLEAU 5.1. Principaux types de métasomatites d'Akasaba	89
TABLEAU 5.2. Relations entre les minéraux présents dans les métasomatites d'Akasaba	90
TABLEAU 8.1. Évolution du système de skarn d'Akasaba	126
TABLEAU 8.2. Exemples des températures de formation de quelques minéraux métalliques	140
TABLEAU 8.3. Comparaison du gisement Akasaba avec quelques gisements de skarns auri-argentifères de l'Australie Ouest	146

LISTE DES FIGURES

FIGURE 2.1.	Situation géographique du secteur Akasaba	2
FIGURE 3.1.	Carte géologique de la région de Val-d'Or incluant le Bloc Composite de Malartic et des groupes adjacents	7
FIGURE 3.2.	Bloc-diagramme du Bloc Composite de Malartic	7
FIGURE 4.1.	Carte géologique simplifiée du secteur Akasaba	10
FIGURE 4.2.	Contact entre le tuf intermédiaire et la dacite	12
FIGURE 4.3.	Style de plissement observé dans les métasédiments du Groupe de Cadillac	13
FIGURE 4.4.	Veine de quartz en «S» indiquant le cisaillement sénestre dans la dacite mylonitisée	17
FIGURE 4.5.	Exemples de l'interprétation des microstructures dans les tectonites des zones de cisaillement	17
FIGURE 4.6.	Styles de déformation observés dans la zone de cisaillement oblique	18
FIGURE 5.1.	Assemblage d'épidote-amphibole à l'intérieur d'un coussin de basalte	22
FIGURE 5.2.	Remplacement métasomatique typiquement observé dans les laves coussinées et les brèches de coulées basaltiques	22
FIGURE 5.3.	Métasomatite à calcite, épidote, amphibole et quartz dans les basaltes coussinés	24
FIGURE 5.4.	Diagramme de classification ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) vs. SiO_2 pour les roches magmatiques du secteur Akasaba	25
FIGURE 5.5.	Diagrammes de Harker pour les basaltes coussinés	26
FIGURE 5.6.	Diagrammes de Harker pour les basaltes massifs	26
FIGURE 5.7.	Patrons en terres rares de trois échantillons représentatifs de basaltes	27
FIGURE 5.8.	Tuf intermédiaire à cristaux et lapillis superposé au tuf laminé à cristaux et cendres	28
FIGURE 5.9.	Tuf intermédiaire à cristaux et cendres, peu altéré	29

FIGURE 5.10. Comparaison des courbes de terres rares pour le tuf intermédiaire et la dacite	31
FIGURE 5.11. Diagrammes de Harker pour les pyroclastites intermédiaires	31
FIGURE 5.12. Transformation métasomatique du tuf intermédiaire	32
FIGURE 5.13. Courbe des terres rares pour le tuf mafique à lapillis de l'horizon inférieur	34
FIGURE 5.14. Dacite porphyrique massive, cataclasite et mylonite	36
FIGURE 5.15. Diagrammes de Harker pour les dacites	36
FIGURE 5.16. Gabbro à amphibole à grains fins et moyens, à texture ophitique inégale	38
FIGURE 5.17. Altération métasomatique du gabbro à amphibole	38
FIGURE 5.18. Diagrammes de Harker pour les gabbroïdes	39
FIGURE 5.19. Comparaison des patrons en terres rares des gabbroïdes et des basaltes	39
FIGURE 5.20. Courbes de terres rares pour les gabbroïdes normalisées aux teneurs de la croûte océanique	40
FIGURE 5.21. Diorite quartzifère porphyrique	40
FIGURE 5.22. Diorite quartzifère porphyrique avec la matrice microgrenue de quartz-feldspath	42
FIGURE 5.23. Diagrammes de Harker pour les diorites quartzifères	43
FIGURE 5.24. Comparaison des courbes de terres rares pour les diorites quartzifères et la dacite d'Akasaba et les roches alcalines du stock de East Sullivan	44
FIGURE 5.25. Métasomatite à microcline et biotite	48
FIGURE 5.26. Métasomatite à microcline et biotite avec un assemblage d'épidote-actinolite-calcite superposé	49
FIGURE 5.27. Métasomatite à épidote formée par le remplacement d'un tuf intermédiaire	50
FIGURE 5.28. Transformation métasomatique des basaltes coussinés	52
FIGURE 5.29. Métasomatite à épidote, amphibole et calcite avec des sulfures et de la magnétite	53
FIGURE 5.30. Gains et pertes en éléments majeurs dans les basaltes d'Akasaba	53
FIGURE 5.31. Comparaison des courbes de terres rares pour la métasomatite à amphibole, quartz et calcite et pour le basalte	54

FIGURE 5.32. Métasomatite à amphibole minéralisée	55
FIGURE 5.33. Métasomatite à amphibole, épidote et quartz avec des amas et de courte veinules de pyrrhotite	56
FIGURE 5.34. Métasomatite syncinématique à amphibole, épidote et biotite	57
FIGURE 5.35. Cisaillement dextre interprété au niveau microscopique dans la métasomatite syncinématique.....	58
FIGURE 5.36. Remplacement de l'ilmenite par des calcosilicates et des sulfures dans la métasomatite à amphibole, épidote et biotite	59
FIGURE 5.37. Métasomatite formée d'après un gabbro.....	60
FIGURE 5.38. Skarns au flanc ouest du gisement Akasaba	62
FIGURE 5.39. Skarn à épidote, amphibole et grenat	63
FIGURE 5.40. Skarn à épidote, amphibole et quartz.....	63
FIGURE 5.41. Skarn à épidote, grenat, calcite et amphibole	65
FIGURE 5.42. Substitution de la pyrrhotite à la marcassite et développement de la texture «bird's eye»	66
FIGURE 5.43. Grain de magnétite fracturé et corrodé par épidote.....	67
FIGURE 5.44. Comparaison des courbes de terres rares pour les skarns du flanc ouest du gisement et pour le tuf intermédiaire à cristaux	67
FIGURE 5.45. Assemblage de skarn observé dans la métasomatite à microcline et biotite	68
FIGURE 5.46. Remplacement de la pyrite par la chalcopryrite dans le skarn à épidote, amphibole et grenat	69
FIGURE 5.47. Skarn à épidote, amphibole et quartz abondant en titanite	69
FIGURE 5.48. Comparaison des courbes de terres rares pour le skarn à épidote, amphibole et quartz de la zone E et pour le skarn à épidote, amphibole et grenat du flanc ouest du gisement	70
FIGURE 5.49. Modes de substitution métasomatique des fragments dans le tuf	72
FIGURE 5.50. Skarn syncinématique à amphibole et épidote	73
FIGURE 5.51. Skarn à actinolite, chlorite, épidote et grenat formé dans la zone de faille ..	74
FIGURE 5.52. Métasomatite à biotite, chlorite, calcite et amphibole avec des sulfures disséminés	75

FIGURE 5.53. Grains d'ilménite précinématique dans le schiste à chlorite, sillimanite et biotite	76
FIGURE 5.54. Remplacement de la pyrite précoce par la magnétite et les silicates dans le skarn à amphibole et épidote	77
FIGURE 5.55. Horizon de brèches situant entre les coulées basaltiques qui comporte le skarn à magnétite, grenat, épidote et amphibole	78
FIGURE 5.56. Skarn à magnétite, grenat, épidote et amphibole avec des sulfures	79
FIGURE 5.57. Relations entre quelques minéraux dans le skarn à magnétite, grenat, épidote et amphibole	81
FIGURE 5.58. Répartition de la magnétite à l'intérieur des fragments dans le skarn à magnétite, grenat, épidote et amphibole	82
FIGURE 5.59. Relations entre la pyrite et la chalcopryrite dans le skarn à magnétite, grenat, épidote et amphibole	84
FIGURE 5.60. Comparaison des courbes de terres rares pour les différents skarns	84
FIGURE 5.61. Basalte coussiné altéré	85
FIGURE 5.62. Brèches tectoniques renfermant les skarns fissuraux	86
FIGURE 5.63. Skarn à épidote, grenat, amphibole et magnétite dans les brèches tectoniques	86
FIGURE 5.64. Skarn à épidote, grenat, amphibole et magnétite	87
FIGURE 5.65. Comparaison des patrons en terres rares du skarn à épidote, grenat, amphibole et magnétite et des basaltes	88
FIGURE 6.1. Diagramme ternaire pyrospite-grossulaire-andradite montrant deux groupes de grenats dans les skarns d'Akasaba	93
FIGURE 6.2. Zonalité chimique des grains de grenat dans le skarn EP-AM-GR du flanc ouest du gisement	94
FIGURE 6.3. Zonalité chimique des grains de grenat dans le skarn MG-GR-EP-AM de la zone D	96
FIGURE 6.4. Zonalité chimique d'un grain de grenat dans le skarn de la zone C.....	96
FIGURE 6.5. Tendances générales de la composition des grains de grenat zonés du groupe grossulaire-andradite à travers le secteur	97

FIGURE 6.6.	Diagramme ternaire grossulaire-almandin-spessartite montrant la composition du grenat dans le skarn AM-EP-(GR) du flanc ouest du gisement	98
FIGURE 6.7.	Zonalité chimique d'un grain d'épidote dans le skarn EP-AM-GR du flanc ouest du gisement	99
FIGURE 6.8.	Diagramme de classification BNa vs. (BCa + BNa) montrant la composition calcique des amphiboles	100
FIGURE 6.9.	Diagramme de classification $Mg / (Mg + Fe^{2+})$ vs. Si montrant trois séries des amphiboles	100
FIGURE 6.10.	Diagramme ternaire BFe^{2+} -BCa - CAI montrant les tendances de la composition chimique d'actinolite - ferro-actinolite	101
FIGURE 6.11.	Diagramme ternaire $CaSiO_3$ - $MgSiO_3$ - $FeSiO_3$ (simplifié de Poldervaart et Hess, 1951) montrant la composition des clinopyroxènes dans les skarns du flanc ouest du gisement	103
FIGURE 6.12.	Diagramme de classification $Fe / (Fe + Mg)$ vs. AlIV comparant les compositions de biotites des métasomatites d'Akasaba et de quelques autres roches métamorphiques	103
FIGURE 6.13.	Diagramme de classification $(Fe^{2+} + Fe^{3+})$ vs. Si montrant la composition de la chlorite	104
FIGURE 7.1.	Carte géologique de la zone A incluant le gisement Akasaba	107
FIGURE 7.2.	Coupe longitudinale montrant la forme et l'épaisseur (en mètres) des lentilles de minéral du gisement Akasaba	109
FIGURE 7.3.	Carte géologique de la zone B	112
FIGURE 7.4.	Carte géologique de la zone C	114
FIGURE 7.5.	Carte géologique de la zone D	116
FIGURE 7.6.	Carte géologique de la zone E	118
FIGURE 7.7.	Types de fracturation observés dans la zone de brèches basaltiques au centre du secteur (zone E et son voisinage)	119
FIGURE 8.1.	Diagramme de la fugacité d'oxygène vs. la température pour le système Ca-Fe-Si-C-O-H dans les conditions de $P_f = 500$ bar et de $X_{CO_2} = 0,1$	132

FIGURE 8.2.	Diagramme de la fugacité d'oxygène vs. la température pour l'environnement de skarn sous $P_f = 1$ kbar	132
FIGURE 8.3.	Diagramme de la fugacité d'oxygène vs. la fugacité de soufre montrant les champs de stabilités de calcosilicates et de sulfures dans les conditions de $T = 500^\circ\text{C}$, de $P_f = 500$ bar et de $X_{\text{CO}_2} = 0,1$	133
FIGURE 8.4.	Diagramme T vs. X_{CO_2} comparant les limites de la stabilité de grossulaire et d'andradite	133
FIGURE 8.5.	Diagramme de l'activité de soufre vs. la température montrant la composition de pyrrhotite en % at. de Fe	140
FIGURE 8.6.	Composition moyenne des plutons associés aux différents types de skarns.....	143

LISTE DES SYMBOLES ET DES ABRÉVIATIONS¹

<i>a</i>	activité
A	le premier membre de la formule chimique du minéral $A_xB_lC_mZ_n$
AC	actinolite
AE	aegirine
Aliv (=ZAl)	nombre d'ions d'aluminium associé à la silice
ALM	almandine
AlVI	nombre d'ions d'aluminium associés aux métaux dans les membres A et B de la formule chimique du minéral $A_xB_lC_mZ_n$
AM	amphibole
AND	andradite
AP	apatite
B	le deuxième membre de la formule chimique du minéral $A_xB_lC_mZ_n$
BO	biotite
C	le troisième membre de la formule chimique du minéral $A_xB_lC_mZ_n$
calc.	calculé
CC	calcite
CL	chlorite
CP	chalcopyrite
EN	enstatite
EP	épidote
<i>f</i>	fugacité
Fe <i>t</i>	nombre d'ions de fer total (recalculé)
Fe2	nombre d'ions de fer ferreux
Fe2O3 <i>t</i>	fer total recalculé en Fe ₂ O ₃ (en %)
Fe3	nombre d'ions de fer ferrique
FK	feldspath potassique
FS	ferrosilite
GR	grenat
GRS	grossulaire

¹ D'autres symboles et abréviations utilisés sont expliqués dans le texte et sur les figures.

LISTE DES SYMBOLES ET DES ABRÉVIATIONS (fin)

HDB	hédénbergite
IM	ilménite
JD	jadéite
LRN	lumière réfléchie naturelle
LTN	lumière transmise naturelle
LTP	lumière transmise polarisée
MG	magnétite
MO	molybdénite
MU	muscovite
P	pression
P.o.	point d'observation
P_f	pression de fluide
PO	pyrrhotite
PS	pistachite
P_{tot}	pression totale
PY	pyrite
PYR	pyrope
PYRALSP	pyraispite
QZ	quartz
Si (=ZSi)	nombre d'ions de silice
SPS	spessartite
Sum	total
T	temperature
TN	titanite
WO	wollastonite
X	fraction molaire
Z	le membre de la formule chimique du minéral incluant la silice
% at.	Pour-cent atomique

LISTE DES ANNEXES

ANNEXE A. Données géochimiques du secteur Akasaba	159
ANNEXE A1. Données géochimiques pour les basaltes	160
ANNEXE A2. Données géochimiques pour les pyroclastites	162
ANNEXE A3. Données géochimiques pour les dacites	166
ANNEXE A4. Données géochimiques pour les gabbroïdes	170
ANNEXE A5. Données géochimiques pour les diorites quartzifères	172
ANNEXE A6. Données géochimiques pour les métasomatites	173
 ANNEXE B. Données d'analyse à la microsonde électronique de quelques minéraux	
sélectionnés	179
ANNEXE B1. Données d'analyse du grenat à la microsonde électronique	180
ANNEXE B2. Données d'analyse de l'épidote à la microsonde électronique	184
ANNEXE B3. Données d'analyse de l'amphibole à la microsonde électronique	186
ANNEXE B4. Données d'analyse du clinopyroxène à la microsonde	
électronique	189
ANNEXE B5. Données d'analyse de la biotite à la microsonde électronique	190
ANNEXE B6. Données d'analyse de la chlorite à la microsonde électronique	191
ANNEXE B7. Données d'analyse du feldspath à la microsonde électronique	192
ANNEXE B8. Données d'analyse de la titanite à la microsonde électronique	192
ANNEXE B9. Données d'analyse de l'ilménite à la microsonde électronique	193
ANNEXE B10. Données d'analyse de la pyrrhotite à la microsonde électronique	193
 ANNEXE C. Teneurs en terres rares de la chondrite et de la croûte océanique	194
ANNEXE D. Méthodes et précision des analyses géochimiques et à la microsonde	195
ANNEXE E. Liste des lames minces	196

«Toute généralisation est une hypothèse»

Poincaré

CHAPITRE 1 INTRODUCTION

Cette étude examine le contexte métallogénique du secteur Akasaba qui se trouve au sud-est du district minier de Val-d'Or (province du Québec, Canada). Le secteur inclut l'ancienne mine d'or et d'argent Akasaba (48° 02' 46" N et 77° 33' 52" W) et quelques indices de minéralisation métallifère.

Malgré plusieurs études, la minéralisation d'Akasaba restait mal comprise. Dans les travaux antérieurs (Marquis et Giovenazzo, 1981; Sauvé, 1985; Lebel, 1987) qui nous fournissent de précieuses informations, l'accent principal a été mis sur l'environnement volcanique du gisement Akasaba. Effectivement, les conclusions sur l'origine volcanogène du gisement concordent bien à quelques éléments qui lui sont propres, notamment: sa position au niveau supérieur de la séquence volcanique (basaltes, tufs, dacites)¹; l'association spatiale du minerai avec un horizon lithologique particulier («tuf mafique à lapillis», selon Sauvé, 1985); et la présence, par endroits, de sulfures semi-massifs². Pourtant, en se basant uniquement sur ce modèle on ne peut pas expliquer plusieurs faits tels que par exemple: la présence de grenat et de clinopyroxène parmi les minéraux de gangue; une très forte épidotisation; le caractère de la distribution de Au, de Ag et de Cu autour du dépôt; l'abondance de pyrrhotite et localement de magnétite ainsi que la présence de sulfures de haute température. Ces particularités, qui distinguent nettement le gisement Akasaba des autres gisements d'or connus en Abitibi et le rendent «atypique» au niveau régional, pourraient être expliquées en appliquant un modèle skarn.

Vérifier une hypothèse de skarn et élaborer un modèle métallogénique réaliste basé sur la systématisation des données acquises jusqu'à présent est l'objectif principal de cette étude.

¹ Toutes les roches dont il est question dans ce travail sont métamorphisées. Le préfixe «méta» qu'on doit utiliser en les nommant n'est omis que pour alléger le texte.

² En utilisant le terme «sulfures» on sous-entend évidemment des sulfures de métaux.

CHAPITRE 2 GÉNÉRALITÉS

2.1 Situation géographique et accès au secteur

Le secteur Akasaba est situé à 20 km environ au sud-est de la ville de Val-d'Or (Québec, Canada) dans les limites du rang IV des cantons de Louvicourt et de Bourlamaque (figure 2.1). Il inclut les propriétés de trois compagnies (Cambior, Falconbridge et Aur Ressources). Le secteur est facilement accessible à partir de Val-d'Or par la route principale 117 (en direction est) et en tournant vers le sud à 15 km de Val-d'Or (près du village de la Colombière) par route secondaire.

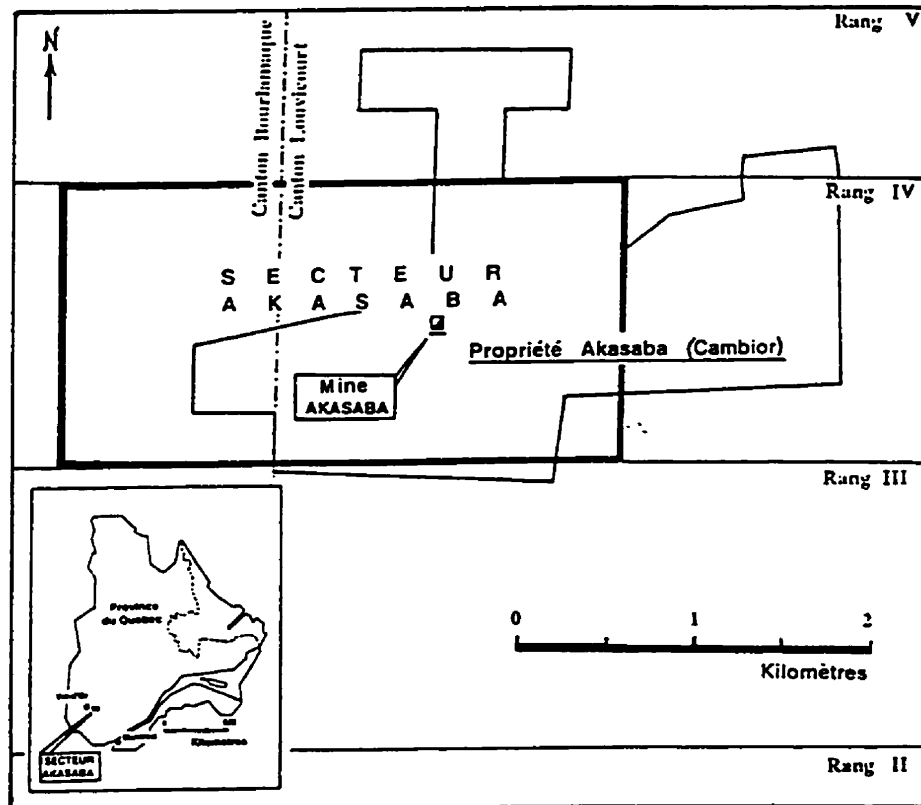


FIGURE 2.1. Situation géographique du secteur Akasaba.

2.2 Sélection des limites du secteur

Les bordures est et ouest du secteur sont choisies à 2 et 1,2 km, respectivement, de la limite entre les cantons. Les dimensions du secteur sont 3,2 sur 1,6 km. Ces limites sont établies de sorte qu'il représente un espace suffisamment grand pour comprendre le cadre géologique général et pour montrer sur une carte tous les éléments géologiques importants. Cette approche permet d'envisager les phénomènes de minéralisation et d'altération hydrothermale dans le contexte plus large que cela a été fait auparavant (voir section 2.3).

2.3 Travaux antérieurs

L'historique des travaux sur la propriété Akasaba est décrite en détail dans les rapports antérieurs (Sauvé, 1985; Lebel, 1987; Gilbert, 1996). En résumé, on peut distinguer quelques étapes, à partir de la découverte de premières indices de Cu-Au jusqu'à nos jours (tableau 2.1).

TABLEAU 2.1. Travaux antérieurs sur la propriété Akasaba.

Années	Étape	Travaux effectués
1923-1942	Découverte et exploration d'indices d'or et de cuivre.	Sondage (22): 1 532 m forés.
1944-1959	Mise en valeur du gisement Akasaba.	Sondage (189): 16 353 m forés. Levés magnétique et géologique.
1960-1963	Exploitation de la mine (Akasaba Gold Mines).	Exploitation par la méthode de chantier ouvert: 1,24 t de Au et 0,4 t de Ag sont extraits de 262 500 t de minerai à une teneur de 5,14 g/t Au et 1,5 g/t Ag.
1963-1987	Exploration aux flancs du gisement (Obaska Mines, Falconbridge, SOQUEM).	Sondage (26): 5324 m forés. Levés géophysiques (électromagnétometrique, magnétométrie, électromagnétique aéroportée, de polarisation provoquée). Levés géologique et structurale (1: 2 500). Études géochimique et biogéochimique. Levé pour le mercure. Décapage, cartographie détaillée (1 : 400).
1985-1987	Travaux thématiques (description du gisement): Sauvé, 1985; Lebel, 1987.	Études de lames minces, analyses géochimiques et à la microsonde.
1994-1995	Exploration sur la propriété Akasaba (Cambior).	Sondage (13): 4802 m forés (y compris 8 sondage profonds aux flancs du gisement). Cartographie géologique (1:5000). Levé de polarisation provoquée Pulse EM. Échantillonnage géochimique. Dynamitage, décapage, cartographie détaillée (1:250).

Il y a très peu de documents datant de la période de la mise en valeur du gisement Akasaba (1944-1959) et de l'exploitation de la mine (1960-1963). Il semble qu'à cette époque la question de l'origine de minéralisation ne soit pas parmi les questions prioritaires. Le schéma géologique, qui met l'accent sur le contrôle structural de minéralisation (Agar, 1952), représente probablement la première tentative d'expliquer la formation du gisement. C'est durant la période d'exploration, surtout depuis le début des années quatre-vingt, que ce problème commence à attirer de plus en plus l'attention des géologues. Les hypothèses proposées se résument en le concept d'origine volcanogène du gisement (Marquis et Giovenazzo, 1981; Sauvé, 1985; Lebel, 1987). La documentation sur les travaux d'exploration dans les limites du secteur a beaucoup servi à la composition des cartes et des coupes géologiques qui accompagnent le présent rapport.

2.4 Approche méthodologique

Bien que les documents sur le secteur Akasaba soient nombreux (surtout les descriptions de forages), il y a peu de tentatives de l'interprétation et de la généralisation des informations disponibles. Les cartes à grande échelle couvrant le secteur (M.E.R., 1977; Imreh, 1990) sont plutôt schématiques. Pour combler cette lacune et pour mieux comprendre la structure géologique du secteur, la cartographie thématique et l'examen des carottes, effectués dans le cadre du présent projet, ont été complétés par l'interprétation de toutes les données pertinentes. La carte et les coupes géologiques à l'échelle 1 : 2 000 représentent le bilan de ce travail.

La cartographie en surface avait pour but de définir les types d'altération, de déterminer les relations entre les unités volcanogènes et intrusives, et d'établir le style tectonique propre au secteur Akasaba. La plupart des zones d'affleurement ont été inspectées et quelques-unes ont été échantillonnées pour analyses chimique et pétrographique.

L'examen de carottes (quelques forages de SOQUEM disponibles présentement ainsi que ceux les plus profonds de Cambior) visait l'observation des particularités de l'altération hydrothermale et de la minéralisation métallique pour fins de corrélation pétrographique à partir des plusieurs sections de forage. Les échantillons prélevés sont en général des morceaux de carotte (de 8 cm de longueur moyenne) qui représentent les variétés pétrographiques ou les types d'altération reconnaissables à l'oeil nu.

L'examen pétrographique au microscope et les analyses géochimiques des roches ont été complétés par l'analyse à la microsonde des minéraux les plus importants. Les renseignements sur les méthodes et la précision des analyses sont donnés en annexe D.

CHAPITRE 3

GÉOLOGIE RÉGIONALE ET DU DISTRICT

Le secteur Akasaba se situe dans la Province du Supérieur, à la limite entre deux sous-provinces géologiques d'âge archéen tardif (2 850 à 2 500 Ma): l'Abitibi et le Pontiac. Cette limite est marquée par la Zone Tectonique de Cadillac (ZTC)¹, au sud du secteur (figure 3.1). La plus grande partie nord du secteur Akasaba appartient à la sous-province de l'Abitibi. Dans le sens tectono-stratigraphique, cette partie du secteur se trouve dans le Bloc Composite de Malartic (BCM), tel que défini par Desrochers *et al.* (1993). Le BCM (figure 3.2) représente une structure complexe formée par un collage de plateaux océaniques et transformée ensuite en une zone de rift, qui a subséquemment subi une compression nord-sud (Desrochers *et al.*, 1993; Desrochers *et al.*, 1996).

Le BCM inclut plusieurs domaines tectono-stratigraphiques (Desrochers *et al.*, 1996). Les roches à l'intérieur de ces blocs tectoniques sont généralement métamorphisées au faciès des schistes verts. L'âge du métamorphisme régional n'est pas bien défini: il est estimé à $2\,684 \pm 7$ Ma, selon Wong *et al.* (1991), ou à $2\,693 \pm 13$ Ma, selon Hanes *et al.* (1992). Le Domaine Sud, auquel appartient le secteur Akasaba, est une séquence volcanique homoclinale dont l'épaisseur stratigraphique varie de 2 à 4,5 km (Desrochers *et al.*, 1996). Cette séquence est composée de coulées basaltiques ou rarement komatiitiques et de volcanoclastites intermédiaires à basiques. L'ensemble des roches du Domaine Sud correspond au Groupe de Malartic supérieur de Latulippe (1966) et à la Formation d'Héva de Imreh (1984). L'âge des volcanites du Domaine Sud peut être estimé d'une façon approximative en se basant, par exemple, sur les datations des volcanites felsiques du Domaine de Val-d'Or ($2\,705 \pm 1$ Ma, selon Wong *et al.*, 1991).

La partie sud du secteur Akasaba, qui se trouve à la sous-province du Pontiac, est caractérisée par la présence des roches métasédimentaires. Ces roches sont fortement tectonisées et généralement métamorphisées au faciès des schistes verts. Elles appartiennent probablement au Groupe de Cadillac dont l'âge est de moins de 2 688 Ma (Davis, 1993).

¹ Cette structure tectonique d'échelle régionale est également connue sous le nom de la faille de Cadillac-Larder Lake (voir, p.ex., Hocq et Verpaest, 1994).

La ZTC, qui sépare les sous-provinces, est interprétée actuellement comme un réseau complexe de plusieurs failles convergentes et divergentes. Ces failles délimitent les blocs des roches différentes (les volcanites mafiques à ultramafiques et les sédiments), transformées en schistes et en mylonites (Robert, 1989; Gauthier *et al.*, 1990).

On distingue deux types d'intrusions qui coupent les roches du BCM: prétectonique et syn- à tarditectonique. Des intrusions prétectoniques sont des sills et des dykes mafiques à intermédiaires et des plutons dioritiques à tonalitiques. Ces intrusions sont corrélées aux roches volcaniques et donc considérées comme synvolcaniques. Par exemple, les roches du pluton de Bourlamaque, situé à 6 km au nord du secteur, ont l'âge de $2\,700 \pm 1$ Ma (Wong *et al.*, 1991) et donc contemporaines aux roches volcaniques du Domaine Sud. Des intrusions syn- à tarditectoniques sont des dykes dioritiques et des stocks dioritiques à monzonitiques. La datation pour les dykes dioritiques (porphyre feldspathique) de la mine Sigma est de $2\,694 \pm 2$ Ma (Wong *et al.*, 1991). L'âge des roches alcalines et subalcalines des plutons syn- à tarditectoniques varie entre $2\,680 \pm 4$ et $2\,692 \pm 2$ Ma (Jemielita *et al.*, 1990; Morasse *et al.*, 1993; Pilote *et al.*, 1993; Zweng *et al.*, 1993). Un exemple de ces derniers est l'intrusion de East Sullivan située à 5 km à l'ouest du secteur Akasaba.

CHAPITRE 4

GÉOLOGIE DU SECTEUR AKASABA

Comme il a déjà été mentionné, la plus grande partie nord du secteur Akasaba (75 % de la surface) appartient au Domaine Sud du BCM. Elle consiste en une séquence volcanique différenciée et des complexes intrusifs de composition mafique à felsique. Au nord-est du secteur, on distingue localement une séquence volcano-sédimentaire. Dans la partie sud du secteur (25 % de la surface), on distingue les roches métasédimentaires du Groupe de Cadillac appartenant à la sous-province du Pontiac. Dans la zone de contact entre les volcanites du Domaine Sud et les sédiments de Cadillac, on observe un réseau de failles complexe qui est superposé à ces roches et qui représente le flanc nord de la ZTC.

La géologie du secteur est représentée sur une carte et sur les sections géologiques à l'échelle 1 : 2 000 (en pochettes). On fait également référence aux cartes détaillées des zones minéralisées (zones A à D) qui sont présentées au chapitre 7. La figure 4.1 représente un schéma géologique simplifié du secteur.

4.1. Roches volcaniques et sédimentaires

4.1.1 Séquence volcanique différenciée

La séquence volcanique différenciée est composée de laves basaltiques massives et coussinées, d'hyaloclastites et de brèches de coulée s'intercalant avec des pyroclastites intermédiaires à mafiques. Ces roches forment des bandes de quelques mètres à quelques centaines de mètres de puissance qui sont en général orientées est-nord-est - ouest-sud-ouest. Les dacites du faciès subvolcanique sus-jacent aux volcanites mafiques et les pyroclastites sont incluses, elles aussi, dans cette séquence.

Les laves basaltiques dominant parmi les roches de la séquence sont de la série tholéitique. Un faible taux de vésicularité (moins de 2 %, rarement jusqu'à 4 %) reflète un emplacement à des profondeurs supérieures à 500 m sous le niveau de la mer (Hocq et Verpaeist, 1994). Elles forment communément les variétés coussinées où les coussins légèrement aplatis de la taille moyenne (0,2 à 1 m) montrent le pendage subvertical vers le sud. Dans la plupart des coulées,

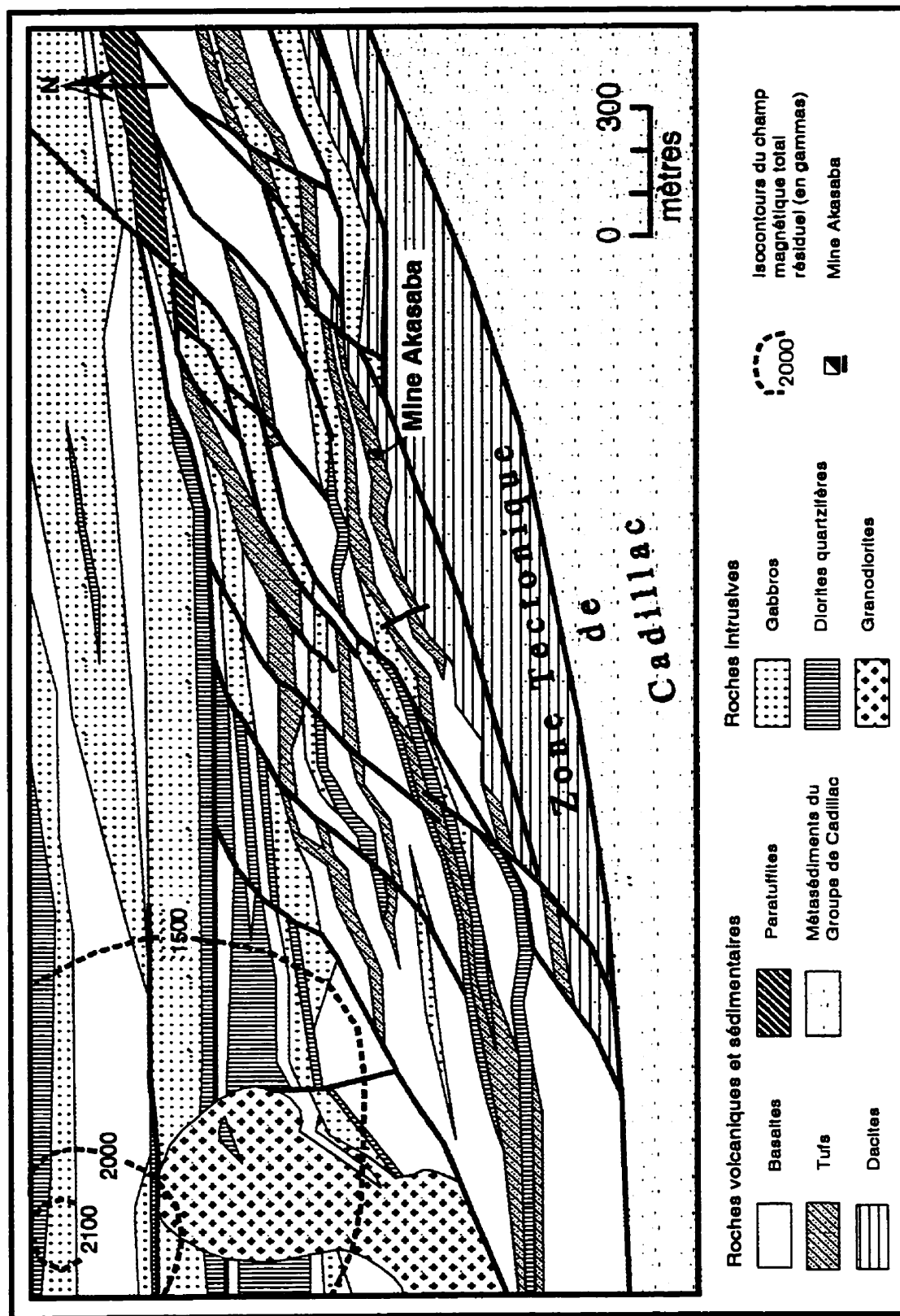


FIGURE 4.1. Carte géologique simplifiée du secteur Akasaba

les basaltes sont aphyriques. Par endroits, on observe également la structure gloméroporphyrique formée par les assemblages de phénocristaux de plagioclase altéré. Des hyaloclastites remplissant les espaces intercoussins semblent être plus répandues dans la partie supérieure de la séquence. Latéralement, les laves sont substituées aux brèches de coulée qui ne sont observées que par endroits.

Les pyroclastites qui représentent des produits d'éruptions phréatomagmatiques (voir section 5.2) sont subdivisés en deux groupes. Le premier groupe inclut des tufs intermédiaires à felsiques. Les horizons de ces tufs ont la puissance de 10 à 60 m. Les tufs de composition intermédiaire sont dominants, alors que ceux felsiques, très fins, forment de minces bandes dont la corrélation latérale est difficile. Selon le critère granulométrique, on distingue les variétés diverses: les tufs à cendres, les tufs à cendres et cristaux (les plus répandus) et les tufs à cendres, cristaux et lapillis. Les tufs intermédiaires et felsiques semblent absents dans la partie nord du secteur.

L'horizon au haut de la séquence, renfermant une majeure partie du gisement Akasaba, est essentiellement composé de tufs intermédiaires à petits lapillis (2 à 4 mm) et cendres (0,5 à 1,5 mm). Par endroits, on peut également observer les variétés avec des lapillis de 4 à 15 mm de taille. Ces roches sont en général fortement altérées. Une anomalie magnétique linéaire qui correspond à cet horizon reflète une abondance locale de pyrrhotite magnétique et de magnétite.

Le deuxième groupe comprend les tufs mafiques qui forment quelques horizons subparallèles de 10 à 50 m de puissance. La continuité de ces horizons semble dérangée par plusieurs failles en échelon. Il existe aussi quelques minces lentilles de tufs mafiques qui s'étendent sur une distance jusqu'à 500 m. Les tufs mafiques sont en général plus grossiers que ceux intermédiaires (les variétés à lapillis moyens et celles à blocs et lapillis).

Les dacites culminant la séquence forment un dôme lenticulaire aplati vers le sud, de 2,5 km de longueur et de 400 m de puissance. Ce dôme est homogène du point de vue pétrologique, sauf dans de nombreuses zones de cisaillement où l'on observe des roches sont fortement tectonisées. Quelques blocs lentiformes de basalte et de gabbro (les blocs tectoniques ou les enclaves) sont présents à l'intérieur du dôme (voir les forages AK94-03, AK94-01 et AK94-05). Le dôme de dacite se biseaute à ses flancs, ce qui suggère possiblement son démembrement

tectonique. Le contact inférieur des dacites avec les pyroclastites et les basaltes, originellement intrusif (figure 4.2), est communément tectonisé. Le contact sud des dacites avec les métasédiments du Groupe de Cadillac est vraisemblablement partout de caractère tectonique; il est peu exposé.

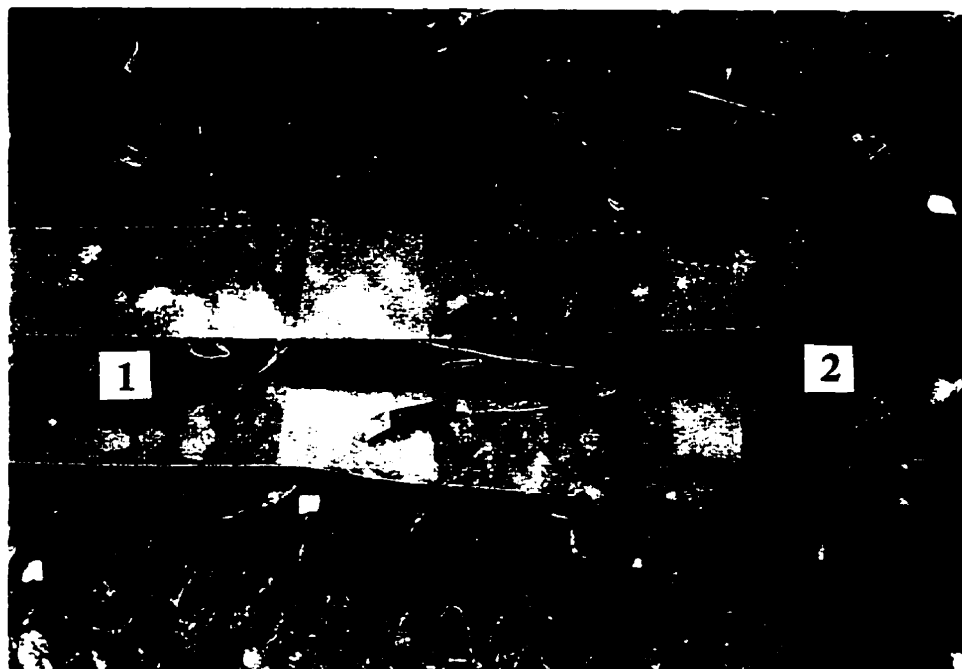


FIGURE 4.2. Contact entre le tuf intermédiaire (1) et la dacite (2). Les fragments de dacite dans le tuf sont interprétés comme apophyses. Le forage AK94-06, à la profondeur de 499 m.

4.1.2 Séquence volcano-sédimentaire

Les roches de la séquence volcano-sédimentaire forment une bande de 20 à 50 m de puissance au nord-est du secteur et elles se rencontrent également en quelques blocs tectoniques dans sa partie centrale. Elles ne sont étudiées que macroscopiquement. Ce sont les siltstones¹, les grès et les conglomérats qui contiennent environ 20 % de matériel pyroclastique, i.e., les paratuffites (Bogatikov *et al.*, 1981). Une variété avec la structure psammitique est la plus répandue. Par endroits, les roches contiennent de la biotite dans le ciment. La présence du matériel pyroclastique (des lapillis felsiques et intermédiaires) reflète

¹ Siltstone = aleurolite, selon la terminologie utilisée en Europe de l'Est et en France.

un environnement volcanique actif. La caractéristique géochimique de ces roches ressemble fortement à celle de pyroclastites intermédiaires (annexe A2), ce qui suggère que la séquence volcano-sédimentaire aurait pu se former en résultat d'érosion de pyroclastites intermédiaires.

La position stratigraphique de la séquence n'est pas tout à fait claire. Elle représente probablement le reste d'un bassin sédimentaire local. Les relations de cette unité avec la séquence volcanique et les sills gabbroïques (selon les données de forage) suggèrent une corrélation avec le niveau supérieur de la séquence volcanique.

4.1.3 Groupe de Cadillac

Les informations sur les roches métasédimentaires de la partie sud du secteur sont restreintes. Selon la description de quelques anciens forages et de très rares affleurements, il s'agit de schistes métamorphiques développés d'après les argillites, les grauwackes et les conglomérats. Cette séquence correspond probablement au Groupe de Cadillac - une unité étudiée plus en détail à quelques dizaines de kilomètres vers l'ouest (Robert, 1989). Le Groupe de Cadillac est considéré, au niveau régional, comme analogue du Groupe de Trivio distingué à l'est du secteur (Robert, 1989).

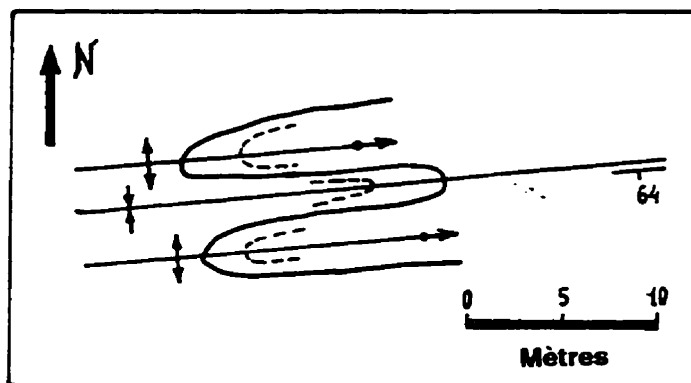


FIGURE 4.3. Style de plissement observé dans les métasédiments du Groupe de Cadillac. Selon Marquis et Giovenazzo (1981).

Le plissement observé dans un affleurement qui se situe à 200 m au sud-est du collet du forage AK94-05 reflète en général le style tectonique propre à la partie sud du secteur (figure 4.3). La position des axes des plis très serrés peut suggérer la présence de failles formées lors de la compression régionale et orientées est-ouest.

4.2 Roches Intrusives

Les roches intrusives du secteur ont une composition mafique à felsique. Les faciès de sills, de dykes et de stocks sont présents.

4.2.1 Complexe gabbroïque

Des gabbros, des gabbro-diabases et des diabases porphyriques forment de nombreux sills de 10 m à quelques centaines de mètres de puissance. Ces sills sont en général orientés est-ouest. Leurs abondance et puissance augmentent dans la partie nord du secteur. Selon les données géochimiques (voir chapitre 5) et structurales, les gabbroïdes sont comagmatiques aux basaltes de la séquence volcanique différenciée. Plusieurs failles, surtout celles orientées est-ouest, sont spatialement associées à ces intrusions synvolcaniques.

4.2.2 Complexe dioritique

De nombreux dykes de diorite quartzifère porphyrique coupent les roches de la séquence volcanique et les sills gabbroïques. Leur puissance varie de quelques décimètres à quelques centaines de mètres (au nord-ouest du secteur); typiquement, elle est de quelques dizaines de mètres. Les dykes sont orientés est-ouest et nord-est - sud-ouest, en formant un réseau complexe. Ils sont associés aux zones de failles et ils se placent ordinairement aux contacts entre de diverses lithologies.

Les diorites quartzifères porphyriques sont des roches d'affinité calco-alcaline. Leur aspect est bien particulier grâce à l'abondance (jusqu'à 30 %) de gros phénocristaux de plagioclase (jusqu'à 15 mm de taille) et la présence de petits phénocristaux de hornblende (en quantité variable) qui sont intégrés dans une fine pâte de quartz-feldspath. La quantité de phénocristaux de quartz ne dépasse pas 2 %. En général, ces roches ont une texture massive, mais par endroits, surtout aux contacts, elles sont fortement tectonisées.

Les relations des diorites quartzifères porphyriques avec les roches encaissantes et leurs particularités pétrographiques suggèrent qu'ils sont syn- à tarditectoniques. Le dyke le plus proche du gisement Akasaba est observé à une centaine de mètres à l'ouest, au même niveau stratigraphique que le gisement (le forage 475-81-12).

4.2.3 Complexe granodioritique

Un stock de granodiorite (900 par 450 m), décelé par les forages (M.E.R., 1988), est situé dans la partie ouest du secteur. Selon notre interprétation des données de forage, ce stock est allongé en direction nord-sud. Une forte anomalie magnétique lui est associée (M.E.R., 1995).

Les granodiorites à grains moyens contiennent des xénolites de basaltes et de diorites quartzifères. Donc, ce sont les roches intrusives les plus tardives du secteur. Elles ne sont pratiquement pas tectonisées et considérées comme tarditectoniques. Des critères géophysique, pétrographique et structural suggèrent que le stock de granodiorite peut représenter une partie d'une intrusion multiphasée analogue à celle de East Sullivan. Cette question est abordée au chapitre 8.

4.3 Cadre tectonique

Une étude structurale effectuée par Marquis et Giovenazzo (1981) représente la première tentative de comprendre le cadre tectonique de la propriété Akasaba. Elle met en évidence plusieurs éléments qui, considérés ensemble, montrent la complexité de la structure tectonique de cette partie du secteur Akasaba. Néanmoins, dans les travaux suivants (Sauvé, 1985; Lebel, 1987), le rôle des structures tectoniques, autres que la ZTC, semble sous-estimé.

Les observations en affleurements et l'interprétation des données de forages permettent d'élaborer un schéma tectonique du secteur qui est utilisé comme base pour la carte géologique accompagnant le présent rapport. Vu que la ZTC est interprétée comme une série de cisaillements (Robert, 1989; Gauthier *et al.*, 1990), on peut supposer l'existence d'autres failles importantes subparallèles à la structure tectonique majeure ainsi que la présence de failles obliques par rapport à la ZTC. Alors, les domaines losangés de roches peu déformées peuvent représenter des blocs tectoniques séparés par des bandes où la déformation est plus intense.

En effet, ce genre de déformation hétérogène est nettement identifié dans les dacites. Une transition des dacites intacts aux cataclasites et aux variétés mylonitisées est couramment observée dans les carottes de forage. La puissance des zones de cataclasites et de mylonites varie de quelques mètres à quelques centaines de mètres. Par endroits, la zone de

cataclasites et/ou de brèches tectoniques est réduite. Les observations détaillées permettent non seulement de constater un cisaillement, mais également de déterminer son sens (figure 4.4) ou de faire des interprétations préliminaires de ce genre en utilisant divers critères (figure 4.5). Selon les données de forage, les zones de mylonitisation et de bréchification sont aussi courantes dans d'autres types de roches, au nord de la lentille de dacite. Leur puissance peut atteindre quelques dizaines de mètres.

Les observations en surface complétant les données de forage permettent de révéler l'existence d'un système complexe de failles obliques susmentionnées. La position des dykes dioritiques, l'orientation des zones de cisaillement, de bréchification et/ou de foliation et d'autres indices observés en affleurements suggèrent en effet la présence de plusieurs failles orientées est-nord-est - ouest-sud-ouest (voir la carte géologique 1 : 2 000). Les failles s'accompagnent localement des plis d'échelles différentes (figure 4.6). Une association spatiale des failles et des plis est significative, bien qu'il ne soit pas exclu que certaines de ces plis sont liés au plissement régional (figure 4.5B).

Une large bande de brèches tectoniques (100 à 150 m) dans les volcanites basiques, qui fait partie du même système de failles obliques, est décélée au centre du secteur (zone E et son voisinage). Des observations ponctuelles révèlent la complexité de ce réseau de fracturation (voir les détails à la section 7.5). Un axe de la zone de brèches est probablement situé à quelques dizaines de mètres au nord de la série de dykes dioritiques. Selon les données géologiques et géophysiques (SAGAX Géophysique, 1994), cette zone importante de failles obliques s'étend vers l'extrémité nord-est du secteur.

Une généralisation des données de ce genre donne une image complexe du cadre tectonique du secteur. La formation du système des failles est-ouest (la ZTC et les failles du deuxième ordre parallèles à celle-ci) est le résultat de la compression nord-sud avec la foliation des roches dite régionale («penetrative foliation», selon Robert, 1990). Cette foliation bien développée est subverticale (voir les coupes géologiques en pochette 2). Le décrochement dextre le long des grandes failles a abouti à la formation des structures asymétriques en «Z» (et localement aussi des structures en «S»). C'est durant cet événement que le réseau de failles obliques du secteur Akasaba aurait été formé. Ce schéma tectonique s'accorde avec les conclusions déjà faites pour la région de Val-d'Or par Robert (1989) et Desrochers *et al.* (1996).



FIGURE 4.4. Veine de quartz en «S» indiquant le cisaillement sénestre dans la dacite mylonitisée. À 60 m au nord-ouest du collet de forage AK94-03.

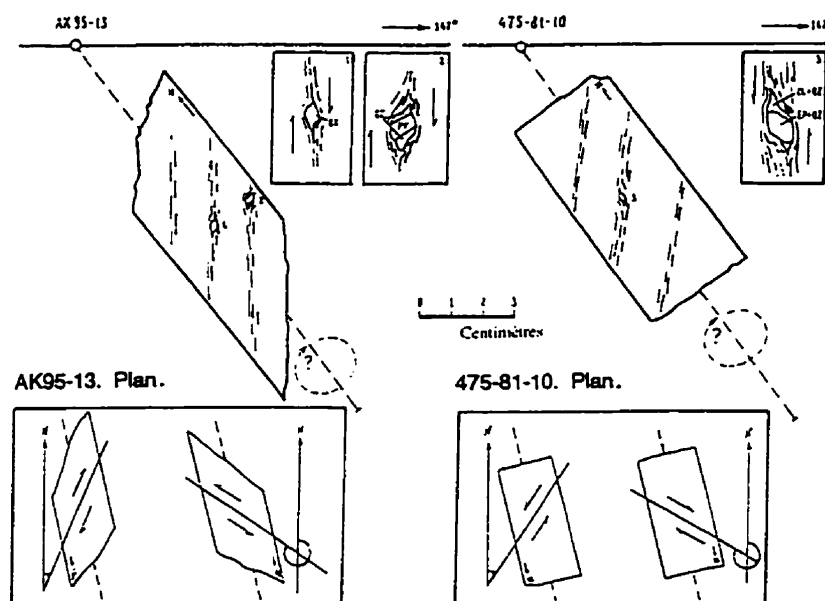


FIGURE 4.5. Exemples de l'interprétation préliminaire des microstructures dans les tectonites des zones de cisaillement. Les carottes ne sont pas orientées. En supposant que les plans de schistosité sont verticaux et que les rejets sont horizontaux latéraux, on fait le choix entre deux options (pour chaque forage), selon des critères supplémentaires (les données de plusieurs forages, l'orientation déjà connue des autres failles, etc.). Les observations systématiques de ce genre ou, encore mieux, les mesures de pendage de schistosité prises dans les carottes orientées auraient pu donner des informations précises sur la structure tectonique du secteur.

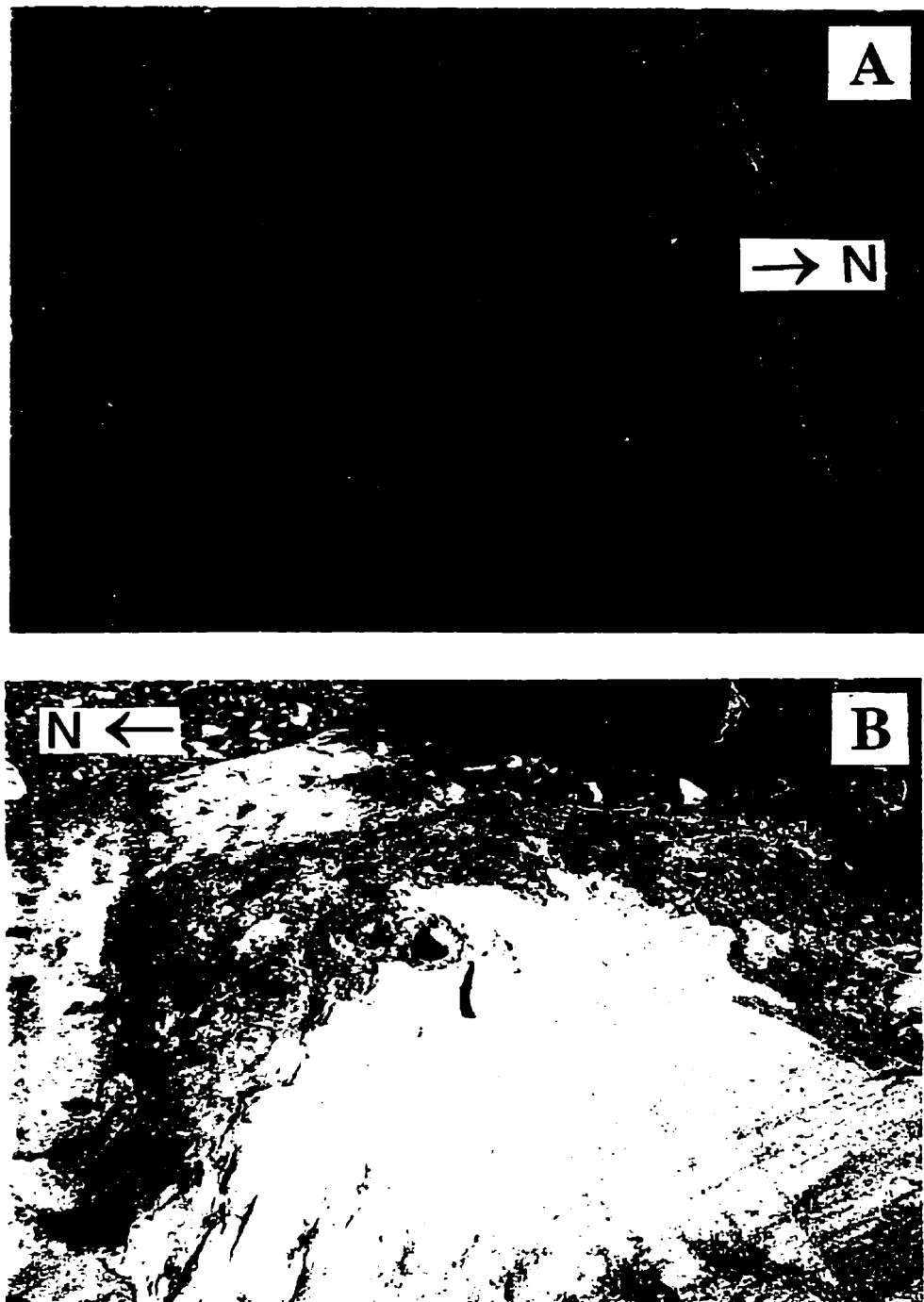


FIGURE 4.6. Styles de déformation observés dans la zone de cisaillement oblique. (A) Volcanite mafique plissotée. (B) Paratuffites plissées et foliées. À 600 m environ au nord-est du gisement Akasaba.

4.4 Métamorphisme

Les études régionales montrent que les roches du district de Val-d'Or, notamment du BCM et de la ZTC, sont en général métamorphisées au faciès des schistes verts (Dimroth, 1982; Robert, 1989; Desrochers *et al.*, 1996). Les volcanites mafiques du Domaine Sud à l'ouest de Val-d'Or se caractérisent par un assemblage albite (oligoclase) + actinolite (hornblende) + épidote + chlorite + quartz ± séricite. Les conditions P-T estimées pour cet assemblage correspondent au champ limité de 2,2 à 2,95 kbar et de 350 à 450°C (Desrochers *et al.*, 1996). Les métasédiments du Groupe de Cadillac à l'ouest de la ville de Val-d'Or sont caractérisés par un assemblage chlorite + actinolite + mica blanc + stilpnomélane + clinozoïsité + quartz ± biotite (Desrochers *et al.*, 1996).

La présence d'une enveloppe d'altération hydrothermale rend difficile une caractérisation du métamorphisme régional pour le secteur Akasaba. La plupart des échantillons étudiés microscopiquement (Sauvé, 1985; Lebel, 1987; la présente étude) proviennent de la partie centrale du secteur où les effets d'altération hydrothermale sont les plus importants. Il existe donc un problème de discrimination de deux assemblages différents, notamment de l'assemblage du métamorphisme régional et de celui de l'altération hydrothermale.

En principe, la plupart des minéraux métamorphiques du bloc d'Akasaba correspondent à l'assemblage typique du faciès des schistes verts de type Barrow, notamment du subfaciès «quartz-albite-épidote-biotite» (Winkler, 1965). Une association chlorite + actinolite + épidote + albite + titanite ± quartz ± biotite suggérée pour les metabasites de ce faciès (Winkler, 1965; Yardley, 1989) est en effet présente dans les roches volcaniques d'Akasaba. Par contre, d'autres minéraux métamorphiques observés localement, tels que le grenat, le clinopyroxène, le feldspath potassique et le carbonate, n'appartiennent pas à l'assemblage susdit. Lebel (1987), qui attribue quelques-uns des minéraux observés à l'altération hydrothermale (le grenat, le clinopyroxène, le feldspath potassique, la titanite et, en partie, l'épidote et la hornblende), suggère une superposition de l'assemblage de métamorphisme régional à celui d'altération. Aux chapitres suivants, il est montré qu'une relation temporelle entre les deux assemblages est inverse. En plus, le spectre des minéraux de l'altération hydrothermale est plus large que celui indiqué par Lebel (1987).

CHAPITRE 5

CARACTÉRISATION PÉTROLOGIQUE DES ROCHES DU SECTEUR

Les descriptions macro- et microscopiques des lithologies présentes dans la partie centrale du secteur (surtout autour de l'ancienne mine Akasaba) ainsi que leurs caractérisations géochimiques (à partir de quelques dizaines d'analyses) sont présentées dans les travaux antérieurs (Trudel, 1981; Sauvé, 1985; Lebel, 1987).

L'objectif de ce chapitre est de faire le bilan de toutes les données de ce genre disponibles actuellement. La caractérisation pétrologique des lithologies les plus importantes du secteur Akasaba est basée sur une étude microscopique de 105 lames minces et sur une interprétation de 136 analyses géochimiques (annexe A), y compris 31 analyses effectuées dans le cadre du projet et 105 analyses provenant de la banque de données de la compagnie Cambior (Gilbert, 1996b). Les données pétrologiques présentées dans les rapports antérieurs (Trudel, 1981; Sauvé, 1985; Lebel, 1987; Desrochers *et al.*, 1996; Taner, 1996) ont été également considérées. Les critères de sélection des analyses, parmi plus de 700 analyses disponibles, sont les suivants:

- La plupart des analyses représentent les sections de forage qui sont examinées dans le cadre du projet.
- Un intervalle d'échantillonnage correspond à une seule lithologie et ne dépasse pas, à très rares exceptions, 5 m.
- Une déviation du totale des oxydes, par rapport à la valeur théorique de 100 %, ne dépasse pas 1,5 % (sauf quelques rares exceptions où elle est de 1,6 %)¹.
- Une analyse n'est pas recalculée avec une exclusion des volatiles².

Les coefficients $al^I = Al_2O_3 / (Fe_2O_{3I} + MgO)$ et $K_I = Fe_2O_{3I} / (Fe_2O_{3I} + MgO)$ sont utilisés pour montrer les r les d'aluminium et de fer dans la composition des roches. Les courbes de terres rares sont normalisées aux teneurs pour la chondrite proposées par Nakamura (1977) et, dans

¹ C'est une valeur critique déterminant une bonne qualité d'analyse (Bogatikov *et al.*, 1981).

² Une utilisation des analyses chimiques recalculées à 100 % avec une exclusion des volatiles (PAF) rend le problème de classification et de corrélation des roches difficile à résoudre. Cette approche n'est pas recommandée (Bogatikov *et al.*, 1981). Pour les roches du secteur Akasaba qui se caractérisent par des fluctuations significatives des teneurs en volatiles, ce critère est surtout important.

quelques cas, à celles pour la croûte océanique selon Taylor et McLennan (1985). Ces teneurs sont montrées en annexe C.

5.1 Basaltes

Les laves basaltiques comprennent des variétés massives et celles coussinées, des hyaloclastites et des brèches de coulée. Ce sont des roches soit aphanitiques, soit hypocristallines à grains fins (0,05 à 0,2 mm), aphyriques ou localement porphyriques et gloméroporphyriques. Des phénocristaux et leurs agglomérations (jusqu'à 1 cm de taille) sont formés de plagioclase épidotisé et localement de hornblende. La texture pylotaxitique est par endroits préservée¹. La matrice est essentiellement composée d'actinolite fine (30 à 60 %) plongée dans les interstices entre les lattes de plagioclase épidotisé et albitisé (40 à 70 %). D'autres minéraux observés à l'intérieur de coussins dans les basaltes peu altérés, tels que la calcite, le quartz, la biotite et la chlorite, sont en quantité mineure (quelques pour-cent de chaque minéral). Le leucoxène est également présent en traces. Par contre, la quantité de ces minéraux devient appréciable dans les roches altérées.

On remarque qu'en général le degré d'altération des laves basaltiques varie en fonction de leur porosité primaire (d'origine volcanique) et secondaire (d'origine tectonique). Des fragments dans les hyaloclastites altérées sont composés presque entièrement d'actinolite (plus de 90 %). L'intérieur des coussins et des fragments de variétés fracturées contient de l'épidote en quantité importante (10 à 50 %). L'épidote forme soit des pseudomorphes d'après les lattes de plagioclase, soit des plages irrégulières en remplaçant les composants de la pâte (figure 5.1). La quantité d'épidote peut atteindre 80 % dans la partie périphérique d'un coussin ou d'un fragment où l'on voit également une apparition des zones irrégulières enrichies en quartz, en calcite et en biotite. Le degré d'altération des hyaloclastites intercoussins et des microbrèches formées dans les fractures de toute sorte est beaucoup plus élevé qu'à l'intérieur des coussins et des fragments de basalte (figure 5.2). Les minéraux de l'assemblage d'altération (épidote, calcite, hornblende, actinolite et quartz) sont en quantités variables et les proportions entre eux changent de façon chaotique. À la limite entre le fragment et la partie microbréchique de lave (l'hyaloclastite ou la fracture), il existe une zone de réaction qui est marquée par une apparition

¹ Même dans les roches fortement altérées on voit des structures qui lui ressemble, bien que dans ce cas il s'agisse de pseudomorphoses (voir ci-dessous).

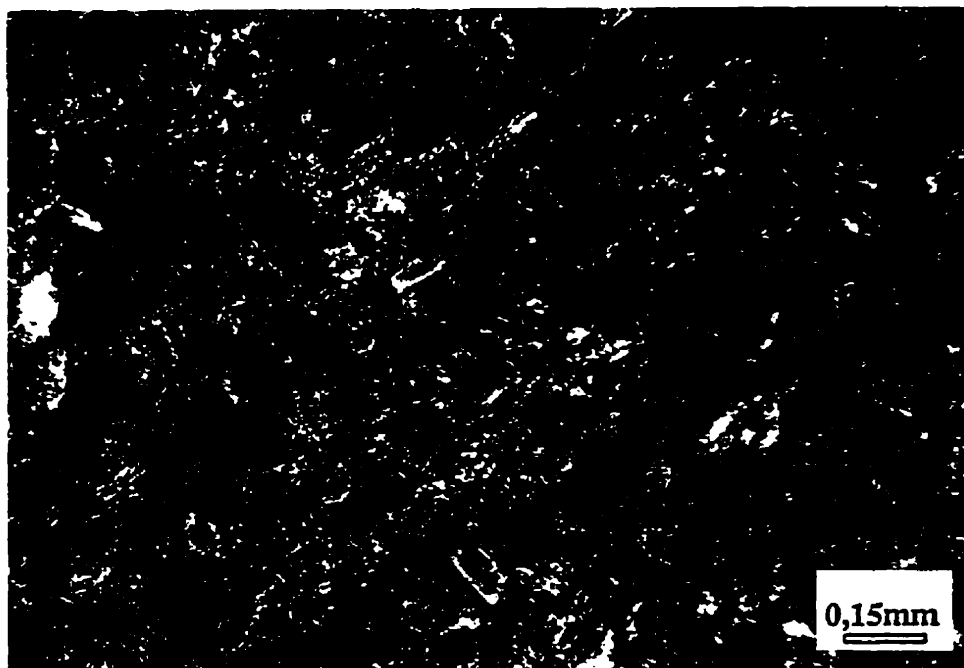


FIGURE 5.1. Assemblage d'épidote-amphibole à l'intérieur d'un coussin de basalte. LTP. Le flanc nord du gisement, à 30 m à l'ouest du puits.

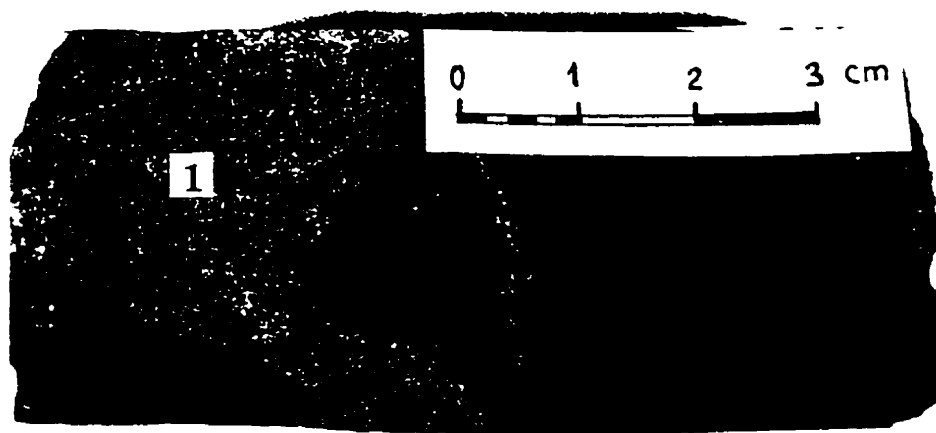


FIGURE 5.2. Remplacement métasomatique typiquement observé dans les laves coussinées et les brèches de coulées basaltiques. 1 - Métasomatite à épidote et amphibole avec des sulfures.

de biotite, de quartz et de calcite, du côté de fragment, et par la présence d'une mince bande d'épidote, du côté de microbrèche (figure 5.3A). À une petite distance du contact (0,2 à 0,4 mm), on observe les textures hétéroblastique et granonématoblastique, formées par un assemblage de calcite-épidote-actinolite-quartz, et une apparition des sulfures (principalement de la pyrrhotite) et de la magnétite (figure 5.3B). L'épidote zonée est de la pistachite avec la composition PS_{23-27} (annexe B2) qui se caractérisent par une forte biréfringence. Dans les parties bréchiques des basaltes, la taille de tous les grains est au moins 3 à 5 fois plus grande qu'à l'intérieur des fragments basaltiques. Les métasomatites de ce genre sont courantes dans les laves basaltiques. Comme il est montré plus bas, ils font partie de plusieurs zones d'altération hydrothermale révélées dans le secteur. Localement, on observe la biotite et la chlorite qui s'associent aux amphiboles en les remplaçant. Une forte biotitisation des basaltes est remarquée dans les zones de contact (communément tectonisées) avec d'autres lithologies.

La caractérisation chimique des basaltes est basée sur 11 analyses qui représentent des variétés massives ou coussinées plus ou moins affectées par une altération hydrothermale. Selon les analyses chimiques (annexe A1), les basaltes du secteur Akasaba sont tholéitiques (figure 5.4). Ces données s'accordent avec les conclusions de Desrochers *et al.* (1996) basées sur les diagrammes cationiques de Jensen, selon lesquelles la plupart des basaltes du Domaine Sud se localisent dans les champs des basaltes tholéitiques, des basaltes komatiitiques et des komatiites. Quelques analyses de la figure 5.4 tombent dans le domaine de basaltes picritiques ou s'approchent du domaine de basaltes andésitiques¹. Selon le rapport Na_2O / K_2O qui est ordinairement plus de 4 (ce rapport peut atteindre 15 et même plus à cause de l'albitisation sélective)², les basaltes appartiennent à la série sodique. Le paramètre $al' = Al_2O_3 / (Fe_2O_3 + MgO)$ est compris entre 0,7 et 1.

La comparaison des diagrammes de Harker pour les variétés massives et celles coussinées (figures 5.5 et 5.6) montre que les basaltes massifs sont relativement plus riches en calcium et moins riches en aluminium et en fer que les basaltes coussinés. En outre, les distributions de Al et de Ti sont plus uniformes.

¹ Ces résultats sont compatibles avec les données de Sauvé (1985) qui rapporte la présence de basaltes andésitiques en utilisant quelques analyses recalculées. Par ailleurs, à 1 km au nord du gisement (hors du secteur), on voit en effet une apparition des basaltes andésitiques (selon l'interprétation des données de Sauvé).

² Pour quelques analyses, le ratio $Na_2O / K_2O < 4$ est expliqué par la présence de biotite.

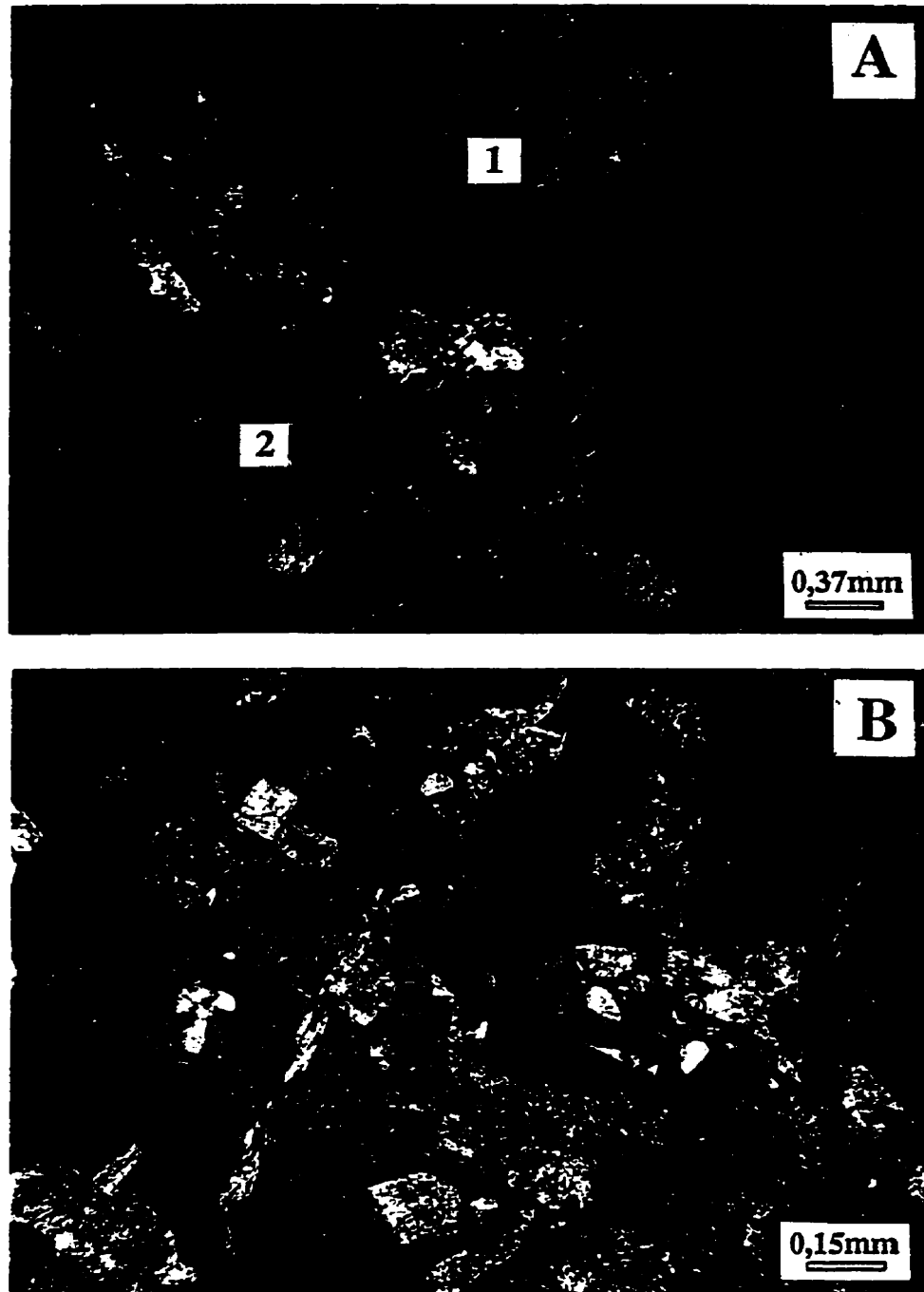
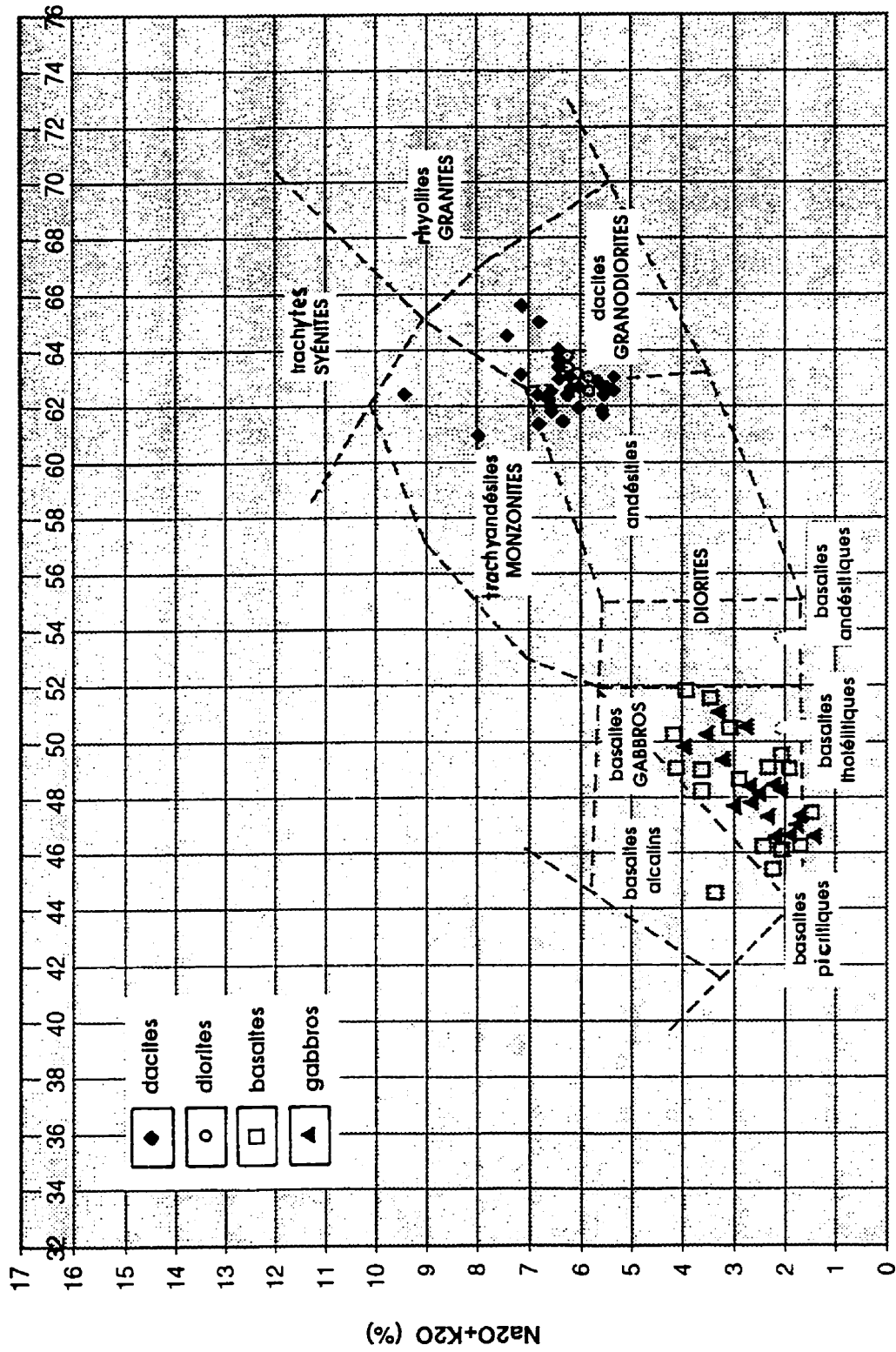


FIGURE 5.3. Métasomatite à calcite, épidote, amphibole et quartz dans les basaltes coussinés. LTP. Le flanc nord du gisement, à 20 m au sud du puits. La substitution métasomatique progresse en fonction de la perméabilité des constituants du protolithe (le basalte massif et l'hyaloclastite).
 (A) Zone de réaction marquée par une apparition de biotite et de quartz dans le basalte (1) et d'une mince bande d'épidote dans l'hyaloclastite (2).
 (B) Hyaloclastite remplacée par l'assemblage calcite-épidote-amphibole-quartz. Les opaques sont des sulfures et de la magnétite.



SiO₂ (%)

FIGURE 5.4. Diagramme de classification ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) vs. SiO_2 pour les roches magmatiques du secteur Akasaba. Les champs typiques des diverses roches sont montrés selon Cox *et al.* (1979).

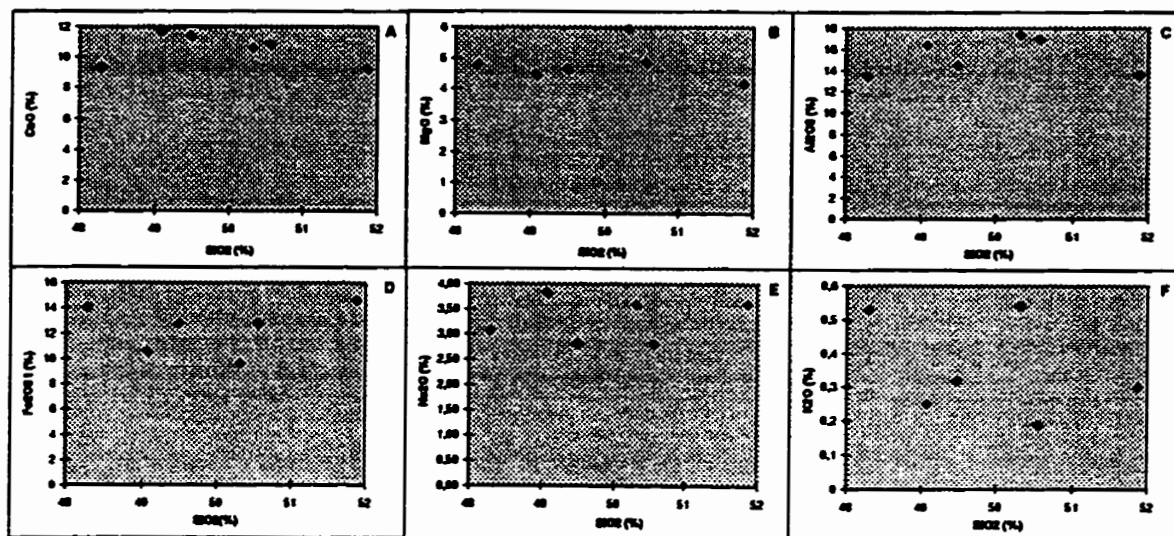


FIGURE 5.5. Diagrammes de Harker pour les basaltes coussinés.

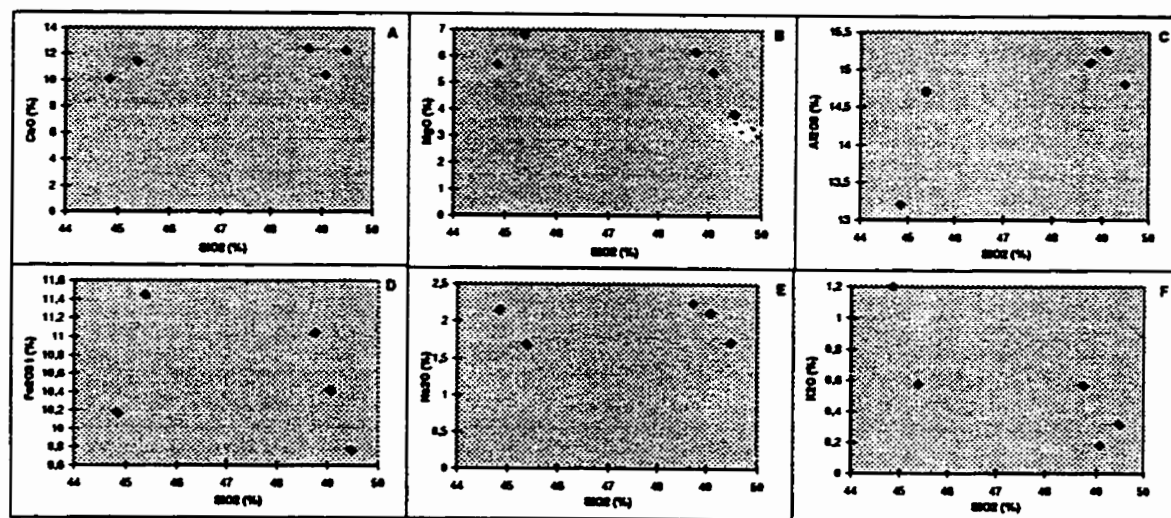


FIGURE 5.6. Diagrammes de Harker pour les basaltes massifs.

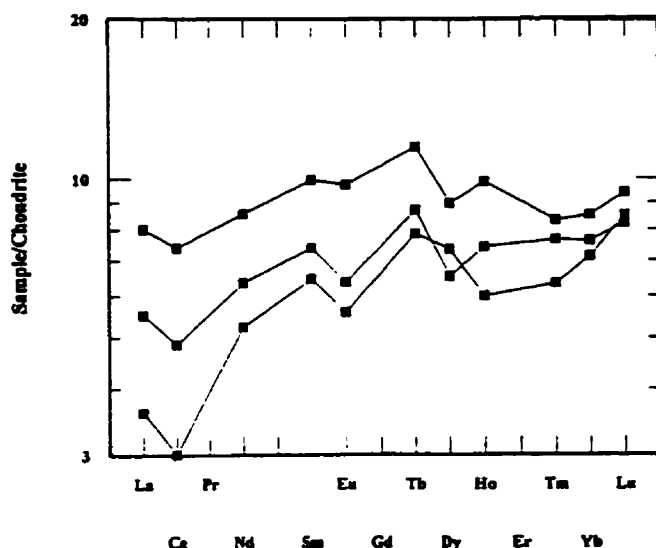


FIGURE 5.7. Patterns en terres rares de trois échantillons représentatifs des basaltes d'Akasaba.

Les patrons en terres rares des basaltes d'Akasaba (figure 5.7) correspondent parfaitement aux courbes typiques des basaltes tholéitiques montrant de faibles écarts négatifs de Eu et de Ce (Haskin, 1979). Une des courbes de la figure 5.7 se caractérise par un certain appauvrissement en terres rares légères; elle correspond probablement à un basalte komatiitique.

5.2 Pyroclastites

Les diverses pyroclastites appartenant à la séquence volcanique sont largement répandues, surtout dans la partie centrale du secteur. Selon les données pétrographiques, elles sont subdivisées en deux groupes.

5.2.1 Pyroclastites intermédiaires et felsiques

Ce groupe inclut des tufs intermédiaires (52,4 à 62,4 % de SiO_2) à cristaux et cendres et des tufs et des tuffites felsiques (67 à 80 % de SiO_2). Ces roches avec la structure massive ou litée (figure 5.8) montrent localement un granoclassement (selon les données de forage).

Les tufs intermédiaires sont riches en clastes (20 à 70 %) de petite taille (0,2 à 1,5 mm, au maximum jusqu'à 6 mm). Ces derniers sont essentiellement représentés par des cristaux de plagioclase soit automorphes soit arrondis qui sont communément déformés ainsi que par des fragments de felsite quartzique et de felsite à phénocristaux de plagioclase (figure 5.9A). La



FIGURE 5.8. Tuf intermédiaire à cristaux et lapillis superposé au tuf laminé à cristaux et cendres. La zone B, à 200 m à l'ouest-nord-ouest du gisement.

fraction dominante a une taille de 0,5 à 1,2 mm. Le plagioclase des fragments (albite) s'altère ordinairement en épidote (pistachite) et localement en feldspath potassique. La matrice très fine de feldspath-quartz (généralement avec la taille de grains moins de 10 mm) contient de l'épidote et de la calcite en quantité variable (figure 5.9B) ainsi que de l'actinolite, de la biotite et de la chlorite qui sont réparties de façon non-uniforme.

Des teneurs en alumine élevées (17 à 22 % de Al_2O_3) reflètent une forte albitisation des roches (annexe A2). Des teneurs en Sr sont habituellement de 150 à 180 ppm. La courbe de terres rares pour le tuf intermédiaire, montrant un enrichissement en éléments légers (figure 5.10, courbe A), se caractérise par les écarts négatifs de Dy et de Tm (l'écart de Tm est moins prononcé). La courbe ressemble à celle pour la dacite (figure 5.10, courbe B), surtout en ce qui concerne les éléments légers. Les pyroclastites intermédiaires sont plus riches en terres rares lourdes que les dacites, mais le mode de leur distribution est semblable. Ces données peuvent

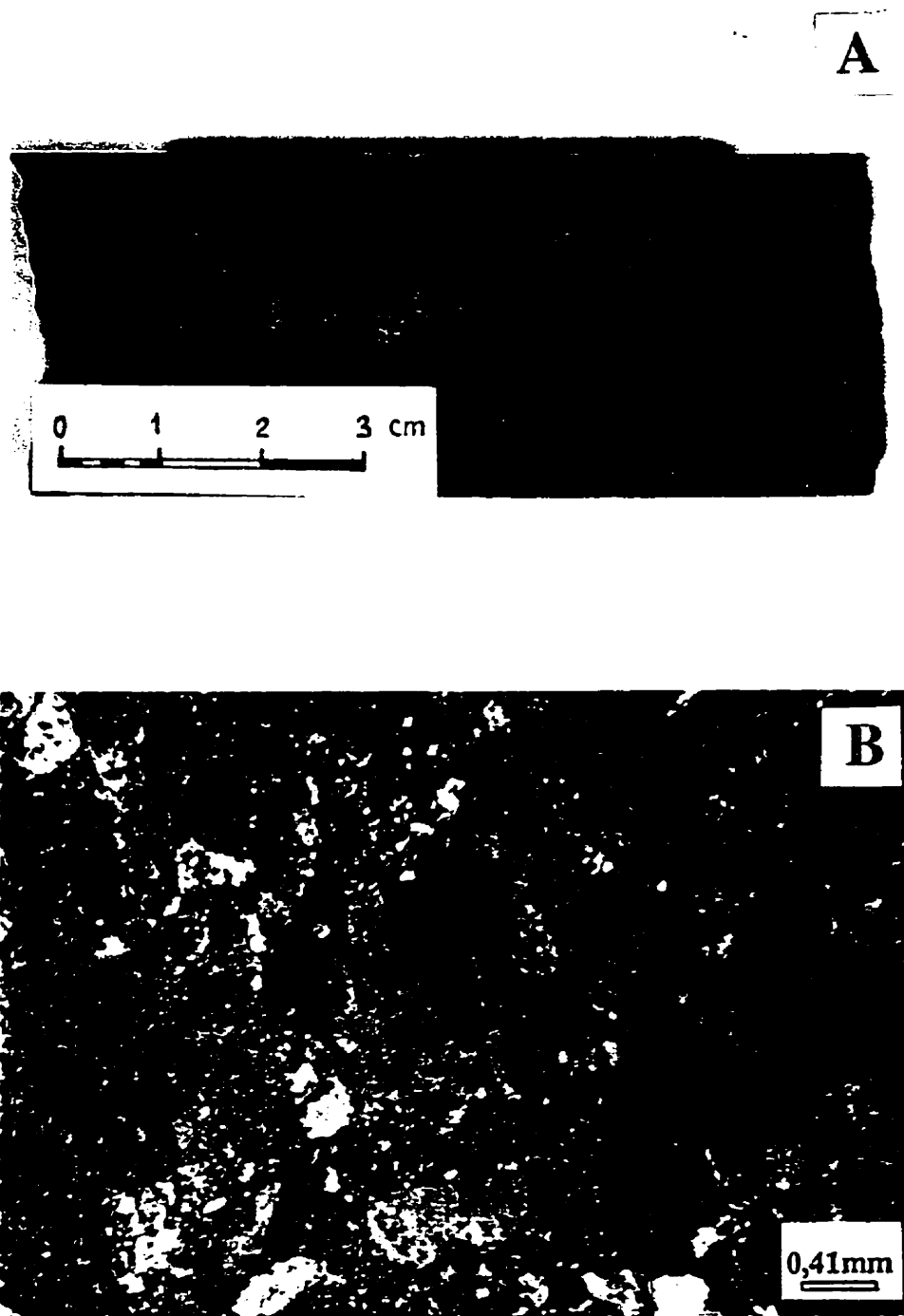


FIGURE 5.9. Tuf intermédiaire à cristaux et cendres, peu altéré. La zone E, entre les dykes dioritiques.
 (A) Les pyroclastes de plagioclase ont la forme arrondie et les limites floues à cause de l'albitisation affectant également le plagioclase de matrice.
 (B) De rares plages d'épidote remplacent le plagioclase de matrice. LTP.

suggérer une dérivation du matériel pyroclastique et de la dacite d'une même chambre magmatique. Pour vérifier cette possibilité, il serait nécessaire plus d'analyses.

Les tufs et les tuffites felsiques, qui forment de minces horizons (quelques centimètres à quelques décimètres d'épaisseur, par endroits jusqu'à quelques mètres), sont peu répandus; ils sont habituellement associés aux tufs intermédiaires. Ce sont des roches à grains très fins qui sont composées de petits cristaux de plagioclase épidotisé (3 à 10 % de la roche) et de matrice de feldspath-quartz. Des teneurs en chrome plus élevées dans les tuffites felsiques en comparaison avec les tufs intermédiaires (annexe A2) suggèrent une présence de chromite et, donc, la quantité plus importante du matériel clastique d'origine sédimentaire. Il est possible que les tuffites felsiques passent latéralement à des sédiments purement chimiques (des cherts et des exhalites). Ces derniers sont rencontrés dans quelques affleurements et également rapportés dans les travaux antérieurs (Sharpe, 1968; Marquis et Giovenazzo, 1981; Trudel, 1981)¹.

Une transition graduelle des tuffites felsiques aux tufs intermédiaires, qui est localement observée et qui consiste en un ajout du matériel pyroclastique plus grossier, reflète une activation du régime volcanique. Des particularités pétrographiques des pyroclastites intermédiaires (une abondance de cristaux, une fine structure de matrice, un litage et un granoclassement), ainsi que leur association avec des basaltes du fond de la mer suggèrent la formation de ces roches et, vraisemblablement, de tous les pyroclastites en résultat d'éruptions phréatomagmatiques (Fisher et Schmincke, 1984; McPhie *et al.*, 1993).

Selon les données géochimiques, les pyroclastites intermédiaires sont plus susceptibles à l'altération hydrothermale que les pyroclastites felsiques (annexe A2). Cette altération, marquée par la hausse des teneurs en Ca, Mg et Fe, avec une diminution simultanée des teneurs en Si (figure 5.11), est représentée surtout par des calcosilicates. Des observations sur le terrain et un examen microscopique des pyroclastites intermédiaires montrent les divers types d'altération, par endroits très intense.

¹ Selon Sharpe (1968), ces roches qui comportent par endroits de la pyrite et qui montrent des teneurs élevées en Au témoignent d'une activité hydrothermale dans le secteur. Pour Marquis et Giovenazzo (1981), leur présence est un à l'appui de l'hypothèse de l'origine volcanogène de la minéralisation d'Akasaba.

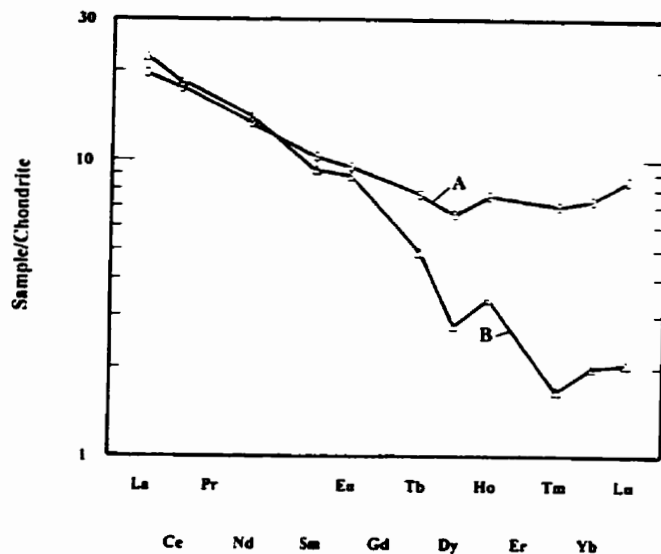


FIGURE 5.10. Comparaison des courbes de terres rares pour le tuf intermédiaire (A) et la dacite (B).

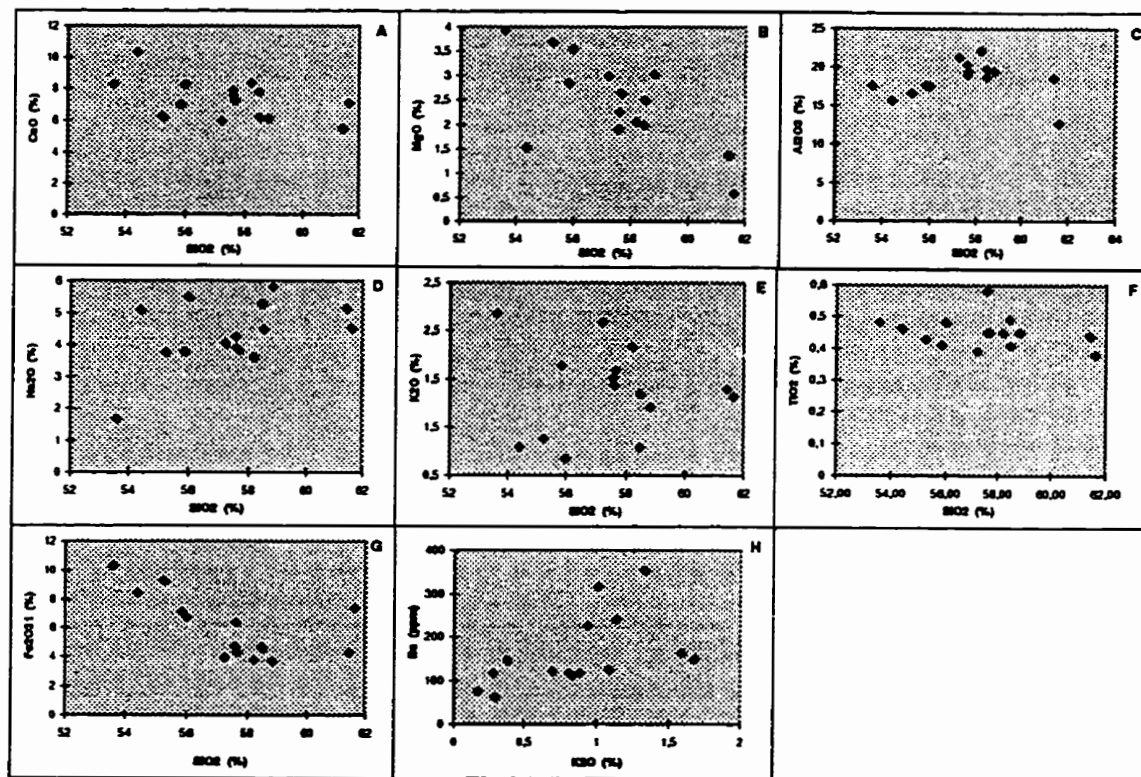


FIGURE 5.11. Diagrammes de Harker pour les pyroclastites intermédiaires.

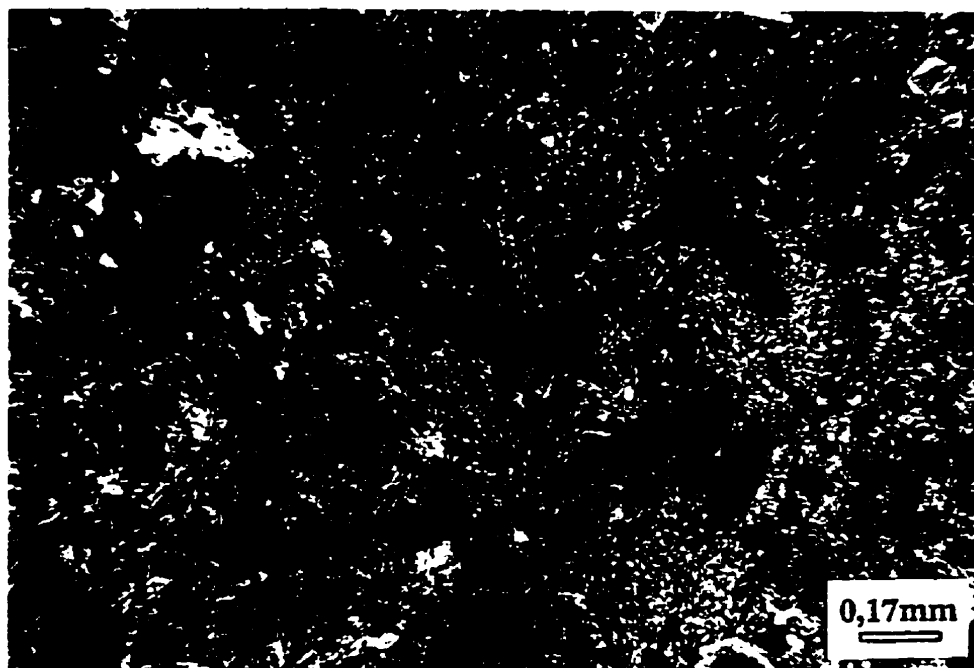


FIGURE 5.12. Transformation métasomatique du tuf intermédiaire. LTP. On voit la superposition irrégulière de l'assemblage d'épidote-calcite-actinolite. La texture clastique est encore reconnaissable. La zone E, entre les dykes dioritiques.

Localement, on remarque une forte altération représentée par un assemblage épidote + calcite + amphibole + quartz (figure 5.12) avec deux populations d'épidote (pistachite) et d'amphibole. Ces populations se distinguent selon la taille des grains. L'épidote et l'amphibole remplacent les minéraux de matrice et elles forment les pseudomorphes mono- et polyminéraliques développés essentiellement d'après les cristaux de plagioclase. Par endroits, cette altération aboutit à la formation des métasomatites à épidote, amphibole, quartz et calcite (voir section 5.6).

Un autre type d'altération locale des pyroclastites intermédiaires consiste en un fort enrichissement des roches en feldspath potassique et en biotite. Selon Sauvé (1985), la biotite est localement présente en quantité remarquable. Lebel (1987) rapporte également une abondance de biotite et de microcline dans quelques endroits. Une altération potassique affecte les tufs d'une façon sélective. Le plagioclase de fragments est le plus touché par la microclinisation et par la biotitisation. Il faut préciser que la biotite n'est pas associée exclusivement au microcline. Elle remplace également l'amphibole et elle se rencontre comme

une phase minérale autonome, surtout dans les tufs tectonisés. À cause d'un fort degré d'altération, il est plus pratique de décrire les roches riches en feldspath potassique et en biotite comme métasomatites (voir section 5.6).

Du point de vue chimique, une altération potassique des tufs intermédiaires (annexe A6) se traduit en général par une hausse significative des teneurs en potassium (plus de 2 % de K_2O). Pour les variétés riches en microcline, on remarque en plus une hausse des teneurs en barium (0,04 à 0,3 %).

5.2.2 Pyroclastites mafiques

Les roches qui donnent l'aspect des pyroclastites mafiques sont étudiées aux flancs du gisement Akasaba. Elles sont connues sous le nom «tuf mafique à lapillis» (Sauvé, 1985; Lebel, 1987). Ces roches, de couleur brune foncée, presque noire (à cause de l'abondance d'amphibole), ont une granulométrie variable (cendres, petits lapillis et, plus rarement, moyens lapillis et blocs). Outre le critère granulométrique, on peut utiliser, au niveau macroscopique, un autre critère: la quantité de fragments de plagioclase altéré qui varie entre 2 et 15 %. Ensuite, une variété massive et celle foliée peuvent être reconnues. La foliation est communément marquée par un alignement des silicates ferromagnésiens (amphibole, chlorite) et des sulfures, surtout de la pyrrhotite.

Les «pyroclastites mafiques» de l'horizon supérieur observés en affleurements (voir la carte géologique 1 : 2 000) sont en général très altérées. Bien que les structures primaires de tufs soient reconnaissables, leurs compositions minéralogiques et chimiques ont certainement subi de fortes modifications. Il est donc impossible de caractériser ces roches sans parler d'altération hydrothermale.

Une discrimination chimique de ces roches, basée sur la quantité de silice (42 à 52 % de SiO_2), n'est pas fiable parce que selon d'autres critères (les teneurs en Cr et en Ti, les rapports Al / Ti, Y / Zr et surtout le patron en terres rares), elles ressemblent, dans plusieurs cas, plutôt aux pyroclastites intermédiaires (annexes A2 et A6). D'autre part, les teneurs en Sr sont nettement moins élevées que pour les pyroclastites intermédiaires. Quoi qu'il en soit, il semble que la composition chimique primaire des roches en question soit proche de celle des pyroclastites intermédiaires et que la différence entre ces variétés soit le résultat de la redistribution de

quelques éléments due à l'altération hydrothermale. Une comparaison de ces variétés pour les éléments majeurs autres que la silice montre que, pour les roches ayant l'apparence de tufs mafiques, des teneurs en Na et en Al sont en général moindres et des teneurs en Ca, en Fe et en Mg sont plus élevées que pour les pyroclastites intermédiaires (annexe A2). Ce fait doit refléter l'abondance des silicates calciques et des minéraux opaques ferrifères parmi les minéraux composant ces roches. En effet, un examen microscopique révèle que le changement de leurs caractéristiques pétrographiques (la composition minéralogique et chimique, la structure et la texture) est tellement radical que l'on ne doit plus nommer ces roches selon leur origine volcanique. C'est pour cette raison qu'elles sont décrites dans la section 5.6 comme métasomatites.

Par contre, les tufs mafiques des horizons inférieurs, qui sont moins altérés et en général moins tectonisés que les pyroclastites de l'horizon supérieur, correspondent à leur dénomination. Ce sont des variétés lithoclastiques (tufs à blocs et lapillis) dont la fraction la plus grossière représente 50 à 60 % de la roche. La matrice est composée de cendre mafique. La forme de lapillis (2 à 20 mm de taille) est variable: soit arrondie, soit irrégulière ou anguleuse. Les fragments sont fortement épidotisés et contiennent de l'amphibole et localement du quartz. La matrice fine est composée d'amphibole (l'actinolite avec un peu de hornblende), d'épidote et de chlorite. Des sulfures (pyrite, chalcoppyrite) et de la magnétite (1 à 2 % de minéraux opaques) s'associent ordinairement à l'épidote; elles sont disséminées dans la matrice. La courbe de terres rares pour ce tuf, montrant un écart négatif de Ce (figure 5.13), ressemble à celle du basalte komatiitique (figure 5.7).

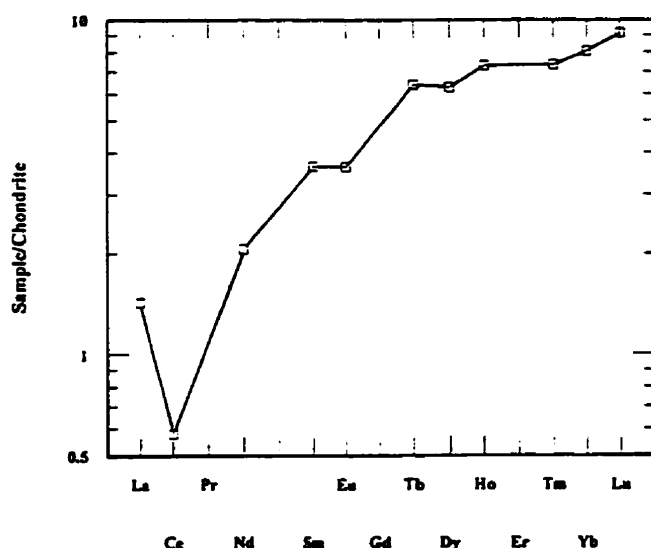


FIGURE 5.13. Courbe des terres rares pour le tuf mafique à lapillis de l'horizon inférieur.

5.3 Dacites

Les dacites du secteur Akasaba sont des roches porphyriques et microporphyriques qui contiennent 10 à 25 % de phénocristaux d'albite idiomorphe ou arrondie (0,5 à 3 mm de diamètre), localement un peu épidotisée. Par endroits, de rares yeux de quartz sont présents dans ces roches. La matrice est composée de microlites de plagioclase et de quartz. Elle peut aussi contenir un peu d'épidote et de chlorite.

Dans les zones de faille, les dacites massives se transforment en brèches tectoniques, en cataclasites, en schistes et, localement, elles sont fortement mylonitisées (figure 5.14). On peut observer une transition entre les structures bréchique et schisteuse sur des intervalles de quelques mètres à quelques dizaines de mètres. Les brèches tectoniques et les cataclasites, avec un fin réseau de veinules de quartz et de calcite, contiennent jusqu'à 15 % d'épidote (la pistachite qui remplace le plagioclase) et aussi de la chlorite, de la séricite et de la titanite. La matrice de variétés mylonitisées et surtout de mylonites représente une alternance des minces rubans lentiformes plissotées de compositions différentes (chlorite + séricite; et quartz + plagioclase). Des porphyroblastes de quartz et de plagioclase montrent les microstructures de cisaillement (figure 4.5).

Du point de vue chimique (annexe A3), les dacites se caractérisent en général par le manque de silice et de potassium par rapport aux dacites typiques (figure 5.4). Les teneurs en SiO_2 varient ordinairement entre 61,5 et 64 %, avec une forte tendance vers le champ d'andésite. Des variétés relativement riches en silice (plus de 64,5 % de SiO_2) sont observées dans les zones de cisaillement. Les mylonites et les roches mylonitisées de ces zones sont enrichies en potassium et en barium et un peu appauvries en calcium et en titane par rapport aux dacites massives. Des teneurs élevées en K et Ba dans certains échantillons sont dues à la séricitisation et possiblement à la microclinisation (figure 5.15). De très basses teneurs en Si (moins de 61,5 % de SiO_2) reflètent probablement un lessivage local dans les brèches tectoniques, accompagné d'un gain en sodium dû à l'albitisation élevée. Pour la plupart des analyses, le ratio $\text{Na}_2\text{O} / \text{K}_2\text{O}$ très élevé indique que les dacites ont généralement subi une forte albitisation avec une perte simultanée en potassium. Les teneurs en strontium sont en général entre 250 et 450 ppm, avec une baisse relative pour les variétés tectonisées.

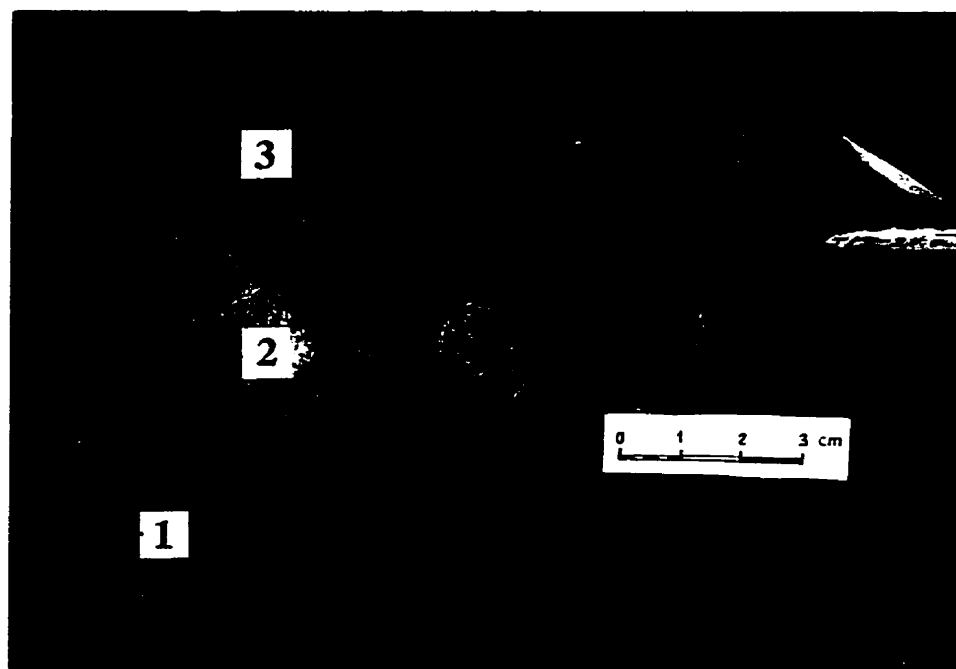


FIGURE 5.14. Dacite porphyrique massive (1), cataclasite (2) et mylonite (3). La transition de la dacite massive à la cataclasite et à la mylonite peut être observée dans l'intervalle de quelques mètres à quelques dizaines de mètres.

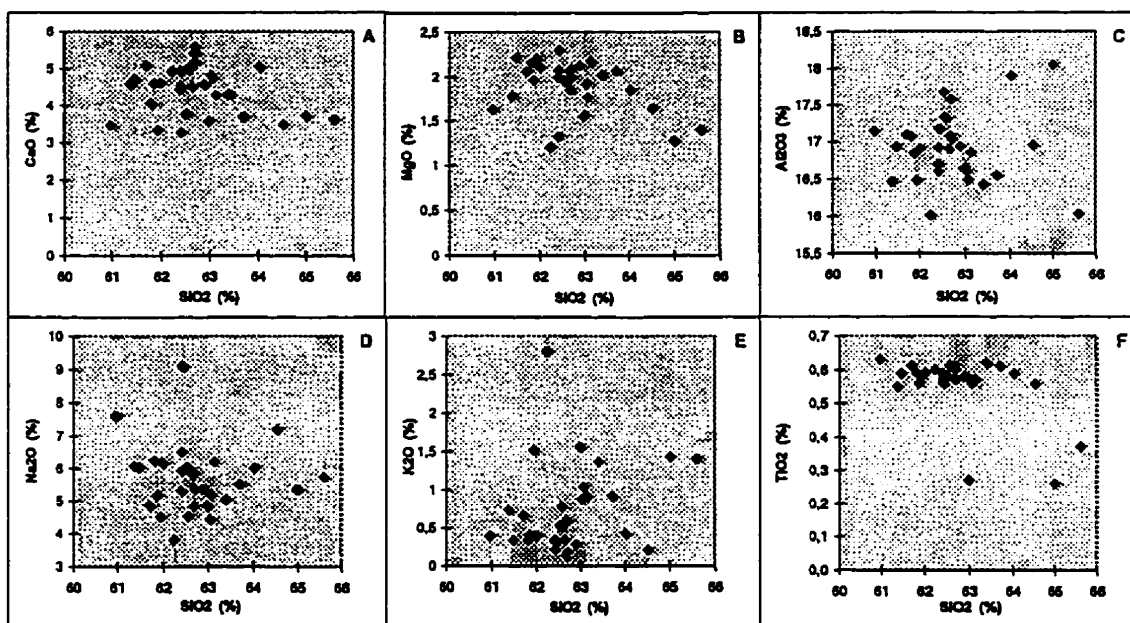


FIGURE 5.15. Diagrammes de Harker pour les dacites.

5.4 Gabbroïdes

Des gabbros, des gabbro-diabases et des diabases, qui forment plusieurs sills dans les volcanites, sont des roches à grains fins à moyens avec les textures ophitique et subophtique (figure 5.16). On observe une transition entre ces variétés à l'intérieur d'un même sill, mais localement les structures changent de façon chaotique.

Les roches sont essentiellement composées de hornblende maclée chloritisée et de plagioclase albitisé et épidotisé (figure 5.17). Le matériel interstitiel est altéré en chlorite, en épidote, en actinolite et en quartz, avec un ajout local de biotite. Une quantité élevée de minéraux titanifères (jusqu'à 2 % de leucoxène et de titanite) est caractéristique de ces roches.

La présence de calcosilicates se traduit par des teneurs élevées en Ca et en Al (annexe A4). Étant donné qu'une épidotisation des gabbros semble en général moins forte que des basaltes, le mode de dispersion de Al, de Mg et de Ca (figure 5.18) suggère également de fortes variations d'intensité d'amphibolisation et de chloritisation. Par endroits, on observe quand même des roches contenant 20 % d'épidote et 30 % d'actinolite. Une forte altération des gabbros, observée localement dans la zone C, est caractérisée dans la section 5.6.

Les patrons en terres rares de gabbroïdes montrent une certaine ressemblance à ceux de basaltes, surtout de variétés tholéitiques (figure 5.19). Les gabbroïdes sont nettement enrichis en terres rares par rapport aux basaltes. Comme les basaltes, ils se caractérisent par les écarts négatifs de Dy et de Ce, mais à la différence des basaltes, ils montrent un écart positif de Eu. Un magma gabbroïque aurait possiblement apparu comme un résultat de fusion de basalte tholéitique (figure 5.20) et, après s'être déplacé au niveau plus haut de la croûte océanique, aurait formé des sills de gabbro et de gabbro-diabase. Étant donné le nombre restreint des analyses, on n'exclut pas une autre possibilité, notamment: la dérivation du gabbro et du basalte d'une même chambre magmatique (le cas typique dans les ceintures des roches vertes).

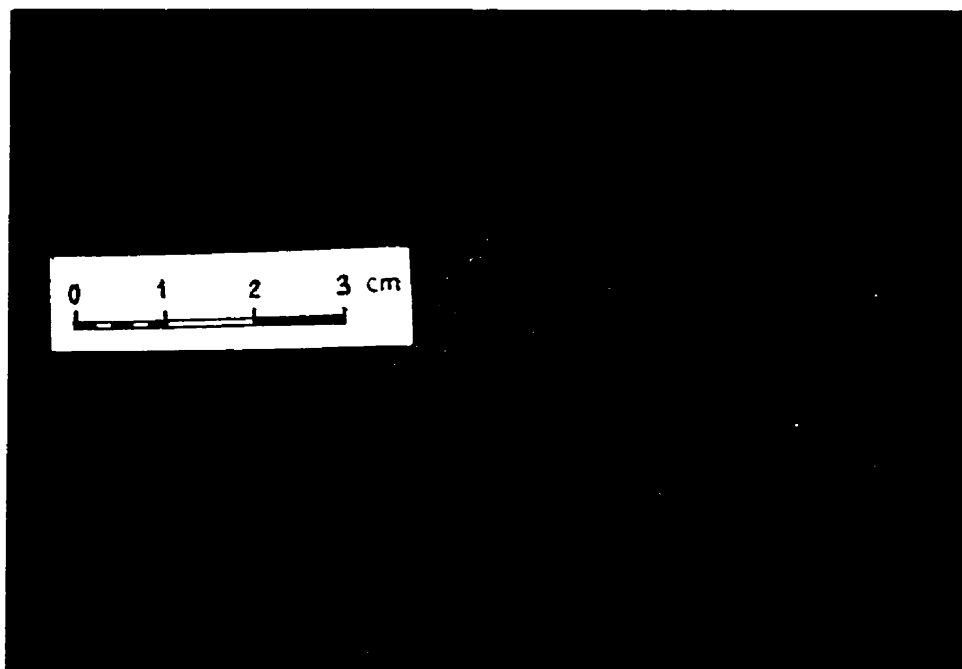


FIGURE 5.16. Gabbro à amphibole à grains fins et moyens, à texture ophitique inégale. Le forage AK94-03, à la profondeur de 445,5 m.

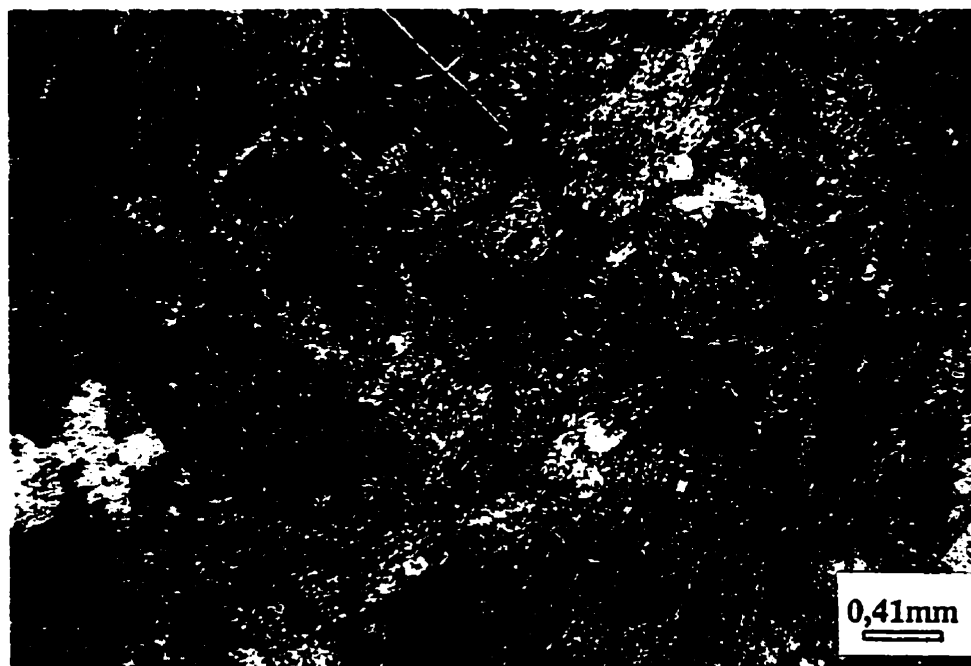


FIGURE 5.17. Altération métasomatique du gabbro à amphibole. LTP. Le feldspath est complètement remplacé par la calcite et par l'épidote. La hornblende (en phénocristaux) est partiellement remplacée par l'épidote et l'actinote. Le forage AK94-06, à la profondeur de 756 m.

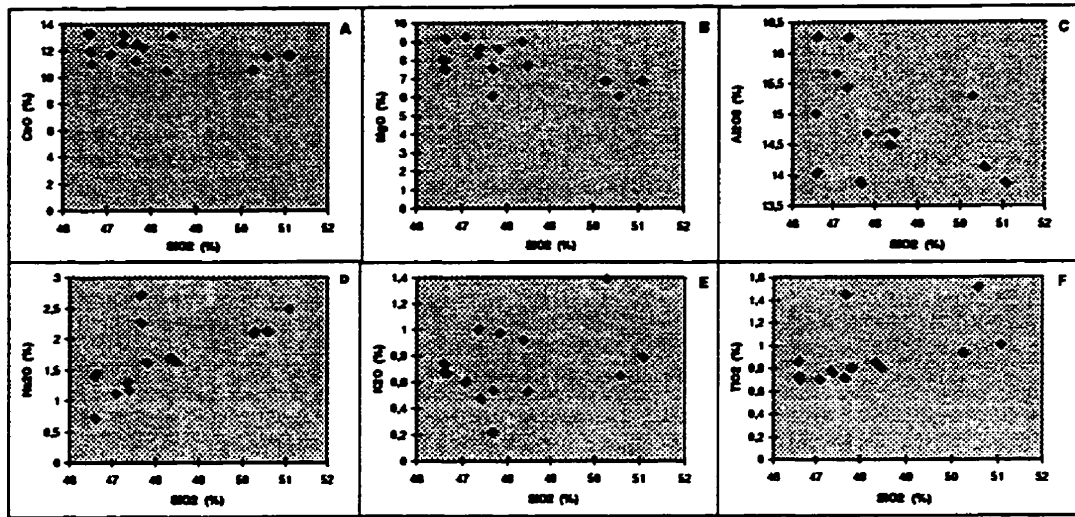


FIGURE 5.18. Diagrammes de Harker pour les gabbroïdes.

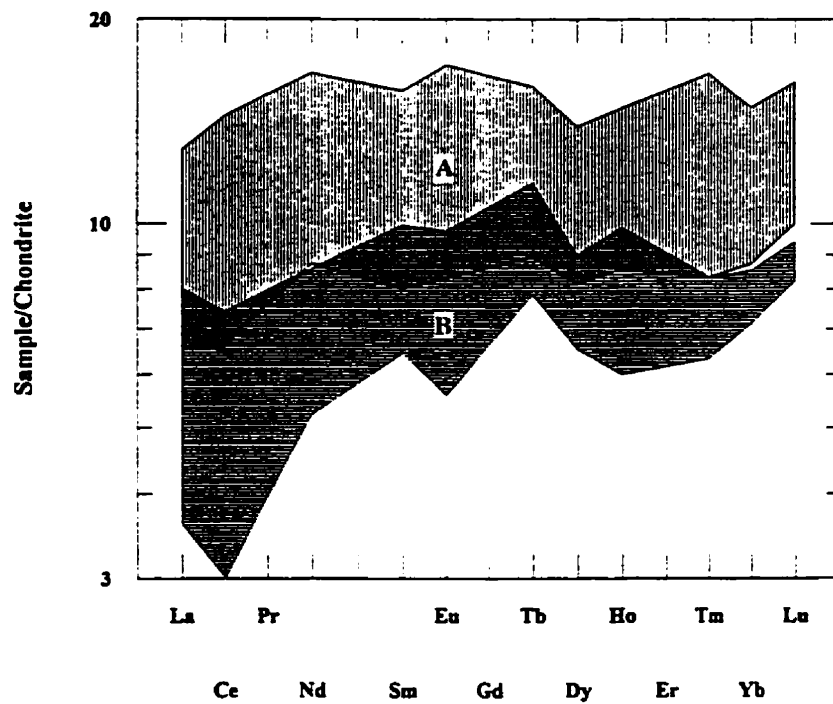


FIGURE 5.19. Comparaison des patrons en terres rares des gabbroïdes (A) et des basaltes (B).

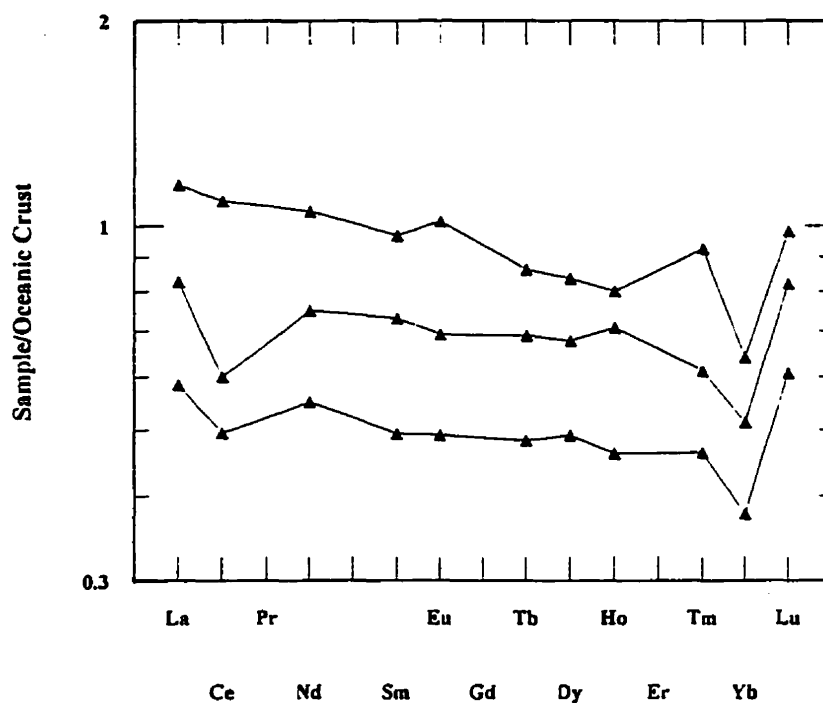


FIGURE 5.20. Courbes de terres rares pour les gabbroïdes normalisées aux teneurs de la croûte océanique.

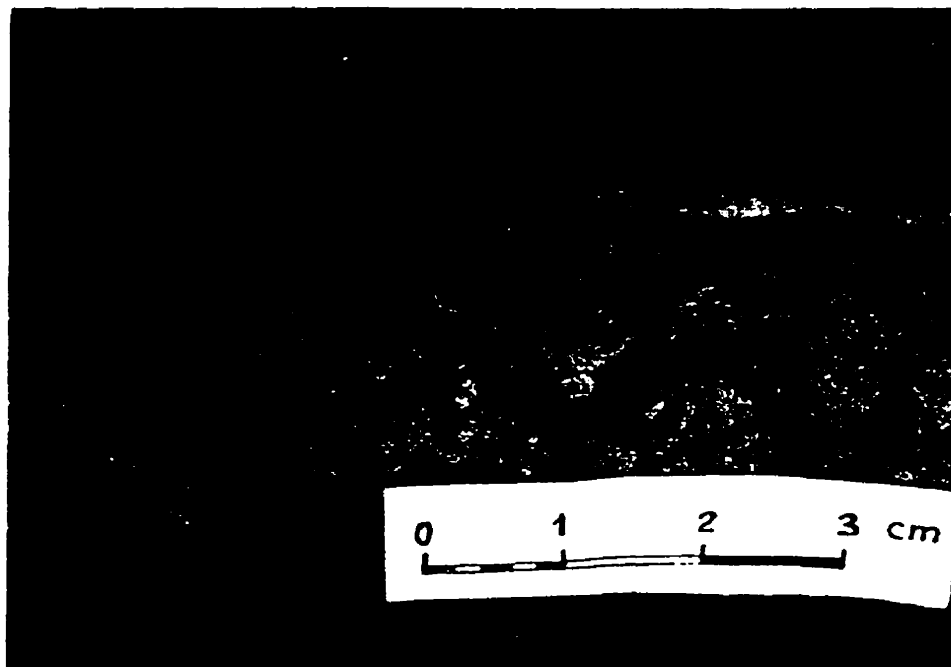


FIGURE 5.21. Diorite quartzifère porphyrique. Les phénocristaux de plagioclase zoné et de hornblende sont plongés dans une fine pâte de quartz-feldspath. Un peu de pyrite est observée. Le forage AK94-03, à la profondeur de 368,5 m.

5.5 Diorites quartzifères

Les diorites quartzifères sont largement répandues dans les limites du secteur. Ces roches sont également connues à l'échelle du district (Robert, 1983; Sauvé, 1984; Sauvé *et al.*, 1993; Taner, 1996) et nommées couramment «porphyres feldspathiques». Les diorites quartzifères ont une structure massive et elles se caractérisent par une abondance de phénocristaux de plagioclase et de hornblende (jusqu'à 50 % de la roche, pour les deux minéraux) et la présence de petits yeux de quartz (jusqu'à 2 %), qui se baignent dans une fine pâte de quartz-feldspath (figure 5.21). De gros phénocristaux de plagioclase arrondis (jusqu'à 15 mm de longueur) représentent 25 à 30 % de la roche. Des phénocristaux de hornblende (0,5 à 3 mm de longueur), en quantité variable (10 à 20 %), se placent entre les plagioclases; leur répartition n'est pas uniforme.

Il existe deux populations des phénocristaux de plagioclases, selon la taille: l'une avec la taille de 1 à 3 mm et l'autre, dominante, avec la taille de 5 à 15 mm. La composition primaire du plagioclase est An_{30} (oligoclase-andésine); ordinairement, il est complètement albitisé (voir section 6.7). Les gros phénocristaux de plagioclase ayant le zonage concentrique contiennent de petites inclusions de quartz et de hornblende (figure 5.22A). Les produits d'altération sporadique, mais intense, sont représentés par un mélange de calcite, de séricite et de minéraux argileux ainsi que, surtout aux bordures de grains, par l'actinolite, l'épidote, la chlorite et la biotite (les deux dernières remplacent possiblement la hornblende des inclusions). La hornblende de phénocristaux, riche en magnésium (voir section 6.3.), montre habituellement des macles simples ou polysynthétiques. Elle est localement altérée en biotite, en épidote et en titanite (figure 5.22B). On remarque deux populations de quartz: des phénocristaux ovoïdes et les agglomérations de la forme irrégulière où le quartz semble recristallisé. La titanite observée en traces remplace partiellement la hornblende et elle forme également des cristaux allongés (pseudomorphes d'après la hornblende).

La matrice très fine de quartz-feldspath contient beaucoup de bandes et d'amas lenticulaires microscopiques de séricite. Ces minces bandes contournent des phénocristaux, ce qui donne à la matrice un aspect fragmentaire. Au niveau macroscopique, on remarque également une irrégularité de la structure. Ces observations portent à croire qu'en général les diorites quartzifères se sont formées durant une période de déformation modérée et continue. Dans

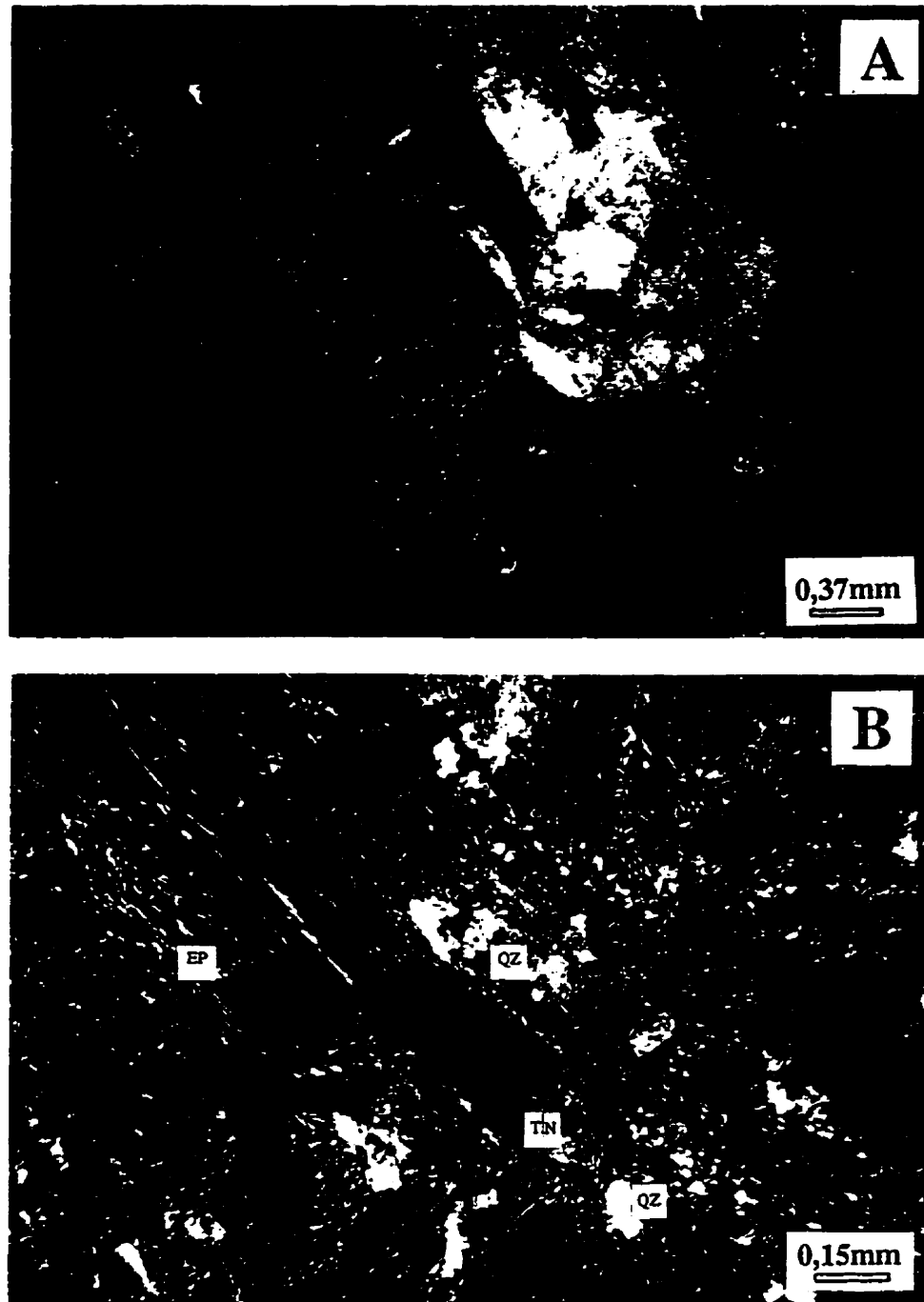


FIGURE 5.22. Diorite quartzifère porphyrique avec la matrice microgrenue de quartz-feldspath. LTP. La zone E.

(A) Les phénocristaux de plagioclase zonés contenant des inclusions de hornblende et de quartz sont localement séricitisés et épidotisés.

(B) La hornblende est localement remplacée par l'épidote (EP) et par la titanite (TN). Le quartz (QZ) se rencontre en phénocristaux arrondis et en plages irrégulières.

certaines zones de faille associées aux contacts, ces roches sont fortement cataclasées et épidotisées (les forages AK94-03 et AK95-13).

Les diorites quartzifères sont habituellement dépourvues de minéralisation métallique ou n'en contiennent que très peu. On remarque, par exemple: une faible hématitisation des diorites près du contact avec le tuf dans le forage 475-81-12 (de 290 à 290,2 m); la présence de Au en quantité de 0,3 g/t dans le même forage (de 282,3 à 288 m) et la présence de pyrite (~1 %) avec un peu de chalcopryte dans le forage AK94-03 (à la profondeur de 365 et 372 m).

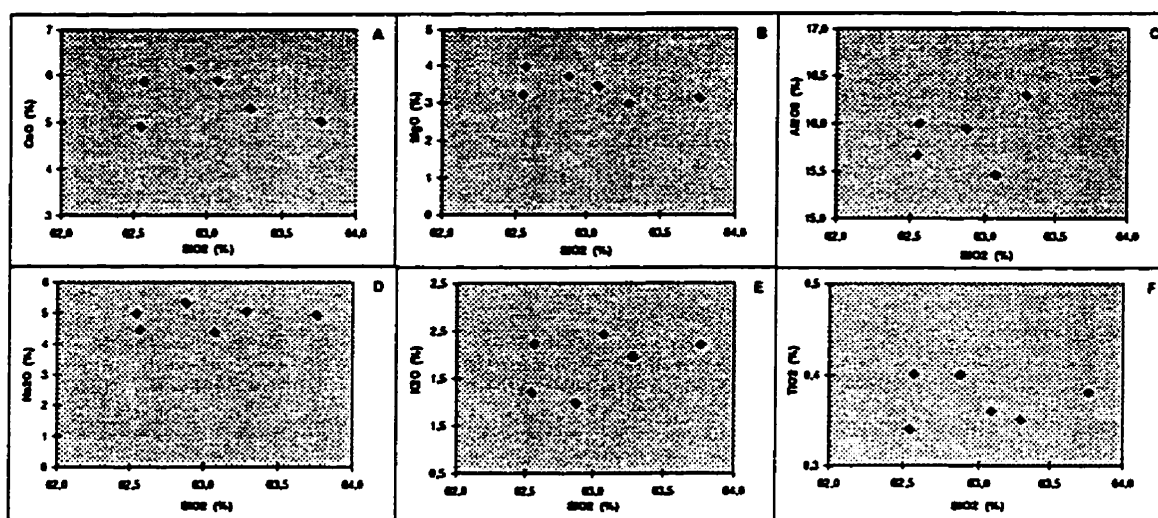


FIGURE 5.23. Diagrammes de Harker pour les diorites quartzifères.

La composition chimique de ces roches est homogène (annexe A5, figures 5.4 et 5.23). Elles contiennent entre 0,7 et 1,4 % de K_2O et, selon le ratio Na_2O/K_2O , elles appartiennent à la série calco-alcaline. Le coefficient a_1 est un peu élevé (entre 1,9 et 2,5). Par contre, le coefficient K_1 est le plus bas de toutes les roches analysées (0,49 à 0,56). Les teneurs en strontium sont les plus élevées de toutes les roches (480 à 710 ppm) et le ratio Sr/Rb varie entre 20 et 40. Les teneurs en Ba sont également élevées (500 à 800 ppm). Le rapport Y/Zr est de l'ordre de 0,16 (deux fois moins élevé que pour les gabbros). La comparaison des patrons en terres rares de diorites quartzifères avec ceux de dacite et ceux de l'ensemble de roches d'intrusion de East Sullivan (figure 5.24) montre une affinité entre les diorites et les

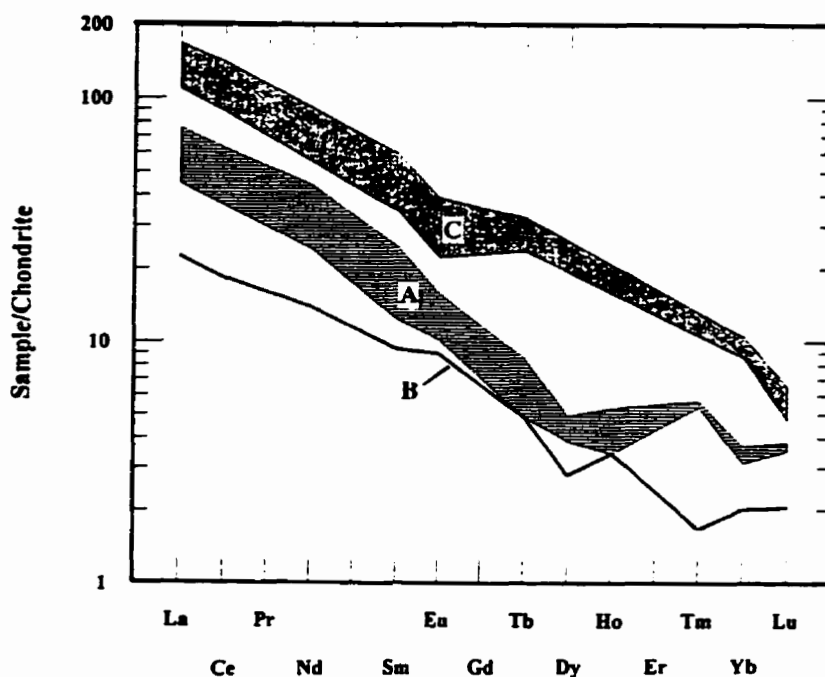


FIGURE 5.24. Comparaison des courbes de terres rares pour les diorites quartzifères (A) et la dacite (B) d'Akasaba et pour les roches monzonitiques du stock de East Sullivan (C). Les analyses qui caractérisent l'intrusion de East Sullivan sont tirées de Taner, 1996.

roches monzonitiques qui consiste en distribution semblable d'éléments légers. Par contre, pour les éléments plus lourds (à partir de Eu), les courbes des diorites ressemblent plutôt à celle de la dacite (à l'exception de Tm qui montre les tendances différentes). Il est difficile d'en tirer les conclusions fermes sur les liens génétiques entre ces trois complexes de roches. Il n'est pas exclu que la figure 5.24 démontre une évolution du même magma dioritique.

5.6 Métasomatites

5.6.1 Introduction

Les termes «roches métasomatisées» et «métasomatites» sont déjà utilisés dans le texte. Avant de caractériser les métasomatites, il semble pertinent d'aborder quelques questions générales et surtout la question de terminologie concernant ce groupe de roches.

Selon une approche moderne (Ouchakov *et al.*, 1981), l'activité hydrothermale est l'un des principaux phénomènes géologiques (comme le magmatisme, la sédimentation et le métamorphisme) qui mènent à une différenciation de la matière dans la croûte terrestre. Les roches dues à l'activité hydrothermale forment une classe nommée «hydrothermalites» (Vlassov, 1978). Les hydrothermalites comprennent des métasomatites formées par le remplacement en état solide du protolithe (i.e., de la roche primaire) et des veines hydrothermales dues au remplissage des ouvertures. Ces deux modes de formation des hydrothermalites coexistent toujours, mais le rôle de chacun peut être différent.

La formation des métasomatites s'accompagne de changements profonds de la composition minéralogique et chimique du protolithe, ainsi que de sa structure et sa texture. On distingue trois degrés d'altération métasomatique des roches, selon la quantité des minéraux du nouvel assemblage (Ouchakov *et al.*, 1981):

- faible altération (les roches métasomatisées, avec 5 à 20 % de nouveaux minéraux);
- forte altération (les roches fortement métasomatisées, avec 20 à 80 % de ces minéraux); et
- très forte altération (les métasomatites, avec 80 à 100 % de ces minéraux).

Toutes les hydrothermalites, y compris les métasomatites, peuvent être considérées comme des anomalies pétrologiques tandis que les roches métasomatisées, qui comportent une moindre quantité des minéraux du même assemblage, représentent un fond local. Les dimensions de l'enveloppe externe présentée par les roches métasomatisées varient considérablement d'un gisement à un autre, mais en principe, cette enveloppe peut être cartographiée.

Conformément à la classification susmentionnée, les roches du secteur Akasaba analysées microscopiquement sont, dans la plupart des cas, fortement métasomatisées ou elles représentent des métasomatites. La répartition spatiale des métasomatites, abordée à cette section, est traitée plus rigoureusement au chapitre 7.

5.6.2 Description

L'altération la plus répandue des roches du secteur Akasaba consiste en la formation des calcosilicates, surtout de l'épidote et de l'amphibole. Le ratio entre ces minéraux varie considérablement. Une quantité importante d'épidote ainsi qu'une forte amphibolisation des

roches par endroits sont rapportées dans les travaux antérieurs (Sauvé, 1985; Lebel, 1987). D'autres calcosilicates, rapportés en faible quantité dans les roches altérées du flanc ouest du gisement Akasaba (dans les «épidotites», selon Lebel, 1987), sont le clinopyroxène (diopside-hedenbergite) et le grenat (grossulaire-andradite). Enfin, le feldspath potassique et la biotite en quantités importantes sont remarqués à proximité du gisement et la magnétite en abondance est rapportée à l'ouest du gisement (Lebel, 1987). Cet assemblage, observé dans les roches altérées autour du corps minéralisé, a été interprété comme une particularité du gisement volcanogène (Lebel, 1987).

Pour mieux comprendre les phénomènes d'altération des roches du secteur, il est nécessaire non seulement de reconnaître les assemblages d'altération mais aussi de:

- élaborer une classification comparative des métasomatites;
- établir leur répartition spatiale et les relations entre les variétés;
- révéler les relations entre les minéraux des assemblages d'altération.

Les métasomatites d'Akasaba sont subdivisées en deux groupes: les métasomatites associées aux skarns et les skarns eux-mêmes. Il n'y a aucune opposition entre ces groupes. Au contraire, les observations suggèrent que les roches qui leur appartiennent ont beaucoup de traits communs et qu'en général, elles sont formées en résultat du même processus (voir chapitre 8). En utilisant cette subdivision conventionnelle, on veut surtout mettre l'accent sur le fait que les métasomatites associées aux skarns² représentent une enveloppe externe pour les skarns minéralisés. Une étude détaillée de quelques métasomatites démontre qu'elles peuvent être considérées comme skarns.

Les noms qui sont donnés aux métasomatites en fonction de leurs compositions minéralogiques reflètent l'abondance relative de chaque composant important de sorte que cette abondance diminue de gauche à droite. Les noms de minéraux, présents en faible quantité, mais considérés importants, sont aussi inclus dans les noms de métasomatites et indiqués entre parenthèses. Le nombre de membres indiqués peut varier de deux à quatre.

² Dans ce chapitre descriptif, on préfère ce terme neutre aux autres termes courants comme «hornfels calco-siliceux» ou «skarnoïdes» qui s'appliquent surtout aux systèmes de skarn associés aux contacts des intrusions avec les roches carbonatées.

Pour alléger le texte et pour simplifier la référence à la carte 1 : 2 000, on utilise, pour chacune des métasomatites, les mêmes abréviations que celles de la carte.

5.6.2.1 Métasomatites associées aux skarns

5.6.2.1.1 Métasomatites à microcline et biotite

Les métasomatites à microcline et biotite (ML-BO) sont des roches grises claires avec une nuance rose et brune. Macroscopiquement, elles ressemblent aux tufs intermédiaires. Cette ressemblance n'est pas étonnante parce que ces derniers représentent le protolithe pour les métasomatites de ce type.

Ce type d'altération consiste principalement en microclínisation qui affecte le plagioclase de fragments et celui de matrice. Le microcline (montrant des macles typiques en quadrillés et ceux de Carlsbad) forme des cristaux automorphes ou des amas irréguliers qui représentent des pseudomorphes d'après le plagioclase. La présence de microcline dans la matrice est confirmée par quelques analyses à la microsonde¹. Le microcline est également trouvé dans de petites veinules qui coupent, par endroits, des tufs intermédiaires², ce qui prouve, une fois de plus, sa nature secondaire. Il semble que la quantité de microcline varie de façon considérable. Pourtant, il est difficile à estimer optiquement son pourcentage avec précision parce qu'en partie les grains de ce minéral, surtout les plus petits, ne montrent pas de macles caractéristiques et peuvent être confondus avec des grains de plagioclase. Évaluer le degré d'altération de la matrice est encore plus difficile. Les variétés riches en pseudomorphes de microcline contiennent probablement entre 50 et 70 % de microcline, ce qui correspond à la teneur en K₂O de 3 à 10 % (annexe A6). Il existe une corrélation positive entre les teneurs en potassium et celles en barium. Bien que, théoriquement, le barium puisse être présent dans le feldspath potassique et dans la biotite, il semble que les teneurs élevées en cet élément dans les métasomatites soient plutôt dues à sa présence dans le feldspath potassique (annexes B7 et B5). On peut donc proposer une discrimination chimique des métasomatites riches en microcline en fonction de la quantité de barium (0,1 % et plus). Les cristaux de microcline sont

¹ Cet essai purement qualitatif n'a eu pour objectif que de s'assurer de la présence de feldspath potassique dans la matrice; ces résultats ne figurent pas parmi d'autres analyses du microcline (annexe B7).

² Le fait observé également par Lebel (1987).

communément brisés et leur forme devient irrégulière à cause du développement de la biotite dans ces bordures.

La biotite dont la quantité varie de 3 à 30 % se concentre surtout autour des cristaux de microcline en les remplaçant en partie (figure 5.25); elle se présente aussi en petites lamelles dans la matrice. De toute évidence, la biotite est plus tardive que le microcline et elle se développe aux dépens de ce dernier.

L'altération potassique peut coexister avec l'altération calcique. Cette dernière, représentée par un assemblage épidote + actinolite + calcite $\pm$ quartz et superposée à la microclinisation, est généralement contemporaine à la biotitisation. Quoique une quantité relative de chaque membre de l'assemblage calcique varie considérablement, les minéraux les plus abondants sont la calcite et l'épidote (pistachite). On voit le remplacement partiel du microcline par ces minéraux (jusqu'à 60 %), ainsi que l'apparition de leurs amas irréguliers qui représentent probablement des pseudomorphes monocristallins d'après le microcline ou ceux polycristallins

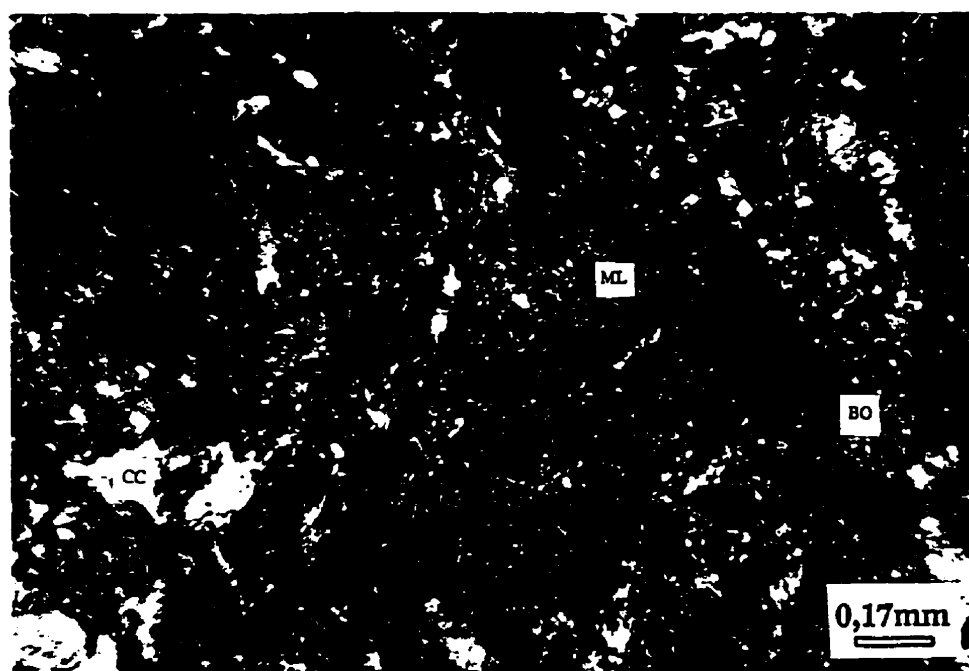


FIGURE 5.25. Métasomatite à microcline et biotite. LTP. Le protolithe de cette roche est un tuf intermédiaire à cristaux. Le plagioclase des cristaux est complètement remplacé par le microcline (ML) qui est présent également dans la matrice. Des lamelles de biotite (BO) sont surtout concentrées près des bordures de microcline. De petites plages irrégulières de calcite (CC), observées localement, sont associées à la biotite. Le forage AK94-03, à la profondeur de 251,6 m.

d'après les composants de matrice (figure 5.26). Par endroits, l'épidote est tellement abondante qu'on ne voit pratiquement plus de feldspath non-remplacé (figure 5.27); ce type de métasomatite à épidote ne se rencontre que localement. D'autres minéraux, présents généralement en faible quantité, sont de la chlorite (jusqu'à 5 %) qui se substitue à l'amphibole et à la biotite, et les minéraux titanifères tel que la titanite et le leucoxène (jusqu'à 2 % ensemble). Le degré d'altération totale (potassique et calcique) dépasse nettement 80 %.

Les sulfures disséminés (la pyrite et un peu de chalcoppyrite), observés en faible quantité (1 à 3 %), sont associés aux amas d'épidote-calcite-quartz où l'épidote est dominante. En général, il existe une corrélation positive entre les teneurs en Ca et celles en Cu (annexe A 6).

Les métasomatites ML-BO sont rencontrées dans les horizons de tufs intermédiaires à quelques endroits de la partie centrale du secteur, notamment:

- dans la zone A au flanc nord du gisement (les forages 475-81-10 et 475-81-11, dans les intervalles de 218 à 224 m et de 390 à 400 m, respectivement); et
- dans la zone C (le forage AK94-03, de 250 à 280 m et de 396 à 404 m; le forage 475-79-04, de 118 à 134 m; et quelques affleurements dans la partie nord-est de la zone).

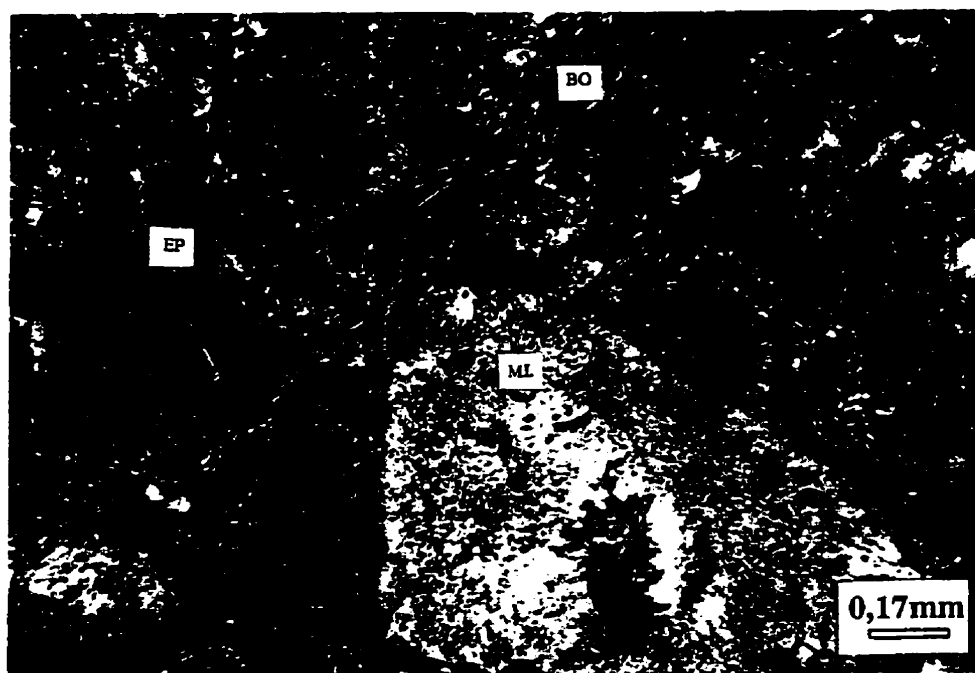


FIGURE 5.26. Métasomatite à microcline (ML) et biotite (BO) avec un assemblage d'épidote-actinolite-calcite superposé. LTP. La zone C, le forage AK94-03, à la profondeur de 276,5 m.

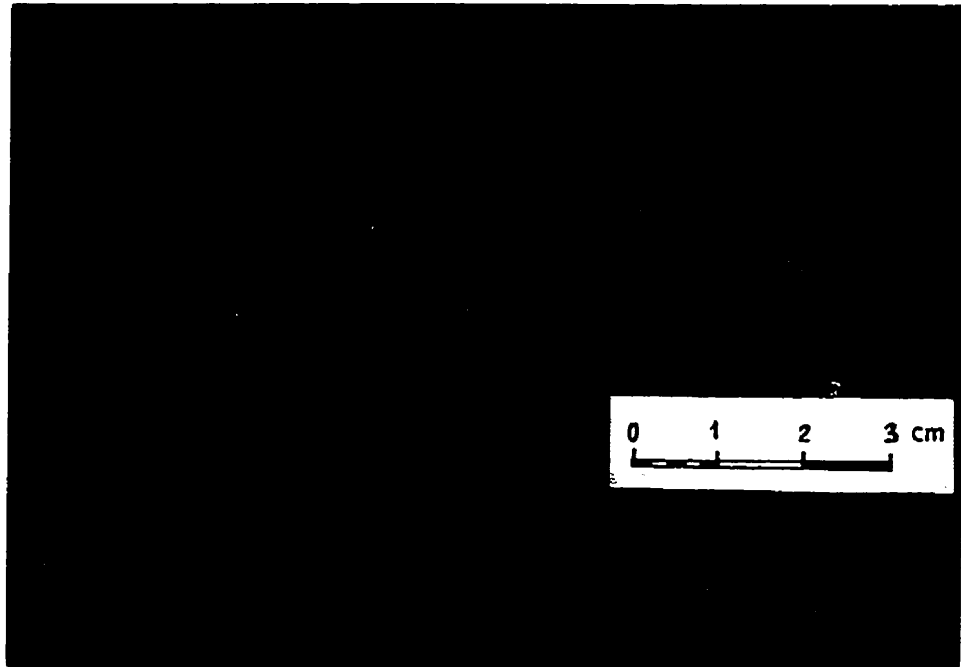


FIGURE 5.27. Métasomatite à épidote formée par le remplacement d'un tuf intermédiaire. Une bande de 1,5 m d'épaisseur située entre les dykes de diorite quartzifère à quelques 20 m au sud de la zone de brèches tectoniques (la zone E).

5.6.2.1.2 Métasomatites riches en épidote et/ou en amphibole

À la section 5.1, on a déjà brièvement parlé des métasomatites à épidote, amphibole, quartz et calcite développées d'après les basaltes. Un autre type de métasomatite contenant le même assemblage, mais avec la prédominance d'amphibole, se forme surtout d'après les pyroclastites. Il est important de noter qu'il s'agit dans tous les cas de remplacement évident du protolithe par un nouvel assemblage minéralogique et aussi d'apparition de nouvelles textures et structures.

Les métasomatites à épidote, amphibole, quartz et calcite (EP-AM-QZ-CC), formées d'après les basaltes, sont des roches de couleur verte et jaune, localement tachetées. À l'intérieur des coussins bien préservés, on remarque une disparition totale de la texture pyroclastique propre aux basaltes; par contre, on y voit la texture granoblastique formée par un assemblage d'épidote-amphibole-quartz-calcite (figure 5.28A) avec la prédominance de calcosilicates (30 à 35 % d'actinolite et jusqu'à 60 % d'épidote). Les roches sont plus dures que les basaltes peu

altérés à cause de la présence de quartz (5 à 10 % de la roche). La structure reste fine (la taille de bagettes d'épidote ne dépassent pas 0,1 mm). L'épidote (pistachite zonée) semble relativement précoce par rapport à l'actinolite; cette dernière est présente en petites aiguilles dans les bordures d'épidote. Ces aiguilles plongent également dans les plages intergranulaires de quartz. Une quantité de calcite est faible (jusqu'à 2 %). Les sulfures sont rares (<1 %) et ils s'associent à de fines veinules de calcosilicates. Les métasomatites formées dans les fractures, dans les hyaloclastites (figure 5.28B) et dans les parties bréchiques des coulées (figure 5.29) se caractérisent par l'abondance croissante d'épidote (au moins 70 % de la roche) et de calcite (jusqu'à 10 à 15 %). Par contre, la quantité d'actinolite diminue (10 à 20 %). Du quartz se rencontre en petites veinules et en plages irrégulières. La structure de ces métasomatites est plus grossière que celle de l'intérieur de coussins et de fragments (figure 5.28B). Les sulfures dont la quantité devient appréciable dans les métasomatites intercoussins et fissurales (jusqu'à 40 % et localement plus) sont intimement associés aux calcosilicates, surtout aux petites zones locales enrichies en épidote. La pyrite, généralement dominante parmi les sulfures, forme de petits amas et des cristaux automorphes (jusqu'à 2 mm de taille) qui sont nettement corrodés aux bordures et à l'intérieur par les calcosilicates, par la calcite et par le quartz. La pyrite est également remplacée, aux bordures de grains et en petites plages à leur intérieur, par la chalcoppyrite et la pyrrhotite. La chalcoppyrite en forme de petites disséminations irrégulières (quelques dixièmes de millimètre) est dispersée entre les grains de minéraux transparents de façon plus ou moins uniforme. Elle remplace la pyrrhotite qui n'est observée qu'en petites plages rares. Les petites plages de sphalérite, associées à la chalcoppyrite, représentent possiblement les exsolutions dans cette dernière. Le rôle important de calcosilicates et la présence de sulfures se traduisent par des teneurs élevées en calcium (13 à 16 % de CaO) et en fer (10 à 15% de Fe_2O_3).

Les effets de l'altération hydrothermale des basaltes du secteur Akasaba sont évalués à l'aide du diagramme de gains et de pertes en éléments majeurs (figure 5.30) où ils sont comparés aux basaltes non-altérés ou peu altérés du Domaine Sud (Desrochers *et al.*, 1996)¹. Ce diagramme montre de forts gains en calcium (3,5 à 4,5 % de CaO) pour tous les basaltes du secteur et en fer (de l'ordre de 3% de Fe_2O_3) pour les laves coussinées. De faibles gains en K et en Na sont dûs à la biotitisation et à l'albitisation. Des pertes significatives sont remarquées

¹ Un seul critère de sélection de ces analyses de «fond» (annexe A1) est un éloignement suffisant des points de prélèvement des échantillons par rapport aux gisements et aux zones minéralisées.

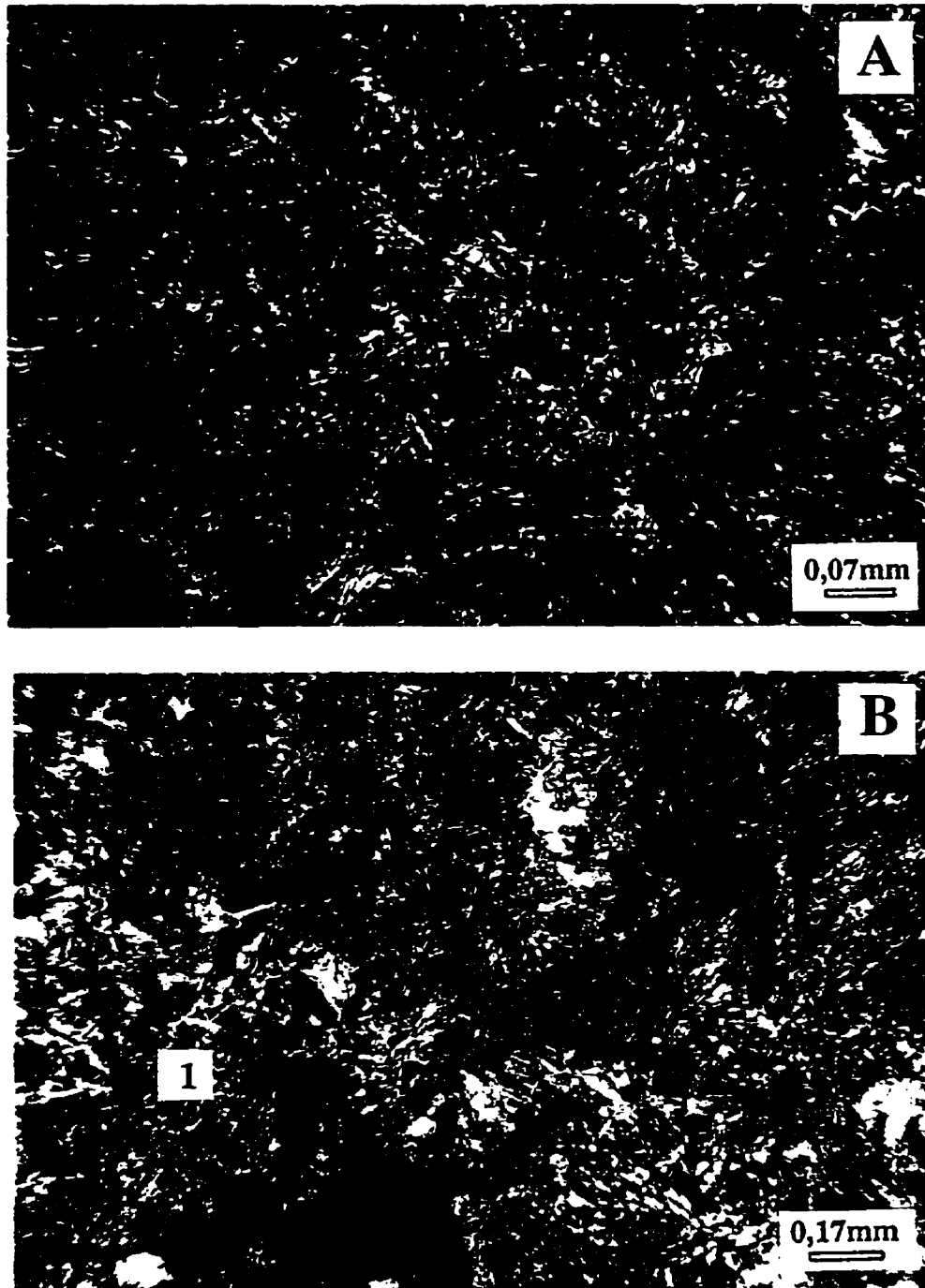


FIGURE 5.28. Transformation métasomatique des basaltes coussinés. LTP. Le forage AK94-03, à la profondeur de 218,5 m.

(A) Métasomatite à épidote, amphibole, quartz et calcite (l'intérieur d'un coussin).

(B) Hyaloclastite substituée aux minéraux de la même association (1). L'abondance d'épidote augmente d'une façon considérable. De l'albite apparaît dans la zone de transition. Les minéraux opaques sont de la pyrrhotite, de la pyrite et de la chalcoppyrite.



FIGURE 5.29. Métasomatite à épidote, amphibole et calcite avec des sulfures et de la magnétite. Cette roche est formée d'après une brèche de coulée basaltique au contact avec un tuf felsique laminé. La zone B, à 250 m à l'ouest du gisement.

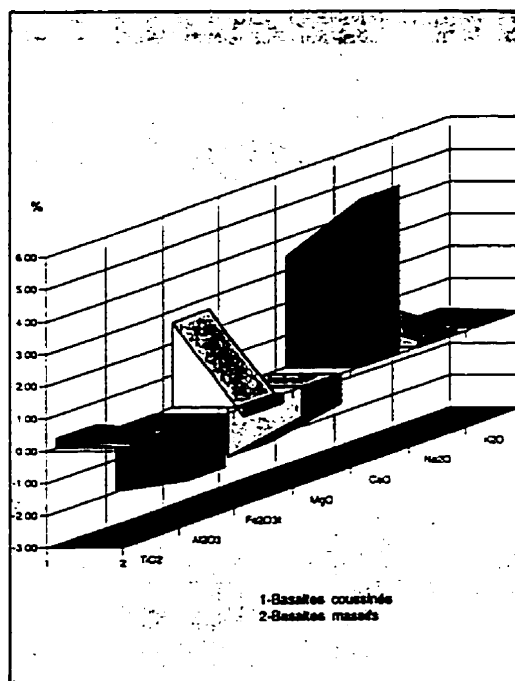


FIGURE 5.30. Gains et pertes en éléments majeurs dans les basaltes d'Akasaba. Ces derniers sont comparés avec des basaltes peu altérés du Domaine Sud (Desroches *et al.*, 1996).

pour Mg et Al. Le patron en terres rares de métasomatite EP-AM-QZ-CC se distingue de celui de basaltes par un certain accroissement de teneurs en terres rares et surtout par une forte anomalie en Eu (figure 5.31) qui peut être expliquée par l'abondance importante d'épidote dans la métasomatite¹.

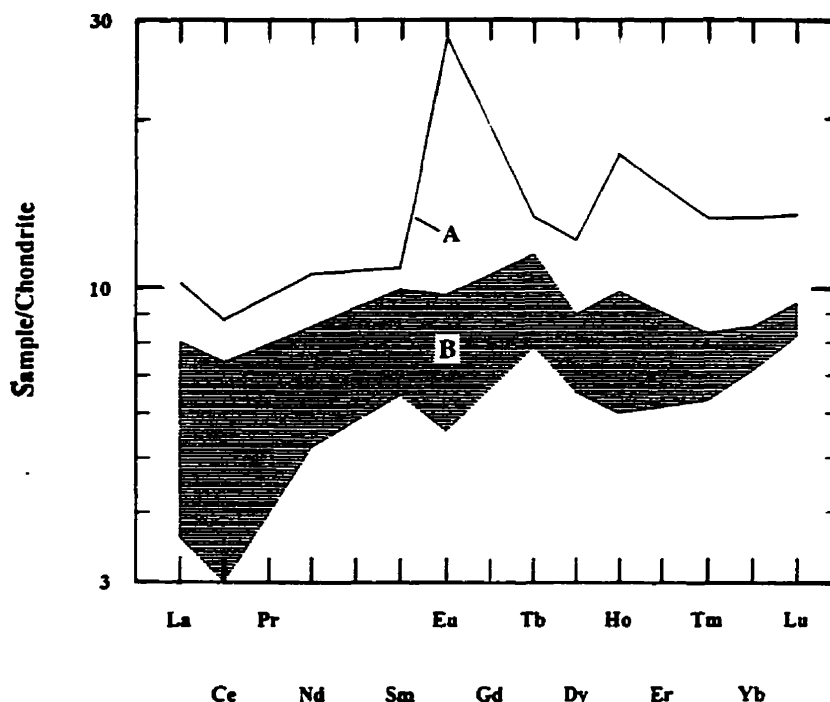


FIGURE 5.31. Comparaison des courbes de terres rares pour la métasomatite à épidote, amphibole, quartz et calcite (A) et pour le basalte (B).

Les métasomatites à amphibole, épidote, calcite et quartz (AM-EP-CC-QZ), développées d'après les pyroclastites, se caractérisent par une forte abondance d'amphibole par rapport aux autres minéraux de l'assemblage. Les structures des protolithes sont habituellement reconnaissables. Les variétés formées d'après les tufs mafiques(?) à lapillis (figure 5.32) sont essentiellement composées d'actinolite et de hornblende. Le matériel des lapillis est complètement remplacé par ces minéraux avec un faible ajout d'épidote. La calcite et l'épidote,

¹ En caractérisant les métavolcanites du district de Rouyn-Noranda, Ludden *et al.* (1982) remarquent également un enrichissement sélectif en Eu dans une bordure épidotisée du coussin basaltique. La teneur en Eu plus élevée pour l'épidote que pour le plagioclase et le pyroxène (les minéraux primaires de basalte) explique les observations de ce genre. Nos données sur la distribution de terres rares dans les métasomatites et les skarns d'Akasaba suggèrent en général une forte mobilité de terre rares lors de l'altération hydrothermale (voir aussi Ludden *et al.*, 1984).

qui se concentrent autour des fragments, montrent les évidences du remplacement partiel des lapillis et de la cendre fine. Des sulfures (principalement, de la pyrrhotite), présents en quantité variable, sont associés à l'épidote et à la calcite.

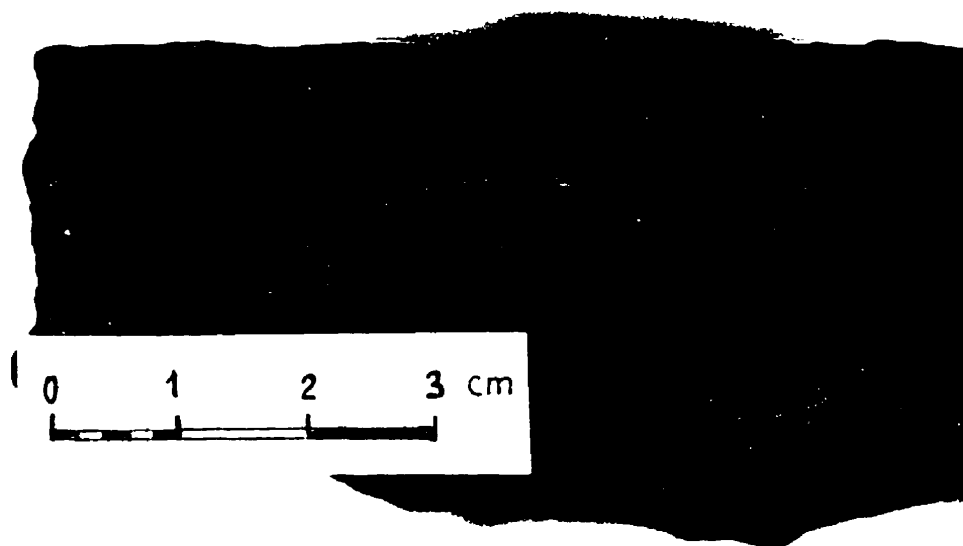


FIGURE 5.32. Métasomatite à amphibole minéralisée. La structure du protolithe (le tuf mafique à lapillis) est bien conservée. De la pyrrhotite associée à la calcite et à l'épidote se concentre aux bordures des fragments. La zone B, à 250 m à l'ouest-sud-ouest du gisement Akasaba.

Les variétés formées d'après les tufs plus riches en cristaux contiennent en général plus d'épidote (figure 5.33A). Des amas et de courtes veinules de pyrrhotite sont aussi plus abondants. La pyrrhotite y est associée à l'assemblage d'épidote-amphibole-quartz où l'épidote zonée (pistachite) est un constituant principal. Les sections quasi-isométriques d'épidote (0,5 à 0,8 mm de diamètre) ressemble fortement aux sections typiques de grenat (figure 5.33B), ce qui suggère que cette épidote puisse représenter des pseudomorphes d'après les grenats¹.

On distingue également une autre variété des métasomatites formée d'après les pyroclastites. Cette variété est constituée principalement d'actinolite et semble montrer les indices de

¹ Il y a aussi d'autres arguments à l'appui de cette affirmation (voir section 6.2).

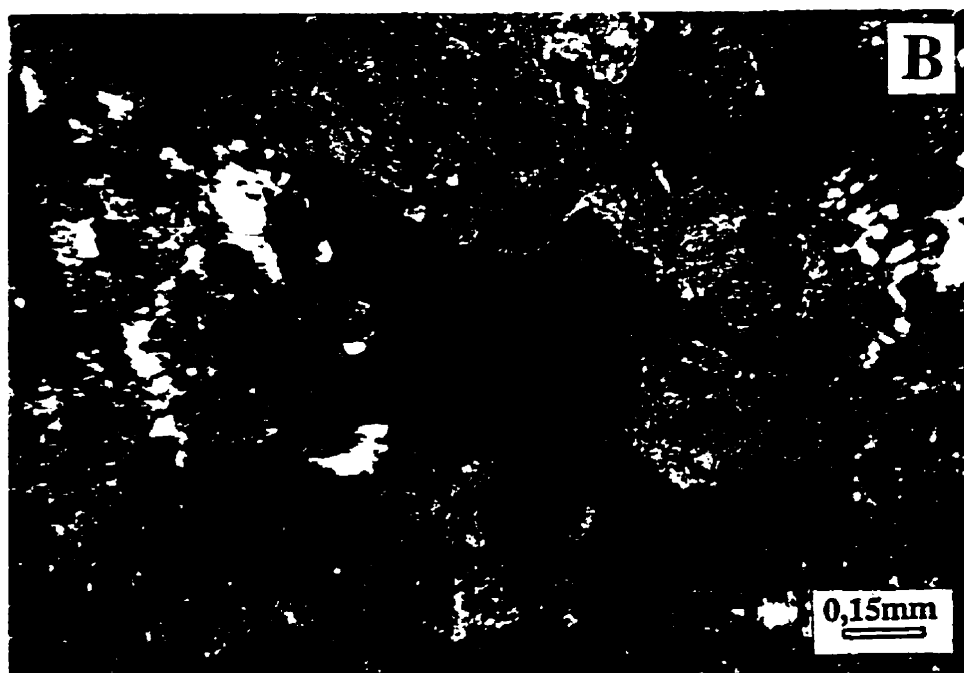
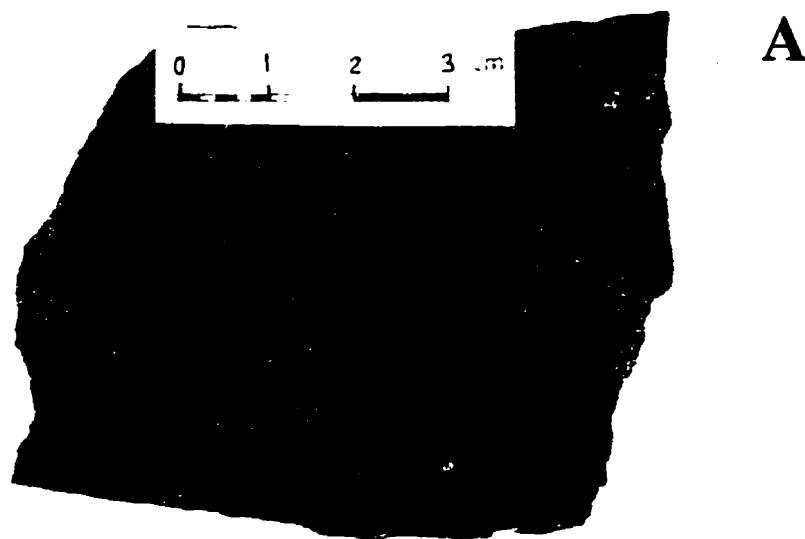


FIGURE 5.33. Métasomatite à amphibole, épidote et quartz avec des amas et de courtes veinules de pyrrhotite. La zone C, à 400 m à l'ouest-sud-ouest du gisement.
 (A) La structure de la métasomatite est héritée du protolithe (le tuf à petits lapillis et cendres).
 (B) Les grains d'épidote (montrant des sections quasi-isométriques) représentent possiblement des pseudomorphes d'après le grenat. LTP.

déformation durant la croissance de grains. D'une façon préliminaire, on peut nommer ces roches des métasomatites syncinématiques (figures 5.34 et 5.35). Elles se rencontrent à l'intérieur de nombreuses zones de faille de la partie centrale du secteur. Un assemblage minéralogique, typique de ces métasomatites, comporte, en plus des calcosilicates, de la calcite et du quartz, aussi de la biotite et de la chlorite. La texture granonématoblastique est typique. Les grains déformés et arrondis de pistachite zonée (jusqu'à 1 mm de taille), qui plongent dans une fine matrice d'actinolite, sont pénétrés par de nombreuses petites aiguilles de cette dernière, surtout près des bordures. La biotite, présente en quantité significative (3 à 8 %), se substitue à l'actinolite et même localement à l'épidote. La biotite est communément remplacée, à son tour, par la chlorite. Des microstructures, représentées par des grains d'épidote avec des ombres de pression d'actinolite et surtout de chlorite, sont interprétées comme indicateurs de la formation d'une métasomatite durant la déformation (figure 5.34). Par endroits, il ne reste que des fragments squelettiques d'épidote, parce que la partie centrale des fragments est remplacée par la chlorite et par la calcite (figure 5.35A). Les microstructures du même genre peuvent être formées uniquement d'actinolite (figure 5.35B). Des amas radiaires

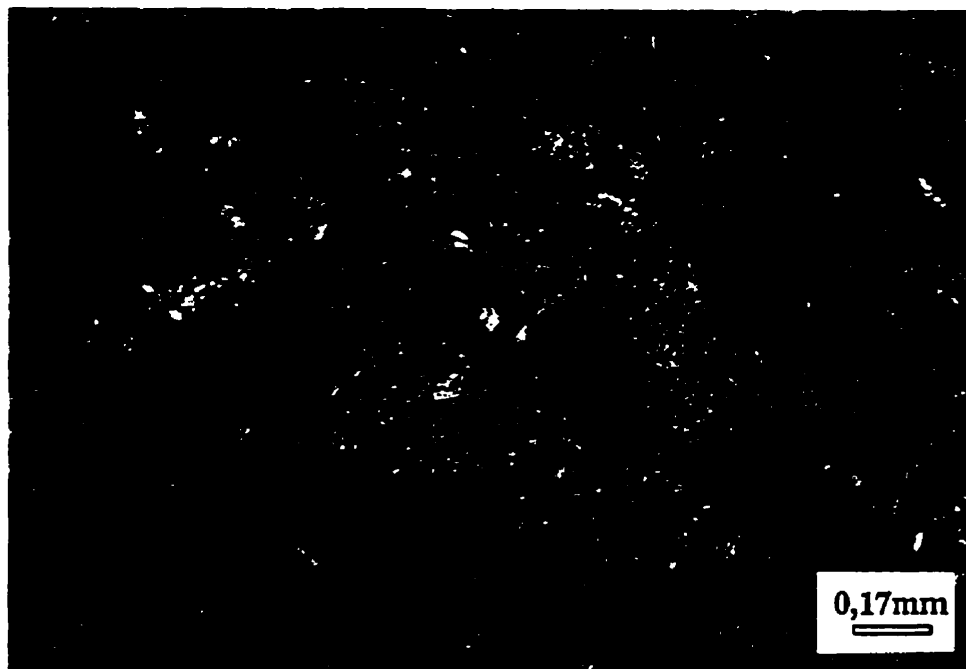


FIGURE 5.34. Métasomatite syncinématique à amphibole, épidote et biotite. LTP. L'épidote zonée avec des aiguilles d'actinolite semble précoc. Cet assemblage se serait formé durant le cisaillement. Au-dessous de la lentille Est (le forage 475-81-14, à la profondeur de 206,5 m).

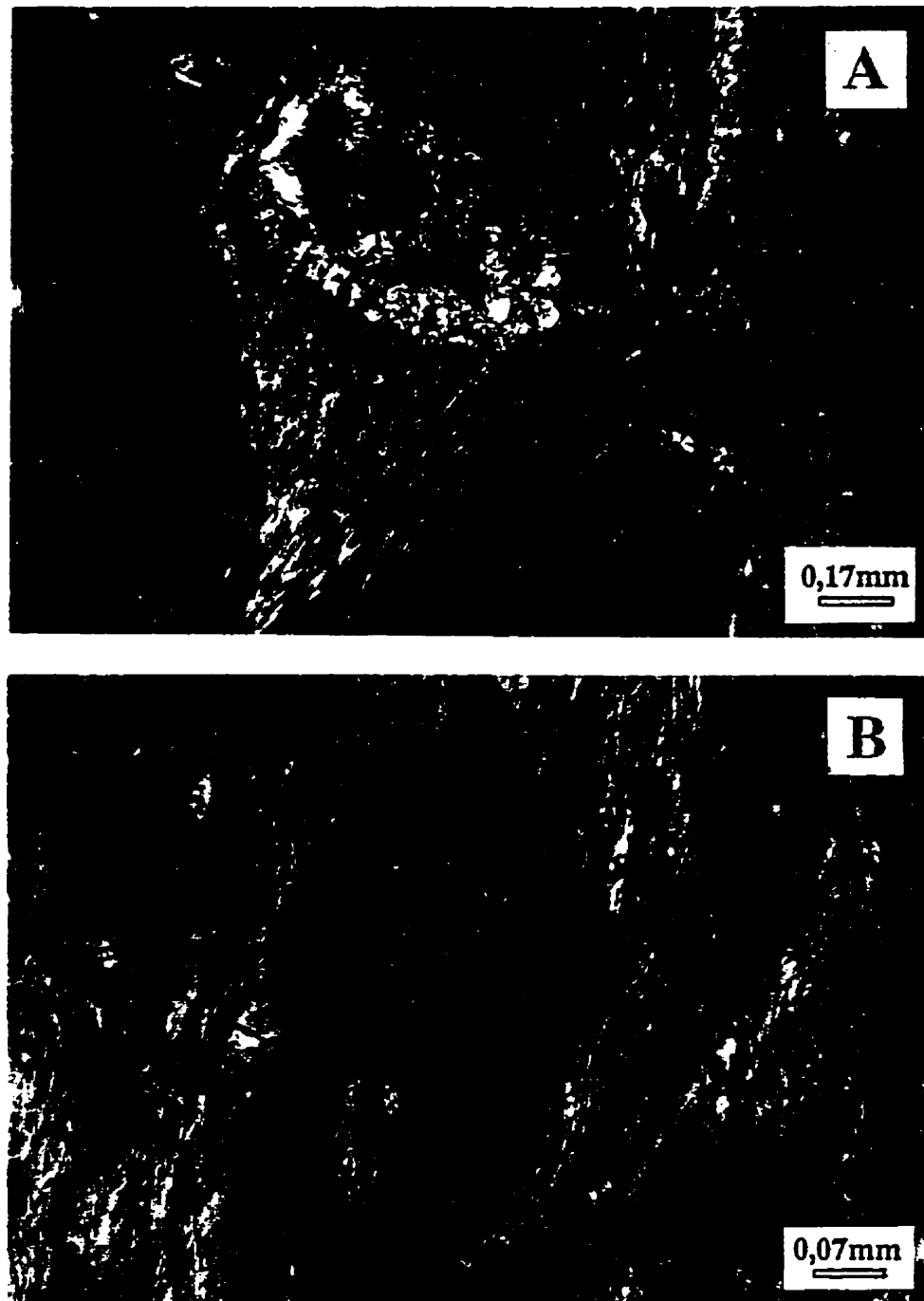


FIGURE 5.35. Cisaillement dextre interprété au niveau microscopique dans la métasomatite syncinématique. LTN. Le protolithe de cette roche est probablement un tuf intermédiaire à cendres et cristaux. Au-dessous de lentille Ouest (le forage 475-81-13, à la profondeur de 240 m). (A) Porphyroblast composé de quelques minéraux (au centre de la microstructure en «Z» ?). (B) Texture radiaire d'actinolite (au centre d'un micropli formé par le cisaillement ?).

d'actinolite semblent former des microplis qui sont disposés entre les plans de schistosité marqués par une orientation uniforme des aiguilles d'actinolite. Il s'agit possiblement de remplacement total de l'épidote par un assemblage d'actinolite, lors du développement de faille.

Les sulfures sont relativement abondants (2 à 5 %). La pyrrhotite (un minéral opaque dominant) forme de courtes veinules, des disséminations et des amas lentiformes orientés parallèlement à la schistosité. Elle remplace la pyrite qui est localement conservée en minces bandes et en petites plages allongées dans le même sens. La pyrrhotite est en partie remplacée par la chalcoppyrite qui par endroits s'associe à la sphalérite. L'ilménite précoce, présente en faible quantité (moins de 0,5 % de la roche), est remplacée partiellement par des calcosilicates et des sulfures (figure 5.36).



FIGURE 5.36. Remplacement de l'ilmenite par des calcosilicates et des sulfures dans la métasomatite à amphibole, épidote et biotite. LRN. L'ilménite (IM) est corrodée, aux bordures et à l'intérieur, par l'épidote et l'amphibole. Elle est remplacée partiellement par la pyrrhotite (PO) qui est substituée, à son tour, à la chalcoppyrite (CP). Une inclusion d'apatite (AP) est présente dans l'ilménite. La localisation est celle indiquée pour la figure 5.34.

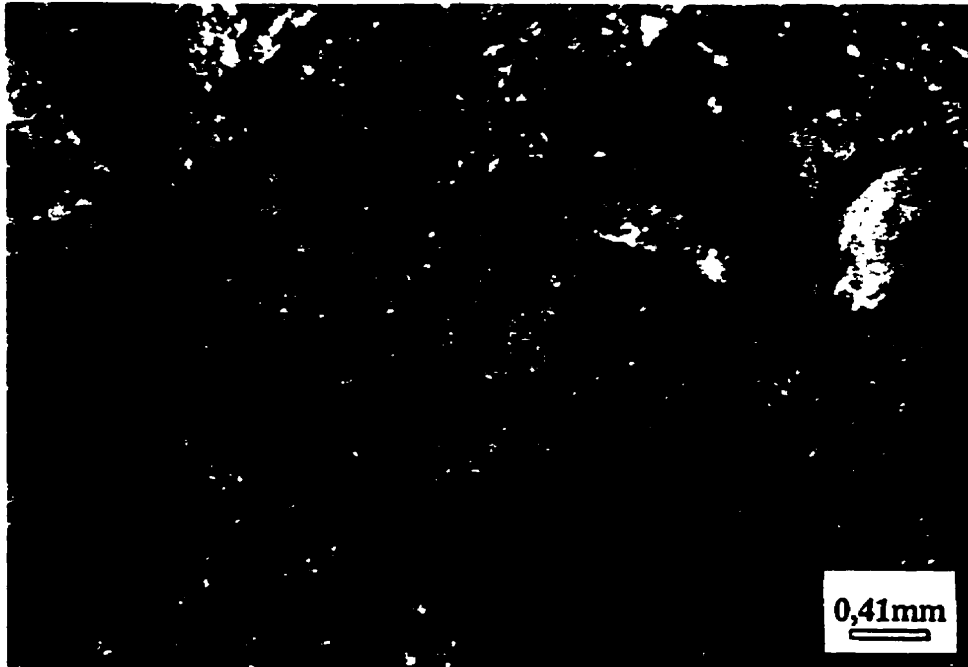


FIGURE 5.37. Métasomatite formée d'après un gabbro. LTP. Des baguettes d'amphibole courbées entourent des fragments composés essentiellement d'épidote. La présence de feldspath fortement altéré permet de supposer que la roche d'origine était un gabbro. La zone C, le forage AK94-03, à la profondeur de 302,9 m.

La métasomatite d'aspect bien particulier (figure 5.37) est observée dans les gabbros altérés de la zone C (la carotte AK94-03, à la profondeur de 302,9 m). Le degré d'altération est au niveau de 80 % et la protostructure subophitique est encore reconnaissable. Le feldspath est presque complètement remplacé par un assemblage d'épidote-calcite-quartz. Une particularité de cette roche consiste en la présence de longues baguettes d'actinolite courbées (3 à 7 mm de taille) montrant des macles simples ou rarement polysynthétiques. On peut supposer que la forme courbée d'amphibole reflète le mode de la mise en place du sill gabbroïque et que la métasomatite a hérité cette structure. Les teneurs anormales en Cu, Zn, Ag et Mo (annexe A6) reflètent la nature métasomatique de cette roche.

5.6.2.2 Skarns

Les skarns d'Akasaba sont des métasomatites représentant une partie interne de l'enveloppe d'altération hydrothermale¹. Dans ce sens, ils ne se distinguent des autres métasomatites décrits ci-dessus que par le degré extrême de la manifestation du même processus minéralisateur.

Les questions de terminologie concernant la notion «skarn» sont abordées dans le chapitre 8. L'objectif de cette section est plutôt de donner la caractérisation pétrographique des skarns reconnus dans les limites du secteur, en mettant l'accent sur les traits typologiques qui permettent de les identifier comme tels. Il est montré que, comme dans le cas des autres métasomatites, les caractéristiques chimiques, structurales et texturales des skarns varient fortement en fonction de la composition du protolithe.

5.6.2.2.1 Skarns à épidote, amphibole et grenat

Décrites dans les rapports antérieurs comme «épidotites» (Sauvé, 1985; Lebel, 1987), ces roches tachetées jaunes et vertes affleurent au flanc ouest du gisement (zone A) en représentant l'étendue de la zone aurifère (figure 5.38A, secteur 2). Elles ont des structures variables: soit bréchique grossière (figures 5.38B et 5.39), soit tachetée moyenne (figure 5.40). Le changement de structures peut être observé dans les limites du même affleurement sur l'intervalle de quelques mètres. La taille de grains varie de petite à moyenne. De l'épidote et de l'amphibole sont les constituants principaux des roches. La teneur de chacune varie entre 30 et 50 %. D'autres minéraux importants sont du grenat, de la calcite et du quartz. Leur répartition est moins uniforme que celle de l'épidote et de l'amphibole. L'épidote automorphe zonée (pistachite PS_{26-34}) et l'amphibole (la hornblende et l'actinolite riches en fer) forment des agglomérations de 3 à 6 mm de taille. On remarque le remplacement partiel et local de l'épidote par l'amphibole. Le quartz, qui occupe les espaces intergranulaires et ceux entre les agglomérations, devient par endroits important (jusqu'à 10 % de la roche).

¹ Une discontinuité et une complexité de cette enveloppe (plus précisément, de sa partie étudiée) sont illustrées plus bas.

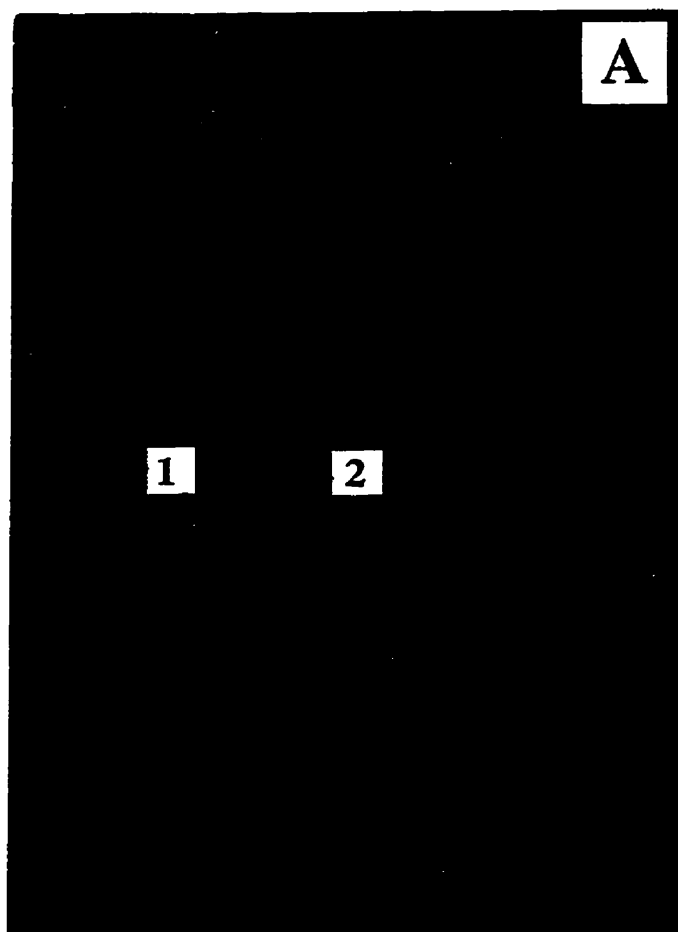
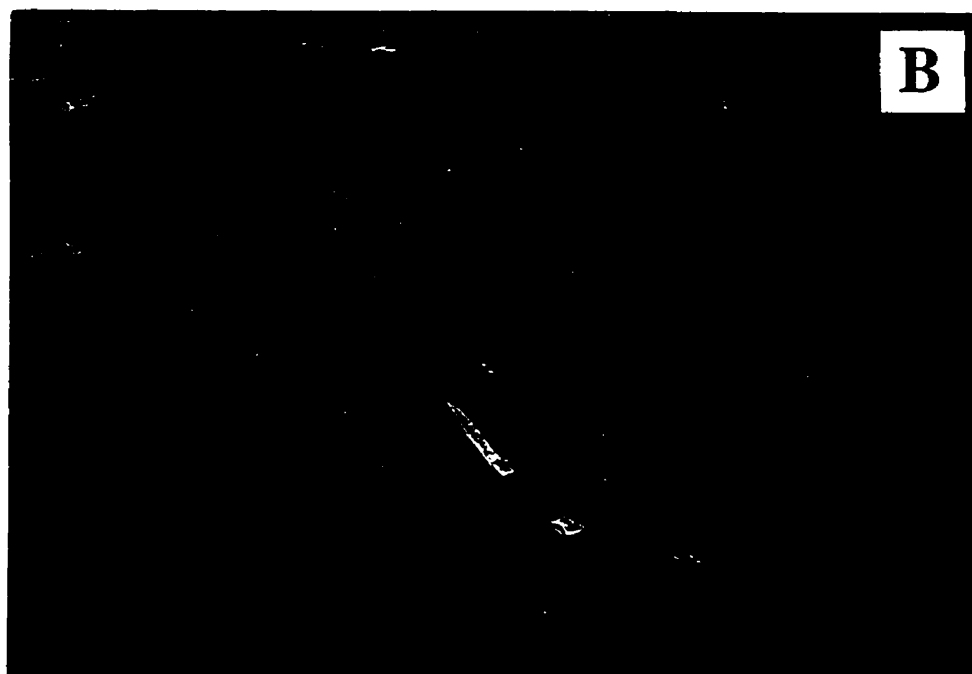


FIGURE 5.38. Skarns au flanc ouest du gisement Akasaba.

(A) Contact entre les skarns de compositions différentes. 1 - Le skarn à amphibole, épidote et (grenat).

2 - Le skarn à épidote, amphibole et grenat. Les protolithes différents (le tuf intermédiaire à cristaux et cendre et la brèche volcanique) sont substitués aux assemblages similaires, mais avec les rapports différents entre les constituants. À 140 m à l'ouest-sud-ouest du puits.

(B) Skarn à épidote, amphibole et grenat. La substitution du protolithe est sélective. Les fragments sont composés principalement d'épidote avec un peu de hornblende. Les interstices contiennent du grenat, de la calcite, de l'épidote et de l'amphibole, en proportions variées. À 10 m au sud du contact montré à la figure A (voir les détails à la figure 5.39).



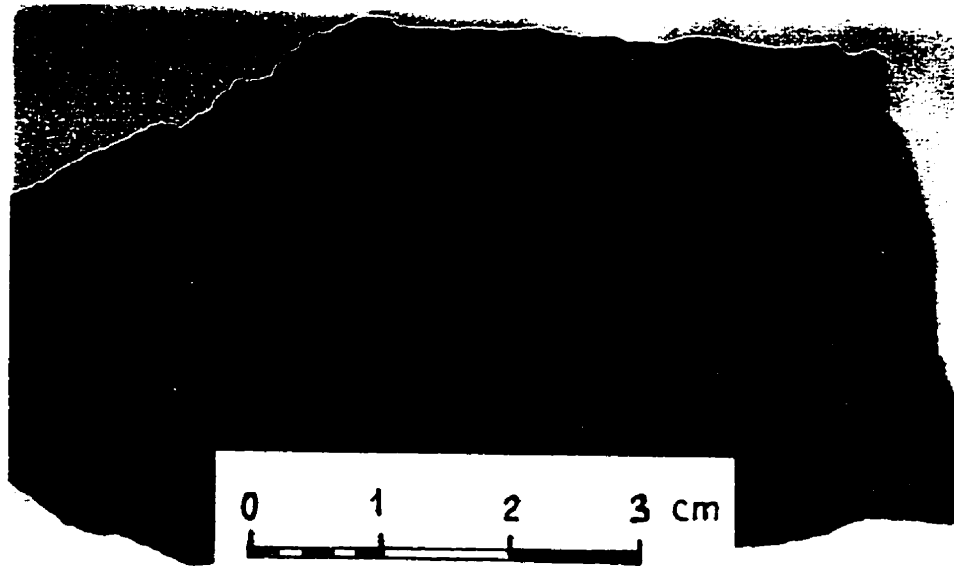


FIGURE 5.39. Skarn à épidote, amphibole et grenat. Le grenat (de petites taches roses) et la calcite (des taches blanches) se concentrent autour des fragments composés principalement d'amphibole et d'épidote. La localisation est celle indiquée pour la figure 5.38B.

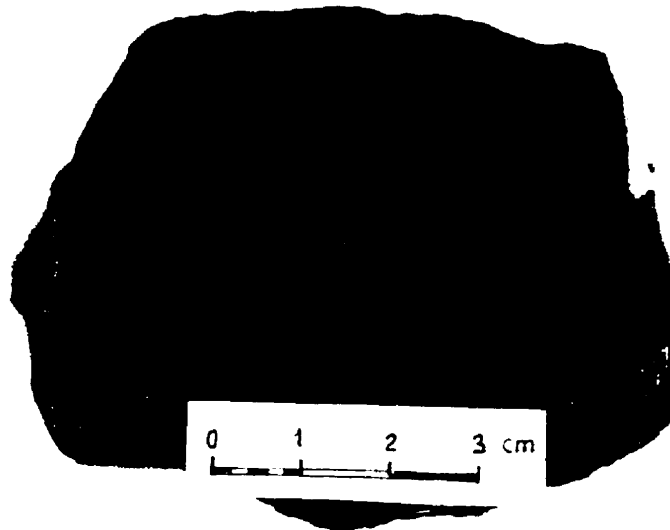


FIGURE 5.40. Skarn à épidote, amphibole et quartz. Un échantillon prélevé à 35 m vers l'est de l'affleurement montré à la figure 5.38B. Le protolithe de cette roche avait apparemment une structure différente.

Dans les variétés bréchiformes (figures 5.38B et 5.39), les fragments de taille variable (2 à 10 cm) sont composés essentiellement d'épidote et d'amphibole et d'un peu de calcite et de quartz, tandis que les espaces entre les fragments (2 à 4 cm de largeur) sont remplis par un assemblage qui comprend en plus du grenat. De la calcite et du grenat sont des minéraux principaux parmi ceux observés dans les espaces entre les fragments (jusqu'à 30 % de chaque minéral), alors que l'épidote et l'amphibole sont moins abondantes. Par contre, on remarque une quantité élevée de titanite en cristaux idiomorphes et en amas (2 à 4 %).

Le grenat, faiblement anisotrope et communément zoné, forme des amas et, localement, des cristaux isolés. Il est fortement corrodé par la calcite de sorte qu'on ne voit ordinairement que les coeurs de grains zonés. Dans certains grains, on observe le remplacement du grenat par l'épidote qui est substituée, à son tour, à la calcite (figure 5.41A). Par endroits, le grenat est entouré de hornblende qui le remplace en partie (figure 5.41B). Plusieurs grains d'épidote ont un aspect de pseudomorphoses d'après les grenats. La composition des grenats, qui montrent non seulement une zonalité optique mais aussi celle chimique, varie du grossulaire-andradite à l'andradite¹ (voir section 6.1).

Du clinopyroxène de la composition diopside-hédénbergite (voir section 6.4) est rarement observé dans les skarns². Il est fortement amphibolisé. On peut supposer que sa rareté peut être expliquée par ce remplacement presque total. Le plagioclase altéré (albite) est aussi présent en faible quantité.

Les skarns à épidote, amphibole et grenat contiennent des sulfures (2 à 5 %) et un peu de magnétite. Les sulfures (pyrrhotite, pyrite et chalcoppyrite) se concentrent surtout dans les espaces entre les fragments où ils s'associent aux zones riches en grenat et en calcite. La pyrite forme des grains idiomorphes corrodés par l'épidote et entourés par des amas et de courtes veinules de pyrrhotite. La pyrrhotite est xénomorphe contre les silicates. On remarque la coexistence de pyrrhotite hexagonale (montrant de triples jonctions) et de celle monoclinique.

¹ Le grenat de la composition grossulaire-andradite, considéré ordinairement comme le minéral typique de skarn (voir, p.ex., Meinert, 1989), peut se manifester également comme un produit du métamorphisme régional (voir, p.ex., Coombs *et al.*, 1977). Il est important de souligner que, dans la présente étude, on tient compte plutôt de l'association du grenat avec d'autres minéraux caractéristiques aux skarns qu'à sa composition.

² La présence de diopside-hédénbergite dans les «épidotites» (nos skarns EP-AM-GR) est rapportée également par Lebel (1987).

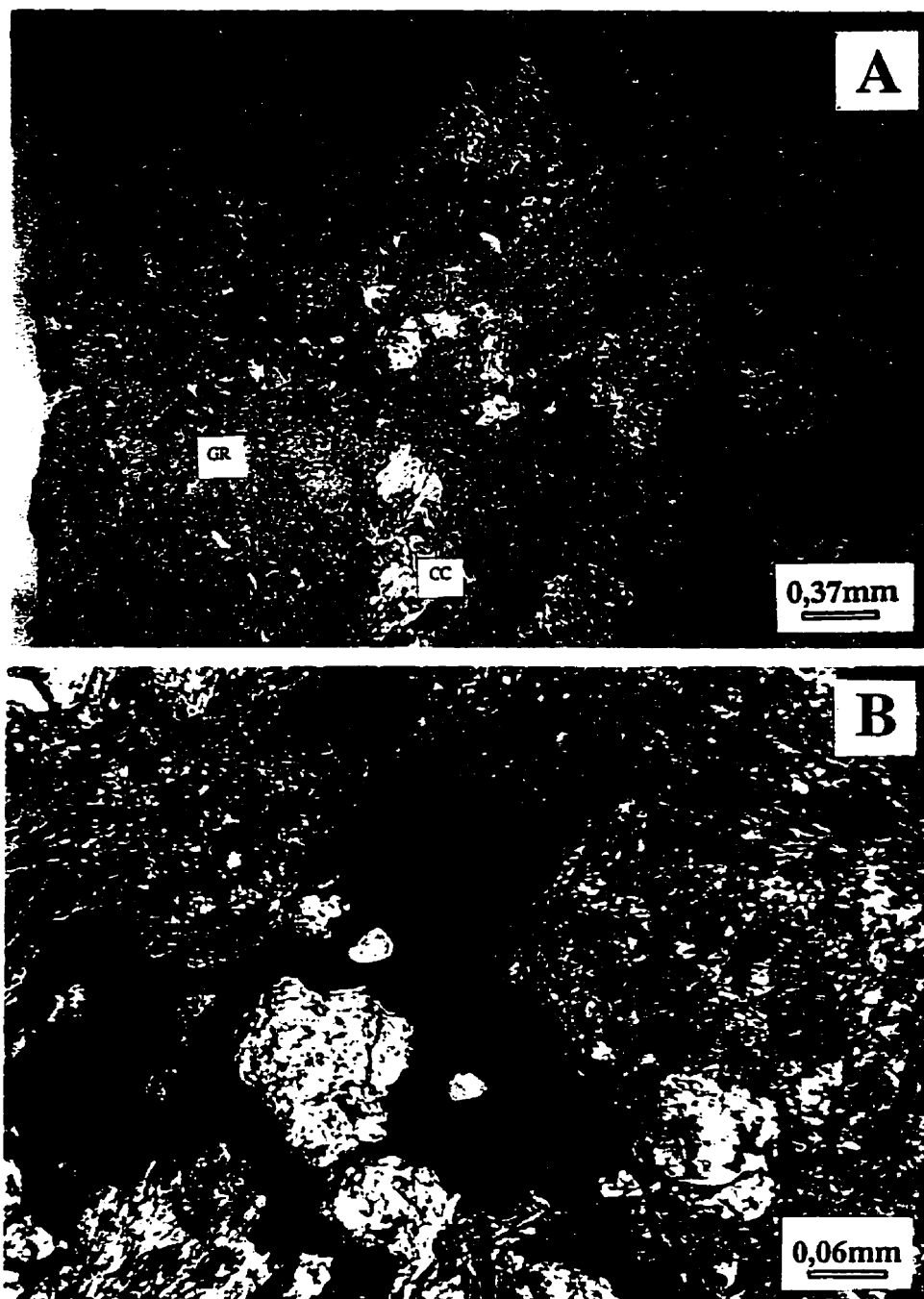


FIGURE 5.41. Skarn à épidote, grenat, calcite et amphibole (une lame mince faite à partir de l'échantillon montré à la figure 5.39). LTN.

(A) Grains de grenat altéré (GR) et remplacé par la calcite (CC), aux bordures et dans les fractures. Les minéraux opaques sont des sulfures.

(B) Association du grenat avec la hornblende (le détail de la figure A). Le minéral opaque est la marcassite (voir la figure 5.42).

Par endroits, la pyrrhotite est remplacée par la chalcoppyrite (à laquelle s'associe un peu de sphalérite) et très couramment par la marcassite, ou la pyrite secondaire (Ramdohr, 1980), montrant la structure «bird's eye» (figure 5.42)¹. La magnétite forme de rares cristaux idiomorphes craquelés et corrodés par l'épidote. Les craquelures sont remplies de pyrrhotite qui est remplacée presque totalement par la marcassite et par la chalcoppyrite (figure 5.43).

Les roches se caractérisent par de fortes teneurs en calcium (17 à 23 % de CaO) et en fer (environ 22 % de Fe_2O_3) dues à la quantité élevée de calcosilicates ferrifères et de calcite (annexe A6). Par contre, des teneurs en silice sont basses (36 à 42 % de SiO_2). Quelques critères géochimiques, notamment les basses teneurs en Cr, Ni, Co et V; les teneurs élevées en Sr; et le patron en terres rares suggèrent une composition intermédiaire du protolithe (figure 5.44).



FIGURE 5.42. Substitution de la pyrrhotite à la marcassite et développement de la texture «bird's eye». LRN. Cette forme de remplacement est causée par une altération de la pyrrhotite en surface en présence d'eau. La pyrite (PY) et la chalcoppyrite (CP) sont plus stables à ces conditions que la pyrrhotite. (Le skarn du flanc ouest du gisement montré sur la figure 5.41).

¹ Cette forme de remplacement de la pyrrhotite est commune dans les conditions d'oxydation de surface intense, surtout en présence de l'eau. C'est le cas de cette zone de skarn (voir la figure 5.38A).



FIGURE 5.43. Grain de magnétite fracturé et corrodé par l'épidote (dans le skarn à amphibole et épidote montré à la figure 5.40). LRN. La pyrrhotite dans les fractures est remplacée presque totalement par la marcassite.

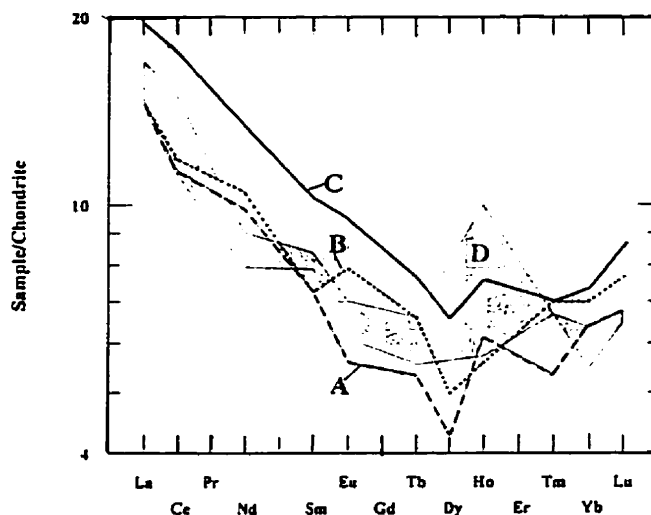


FIGURE 5.44. Comparaison des courbes de terres rares pour les skarns du flanc ouest du gisement et pour le tuf intermédiaire à cristaux.

(A) Skarn à épidote, amphibole et grenat.

(B) Skarn à amphibole, épidote et (grenat).

(C) Tuf intermédiaire à cristaux.

(D) Patron en terres rares des «tufs à lapillis» du flanc nord du gisement, selon Lebel (1987).

La ressemblance des courbes A, B et C suggère que les skarns des compositions chimiques et minéralogiques différentes ont le même protolithe (tuf intermédiaire à cristaux). Les «tufs à lapillis» (la courbe D) représente apparemment les skarns similaires.

Un assemblage de skarn, semblable à celui décrit ci-haut, est observé dans les métasomatites ML-BO de la zone C. Le skarn à quartz, amphibole, grenat et épidote forme quelques veines (jusqu'à 1 cm de largeur) sur un intervalle d'au moins 5 mètres (le forage AK94-03, à la profondeur de 274 à 279 m). Le grenat automorphe anisotrope zoné (grossulaire-andradite) est remplacé en partie par la pistachite et par l'amphibole (figure 5.45). La présence de sulfures (chalcopryrite, pyrite) est très caractéristique. La pyrite, qui forme de gros grains corrodés par l'épidote et le quartz, est en partie substituée à la chalcopryrite (figure 5.46).

La forme de certains grains d'épidote dans le skarn à épidote, amphibole et quartz (EP-AM-QZ), développé localement d'après le pyroclastite intermédiaire (la zone E), suggère qu'il s'agisse de pseudomorphoses de grenat en épidote (figure 5.47). Cette roche est enrichie en titanite et en leucoxène (2 à 4 %). Les teneurs en terres rares de skarn EP-AM-QZ sont plus élevées que celles de skarn EP-AM-GR, mais les formes de courbes sont semblables (figure 5.48).

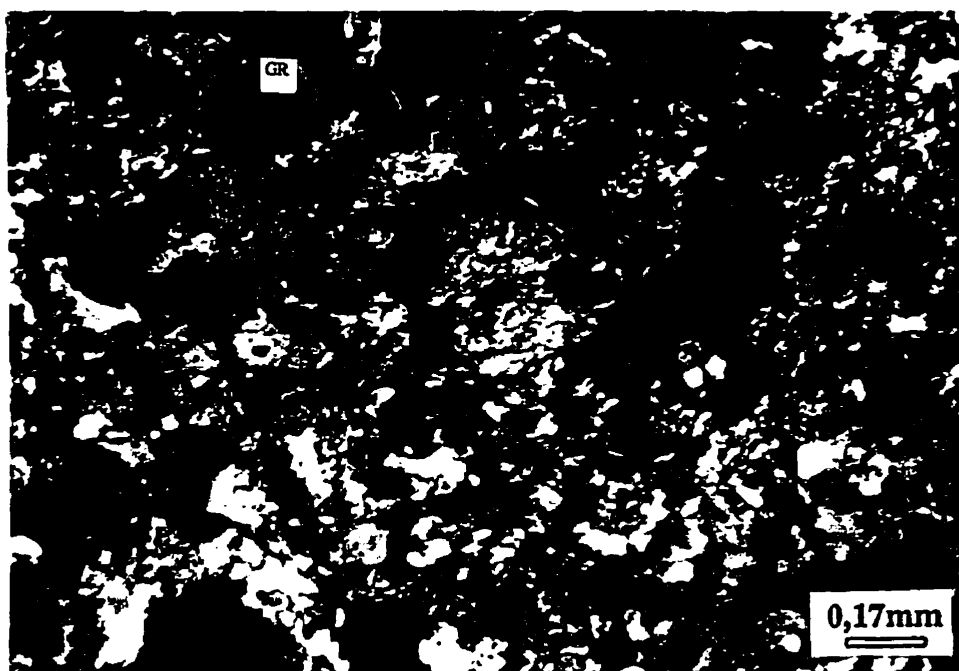


FIGURE 5.45. Assemblage de skarn observé dans la métasomatite à microcline et biotite. LTP. Le grenat anisotrope zoné (GR) est remplacé par endroits par l'épidote et l'amphibole. Les minéraux opaques sont de la pyrite et de la chalcopryrite. La zone C, le forage AK94-03, à la profondeur de 274,5m.



FIGURE 5.46. Remplacement de la pyrite par la chalcopyrite dans le skarn à épidote, amphibole et grenat (montré à la figure 5.45). LRN. À comparer à la pyrite montrée à la figure 5.59.

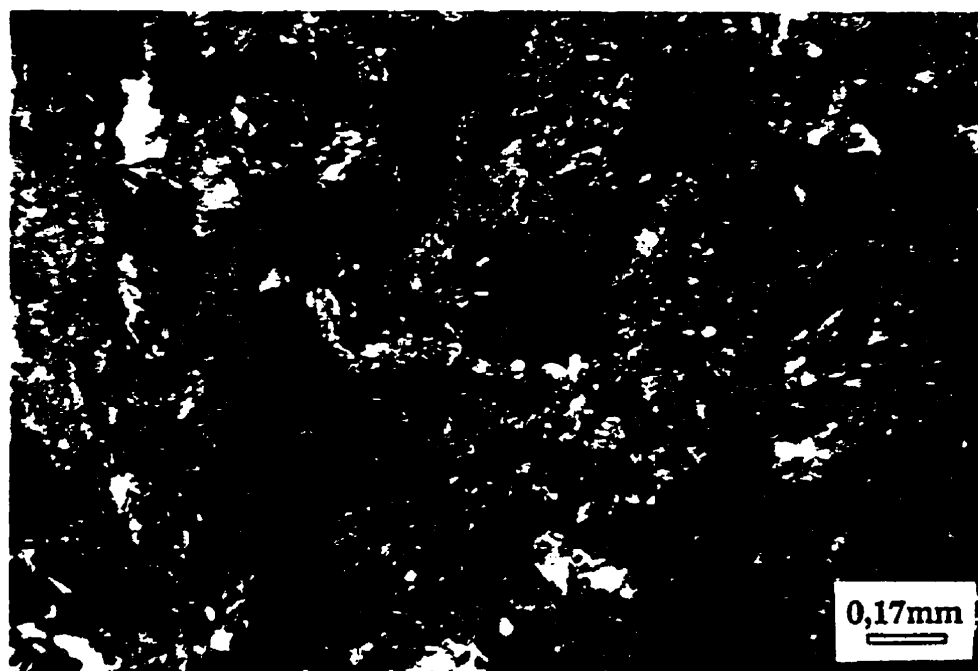


FIGURE 5.47. Skarn à épidote, amphibole et quartz abondant en titanite (les taches brunes foncées). Zone E, entre les dykes de diorite.

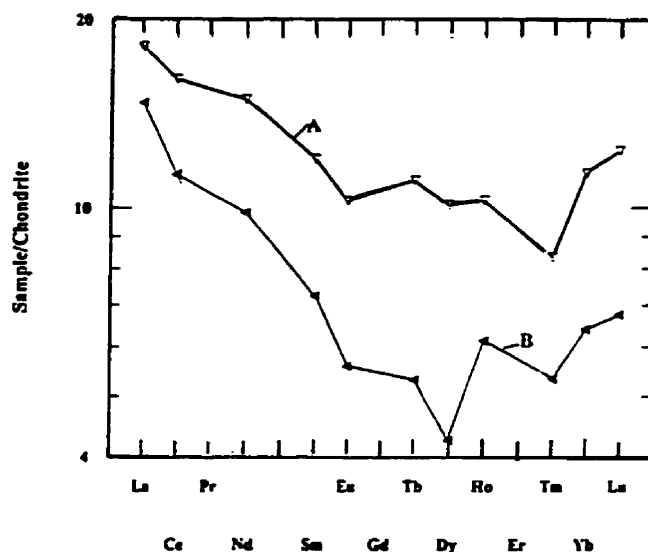


FIGURE 5.48. Comparaison des courbes de terres rares pour le skarn à épidote, amphibole et quartz de la zone E (A) et pour le skarn à épidote, amphibole et grenat du flanc ouest du gisement (B).

5.6.2.2.2 Skarns à amphibole, épidote et (grenat)

Les skarns à amphibole, épidote et (grenat), ou AM-EP-(GR), font partie des zones de métasomatites riches en amphibole qui sont caractérisés ci-dessus. Dans les rapports antérieurs, ces deux variétés, i.e., les skarns et les métasomatites, sont décrites ensemble comme «tuf mafique à lapillis» (Sauvé, 1985) ou «tuf à lapillis» (Lebel, 1987). Selon Sauvé (p.13), «presque tout le minerai du gisement Akasaba se trouvait dans ce membre», i.e., dans le tuf mafique à lapillis. Dans la section 5.2.2, on a déjà montré que les caractéristiques géochimiques de ces roches correspondent plutôt aux tufs intermédiaires fortement altérés.

La distinction entre le skarn AM-EP-(GR) et la métasomatite AM-EP-CC-QZ décrit ci-haut est plus ou moins conventionnelle et de caractère préliminaire. Au niveau macroscopique, ce sont des roches d'apparence semblable. Néanmoins, quelques critères (les particularités texturales et géochimiques, l'association spatiale aux zones minéralisées et aux autres types de skarn) permettent de distinguer cette variété de skarns.

Les skarns AM-EP-(GR) font un contraste lithologique avec les skarns EP-AM-GR caractérisés ci-dessus. Le contact entre ces variétés, observé au flanc ouest du gisement (figure 5.38A),

est brusque et droit. Il est orienté est-nord-est - ouest-sud-ouest. Les skarns AM-EP-(GR) sont de la couleur verte foncée presque noire, à grains petits et fins. En affleurement, elles semblent homogènes. Par endroits, sur le fond foncé, on reconnaît 3 à 15 % de petits fragments ou cristaux clairs. Sur la surface altérée et surtout sous le microscope, les skarns AM-EP-(GR) montrent la structure clastique hétérogène due à la présence de fragments arrondis, anguleux ou irréguliers avec des limites floues (0,5 à 2 mm de taille) qui sont composés d'amphibole avec un peu d'épidote et de calcite (figure 5.49). La structure des fragments est très fine (la taille de grains est moins de 10 µm). D'autres fragments, qui représentent plutôt des agglomérations polyminérales ou monominérales, sont composés d'épidote, de calcite, d'amphibole, de minéraux opaques, de quartz et de chlorite. Les interstices des fragments sont remplies par des agglomérations radiales d'amphibole ou par des amas d'épidote-calcite-quartz-amphibole. L'épidote (pistachite PS_{26-29}) semble relativement plus précoce par rapport à l'amphibole. L'amphibole est présentée par deux variétés riches en fer qui se distinguent chimiquement (annexe B3): l'actinolite (des agglomérations radiales) et la hornblende (des agglomérations polyminérales et des monocristaux-pseudomorphoses). Les amphiboles sont en partie remplacées par la chlorite et/ou à la calcite. La titanite associée aux amas d'épidote représente environ 2 % de la roche. L'apatite est remarquée en petites inclusions dans la hornblende.

Dans les variétés associées aux zones de faille, on ne reconnaît presque pas la structure clastique primaire. Ces roches appelées skarns syncinématiques (par analogie avec les métasomatites syncinématiques) semblent montrer les indices de déformation et de croissance simultanées d'épidote et de son remplacement par l'amphibole durant les mouvements tectoniques (figure 5.50). Les roches contiennent 1 à 3 % de biotite qui remplace en partie l'amphibole. Les fragments de feldspath sont remplacés par l'épidote. De rares baguettes d'augite amphibolisée (annexe B4) sont associées à l'épidote. La titanite (environ 1 %) s'associe plutôt à l'amphibole qu'à l'épidote.

Dans les skarns syncinématiques du flanc ouest du gisement (le forage 475-81-16, à la profondeur de 125 m), on remarque le grenat (2 à 4 % de la roche) qui forme des agglomérations orientées dans le sens de schistosité et associées aux zones enrichies en chlorite et en sulfures (figure 5.51). La taille de grains est moins de 0,1 mm. Le grenat est remplacé en partie par l'amphibole et/ou par la chlorite. Selon sa composition (grossulaire-

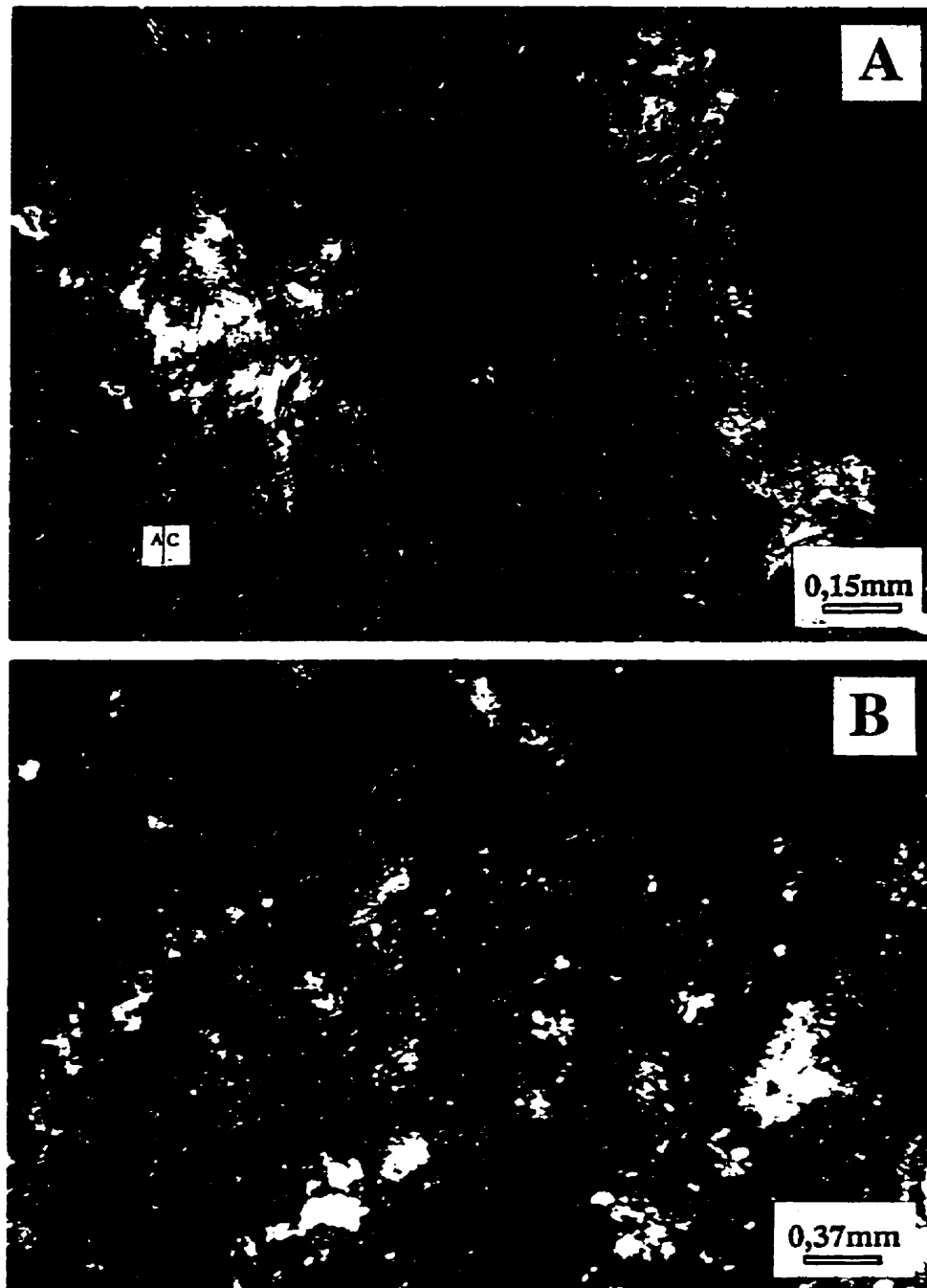


FIGURE 5.49. Modes de substitution métasomatique des fragments dans le tuf. LTP.

Le protolithe (le tuf intermédiaire à cristaux et lapillis) est transformé en skarn à amphibole, épidote et calcite, contenant localement du grenat. Le flanc ouest du gisement (voir la figure 5.38A).

(A) Remplacement des minéraux primaires dans le pyroclaste de volcanite intermédiaire ou mafique par le nouvel assemblage (amphibole, épidote, quartz et/ou chlorite). La texture radiare de l'actinolite (AC) met en évidence la nature métasomatique de la roche.

(B) Substitution du pyroclaste (probablement de plagioclase) au même assemblage que A. De la pyrite et de la chalcopryite se trouvent au noyau du claste.



FIGURE 5.50. Skarn à amphibole et épidote formé dans la zone de faille. LTP. Le flanc nord de la lentille Est, à 20 m au sud du puits.

almandine-spessartite), ce grenat se distingue nettement de celui observé dans le skarn voisin EP-AM-GR (annexe B1).

Dans les mêmes zones de faille, on observe localement des variétés fortement enrichies en chlorite, en biotite (au total, au moins 50 % de la roche) et en calcite (20 % de la roche) qui représentent probablement le stade retrograde avancé en l'évolution de skarns (figure 5.52). Les skarns AM-EP-(GR) se caractérisent par les basses teneurs en silice (43 à 47 %), ce qui reflète une perte en cet élément plutôt que la composition du protolithe. Des teneurs élevées en fer (23 à 25 % de Fe_2O_3) sont dues à une abondance d'amphibole ferrifère et à une quantité élevée de sulfures. De très basses teneurs en Cr, Ni, Co et Sc et le patron en terres rares suggèrent une composition intermédiaire du protolithe (figure 5.44). La teneur élevée en Eu propre à cette variété (en comparaison avec le skarn voisinant EP-AM-GR) peut être expliquée par une abondance frappante en amphibole¹.

¹ Le rôle dominant de l'amphibole dans ce skarn quasi-monominéral se traduit par une plus forte teneur en Eu (malgré que l'amphibole contienne un peu moins de Eu que le grenat et ou l'épidote).

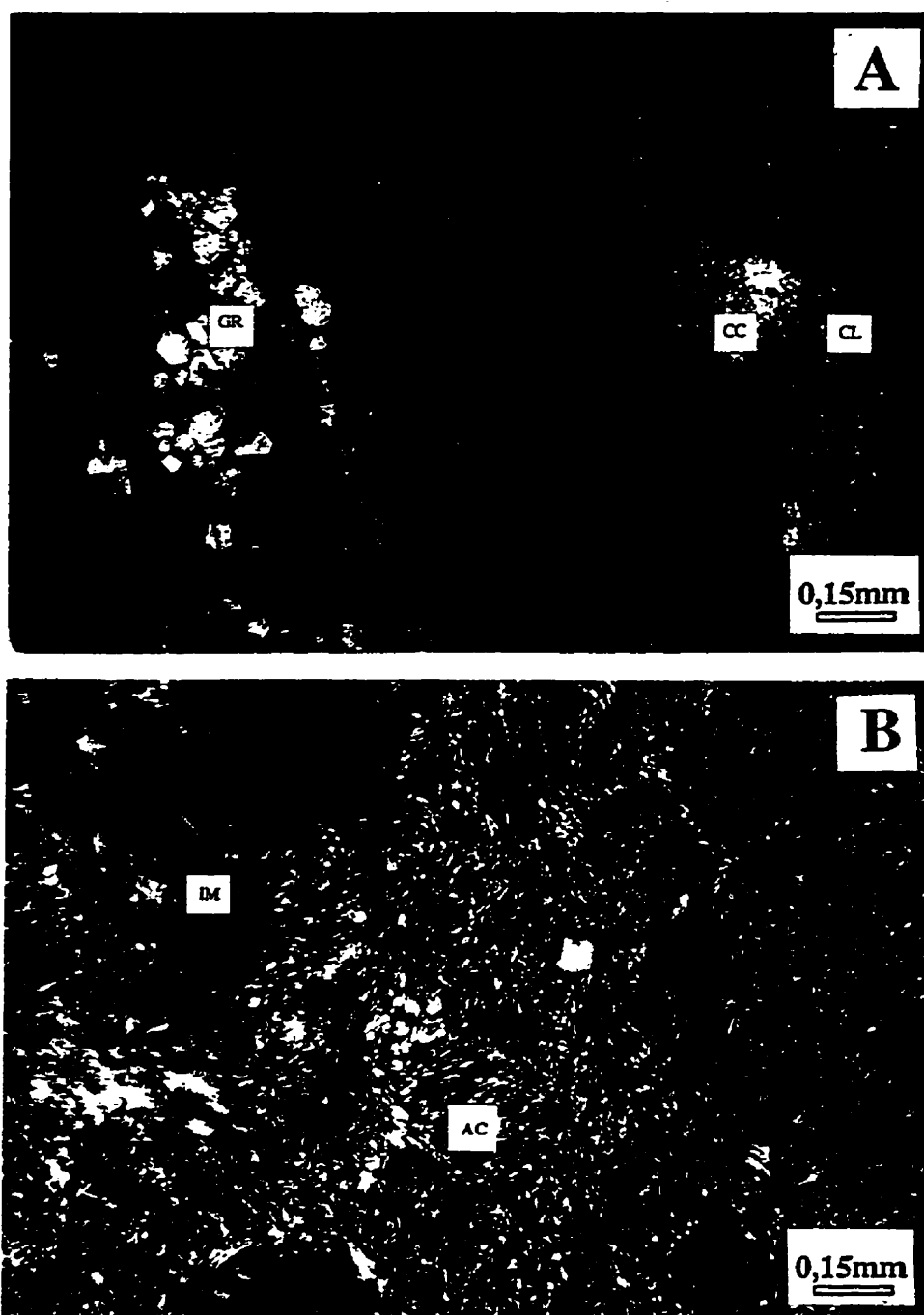


FIGURE 5.51. Skarn syncinématique à actinolite, chlorite, épidote et grenat. L'actinolite est un constituant dominant. Le flanc ouest du gisement (le forage 475-81-16, à la profondeur de 125 m). (A) Les grains de grenat (GR) concentrés dans quelques minces zones subparallèles. On observe des plages de calcite (CC) et de chlorite (CL) et un grain de titanite dans la partie droite de la figure. LTN. (B) L'actinolite (AC) avec la structure radiale est partiellement remplacée par le chlorite. Observée un peu partout, l'épidote se concentre néanmoins dans quelques zones subparallèles; elle est également présente dans les fissures recoupant un grain d'ilménite (IM). LTP.



FIGURE 5.52. Métasomatite à biotite, chlorite, calcite et amphibole avec des sulfures disséminés. LTN. Ce type de métasomatite représente probablement le stade retrograde avancé dans l'évolution de skarn. La matrice est composée essentiellement de biotite (50%) et de chlorite. Le flanc ouest du gisement (le forage 475-81-16, à la profondeur de 142,1 m).

Les skarns syncinématiques se caractérisent par une abondance relative de minéralisation métallique par rapport à d'autres variétés de ce groupe. La quantité d'oxydes (magnétite, ilménite) atteint 2 %, celle de sulfures (pyrite, pyrrhotite, chalcoppyrite) varie entre 2 et 4 %. L'ilménite, dont les grains déformés et fracturés sont corrodés par les calcosilicates et par les sulfures, est un minéral précoce (figure 5.51). Quelques grains d'ilménite comprennent de petites inclusions d'apatite. L'origine de l'ilménite est difficile à évaluer à cause d'un fort degré de déformation des roches (figure 5.53). La magnétite est présente soit en forme de cristaux déformés, soit en masses irrégulières. Elle est ordinairement corrodée par les silicates et les sulfures (sauf la pyrite). La pyrite, formant des grains isolées et de petits amas, est corrodée par la magnétite et par les silicates (figure 5.54). La signification de la pyrite précoce est considérée au chapitre 8. La pyrrhotite (le plus abondant des sulfures) forme de courtes veinules et des amas lentiformes orientés dans le sens de schistosité. Les grains de pyrrhotite montrent communément de triples jonctions, ce qui indique la cristallisation ou la recristallisation syncinématique. La pyrrhotite associée à l'ilménite semble être imprégnée dans

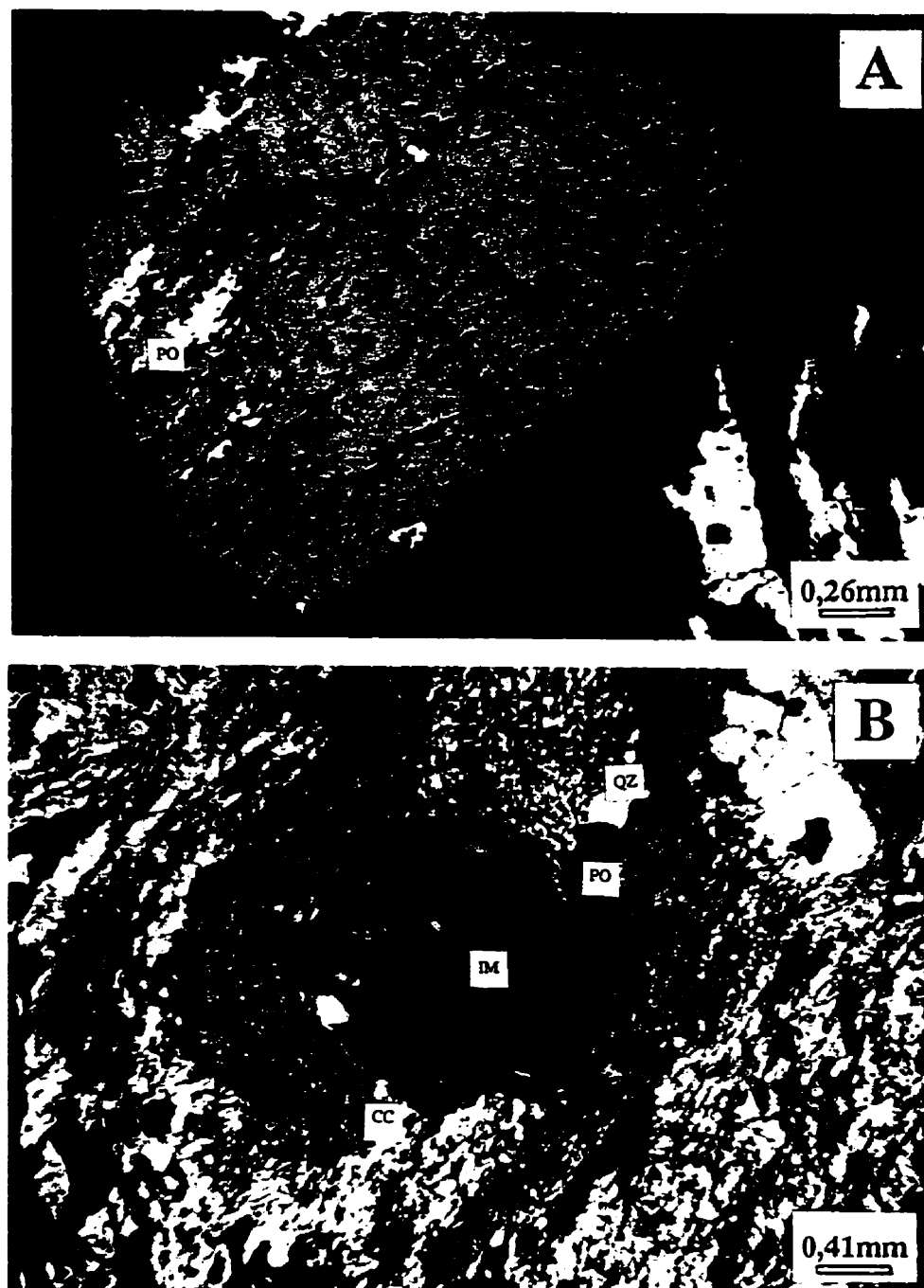


FIGURE 5.53. Grains d'ilménite précinématique dans le schiste à chlorite, sillimanite et biotite. LTN. La zone de cisaillement dans une roche pyroclastique(?) à l'est du gisement (le forage AK94-04, à la profondeur de 337m).
 (A) Grain d'ilménite avec la pyrrhotite (PO) imprégnée dans les craquelures. La pyrrhotite en courtes veinules semble recristallisée.
 (B) Grain d'ilménite (IM) arrondi avec des ombres de pression composées de pyrrhotite (PO), de quartz (QZ) et de calcite (CC).

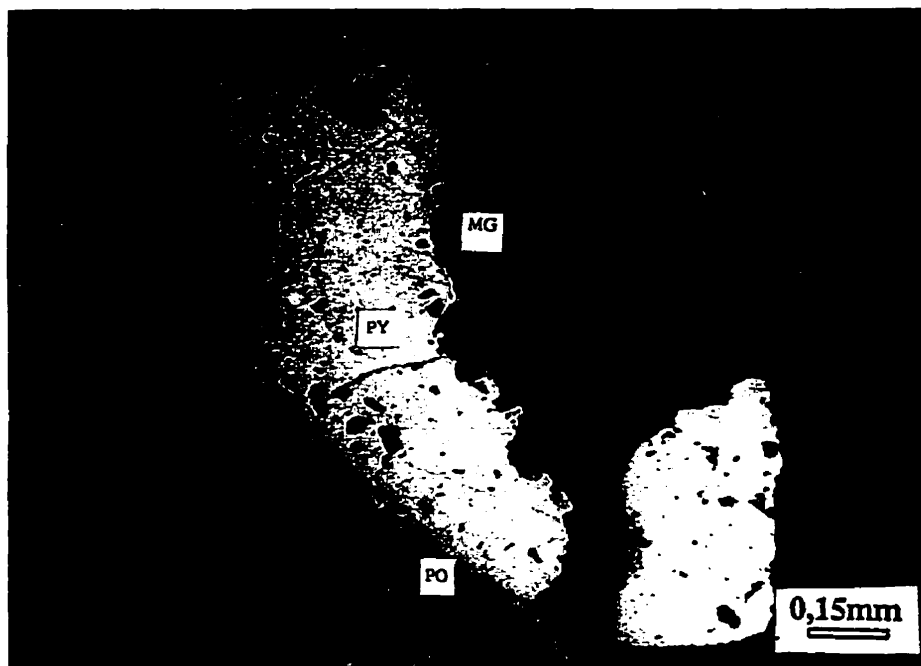


FIGURE 5.54. Remplacement de la pyrite précoce par la magnétite (MG) et les silicates dans le skarn à amphibole et épidote (montré à la figure 5.50). L.R.N. La pyrrhotite (PO) est tardive par rapport aux minéraux susmentionnés. Le flanc nord de la lentille Est, à 20 m au sud du puits.

les craquelures de l'ilménite (figure 5.53A), bien qu'il soit possible que l'imprégnation tectonique et le remplacement puissent coexister. Étant exposée à une forte altération de surface, la pyrrhotite est ordinairement remplacée par la marcassite (voir la section précédente). La chalcopyrrite est habituellement associée à la pyrrhotite. Elle forme de grains xénomorphes en remplaçant la pyrrhotite et localement la pyrite.

5.6.2.2.3 Skarn à magnétite, grenat, épidote et amphibole

Les roches de ce type, extrêmement riches en magnétite, sont observées à 700 m à l'ouest-sud-ouest du gisement (zone D). Ils forment une bande de 0,6 à 0,8 m de puissance et de 25 m de longueur orientée est-nord-est - ouest-sud-ouest, dans les limites d'un petit décapage. La vraie ampleur de cette zone minéralisée n'est pas connue, mais il s'agit certainement de dimensions restreintes (voir section 7.4). Auparavant, ces roches ont été décrites comme «une bande de magnétite massive associée à un tuf felsique» (Lebel, 1987: p.27).

Cet horizon, situé entre deux coulées basaltiques, comprend des bandes et des aggrégats de magnétite massive et semi-massive et de petits amas de sulfures oxydés. La structure des roches est bréchique hétérogène. Une forte concentration de magnétite se manifeste près des contacts et surtout dans la partie centrale de l'horizon (une bande de magnétite massive de 15 cm d'épaisseur, légèrement cisillée). On remarque le remplacement sélectif des fragments anguleux ou arrondis (jusqu'à 3 cm de taille) et de la matrice par la magnétite et par l'épidote. Une étude détaillée de ces roches (figure 5.55) démontre qu'il s'agit de skarn à magnétite, grenat, épidote et amphibole (MG-GR-EP-AM). Dans la partie centrale du corps, ce skarn est particulièrement riche en magnétite et en grenat (figure 5.56). Des fragments de magnétite massive et semi-massive se perdent sur le fond noir de matrice composée d'amphibole et de magnétite. Des amas alignés de grenat représentent de courtes veines (jusqu'à 1 cm d'épaisseur) fortement déformées. Les grains de grenat idiomorphes et leur aggrégats sont entourés d'amas de magnétite. Les parties de l'horizon de skarn, riches en grenat, sont plus déformées et elles comportent plus d'épidote que celles riches en fragments de magnétite. En affleurement, on trouve par endroits de petites veinules de gypse associées aux fractures subparallèles aux contacts du corps.

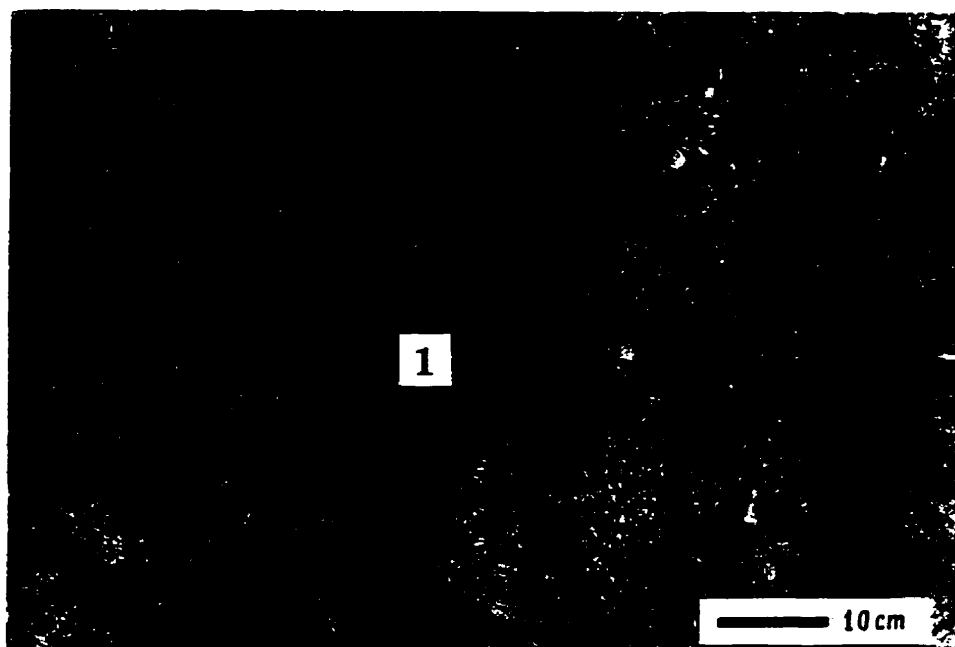


FIGURE 5.55. Horizon de brèches situant entre les coulées basaltiques qui comporte le skarn à magnétite, grenat, épidote et amphibole. On remarque une concentration de magnétite près des contacts et dans la partie centrale de l'horizon, ainsi que le remplacement sélectif des fragments et de la matrice par la magnétite. 1 - La bande de magnétite semi-massive renfermant le skarn montré sur la figure 5.56. La zone D, à 700 m à l'ouest-sud-ouest du gisement.

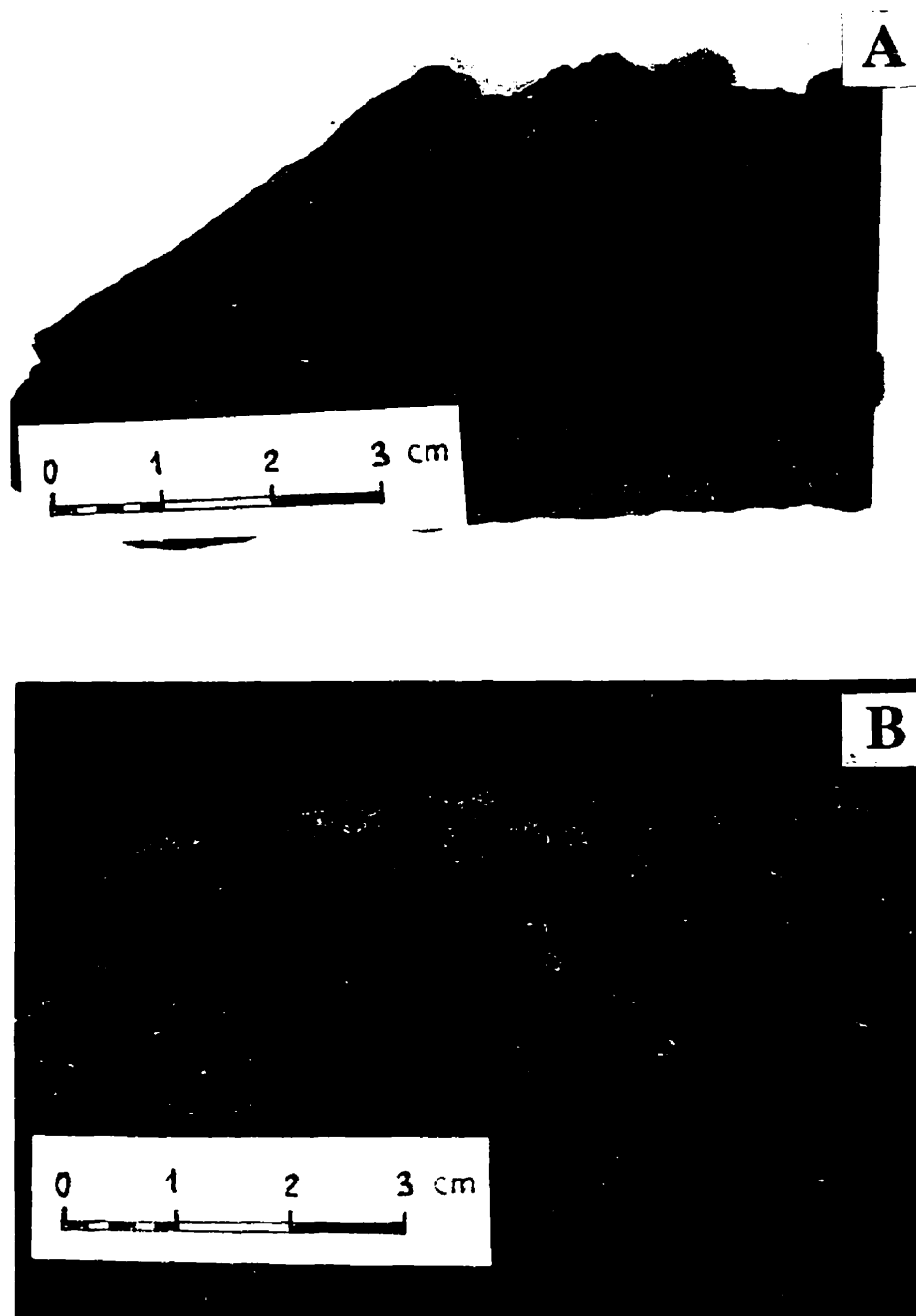


FIGURE 5.56. Skarn à magnétite, grenat, épidote et amphibole avec des sulfures. La magnetite est en quantité spectaculaire. Ces échantillons proviennent de la bande de magnétite semi-massive montrée sur la figure 5.55.
 (A) Grenat formant des amas et des veines déformées où il est associé à la magnétite.
 (B) Remplacement presque complet du protolithe (le tuf à lapillis ou la brèche volcanique de la composition intermédiaire à mafique) par la magnétite.

Au niveau microscopique, on observe une évidence incontestable de remplacement successif des minéraux. Dans les veines, le grenat zoné optiquement et chimiquement (le cœur d'andradite «pure», la bordure d'andradite enrichi en alumine) est remplacé, en partie ou totalement, par l'épidote (pistachite PS_{33}). Le remplacement se développe dans les bordures de grains et dans de nombreuses fractures. Les grains d'épidote qui représentent des pseudomorphoses d'après le grenat ont une forme absolument identique à celle du grenat. Le microcline, associé par endroits au grenat, semble être plus précoce ou contemporain à ce dernier. Il est localement remplacé par l'épidote. La magnétite, qui remplace l'épidote ou directement le grenat, se concentre surtout autour des fragments et des grains de ces minéraux en formant des agglomérations xénomorphes. Ces agrégats de magnétite sont constitués de petits grains subhédraux (20 à 30 μm de la taille). Dans les interstices de ces grains, on observe de très fins grains de pyrite et de chalcopryrite (quelques microns de taille) qui représentent possiblement les exsolutions dans la magnétite. Les veinules de magnétite coupent également les grains de microcline (figure 5.57). De petites plages d'albite et de quartz sont habituellement associées au microcline. Elles se rencontrent aussi aux interstices des grains de grenat. L'albite, dont la quantité est significative (1,2 % de Na_2O dans la roche), représente possiblement un produit d'altération du plagioclase calcique. Le quartz remplit des craquelures dans les grains de grenat et d'épidote. La hornblende formant de petites baguettes (0,1 à 0,2 mm de longueur) est dispersée entre les grains de magnétite. Dans les parties cisailées de skarn, on remarque la présence de chlorite qui remplace l'amphibole et des minces bandes courbées de magnétite recristallisée qui entourent des grains déformés d'épidote et de grenat. Dans les fragments, l'actinolite très fine est associée à l'épidote et à la magnétite. La texture granonématoblastique fine ressemble un peu à celle pyrotaxitique, ce qui peut suggérer la composition primaire des fragments proche de celle de basalte. La quantité de magnétite fine à l'intérieur de fragments varie considérablement, ce qui reflète une substitution sélective: 30 à 50 % de magnétite dans la partie centrale de fragments et jusqu'à 90 % dans les bordures (figure 5.58A). Il existe donc deux générations de magnétite:

- 1) la magnétite fine qui est dispersée dans les fragments anguleux, où elle est associée à l'épidote et à l'amphibole; et
- 2) la magnétite massive qui forme les concentrations autour des cristaux de grenat et qui s'associe également à l'épidote.

Les relations entre les minéraux suggèrent que les magnétites de deux générations sont en général contemporaines à l'épidote, bien que la magnétite fine semble plus précoce par rapport à la magnétite massive (figure 5.58B).

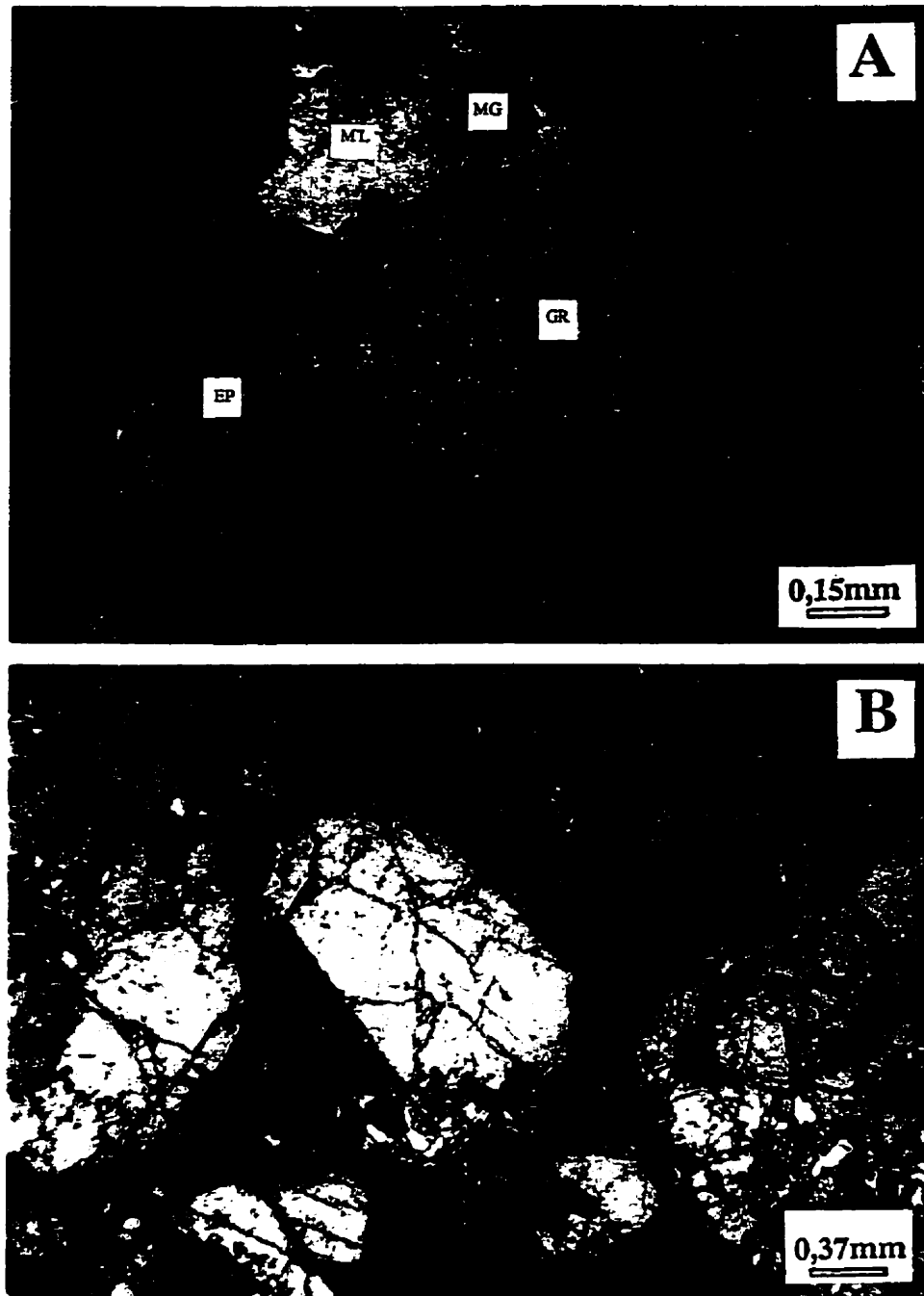


FIGURE 5.57. Relations entre quelques minéraux dans le skarn à magnétite, grenat, épidote et amphibole (les détails de la figure 5.56). LTN.

(A) Le microcline (ML) semble être un peu plus tardif que le grenat (GR). L'épidote (EP) substitue au grenat et «touche» un peu le microcline. La magnétite (MG) remplace l'épidote et le grenat; elle coupe aussi le microcline.

(B) Le remplacement successif complet du grenat par l'épidote et la magnétite (des «lunettes» dans la partie supérieure de la figure).

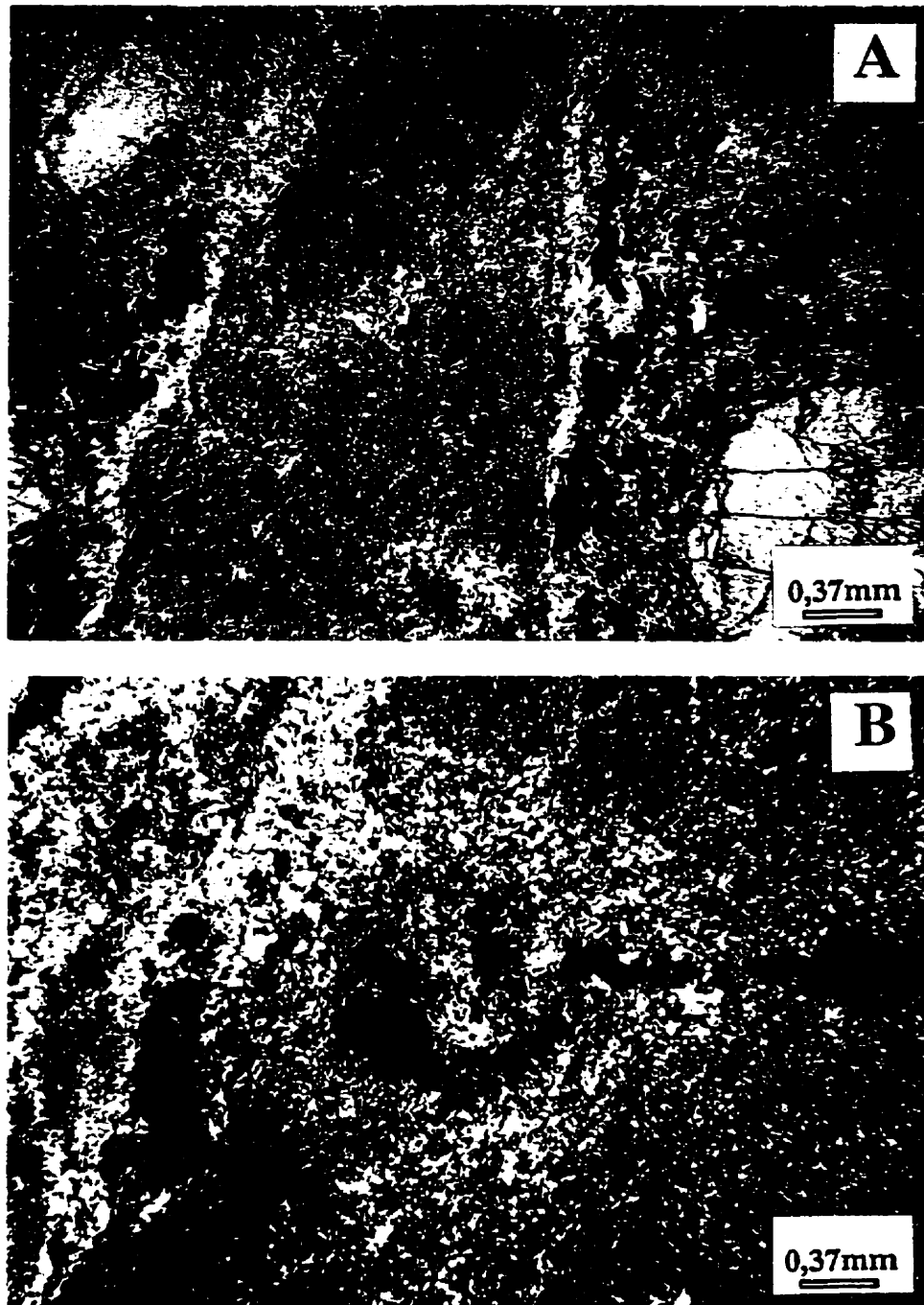


FIGURE 5.58. Répartition de la magnétite à l'intérieur des fragments dans le skarn à magnétite, grenat, épidote et amphibole (les détails de la figure 5.56). LTN. La texture métasomatique des fragments ressemble à la texture de basalte.

(A) Magnétite (les taches noires) se concentrant dans la partie périphérique du fragment où la déformation est plus forte.

(B) Zonalité «épidote-magnétite» dans la veinule qui reflète la succession des réactions métasomatiques.

Des sulfures représentés par la pyrite et la chalcopryrite (jusqu'à 2 % au total) se concentrent surtout dans les parties cisailées du skarn en formant des agglomérations alignées ayant un aspect de courtes veinules. Ils sont associés aux zones enrichies en grenat en remplissant les interstices et les craquelures de grains de grenat. D'une part, les grains de pyrite euhédrale et subhédrale (1 à 3 mm de taille) entourent de petits grains idiomorphes de grenat. D'autre part, la pyrite est ordinairement corrodée par l'épidote et par l'amphibole. Ces relations suggèrent une précipitation de cette pyrite avant une forte épidotisation et une déposition de magnétite massive. L'existence d'une autre génération de pyrite fine dispersée entre les grains de magnétite massive est susmentionnée. La chalcopryrite se place dans les interstices et dans les fractures de grains de grenat, d'autres silicates et de pyrite, en formant des amas xénomorphes (figure 5.59). Il semble que la pyrrhotite soit absente ou qu'elle soit totalement remplacée par la chalcopryrite.

Les traits géochimiques du skarn MG-GR-EP-AM sont de caractère mixte (annexe A6). D'une part, des teneurs élevées en Cr et en V correspondent au protolithe basaltique. D'autre part, des teneurs élevées en Sr et de basses teneurs en Ti ainsi que le patron en terres rares suggèrent plutôt une composition intermédiaire du protolithe. Pourtant, il semble que la distribution de terres rares dépende non seulement de la composition du protolithe, mais aussi des conditions locales d'altération hydrothermale (figure 5.60).

Les roches encaissant cet horizon de skarns sont des basaltes coussinés fortement altérés (figure 5.61) qui comportent, dans les espaces intercoussins, de la magnétite en abondance associée à l'épidote et à l'amphibole. Il y existe une zonalité suivante: du basalte altéré; une mince bande enrichie en amphibole (de quelques millimètres de largeur); une bande enrichie en épidote (jusqu'à 2 cm de largeur); et de la magnétite massive et semi-massive avec des sulfures. En principe, cette zonalité démontre la même succession de remplacement que celle remarquée dans le skarn. Ce genre de remplissage des espaces intercoussins est observé dans les basaltes sous-jacents sur une distance jusqu'à 12 m de l'horizon. Quoiqu'une forme de coussins soit bien conservée, les roches à l'intérieur de coussins représentent des métasomatites EP-AM-QZ-CC (figure 5.28A). Les métasomatites développées dans les espaces intercoussins se caractérisent par le même assemblage, mais avec un accroissement considérable de la taille de grains (figure 5.28B). La dureté de ces roches est élevée à cause de la présence de quartz (jusqu'à 5 % de la roche). Les basaltes massifs des coulées sus- et sous-jacentes sont aussi transformés en métasomatites à épidote, amphibole et quartz (avec

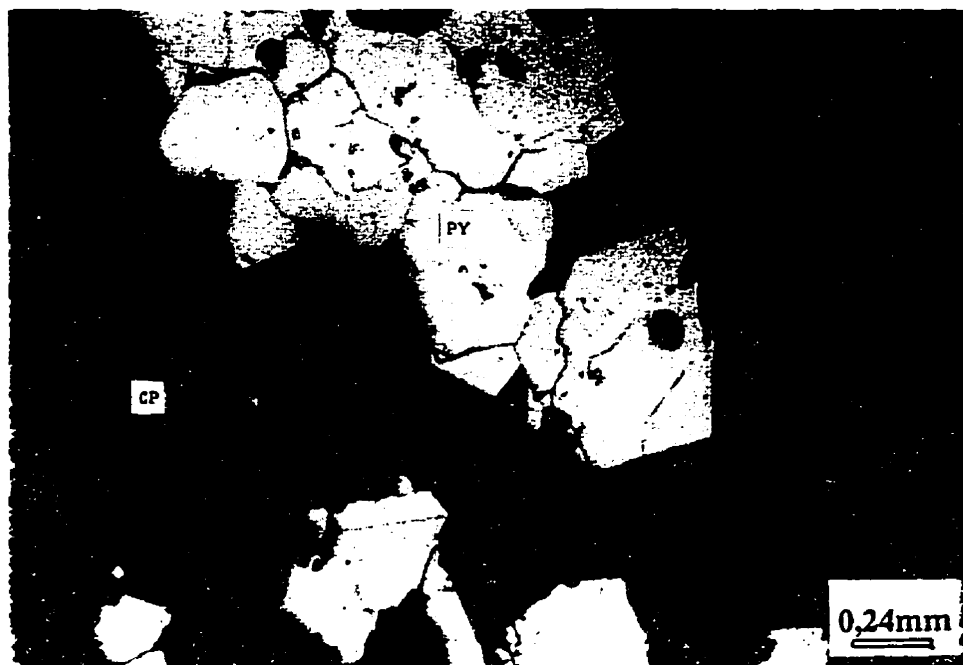


FIGURE 5.59. Relations entre la pyrite (PY) et la chalcopryrite (CP) dans le skarn à magnétite, grenat, épidote et amphibole (montré à la figure 5.56). LRN. La chalcopryrite xénomorphe se précipite dans les fractures de la pyrite et près de ses bordures. La zone D, à 700 m à l'ouest-sud-ouest du gisement.

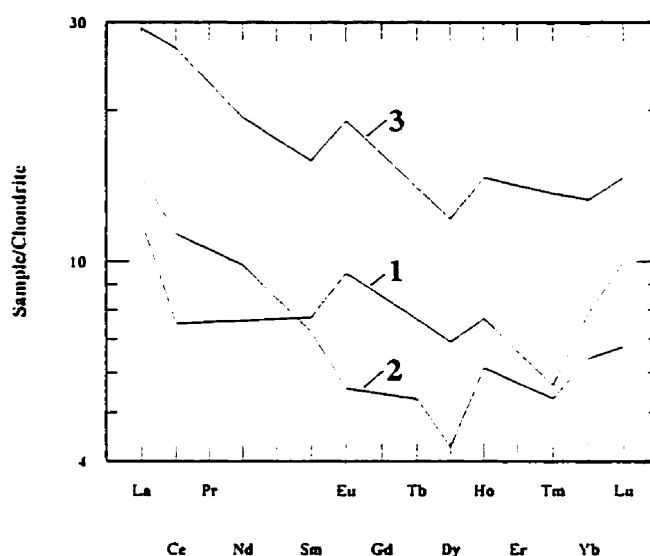


FIGURE 5.60. Comparaison des courbes de terres rares pour les différents skarns.

(1) Skarn à magnétite, grenat, épidote et amphibole (la zone D).

(2) Skarn à épidote, amphibole et grenat (la zone A).

(3) Skarn dans la métasomatite à microcline et biotite (la zone C).

Une ressemblance des courbes 2 et 3 reflète possiblement les conditions spécifiques d'altération hydrothermale dans la partie du secteur incluant les zones C et D.

16 à 17 % de CaO) contenant par endroits jusqu'à 2 % de sulfures finement disséminés (pyrite, chalcopryrite et pyrrhotite).

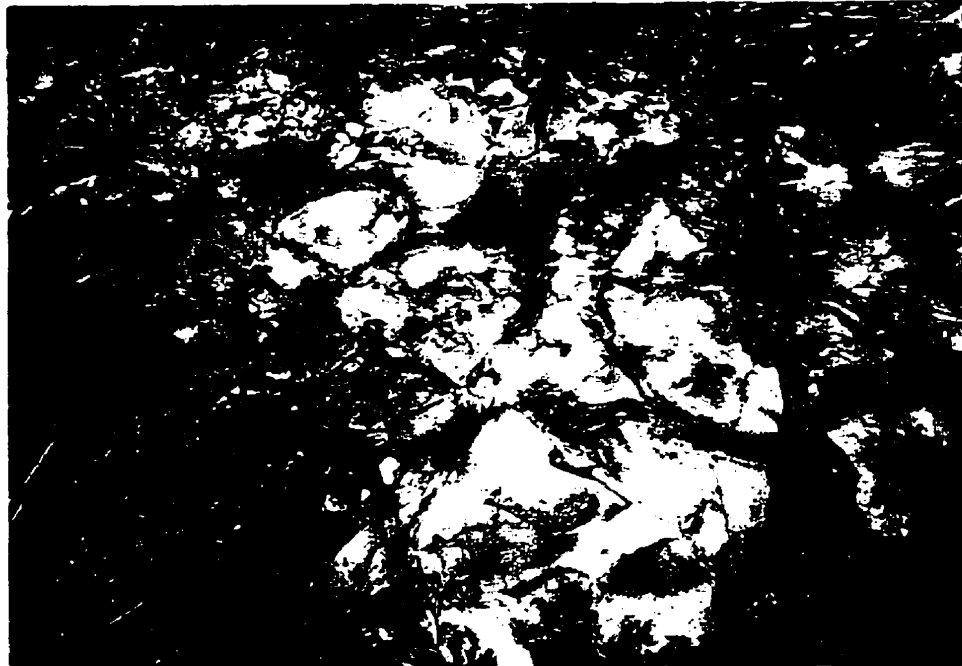


FIGURE 5.61. Basalte coussiné altéré. Les coussins sont bien conservés. Le pendage de coulée est subvertical. Les hyaloclastites dans les interstices sont substituées aux métasomatites zonées à amphibole, épidote et magnétite. La zone D, à 700 m à l'ouest-sud-ouest du gisement.

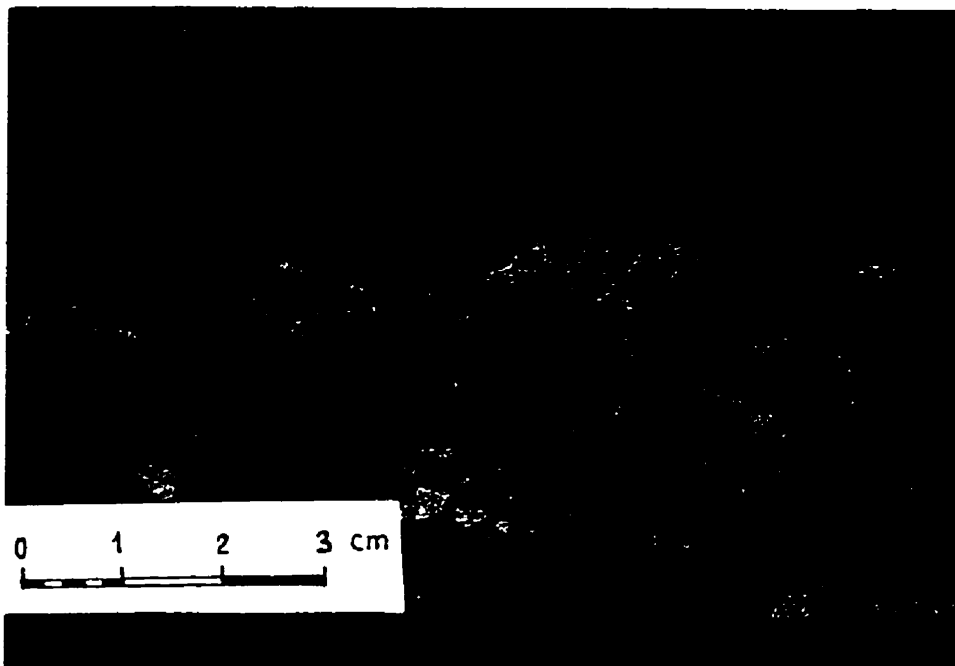
5.6.2.2.4 Skarn à épidote, grenat, amphibole et magnétite

Une variété de skarn fissural à épidote, grenat, amphibole et magnétite (EP-GR-AM-MG) est observée dans la zone de brèches tectoniques développées d'après les basaltes (zone E). Le skarn EP-GR-AM-MG ressemble beaucoup au skarn décrit ci-dessus. Cette zone riche en magnétite et en épidote (figure 5.62) est caractérisée plus en détail dans la section 7.5. Une évidence de la formation de ce skarn lors de la déformation cassante est nette (figures 5.63 et 7.7). Les veinules et les amas de grenat-andradite (annexe B1), remplissant les interstices entre les fragments de brèches tectoniques, sont ordinairement entourés de minces bandes riches en actinolite. Des grains de grenat sont corrodés dans les bordures par l'épidote et par l'actinolite qui sont observées aussi dans les fractures coupant le grenat. Un assemblage



FIGURE 5.62. Brèches tectoniques renfermant les skarns fissuraux (voir la figure 5.63 pour les détails). La roche qui a subi une bréchification et une altération hydrothermale était le basalte. La zone C, à 800 m à l'ouest du gisement Akasaba.

FIGURE 5.63. Skarn à épidote, grenat, amphibole et magnétite dans les brèches tectoniques. Le grenat forme des veines et des amas. Il semble qu'il existe deux générations d'actinolite (des taches et des bandes vertes foncées).



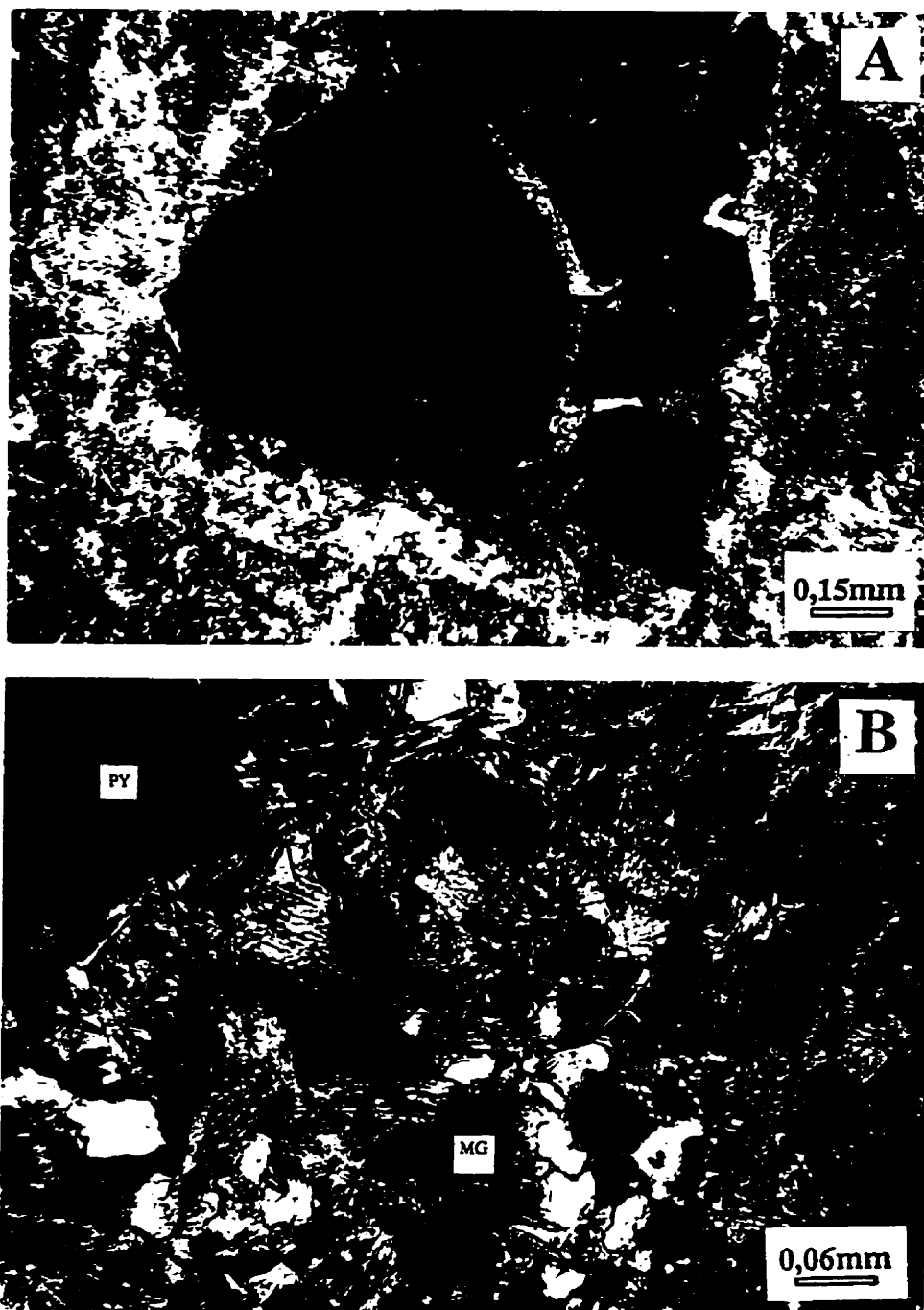


FIGURE 5.64. Skarn à épidote, grenat, amphibole et magnétite (les détails de la figure 5.63). LTP.
 (A) Grain de grenat avec des fractures comblées par l'épidote et le quartz. Une enveloppe qui l'entoure est composée essentiellement d'actinolite. La magnétite disséminée (les taches noires) est observée dans la matrice d'épidote-actinolite-quartz (voir B).
 (B) Texture granulaire du skarn. Le quartz et l'épidote contiennent des aiguilles d'actinolite. Les minéraux opaques sont de la magnétite (MG) et de la pyrite oxydée (PY).

présent à l'intérieur des fragments inclut de la magnétite, du quartz, de l'amphibole et de l'épidote. La magnétite (10 à 70 mm de taille) est dispersée de façon plus au moins régulière entre les grains de silicates en représentant 5 à 10 % de la roche. Le quartz, incluant des aiguilles d'actinolite, semble plus tardif que l'amphibole (figure 5.64). À proximité des grains de grenat, la taille de grains de magnétite est nettement plus grande (jusqu'à 0,1 mm) que dans les fragments de brèche. Des sulfures totalement oxydés (principalement, de la pyrite) représentent à peu près 1 à 2%. À la différence du skarn de la zone D, les caractéristiques géochimiques du skarn EP-GR-AM-MG (la quantité élevée de Ti et de V; une teneur basse en Sr, et le patron en terres rares (figure 5.65)), correspondent nettement au protolithe basaltique. La roche contient probablement de la molybdénite (la teneur en Mo est presque 0,01 %). Une forte silicification et une albitisation des brèches encaissantes se traduisent en quantité élevée de silice (jusqu'à 58 %).

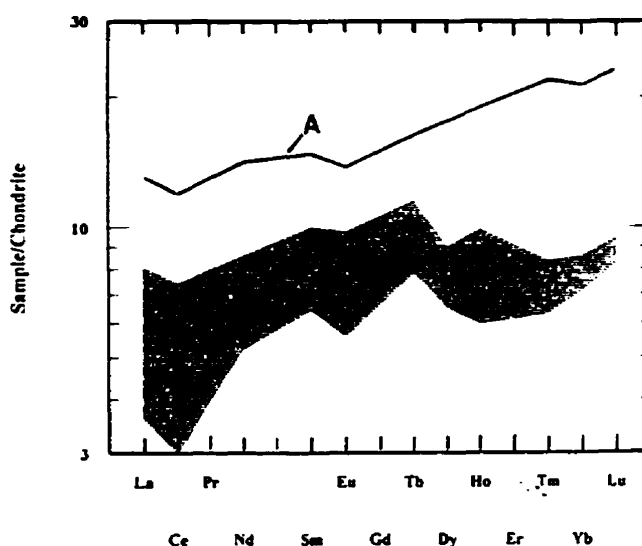


FIGURE 5.65. Comparaison des patrons en terres rares du skarn à épidote, grenat, amphibole et magnétite (A) et des basaltes (B). La courbe A ressemble à celles B ce qui reflète la composition basaltique du protolithe de skarn.

5.7 Résumé

Selon l'étude pétrologique, la plupart des échantillons examinés représentent des roches fortement altérées (métasomatisées) et des métasomatites. Une répartition spatiale de ces lithologies suggère la forme complexe d'une enveloppe d'altération autour du gisement

Akasaba. En plus, l'étendue de cette enveloppe est beaucoup plus large, que celle indiquée dans les rapports antérieurs.

On distingue divers types de métasomatites minéralisées, y compris les skarns, qui se sont essentiellement formés d'après les tufs de composition intermédiaire à mafique et les basaltes (tableau 5.1). Cette distinction est basée sur les critères pétrographiques (les assemblages de minéraux observés; les textures montrant le remplacement successif des minéraux) et géochimiques (la hausse importante des teneurs en certains éléments, p.ex., Ca, Fe, K, Cu, Au, Ag et Mo; les patrons en terres rares; les compositions chimiques particulières des minéraux).

TABLEAU 5.1. Principaux types de métasomatites d'Akasaba.

Nom d'une roche	Protolithe
Métasomatite ML-BO	Tuf intermédiaire à cristaux et cendres
Métasomatite EP-AM-QZ-CC	Basalte
Métasomatite AM-EP-QZ-CC	Tuf intermédiaire à mafique (?) à lapillis, cristaux et cendres; basalte
Skarn EP-AM-GR	Tuf à blocs et lapillis ou brèche volcanique intermédiaire
Skarn AM-EP-(GR)	Tuf intermédiaire à cendres et cristaux
Skarn MG-GR-EP-AM	Tuf ou brèche intermédiaire à mafique (?)
Skarn EP-GR-AM-MG	Brèche tectonique d'après un basalte

Les relations entre les minéraux composant les métasomatites et les skarns d'Akasaba sont résumées au tableau 5.2. Les minéraux les plus importants, qui représentent l'enveloppe d'altération, sont les suivants: épidote (pistachite), amphibole (hornblende et actinolite), grenat, microcline, biotite, calcite, quartz, chlorite, pyrrhotite, magnétite, chalcopryrite et pyrite. En ce qui concerne les minéraux métalliques plus exotiques représentant le minerai lui-même du gisement Akasaba, ils sont caractérisés en se basant principalement sur les études antérieures (Sauvé, 1985; Lebel, 1987)

Les assemblages minéralogiques observés dans les métasomatites et les évidences du remplacement successif des minéraux suggèrent une évolution du système hydrothermal et

TABLEAU 5.2. Relations entre les minéraux présents dans les métasomatites d'Akasaba.

Minéral	Formule	Symbole	Quantité	Relations du minéral avec d'autres minéraux
Plagioclase	$(\text{Na,Ca})\text{Al}(\text{Al,Si})\text{Si}_2\text{O}_6$	PG	0 à 50 %	Fragments de cristaux remplacés par l'albite.
Sillimanite	$(\text{SiAlO}_3)_n$	SM	traces	SM + BO, CL, EP, QZ, PO, PY, IM.
Microcline	KAlSi_3O_8	ML	0 à 70 %	ML $\Rightarrow$ PG, ML + GR1.
Grenat GRS-AND	$\text{Ca}_3(\text{Fe}^{2+}, \text{Al})_2(\text{SiO}_4)_3$	GR1	0 à 30 %	GR1 + ML, GR1 + CPX1.
Grenat GRS-ALM-SPS	$(\text{Ca,Fe}^{2+}, \text{Mn}^{2+})_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$	GR2	0 à 4 %	GR2 + AC, CL, PO.
Diopside- hédénbergite	$\text{Ca}(\text{Mg,Fe,Al})\text{Si}_2\text{O}_6$	CPX1	traces	CPX1 + GR1.
Augite	$(\text{Ca,Mg,Fe,Al})_2\text{Si}_2\text{O}_6$	CPX2	traces	CPX2 + EP, HB, TN.
Épidote (pistachite)	$\text{Ca}_2\text{Al}_2(\text{Fe}^{2+}, \text{Al})(\text{SiO}_4)_3(\text{OH})$	EP	10 à 80 %	EP $\Rightarrow$ GR1; EP $\Rightarrow$ PG; EP $\Rightarrow$ PY; EP = MG; EP + MG; EP $\Rightarrow$ ML; EP $\diamond$ IM.
Actinolite - ferro-actinolite	$(\text{Ca,Na})(\text{Ca,Fe}^{2+})_2(\text{Al,Fe}^{2+}, \text{Mg})_5$ $((\text{Al,Si})\text{Si}_7)\text{O}_{22}(\text{OH,Cl})_2$	AC	10 à 80 %	AC $\Rightarrow$ CPX1; AC $\Rightarrow$ CPX2; AC $\Rightarrow$ GR2; AC $\bullet$ QZ; AC $\Rightarrow$ EP; AC + EP, QZ, CC, PO.
Hornblende - tschermakite	$(\text{Ca,Na})_2(\text{Fe,Mg,Al})$ $((\text{Al,Si})\text{Si}_6)\text{O}_{22}(\text{OH,Cl})_2$	HB	10 à 80 %	HB $\Rightarrow$ GR1; HB $\Rightarrow$ GR2; HB $\Rightarrow$ CPX1; HB $\Rightarrow$ CPX2; HB $\Rightarrow$ EP.
Biotite	$\text{K}(\text{Al,Mg,Fe})_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH,F,Cl})$	BO	0 à 50 %	BO $\Rightarrow$ HB; BO $\Rightarrow$ ML; BO + EP, QZ, CL.
Chlorite	$(\text{Fe,Mg,Al})_{4-6}\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH,O})_n$	CL	0 à 20 %	CL $\Rightarrow$ GR2; CL $\Rightarrow$ BO; CL $\Rightarrow$ HB; CL $\Rightarrow$ AC.
Apatite	$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F,Cl})$	AP	traces	AP $\bullet$ IM; AP $\bullet$ HB.
Quartz	SiO_2	QZ	0 à 15 %	QZ $\diamond$ GR1; QZ $\Rightarrow$ PY; QZ + CC, EP, AC.
Calcite	CaCO_3	CC	0 à 30 %	CC $\Rightarrow$ GR1; CC $\Rightarrow$ PG; CC $\Rightarrow$ PY; CC $\Rightarrow$ EP; CC $\Rightarrow$ HB; CC $\Rightarrow$ AC; CC + QZ, EP, AC.
Gypse	$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	GE	0 à 2 %	Veinules dans le skarn MG-GR-EP-AM (GE $\Rightarrow$ anhydrite?).
Titanite	CaTiSiO_5	TN	0 à 2 %	TN + AC, HB, EP, GR, CC.
Leucoxène	Agrégat de quelques minéraux titanifères	LX	0 à 2 %	LX $\Rightarrow$ IM.
Ilménite- pyrophanite	$(\text{Fe}^{2+}, \text{Mn}^{2+})\text{TiO}_3$	IM	0 à 1 %	IM + CL, BO, SM.
Magnétite	$\text{Fe}^{2+}\text{Fe}_2^{3+}\text{O}_4$	MG	0 à 90 %	MG $\Rightarrow$ GR1; MG $\Rightarrow$ PY; MG $\diamond$ ML; MG $\bullet$ EP; MG $\Rightarrow$ EP.
Pyrrhotite	$\text{Fe}_{0.85-0.98}\text{S}$	PO	2 à 10 %, (except. 40 %).	PO $\Rightarrow$ PY; PO $\bullet$ CP; PO + CP; PO + SP; PO $\Rightarrow$ IM, PO $\Rightarrow$ MG, PO $\Rightarrow$ EP.
Pyrite	FeS_2	PY	traces à 2 %	PY + GR1; PY $\bullet$ MG; PY EP, CC, QZ.
Chalcopryrite	CuFeS_2	CP	traces à 4 %	CP $\diamond$ GR1; CP $\bullet$ MG; CP $\Rightarrow$ PY; CP $\bullet$ PO; CP $\Rightarrow$ PO; CP $\Rightarrow$ IM; CP + EP, AC, CC.
Sphalérite	ZnS	SP	traces	SP $\bullet$ CP.
Cubanite ¹	CuFe_2S_3	CB	traces	CB $\bullet$ CP.
Molybdénite	MoS_2	MO	traces	MO + CC, CP; MO + PO, PY, CP.
Cobaltite ^{1,2}	$(\text{Co,Fe,Ni})\text{AsS}$	CO	traces	CO $\bullet$ PO; CO + Ca-silicates.

TABLEAU 7.1. Relations entre les minéraux présents dans les métasomatites d'Akasaba (fin).

Minéral	Formule	Symbole	Quantité	Relations du minéral avec d'autres minéraux
Pentlandite ^{1,2}	(Fe,Ni) ₉ S ₈	PD	traces	PD $\Rightarrow$ PO.
Argento-pentlandite ^{1,2}	Ag(Fe,Ni) ₈ S ₈	Ag-PD	traces	Ag-PD $\Rightarrow$ CP.
Mackinawite ^{1,2}	(Fe,Ni)S	MK	traces	MK $\Rightarrow$ CP.
Violarite ^{1,2}	(Ni,Fe) ₂ S ₄	VL	traces	VL $\Rightarrow$ PD; VL $\Rightarrow$ Ag-PD; VL $\Rightarrow$ PO.
Coloradoite ^{1,2}	HgTe	CT	traces	CT $\Rightarrow$ PO, CP, Ca-silicates.
Werhite ^{1,2}	BiTe	WL	traces	WL $\Rightarrow$ PO, CP, Ca-silicates.
Altaite ²	PbTe	AL	traces	AL $\Rightarrow$ PO, CP, Ca-silicates.
Telluro-bismuthite ^{1,2}	Bi ₂ Te ₃	TB	traces	TB $\Rightarrow$ PO, CP, Ca-silicates.
Hedleyite ¹	Bi ₇ Te ₃	HL	traces	HL $\Rightarrow$ PO, CP, Ca-silicates.
Stützite ²	Ag ₅₄ Te ₃	ST	traces	ST $\Rightarrow$ PO, CP, Ca-silicates.
Hessite ²	Ag ₂ Te	HS	traces	HS $\Rightarrow$ PO, CP, Ca-silicates.
Électrum ^{1,2}	Au _{0,27-0,48} Ag _{0,45-0,55} Hg _{0,00-0,18}	Au Ag (Hg)	traces	Au Ag (Hg) $\Rightarrow$ CP, PO, Ca-silicates; Au Ag (Hg) + tellurures.
Or natif ^{1,2}	Au _{0,88-1,00} Ag _{0,00-0,12}	Au	traces	Au + Ca-silicates, PY, PO, CP, MG.
«Marcassite»	FeS ₂	MS	traces	MS $\Rightarrow$ PO.
Malachite	Cu ₂ (OH) ₂ CO ₃	MC	traces	MC $\Rightarrow$ CP.
Digénite	Cu ₂ S	DG	traces	DG $\Rightarrow$ CP.
Covellite	CuS	CV	traces	CV $\Rightarrow$ CP.
Limonite	FeO . OH . nH ₂ O	LM	traces à 20 %	LM $\Rightarrow$ PY, MG.

A $\bullet$ B inclusion du minéral A dans le minéral B

A $\Rightarrow$ B exsolution du minéral A dans le minéral B

A = B déposition contemporaine des minéraux A et B

A $\Rightarrow$ B remplacement et/ou corrosion du minéral B par le minéral A

A $\diamond$ B minéral A remplit les fractures dans le minéral B

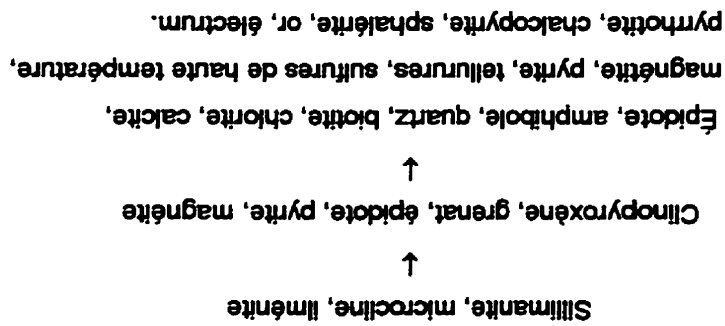
A + B, C... association du minéral A avec les minéraux B, C, etc.

A $\Rightarrow$ formation du minéral A d'après le minéral B dans les conditions d'altération supergène

¹ Selon Sauvé (1985)

² Selon Lebel (1987)

permettent de distinguer les différents stades de cette évolution. L'ensemble des minéraux, présents dans les métasomatites d'Alkasaba, peut être subdivisé en trois groupes qui représentent, d'une façon schématisée, ces trois stades d'évolution:



Cette évolution est caractéristique des gisements du type skarn (surtout des skarns aurifères). On en parle en détail au chapitre 8.

CHAPITRE 6

COMPOSITION CHIMIQUE DES MINÉRAUX

La plupart des minéraux observés dans les roches du secteur d'Akasaba ont été analysés à la microsonde électronique (annexe B). Le but de ces analyses est de discriminer chimiquement les minéraux et leurs variétés appartenant aux divers événements géologiques (p.ex., le magmatisme, le métamorphisme, l'altération hydrothermale), de révéler des variations spatiales en leurs compositions chimiques à l'échelle du secteur et d'élucider pour quelques minéraux les tendances du zonage chimique à l'échelle du grain minéral. Les analyses de certains minéraux (des grenats, des amphiboles, des clinopyroxènes, de la biotite et de la chlorite) sont recalculées en utilisant le programme Minpet 2.0 (Richard, 1995). La signification des résultats obtenus est discutée au chapitre 8.

6.1 Grenats

39 analyses représentent 5 points d'observation où des grenats sont révélés (annexe B1). Le diagramme ternaire pyralspite-grossulaire-andradite (figure 6.1) montre l'existence de deux groupes de grenats:

- 1) le groupe d'andradite-grossulaire ($\text{SPS}_{20}\text{AND}_{36}\text{GRS}_{62}$ à AND_{100}); et
- 2) le groupe de grossulaire-almandine-spessartite ($\text{GRS}_{22}\text{ALM}_{36-40}\text{SPS}_{37-42}$).

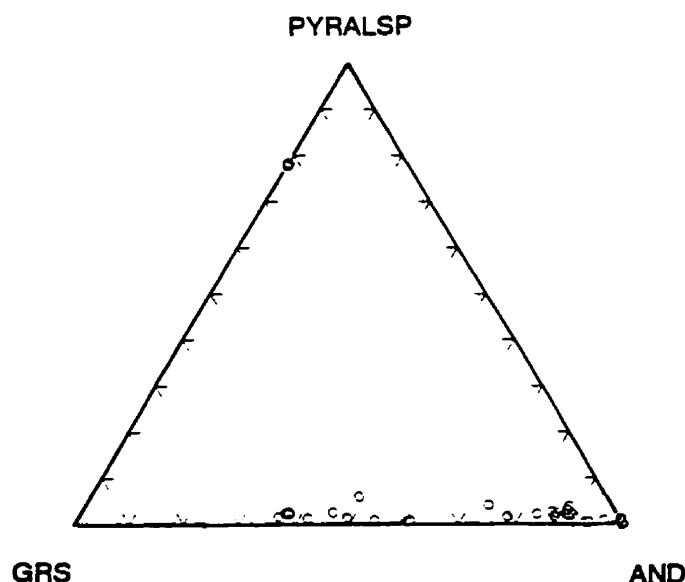


FIGURE 6.1. Diagramme ternaire pyralspite-grossulaire-andradite montrant deux groupes de grenats dans les skarns d'Akasaba (grossulaire-andradite et grossulaire-almandine-spessartite).

Pour les grenats du premier groupe, on constate de fortes fluctuations des teneurs en fer (11,7 à 28,4 % de FeO) et en alumine (0 à 13,7 % de Al_2O_3) ainsi que des variations significatives en calcium (29,7 à 35,1% de CaO). Le manganèse est présent en faible quantité (0,2 à 0,9% de MnO). Les variations en Fe, Al et Ca reflètent le phénomène de la zonalité chimique de grains. Les tendances observées sont variables.

Une zonalité simple des grains de grenat (le coeur de grossulaire-andradite $\text{GRS}_{44-62} \text{AND}_{46-54}$ et la bordure d'andradite $\text{GRS}_{3-6} \text{AND}_{93-96}$) est observée dans le skarn EP-AM-GR au flanc ouest du gisement Akasaba (figure 6.2). Cette zonalité n'est pas développée dans les grains avec les bords corrodés par la calcite où l'on ne voit que le coeur d'andradite-grossulaire $\text{SPS}_{1-2} \text{AND}_{37-42} \text{GRS}_{57-60}$.

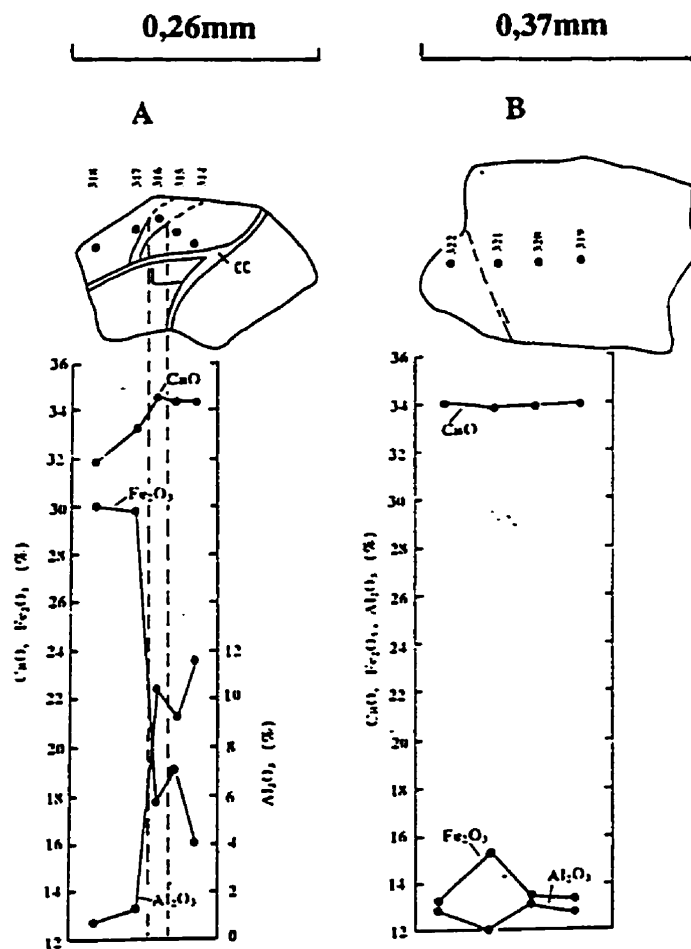


FIGURE 6.2. Zonalité chimique des grains de grenat dans le skarn EP-AM-GR du flanc ouest du gisement.

Un autre type de zonalité des grenats (le coeur d'andradite «pure» et la bordure de grossulaire-andradite avec un peu d'alumine (2,1 à 3,8 % de Al_2O_3)) est remarqué dans le skarn MG-GR-EP-AM de la zone D (figure 6.3), à 700 m à l'ouest du gisement.

Une zonalité plus complexe est développée dans un grain de grenat provenant de la zone C (le forage AK94-03, à la profondeur de 274,5 m). Trois aires y sont observées (figure 6.4): le coeur riche en alumine (GRS_{30} , AND_{61}), la mince bande intermédiaire d'andradite avec un peu d'alumine (GRS_7 , AND_{93}) et la bordure dont la composition (SPS_1 , ALM_5 , GRS_{45} , AND_{49}) ressemble à celle du coeur, mais avec plus d'alumine.

Bien que le nombre d'analyses soit restreint, une généralisation de ces données permet tout de même de révéler quelques tendances dans la composition des grenats zonés du groupe grossulaire-andradite à travers le secteur. Ces tendances, observées pour les grenats trizonaux qui proviennent de diverses parties du champ minéralisé, sont les suivantes (figure 6.5):

- Les teneurs en Ca diminuent généralement du coeur (I) à la bordure (III) des grains. Les teneurs les plus élevées (33,7 à 35,1 % de CaO) sont observées dans les coeurs des grenats de la zone A (au flanc ouest du gisement) et de la zone C (le forage AK94-03). Les teneurs en FeO et en Al_2O_3 y sont respectivement de 11,7 à 18,6 % et de 8 à 13,7 %, ce qui correspond aux grenats de la composition GRS_{44-60} , AND_{37-54} .
- Les baisses de teneurs en Ca (de 33,3 à 32% de CaO) dans la zone intermédiaire des grains (II) s'accompagnent simultanément de hausses de teneurs en Fe (jusqu'à 26% de FeO) et de baisses de teneurs en Al (jusqu'à 2% de Al_2O_3).
- Les diminutions suivantes de teneurs en Ca dans la bordure (III) des grains (de 32 à 30 % de CaO) sont localement accompagnées d'une hausse de teneurs en Al (jusqu'à 10 % de Al_2O_3).
- Les variations de teneurs en Ca, Fe et Al dans les grains de grenats de la zone D suivent des tendances moins nettes. Pour ces grenats de la composition GRS_{0-4} , AND_{96-100} , la zone intermédiaire (II) ne se distingue du coeur (I) que par une faible baisse des teneurs en Ca (jusqu'à 31,3% de CaO) tandis que la bordure (III) est caractérisée par une faible hausse de teneurs en Al (jusqu'à 3 % de Al_2O_3). D'autres analyses des grenats de la même zone, faites de façon aléatoire, suggèrent qu'en réalité ces tendances puissent être encore plus complexes.

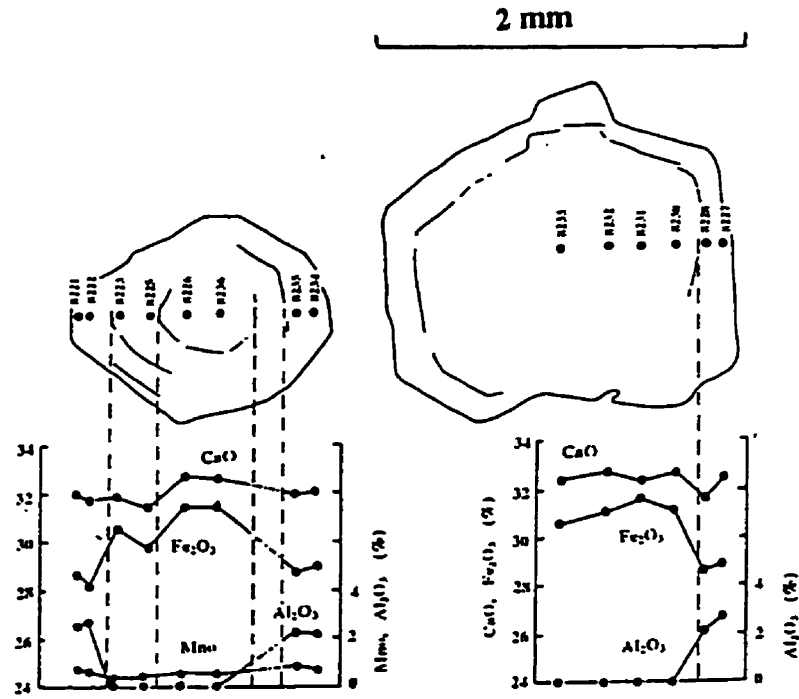


FIGURE 6.3. Zonalité chimique des grains de grenat dans le skarn MG-GR-EP-AM de la zone D.

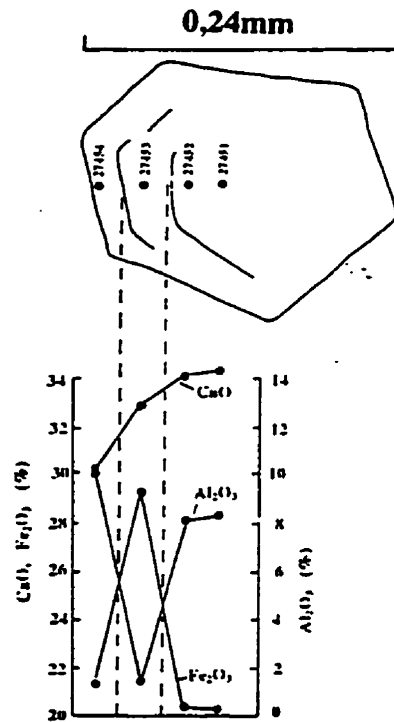


FIGURE 6.4. Zonalité chimique des grains de grenat dans le skarn de la zone C.

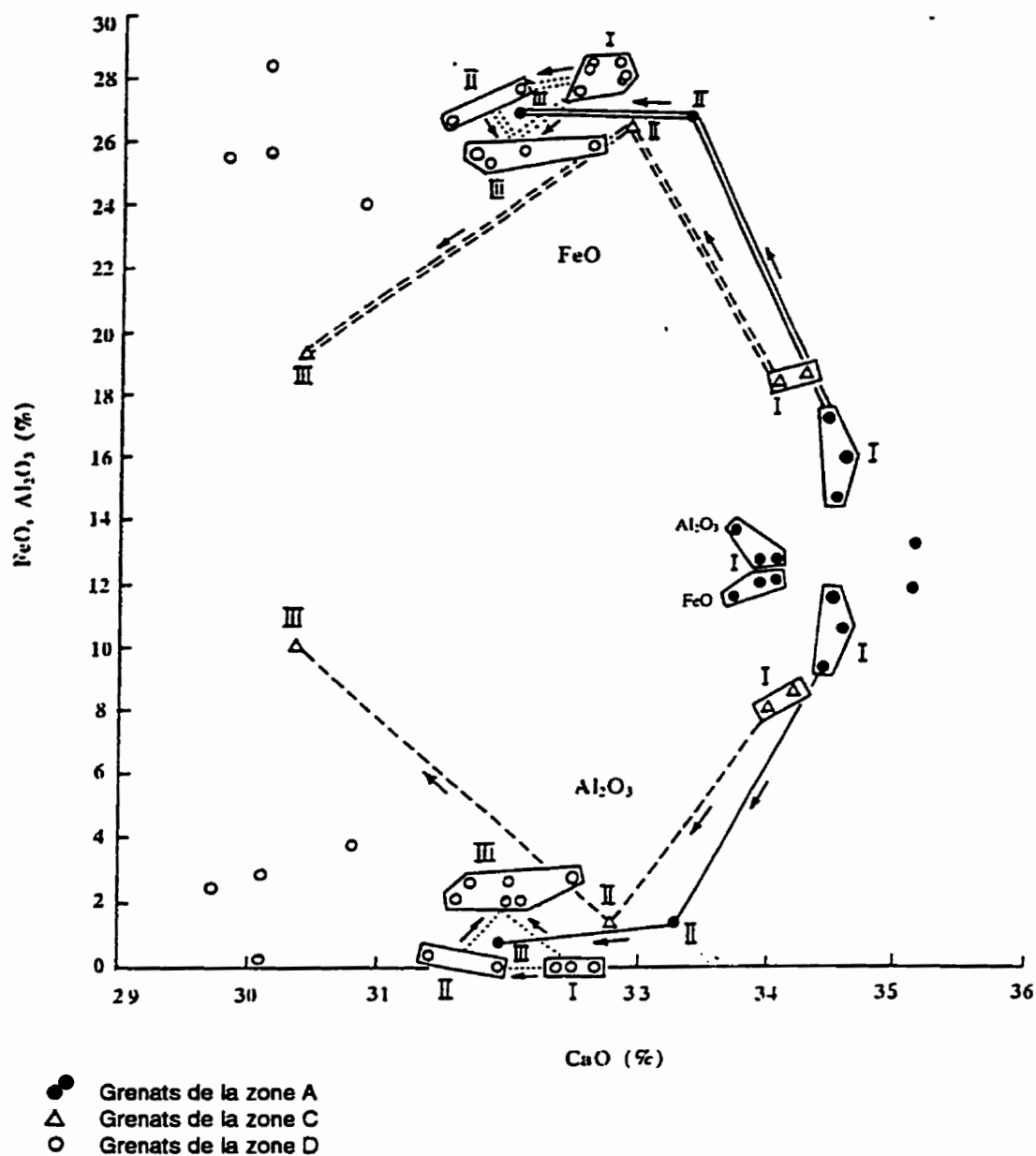


FIGURE 6.5. Tendances générales (voir les flèches) dans la composition des grains de grenat zonés du groupe grossulaire-andradite à travers le secteur. Le fer est présenté en forme de FeO (tel que calculé lors des analyses à la microsonde). I - coeur de grain, II - zone intermédiaire, III - bordure de grain. Voir les explications dans le texte.

Le grenat du deuxième groupe, présent dans le skarn AM-EP-(GR) du flanc ouest du gisement, est riche en manganèse (15,7 à 17,5 % de MnO) et en alumine (jusqu'à 20,5 % de Al_2O_3). Ce grenat se caractérise par une faible variation de teneurs en éléments principaux, ce qui suggère une absence de zonalité chimique; il montre une composition stable sur le diagramme ternaire grossulaire-almandine-spessartite (figure 6.6). Ce grenat est au moins deux fois plus riche en Mn et jusqu'à deux fois moins riche en Fe en comparaison avec les grenats zonés des schistes métamorphiques grenvilliens de l'Écosse (Olimpio et Anderson, 1978). L'association du grenat GRS-ALM-SPS avec l'ilménite manganifère ainsi qu'avec l'épidote et l'amphibole enrichies en Mn (annexes B2, B3 et B9) n'est pas occasionnelle. Au chapitre 8, on parle de la signification de cette association et on propose une explication de la coexistence de deux groupes de grenat dans le même champ minéralisé.

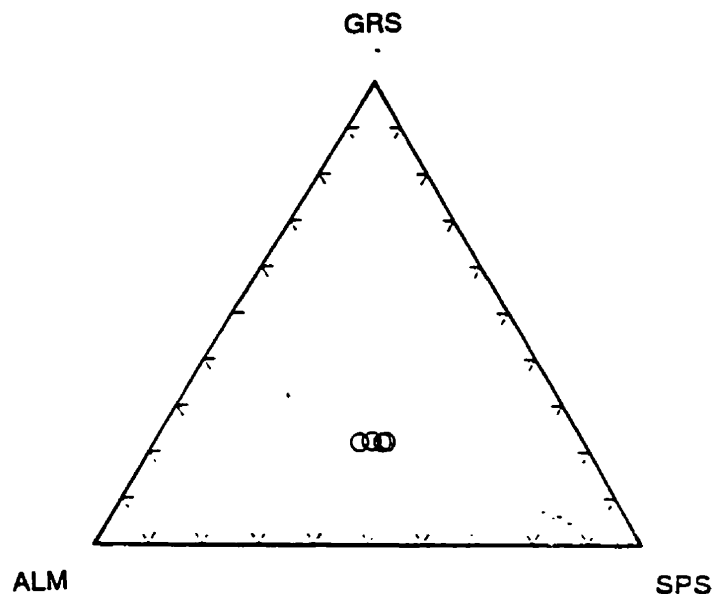


FIGURE 6.6. Diagramme ternaire grossulaire-almandine-spessartite montrant la composition du grenat dans le skarn AM-EP-(GR) du flanc ouest du gisement.

6.2 Épidotes

L'analyse d'épidote à la microsonde (annexe B2) est faite pour les échantillons provenant de métasomatites des zones A et D (respectivement 24 et 2 analyses). La formule générale des épidotes est $\text{Ca}_2 \text{Al}_2 (\text{Fe}_{1,3-1,8} \text{Al}_{0,2-0,7}) \text{Si}_3 \text{O}_{12} (\text{OH})$, i.e., il s'agit de pistachite PS_{20-34} (la

composition moyenne est PS_{27}). À part des variations importantes de teneurs en fer et en alumine, on remarque également la présence de manganèse, de titane et de magnésium en faible quantité (jusqu'à 0,6 % d'oxyde).

Un examen d'un grain d'épidote optiquement zoné (l'échantillon 3-1, de la zone A) révèle des fluctuations de teneurs en Fe et en Al qui reflètent la zonalité chimique des épidotes (figure 6.7). Cette zonalité semble inverse à la zonalité révélée dans les grains de grenat provenant de la même roche (à comparer les figures 6.2 et 6.7). Cette observation peut suggérer une répartition de Fe et de Al entre les grains d'épidote et de grenat, donc leur coexistence et leur équilibre à une certaine période de l'évolution du système hydrothermal (Kitamura, 1975).

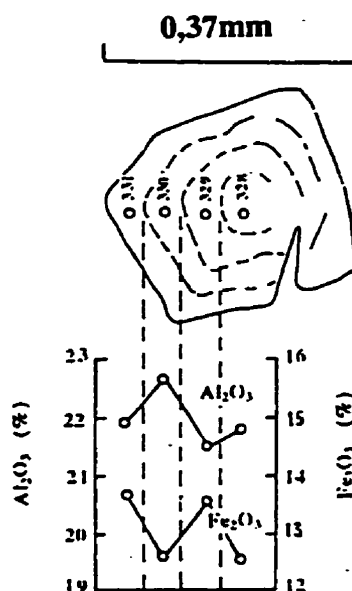


FIGURE 6.7. Zonalité chimique d'un grain d'épidote dans le skarn EP-AM-GR du flanc ouest du gisement.

6.3 Amphiboles

35 analyses à la microsonde faites à partir de 14 échantillons représentent des amphiboles des zones A, C et E (annexe B3). Une formule générale des amphiboles analysées est:

$A_{0-0.75} B_2 C_6 T_8 O_{22} (OH, Cl)_2$, où A = Ca, Na, K; B = Ca, Fe^{2+} , Mg, Mn^{2+} , Na; C = Al, Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mg, Mn^{2+} , Ti et T = Al, Si.

Ces amphiboles sont toutes calciques (figure 6.8) et elles appartiennent à une de trois séries suivantes (figure 6.9):

- 1) la série d'actinolite - ferro-actinolite,
- 2) la série de hornblende - tschermakite ou
- 3) la série de magnésiohornblende.

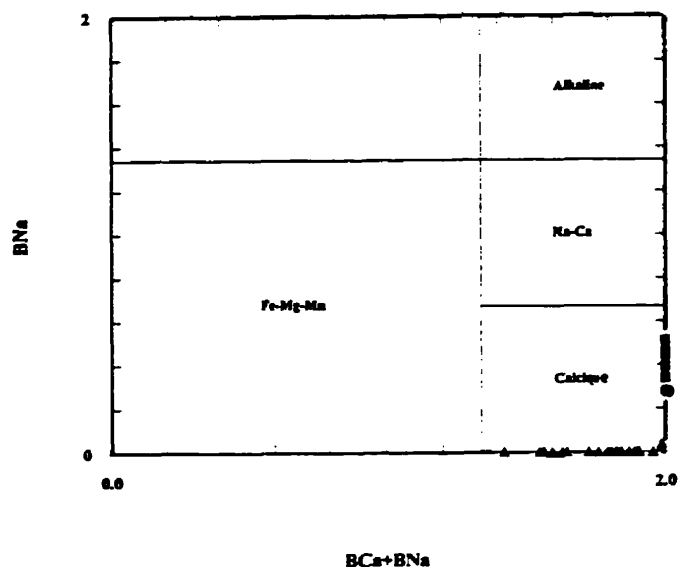


FIGURE 6.8. Diagramme de classification BNa vs. (BCa + BNa), montrant la composition calcique des amphiboles. Deux champs se distinguent en fonction de la quantité de sodium.

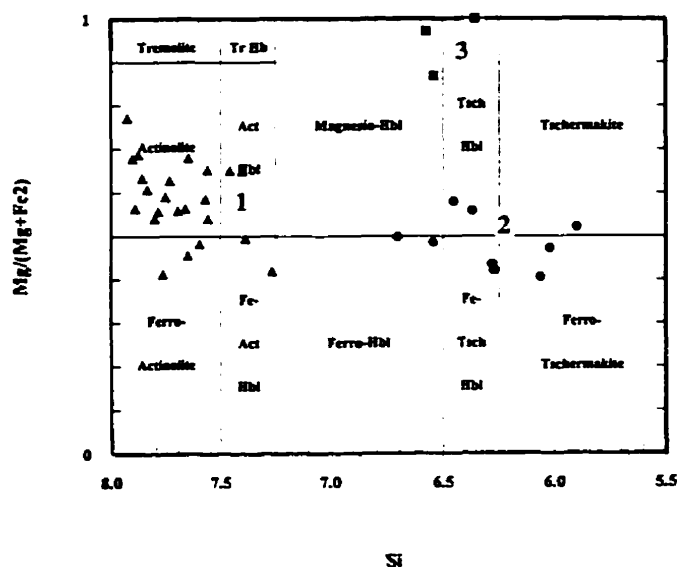


FIGURE 6.9. Diagramme de classification Mg / (Mg + Fe²⁺) vs. Si, montrant trois séries des amphiboles: 1) actinolite - ferro-actinolite, 2) hornblende - tschermakite, et 3) magnésiohornblende.

Selon les données pétrographiques (voir chapitre 5), les amphiboles des séries d'actinolite - ferro-actinolite et de hornblende - tschermakite sont d'origine hydrothermale, celles de la série de magnésiohornblende est d'une nature magmatique.

6.3.1 Actinolites

Les actinolites et les ferro-actinolites ainsi que les variétés transitionnelles vers la hornblende sont présentes dans les métasomatites et les roches métasomatisées de toutes les zones mentionnées ci-haut. Leur formule est la suivante:



On remarque une forte dispersion de calcium pour les amphiboles de cette série (figure 6.10). La hausse de teneurs en Ca s'accompagne de baisses de teneurs en Fe et en Al qui ont les mêmes ampleurs (pour les membres B et C de la formule d'amphibole). Ce fait reflète probablement une évolution des fluides dans le temps (sans indiquer le sens de cette évolution).

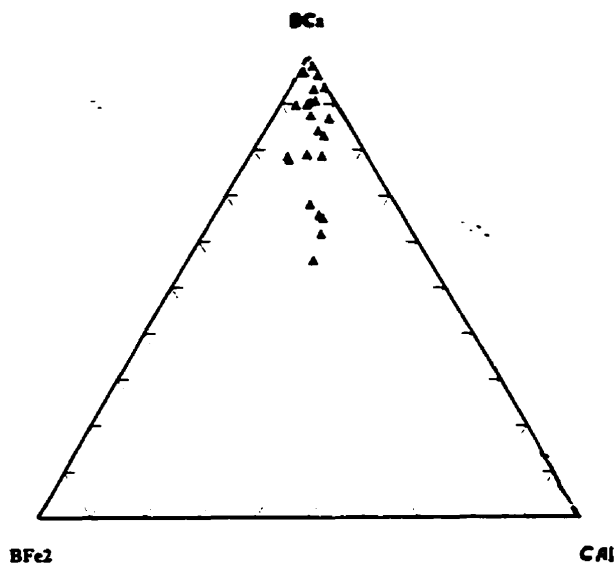


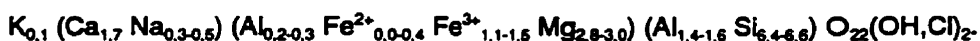
FIGURE 6.10. Diagramme ternaire BFe²⁺-BCa - CAI, montrant les tendances de la composition chimique d'actinolite - ferro-actinolite.

6.3.2 Hornblendes

Les amphiboles de la série de hornblende-tschemakite, avec la formule générale:

$K_{0,1-0,2} (Ca_{1,6-1,9} Na_{0,3-0,5}) (Al_{0,1-0,5} Fe^{3+}_{1,2-1,8} Fe^{2+}_{1,1-1,8} Mg_{1,0-1,8}) (Al_{1,3-2,1} Si_{5,9-6,7}) O_{22}(OH,Cl)_2$,
sont identifiées dans les métasomatites de la zone A. Elles se caractérisent par de fortes dispersions des teneurs en fer, en magnésium et en aluminium.

La magnésiohornblende est rencontrée uniquement dans les diorites quartzifères où elle forme des phénocristaux. Sa formule générale est la suivante:



La magnésiohornblende se distingue des amphiboles de la série de hornblende-tschemakite non seulement par des teneurs élevées en magnésium, en dépit du fer (jusqu'à 14,5 % de MgO), mais aussi par une quantité relativement plus élevée de titane (0,8 à 1,4 % de TiO₂). Par contre, une composante volatile de chlore (la seule qui est mesurée) est à peine détectée.

De faibles teneurs en potassium (moins de 0,5 % de K₂O), caractéristiques de toutes les hornblendes, reflètent possiblement une biotitisation des amphiboles.

6.4 Clinopyroxènes

Les clinopyroxènes analysés dans les skarns de la zone A (annexe B4) forment deux champs sur le diagramme ternaire CaSiO₃-MgSiO₃-FeSiO₃ (figure 6.11): le champ de diopside-hédénbergite DPS₃₉₋₆₃ HDB₆₀₋₃₇, avec la formule stoechiométrique



Le clinopyroxène de la composition diopside-hédénbergite est révélé dans le skarn EP-AM-GR. L'augite est trouvée dans le skarn AM-EP-(GR).

6.5 Biotite

Selon trois analyses représentant les métasomatites des zones A et C (annexe B5), la formule de biotite est:



¹ Tout le fer est considéré comme ferreux.

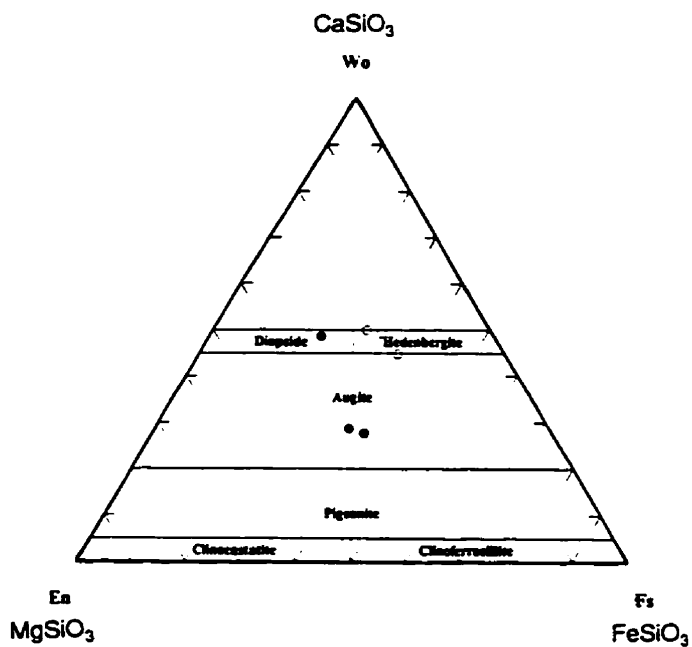


FIGURE 6.11. Diagramme ternaire CaSiO_3 - MgSiO_3 - FeSiO_3 (simplifié de Poldervaart et Hess, 1951) montrant la composition des clinopyroxènes dans les skarns du flanc ouest du gisement.

- Nos analyses à la microsonde.
- Analyses à la microsonde selon Lebel (1987).

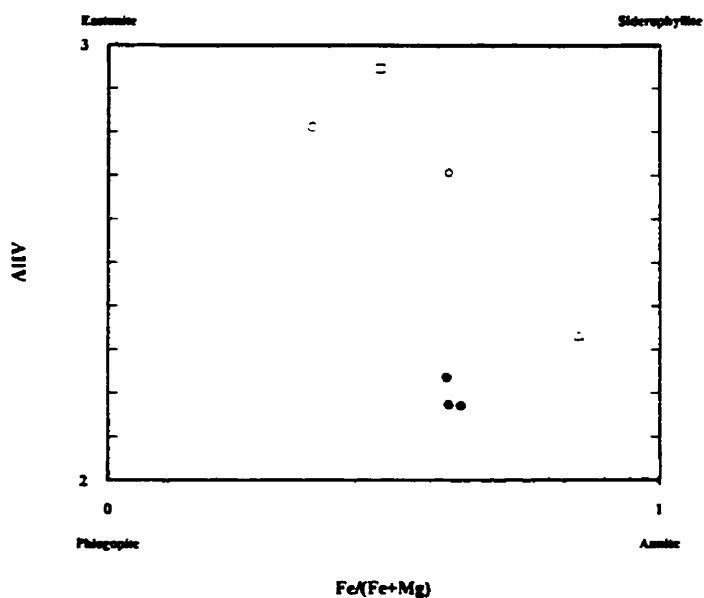


FIGURE 6.12. Diagramme de classification $\text{Fe} / (\text{Fe} + \text{Mg})$ vs. AlIV comparant les compositions de biotites des métasomatites d'Akasaba et de quelques autres roches métamorphiques. (Les analyses de biotites pour ces dernières sont puisées de Deer *et al.*, 1962: tableau 1.13, p. 62).

- métasomatites d'Akasaba
- hornfels à cordiérite et biotite
- schiste à biotite
- ◇ schiste à grenat et mica
- △ schiste à grenat, biotite, muscovite et quartz

Sur le diagramme de classification $\text{Fe} / (\text{Fe} + \text{Mg})$ vs. AlIV , montrant 4 membres extrêmes selon le rapport $\text{Fe}^{2+} / \text{Mg} / \text{AlIV}$ (figure 6.12), cette biotite est comparée aux autres provenant de diverses roches métamorphiques. Elle est nettement moins alumineuse que les biotites des roches métamorphiques du faciès de schistes verts et les biotites des cornéennes.

6.6 Chlorite

Les chlorites dans les métasomatites des zones A et B (annexe B6) ont une formule stoechiométrique $(\text{Fe}_{1,3-1,5} \text{Mg}_{1,5-1,8} \text{Al}_{1,3-1,6})(\text{Al}_{1,2-1,3} \text{Si}_{2,8-2,7})\text{O}_{10}(\text{OH},\text{O})_8$. Elles contiennent un peu de Na, Ca et K (0,6 à 2,1 % au total). Selon le diagramme de classification $(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+})$ vs. Si (figure 6.13), elles ont la composition chamosite-thuringite.

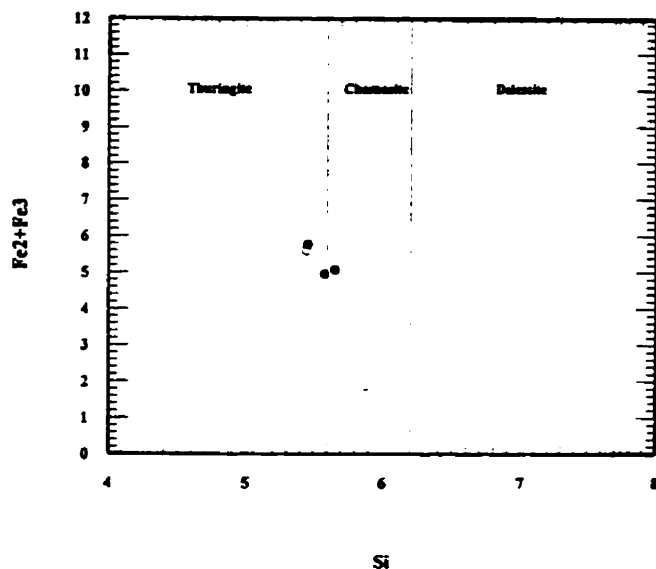


FIGURE 6.13. Diagramme de classification $(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+})$ vs. Si montrant la composition de la chlorite.

- Nos analyses à la microsonde.
- Analyses à la microsonde selon Lebel (1987).

6.7 Feldspaths

Des feldspaths analysés à la microsonde sont du feldspath potassique (microcline) et des plagioclases (annexe B7).

Le microcline est analysé dans les roches des zones A et C (les forages 475-81-16 et AK94-03); d'ailleurs, il se rencontre également dans d'autres endroits (voir chapitre 7). Sa formule stoechiométrique $(\text{Na}_{0,0-0,02} \text{K}_{0,97-1,02}) \text{Al}_{0,99-1,00} \text{Si}_{2,99-3,00} \text{O}_8$ est proche de celle théorique.

Des plagioclases sont: de l'albite ($\text{Ca}_{0,01-0,04} \text{Na}_{0,99-0,99} \text{Al}_{1,01-1,05} \text{Si}_{2,95-2,96} \text{O}_8$) et de l'oligoclase-andésine ($\text{Ca}_{0,30} \text{Na}_{0,69} \text{Al}_{1,00} (\text{Al}_{0,31} \text{Si}_{2,69})$). L'albite est analysée dans les skarns des zones A et D et dans la diorite quartzifère (elle est aussi présente dans d'autres roches décrites ci-haut). Le plagioclase primaire An_{30} est identifié dans la diorite quartzifère où il forme des phénocristaux. Ce plagioclase est typiquement albitisé.

6.8 Titanite

La titanite CaTiSiO_6 a été analysée dans les divers métasomatites de la zone A où elle est courante et dans la diorite quartzifère où elle est présente comme un minéral accessoire (annexe B8). Elle contient un peu d'alumine (jusqu'à 2,2 % de Al_2O_3) et de fer (jusqu'à 3,5 % de Fe_2O_3).

6.9 Ilménite

Trois analyses d'ilménite à partir des échantillons prélevés de la zone A (annexe B9) montrent un enrichissement en manganèse (6,2 à 8,6 % de MnO). Selon la formule stoechiométrique $\text{Mn}_{0,13-0,18} \text{Fe}_{0,85-0,89} \text{Ti}_{0,98-0,99} \text{O}_3$, il s'agit d'une variété intermédiaire entre l'ilménite et la pyrophanite (Deer *et al.*, 1962).

6.10 Pyrrhotite

Quatre analyses représentant la zone A montrent une faible fluctuation de teneurs en fer (annexe B10). La formule stoechiométrique de pyrrhotite est $\text{Fe}_{0,85-0,88}\text{S}$.

CHAPITRE 7

MINÉRALISATION ET ALTÉRATION HYDROTHERMALE

Les informations présentées aux chapitres précédents démontrent que les skarns et les métasomatites affiliées sont des roches communes de la partie centrale du secteur Akasaba et que la minéralisation métallique leur est intimement associée. L'objectif de ce chapitre est de donner la caractérisation plus détaillée de l'enveloppe d'altération hydrothermale en mettant l'accent sur sa géométrie ainsi que sur la répartition et les particularités de la minéralisation. Tous les éléments importants concernant cette question sont montrés sur la carte du secteur et sur les sections géologiques 1:2 000 (en pochettes). La description des zones d'altération et de minéralisation indiquées sur cette carte (les zones A à E) est accompagnée des cartes détaillées (intégrées dans le texte). La délimitation de ces zones d'altération et de minéralisation est arbitraire puisqu'en réalité elles sont reliées dans l'espace l'une à l'autre en représentant des parties intégrantes du système hydrothermal complexe. Pourtant, ce mode de description de l'enveloppe d'altération est pratique parce qu'il permet de se repérer facilement dans l'espace par rapport au gisement.

En principe, la zone A incluant le gisement Akasaba ne se distingue des autres zones d'altération que par l'ampleur de la minéralisation d'importance économique. C'est pour cette raison qu'elle est décrite parmi d'autres zones d'altération.

7.1 Zone A (gisement Akasaba)

La zone A (figure 7.1) inclut le gisement d'or et d'argent Akasaba (plus précisément, un espace qui était occupé par le corps minéralisé) ainsi que ces flancs. Le gisement se situait à la partie supérieure de la séquence volcanique différenciée, sous le dôme dacitique (dans le sens stratigraphique). Le dépôt constituait deux lentilles trapues allongées en direction est-ouest, avec pendage subvertical, qui se rejoignaient à la profondeur de 67 m (figure 7.2). La lentille Ouest mesurait 75 par 25 m avec une puissance maximale de 6 m. La lentille Est avait les dimensions de 100 par 70 m avec une épaisseur maximale de 25 m. Les teneurs moyennes en Au et en Ag étaient respectivement de 5,14 g/t et de 1,5 g/t. La lentille Ouest était nettement plus riche en Cu (0,9 %) et en Ag (24 g/t) que la lentille Est. Une forte anomalie magnétique correspond à la zone minéralisée (Marquis et Giovenazzo, 1981).

LÉGENDE

Cartes géologiques des zones A à E

Roches volcaniques

V3B	Basaltes, hyaloclastites, brèches de coulée
V3▼	Tufs mafiques
V2▼	Tufs intermédiaires
V1▼	Tufs et tuffites felsiques, cherts
V2-1▼	Tufs intermédiaires à felsiques indifférenciés
V1D	Dacites (faciès subvolcanique)

Roches intrusives

I3A	Gabbros
I2I	Diorites quartzifères

Tectonites

T1W3B	Cataclasites, brèches tectoniques
T2(V1D)	Mylonites, roches mylonitisées, schistes tectoniques

La composition du protolithe est indiquée entre parenthèses

Métasomatites

	Métasomatites à microcline et biotite
	Métasomatites à épidote, amphibole, quartz et calcite:
	a) à dominance d'épidote;
	b) à dominance d'amphibole
	Skarns à épidote, amphibole et grenat
	Skarns à amphibole, épidote et (grenat)
	Autres types de skarns

Altération des roches

Fort	Faible	
AC+	AC	Actinolitisation
AM+	AM	Amphibolisation
BO+	BO	Biotitisation
CC+	CC	Carbonatation
EP+	EP	Épidotisation
QZ+	QZ	Silicification

Codes mnémotechniques des minéraux - voir p. XX

Contours géologiques

Contacts géologiques	Faibles secondaires	Faibles principales

Position certaine
Position déduite de données de forage
Position approximative et/ou présumée

Granulométrie des roches pyroclastiques

▼	Tuf indifférencié
▼b	Tuf à blocs
▼l	Tuf à lapillis
▼X	Tuf à cristaux
▼e	Tuf à cendres

Morphofaciès des roches effusives

	Coulées de lave massives
	Coulées de lave coussinées

Structures pétrographiques

	Amygdalaire
	Porphyrique

Autres

	Veine
	Pli asymétrique
	Ombres de pression autour de cristaux
	Schistosité et/ou foliation verticale
	Stratification inclinée
Mouvements :	
	dextre
	séneestre
	Affleurement
	Puits d'exploitation abandonné
	Construction en béton
	Projection à la surface du corps de minéral (1er étage)

● 8-2 Localisations et numéros des échantillons
—○— AK94-03 Sondage et son numéro

Au 0,5-0,9	Teneur en or en g/t
Ag 2,0-4,2	Teneur en argent en g/t
Cu 0,19	Teneur en cuivre en %

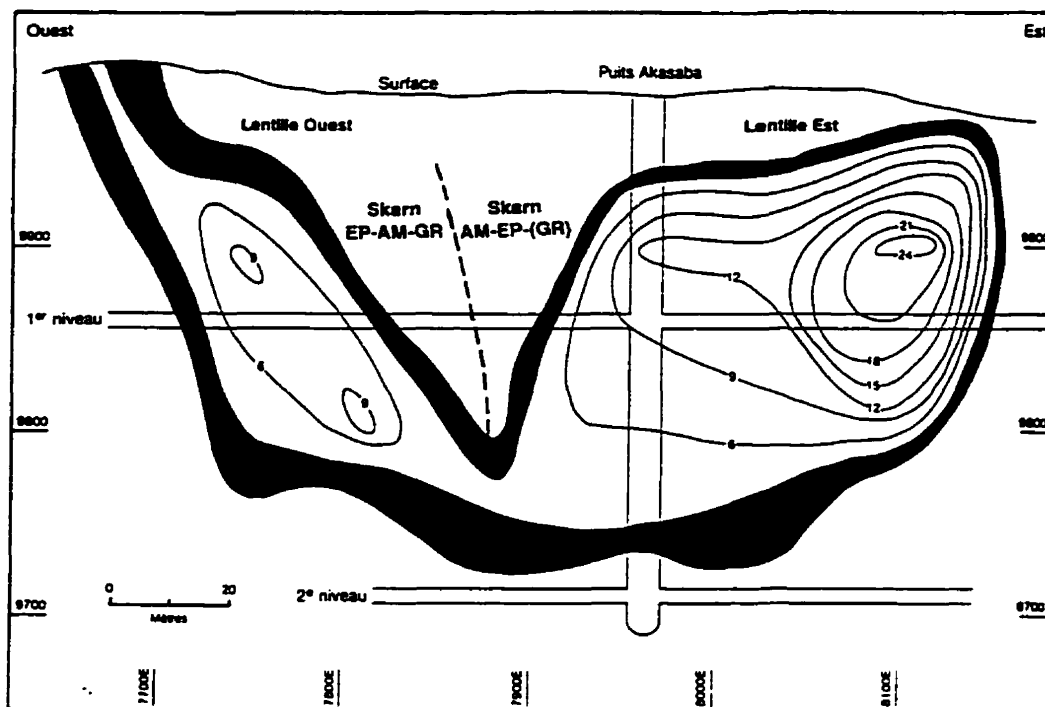


FIGURE 7.2. Coupe longitudinale montrant la forme et l'épaisseur (en mètres) des lentilles de minéral du gisement Akasaba. Modifiée de Sauvé, 1993.

Le minéral se caractérisait par une abondance relative de sulfures (pyrrhotite, pyrite et chalcopyrite) et par la présence de magnétite. L'or était associé aux sulfures et son abondance n'était pas proportionnelle à leur quantité. En général, les sulfures étaient plus abondants dans la partie inférieure du corps minéralisé tandis que le minéral d'or se concentrait plus haut. L'or visible à la loupe était rare (Agar, 1952).

La distribution spatiale des minéraux métalliques est mal connue. Vu que la mine Akasaba avait été abandonnée, les études pétrographiques du minéral n'étaient basées que sur quelques échantillons provenant en majorité des terrils (Sauvé, 1985; Lebel, 1987; Sauvé, 1993). Il était présumé que ces échantillons représentaient le minéral. En considérant l'inaccessibilité d'un minéral, on doit nous baser sur les travaux antérieurs pour ce qui est du minéral lui-même. Selon ces études, la composition du minéral est complexe. Il s'agit de minéraux métalliques suivants:

- les oxydes de Fe, Ti (magnétite, ilménite);
- les sulfures de Fe, Cu, Zn (pyrrhotite, pyrite, chalcopyrite et sphalérite);

- les sulfures de Fe, Ni, Co, Ag, As de haute température, présents en exsolution dans la pyrrhotite et dans la chalcoppyrite;
- les tellurures de bismuth, d'argent, d'or et de mercure; et
- l'or natif et l'électrum.

Les sulfures usuels (pyrrhotite, pyrite et chalcoppyrite) représentent 2 à 10 % du minéral. Ils sont dispersés de façon inégale en formant des amas, des feuillets et des filonnets ordinairement alignés dans les plans de foliation. Ils remplissaient aussi les interstices dans les variétés bréchiques. La pyrrhotite est le plus abondant des sulfures. Les autres sulfures usuels et la magnétite sont habituellement en moindre quantité (quelques pour cents). D'autres minéraux opaques énumérés ci-haut sont présents en traces. Les minéraux de Au et de Ag, présents en grains très fins, sont associés soit aux sulfures (surtout à la pyrrhotite) soit aux silicates (Sauvé, 1985; Lebel, 1987).

Les échantillons étudiés dans le cadre de ce projet proviennent des flancs du gisement et des autres endroits situés hors du corps minéralisé. Ordinairement, ils contiennent de l'or en faible quantité (moins de 1 g/t). Une forte irrégularité de la répartition de l'or et des autres minéraux présents en traces explique pourquoi ces minéraux ne sont pas observés dans les lames minces. Les renseignements concernant ces minéraux sont puisés dans les rapports antérieurs (Sauvé, 1985; Lebel, 1987; Sauvé *et al.*, 1993). Dans ces études, les minéraux opaques (observées dans un petit nombre de lames minces ou sections polies) sont groupées en quelques paragenèses. Cette subdivision ne reflète que la coexistence de certains minéraux dans quelques points d'observation¹. Plus bas, il est montré que la plupart des minéraux opaques, considérés ensemble avec les minéraux d'altération transparents, appartiennent à une seule association (ou une paragenèse) notamment à celle de skarn. Les relations entre les sulfures usuels, les oxydes et les minéraux transparents, qui sont observées dans les zones d'altération de la partie centrale du secteur, sont déjà décrites ci-haut. Dans la section 7.7, ces observations sont résumées ensemble avec les données des prédécesseurs.

¹ En effet, Sauvé (1985) propose 5 paragenèse de minéraux opaques; plus tard, le même auteur n'en reconnaît que deux, en indiquant une possibilité de la transition entre les paragenèses (Sauvé *et al.*, 1993). Lebel (1987), qui présente également 5 paragenèses, remarque que «le passage entre la paragenèse commune et la paragenèse à Cu-Co-Ni-Ag-As est graduel» (p.82).

Les informations présentées dans le chapitre 5 et les données cartographiques démontrent que le corps minéralisé du gisement Akasaba faisait partie de la zone complexe de skarn orientée est-ouest. La lentille Ouest se situait dans le bloc composé de skarn EP-AM-GR. La puissance de ce bloc ne dépasse pas 20 m, son étendue est de 200 m. La lentille Est se trouvait dans le skarn AM-EP-(GR) qui forme une zone de 50 m de puissance, au maximum, et de 400 m de longueur, et qui entoure le skarn EP-AM-GR. Les contacts entre ces variétés sont typiquement brusques (voir section 5.6.2.2.2). Les skarns («tuf mafique à lapillis» et «épidotite», selon les rapports antérieurs) sont formés d'après les pyroclastites et les brèches intermédiaires. Ils débordent un peu un horizon pyroclastique, en se développant aussi d'après le basalte sous-jacent au flanc nord du gisement. De nombreuses zones locales de métasomatites EP-AM-QZ-CC y sont présentes. Vers le sud, la zone de skarns s'étend jusqu'au contact avec les dacites. L'étendue verticale de la zone est d'au moins 160 m (voir sections géologiques 2 à 4 en pochette 2). Quelques failles importantes, associées surtout aux contacts lithologiques, délimitent la zone de skarn; elles sont orientées est-ouest et est-nord-est - ouest-sud-ouest. Les roches des zones tectoniques, dont la puissance varie entre 3 et 30 m, représentent des métasomatites syncinématiques de composition différente. Dans d'autres zones de faille ordinairement associées aux contacts lithologiques, on remarque l'apparition de chlorite et de biotite en quantité importante.

Une zone locale de métasomatite ML-BO est présente dans l'horizon de tuf intermédiaire à felsique situé à 25 m environ au nord de la zone de skarn. Son étendue verticale est de plus de 300 m et la puissance est jusqu'à 6 m. L'étendue latérale de cette zone est estimée à 1 km environ.

La minéralisation métallique observée dans les métasomatites des flancs du gisement est représentée essentiellement par la pyrrhotite (1 à 3 %, rarement jusqu'à 5 %), avec un peu de pyrite et de chalcopryrite, et également par la magnétite et l'ilménite sur les étendues du corps minéralisé. Les teneurs sub-économiques en Au, Ag et Cu, de distribution hétérogène, sont constatées dans les métasomatites associées aux contacts lithologiques, aux zones tectoniques et aux fractures affiliées (selon les données de forages). Les teneurs en Au et en Ag varient entre 0,1 à 0,8 g/t (localement, jusqu'à quelques g/t); celles en Cu varient entre 0,02 et 0,06 % (en atteignant rarement 0,1 %). Une forte concentration locale des sulfures se manifeste dans l'hyaloclastite du basalte coussiné au flanc nord du gîte, à 40 m environ à l'ouest du puits (jusqu'à 6,7 g/t Au, 81 g/t Ag et 8,52 % Cu) .

Un assemblage de séricite-calcite-épidote-chlorite et les sulfures usuels associés, y compris la pyrrhotite, sont observés dans les dacites tectonisées, sur une distance jusqu'à 100m du contact avec les pyroclastites. En général, les teneurs en Au, Ag et Cu y sont faibles; par endroits, elles deviennent pourtant significatives (le forage AK94-06, à la profondeur de 390m).

7.2 Zone B

La zone B (figure 7.3) est située à 150 m à l'ouest du gisement. Elle inclut quelques corps de métasomatites associés aux failles subparallèles orientées N70° et aux fractures secondaires orientées N40° à N60°. On distingue deux failles importantes. L'une, associée au contact des dacites avec d'autres roches de la séquence volcanique, affecte principalement les pyroclastites. Sa puissance est de 15 à 20 m. Les métasomatites AM-EP-QZ-CC de la zone B représentent l'étendue ouest de la zone de skarn et de métasomatites riches en amphibole qui

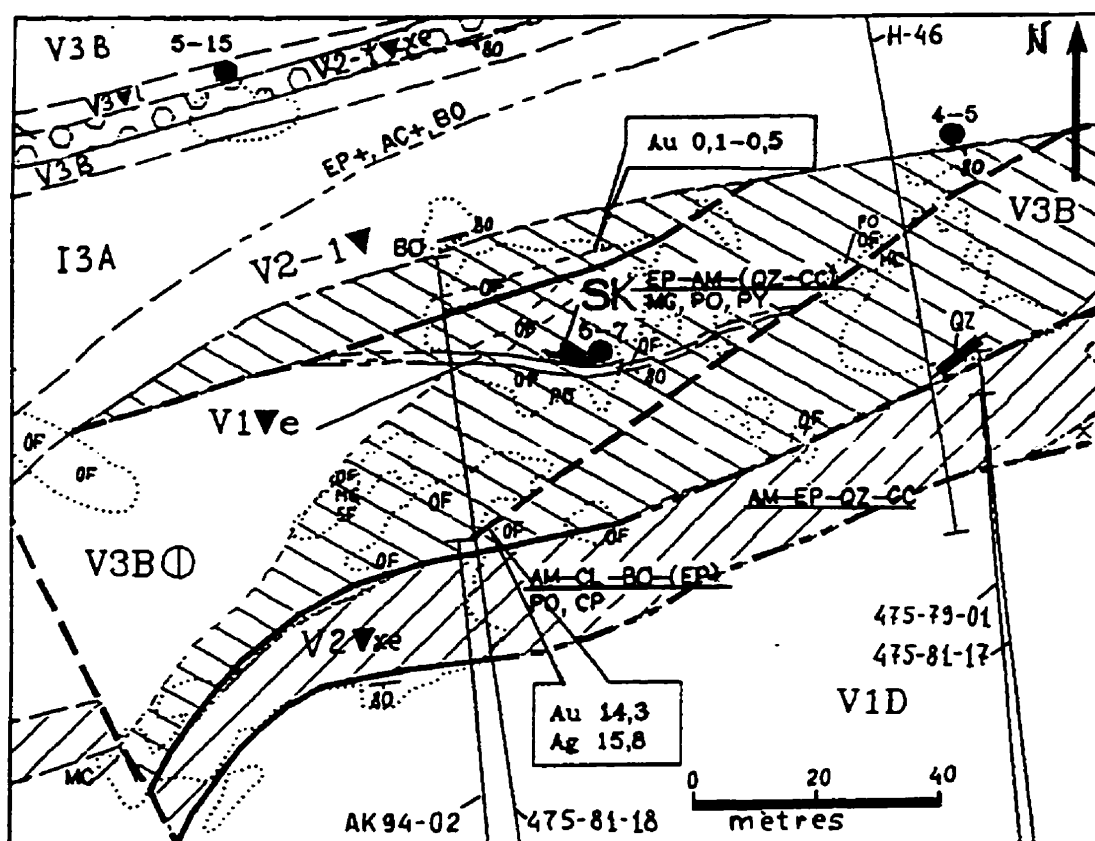


FIGURE 7.3. Carte géologique de la zone B.

sont connues à proximité du gisement. La biotite, la chlorite et l'amphibole sont des minéraux principaux de ces métasomatites syncinématiques. Une autre faille, avec la puissance variant entre 10 et 20 m, est développée à 100 m environ vers le nord. Elle affecte les gabbros, les basaltes et les tufs. Toutes ces roches sont en général métasomatisées à une intensité moyenne, à l'exception des tufs intermédiaires qui sont transformés en métasomatites ML-BO avec l'épidote et l'amphibole superposées.

Les métasomatites EP-AM-QZ-CC, développées d'après les laves basaltiques coussinées et d'après les brèches de coulée, s'associent aux fractures secondaires susmentionnées et aux contacts lithologiques (figure 5.29). Il est difficile d'estimer la vraie ampleur de ces corps, mais il semble qu'ils soient plus répandus dans le flanc nord de l'horizon de basalte. Ces métasomatites contiennent 1 à 3 % de sulfures usuels (principalement, la pyrrhotite) et jusqu'à 5 à 10 % de magnétite. Les sulfures et la magnétite sont habituellement oxydés. La minéralisation métallique est concentrée en quelques zones linéaires ou irrégulières de 0,5 à 2 m de largeur. Les sulfures et la magnétite sont remarqués dans les espaces intercoussins (à comparer à la zone D).

La répartition hétérogène de Au, Ag et Cu (ordinairement présents en quantité sub-économique) est contrôlée par des contacts lithologiques et des fractures. Les teneurs 0,1 à 0,3 % de Cu sont typiques. Avec la profondeur, la quantité de Au semble diminuer.

7.3 Zone C

La zone C (figure 7.4) se situe à 450 m à l'ouest-sud-ouest du gisement Akasaba. Elle représente, au fait, le prolongement de la zone D. La structure tectonique de cette partie du secteur est formée par une série de failles subparallèles (N30° à N40°) orientées obliquement par rapport à la stratification et aux failles associées aux contacts lithologiques (N70°). Les relations entre le dyke de diorite quartzifère et les roches encaissantes (la partie nord de la zone) démontrent que le jeu horizontal des failles obliques peut atteindre 50 mètres. L'horizon de tuf à cristaux et lapillis (la partie sud de la zone), déformé et démembré par certaines de ces failles, inclut le corps de métasomatite AM-EP-(CC-QZ), passant localement au skarn riche en amphibole AM-EP-(GR). Cette zone de forte altération déborde l'horizon de tuf et elle inclut en partie le basalte encaissant. L'étendue de la zone est de 90 m, et sa puissance est de 12 mètres (plus précisément, il ne s'agit que de sa partie affleurante). Elle est riche en sulfures

usuels (5 à 10 %), surtout en pyrrhotite. De larges zones d'oxydation s'associent aux endroits de concentration de sulfures. Selon les résultats d'échantillonnage en surface, les teneurs en Au et en Ag dépassent rarement 0,5 g/t.

Dans la partie sud de la zone C, les basaltes coussinés encaissants sont transformés en métasomatites EP-AM-QZ-CC. À quelques dizaines de mètres à l'ouest du corps de skarn susmentionné, ces roches sont fortement enrichies en sulfures (2 à 15 %), surtout en pyrite et en chalcopryrite (voir la section géologique 1, le forage AK94-03). Les sulfures forment un réseau complexe de multiples filonnets ou, par endroits, des petits amas semi-massifs dans les espaces intercoussins. La pyrrhotite et la magnétite sont présentes en faible quantité. Une forte sulfuration affecte également les gabbros du sill sous-jacent. On remarque une forte concentration en Cu (une teneur moyenne est de 0,2 % sur 27 m, avec le maximum de 1,4 %). Les teneurs en Ag sont en moyenne de 1,3 g/t. Malgré une forte sulfuration, les teneurs en Au sont visiblement réduites (en général, de 100 à 300 ppb), sauf dans quelques amas de sulfures où la quantité de Au atteint 1,5 g/t. Les teneurs élevées en Cu se maintiennent dans l'horizon de tuf intermédiaire sous-jacent. Ici, la minéralisation est principalement associée aux métasomatites ML-BO qui contiennent de minces zones d'altération calcique (l'assemblage de calcite-amphibole-épidote superposé et le skarn EP-GR-AM-QZ). Il semble que, pour l'horizon de basalte, l'or soit plus abondant près de la surface et que sa quantité diminue avec la profondeur. En tenant compte de la concentration en Cu avec la profondeur, cela peut signifier une zonalité dans la répartition de métaux. Les dacites tectonisées de cette zone montrent également des teneurs élevées en Cu en comparaison avec les dacites massives.

La biotite est présente non seulement dans les métasomatites potassiques tectonisés ML-BO; elle est aussi associée à quelques failles coupant les basaltes et les gabbros. La métasomatite potassique associée spatialement au dyke dioritique (la partie nord de la zone) contient de la molybdénite en traces accompagnée de pyrite, de chalcopryrite et de magnétite (le forage AK94-03, à la profondeur de 397,6 m).

7.4 Zone D

La zone D (figure 7.5) se trouve à 700 m à l'ouest-sud-ouest du gisement. Les renseignements sur la position et les paramètres géométriques du corps de skarn riche en magnétite (MG-GR-

EP-AM) et sur ses relations avec les métasomatites encaissantes (EP-AM-QZ-CC) sont déjà donnés dans la section 5.6. Une forte anomalie magnétique est caractéristique de cette zone de skarn (Marquis et Giovenazzo, 1981). Dans le cadre structural, le skarn s'associe spatialement à une faille orientée N70° qui est développée dans l'horizon de tuf intermédiaire intercalé entre deux coulées basaltiques. Vers l'est, cette faille est repérée par le forage 475-82-20. Elle est marquée par une abondance de biotite et de chlorite dans les métasomatites riches en amphibole et/ou en épidote qui contiennent de la pyrite et de la chalcoppyrite, mais dépourvus de magnétite. Cette observation suggère qu'une lentille de skarn est limitée vers l'est et en profondeur. La puissance de la zone de métasomatites est d'au moins 40 m. Cette zone n'est pas étudiée vers le nord où l'on présume l'existence des failles importantes. Le skarn MG-GR-EP-AM contient 0,5 à 1,5 g/t Au, entre 1,7 et 6,6 g/t Ag et jusqu'à 0,06 % Cu. Les métasomatites encaissantes sont également enrichies en Au et en Ag (habituellement, moins de 1 g/t de chaque élément) et aussi en Cu (0,05 à 0,19 %).

Sur l'étendue ouest de la zone D (le forage 475-82-21), on constate la présence de métasomatite riche en amphibole (AM-EP-QZ-CC) qui est développée à proximité du contact tectonisé avec les dacites et de métasomatite riche en épidote (EP-AM-QZ-CC) développée dans le basalte. Cette dernière contient, à part les sulfures usuels, également jusqu'à 2 % de magnétite. Dans l'horizon de tuf intermédiaire, sur un intervalle de 5 m, on remarque la présence de métasomatite à calcite, actinolite, quartz et épidote (possiblement le skarn) avec une dissémination fine de sulfures usuels (1 à 2 %) et de magnétite (1 %).

À proximité du contact avec les pyroclastites et dans les zones de bréchification, les dacites contiennent de l'or en quantité faible (0,1 à 0,6 g/t). L'or est spatialement associé aux sulfures usuels, à la magnétite et aux calcosilicates (épidote, amphibole).

7.5 Zone E

La zone E (figure 7.6) est située à 750 m à l'ouest du gisement, vers le nord de la zone D. Cette partie du secteur, qui représente un fragment d'une large zone tectonique oblique (voir chapitre 3), est caractérisée par la complexité et la diversité de la déformation cassante. La majorité des failles sont orientées nord-est - sud-ouest. Les dykes subparallèles de diorite quartzifère, regroupés en deux séries avec l'orientation respectivement N30° à N50° et N65° à N80°, sont communément associés à ces failles. Une zone de forte bréchification des basaltes

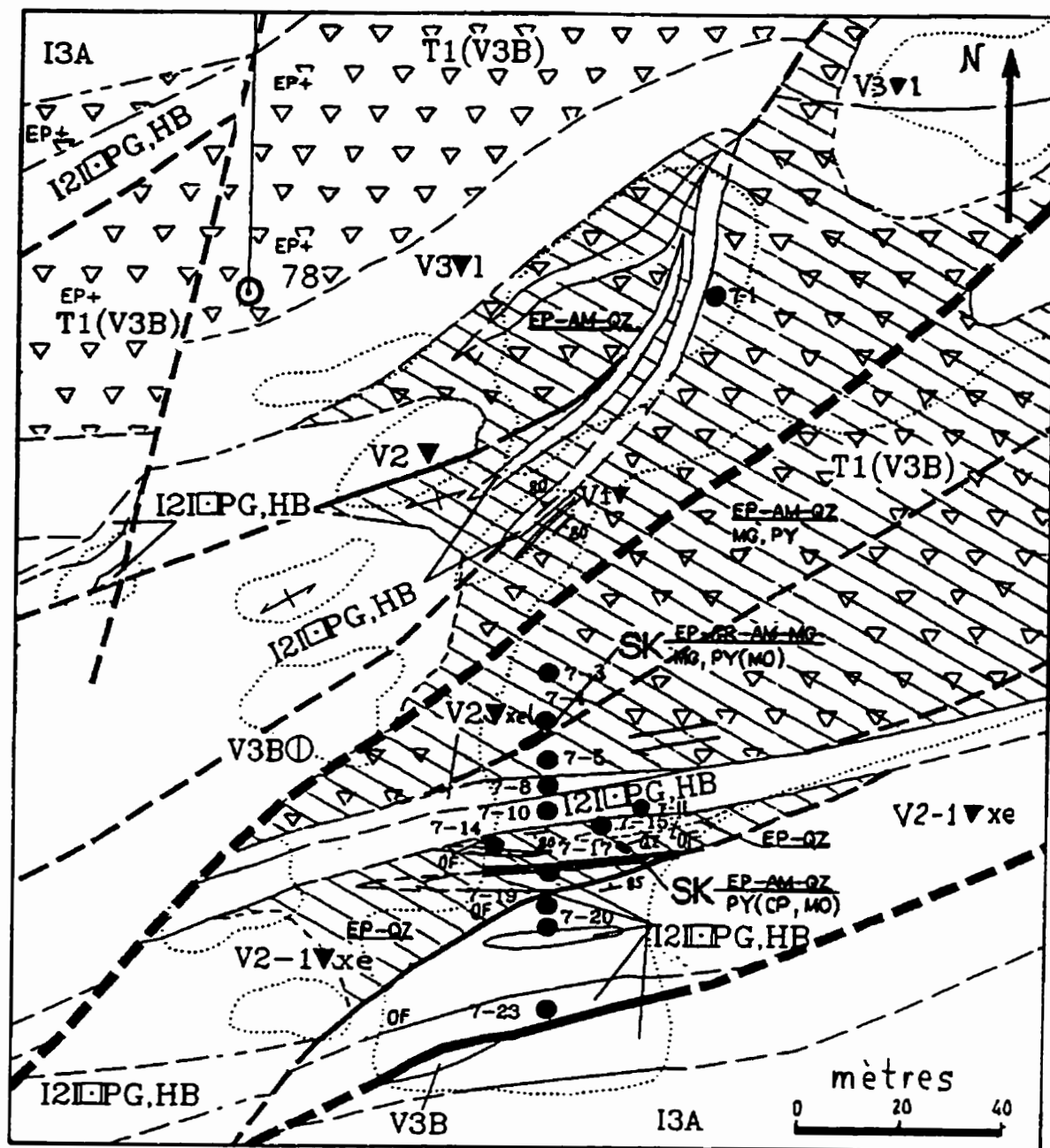


FIGURE 7.6. Carte géologique de la zone E.

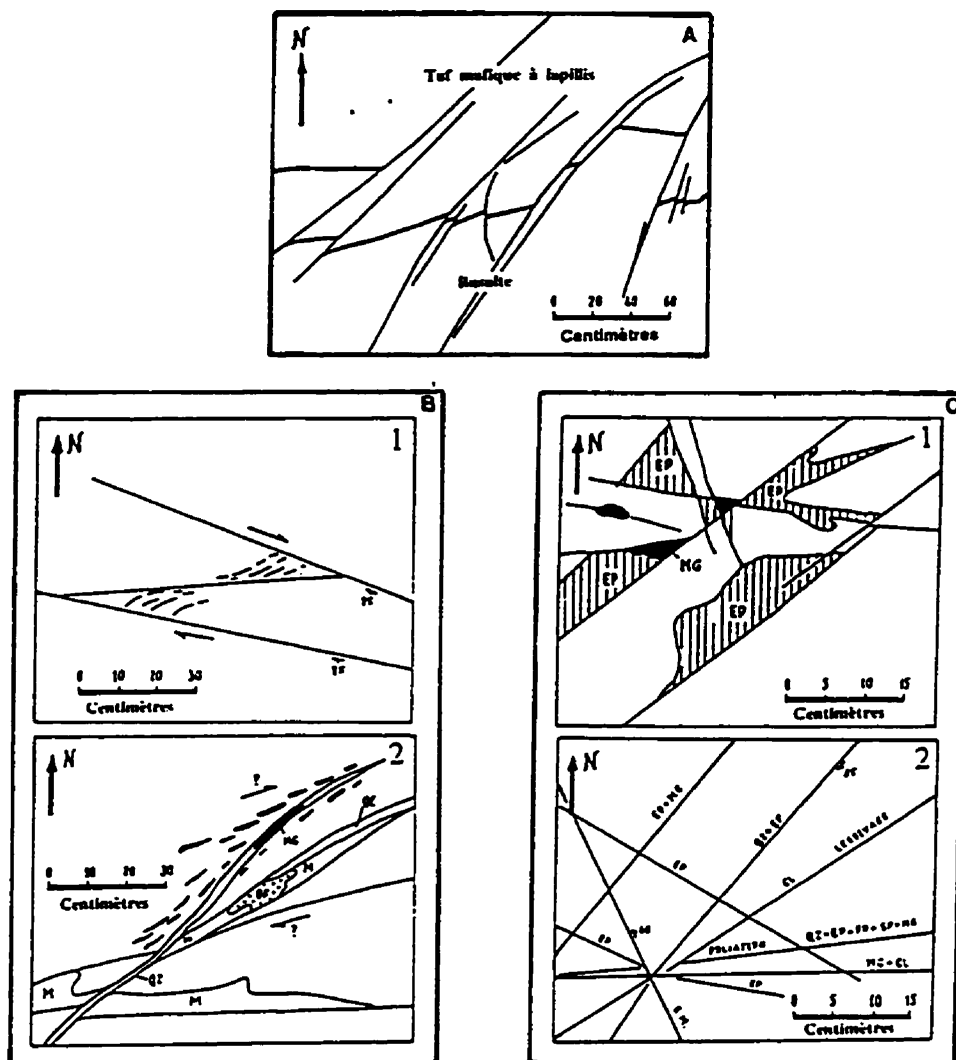


FIGURE 7.7. Types de fracturation observés dans la zone de brèches basaltiques au centre du secteur (zone E et son voisinage).

(A) Fractures disposées en échelon. On voit le déplacement du contact entre deux lithologies. La déformation de ce genre représente un élément important du développement tectonique dans les limites du secteur Akasaba.

(B) Cisaillement dextre observé dans les basaltes:

1 - Des plis sont associés aux fractures. À quelques mètres du contact avec le dyke de diorite porphyrique.

2 - Le cisaillement marqué par la présence de veines de quartz (QZ) et d'amas lenticulaires de magnétite (MG). Les veines sont orientées N40° à N50°. Les sulfures ferrifères sont totalement oxydés (OF). M = métasomatite.

(C) Fracturation complexe et minéralisation associée. De la magnétite et des sulfures s'associent aux fractures orientées est-ouest et sud-ouest - nord-est.

1 - Des amas de magnétite (MG) formés après une mise en place de fractures et associés aux métasomatites à épidote (EP).

2 - De la magnétite et des sulfures (SF) associés à l'assemblage quartz-chlorite-feldspath-épidote. S.M. = fracture sans minéralisation.

de plus de 100 m de largeur (seulement sa partie affleurante) est située entre ces séries de dykes. Cette zone se caractérise par une fracturation complexe qui est nettement reliée au cisaillement oblique (figure 7.7). Ici, les roches sont fortement métasomatisées, surtout épidotisées. La présence de sulfures et l'abondance de magnétite, qui sont associés aux corps de métasomatites fissuraux à épidote (possiblement les skarns) orientés N40° à N80°, démontrent, une fois de plus, le caractère syntectonique de l'assemblage sulfures + magnétite + épidote.

À une dizaine de mètres au nord du contact avec le dyke dioritique orienté N80°, les brèches tectoniques comportent le skarn fissural EP-GR-AM-MG. Le nombre et les dimensions des corps de skarn ne sont pas déterminés, mais leur orientation est connue: ils sont clairement associés aux fractures du même réseau N40° à N80°. Selon la seule analyse chimique dont on dispose, cette roche contient de l'or, de l'argent et du cuivre en faibles quantités. Par contre, elle est caractérisée par une teneur élevée en molybdène (presque 0,01 %), ce qui suggère la présence de molybdénite.

Quelques minces zones (entre 1 et 2 m d'épaisseur) de métasomatites très riches en épidote sont également présentes dans les tufs intermédiaires. Ces corps se placent près des contacts des tufs avec les dykes dioritiques. Le skarn EP-AM-QZ (voir section 5.6.2.2.1) riche en titanite et leucoxène (jusqu'à 4 %, au total) s'y associe à une large fracture développée près du contact. Il contient 0,8 g/t de Ag et plus de 0,03 % de Mo.

7.6 Autres indices de minéralisation

Les indices de minéralisation, connus dans les parties nord-est et ouest du secteur Akasaba, sont décrits dans quelques rapports antérieurs. Ils peuvent être subdivisés en deux groupes. Le premier groupe comprend quelques indices de minéralisation (le décapage Sud, le décapage Nord et l'Horizon principal, selon la documentation de Cambior) situés à 1 km environ au nord et nord-est du gisement Akasaba. La minéralisation est présentée par les sulfures usuels (principalement la pyrrhotite) qui forment des disséminations et des filonnets associés aux veinules de carbonate le long des contacts lithologiques tectonisés et les zones de bréchification. Par endroits, la quantité de pyrrhotite atteint 10 %. Les teneurs intéressantes en Au (plus de 1g/t, localement jusqu'à 5 g/t, exceptionnellement de 15 g/t), en Ag (jusqu'à 3,1 g/t) et en Cu (jusqu'à 0,2 %, exceptionnellement de 2 %) sont rencontrées dans les basaltes, les

gabbros, les tufs intermédiaires, les paratuffites et les tufs cherteux sur les intervalles de quelques mètres. Une altération des roches consiste en amphibolisation, chloritisation et biotitisation (Gilbert, 1996a; Gilbert, 1996b). Une analyse des données géologiques suggère que ces indices soient possiblement reliés à une large zone de cisaillement orientée N70°, bien qu'en partie, la minéralisation puisse être d'origine volcanogène (comme la pyritisation de tuf cherteux à 250 m au nord-est du gisement, mentionnée dans la section 5.2.1). Le rôle des failles comme sites de minéralisation est illustrée, pour cette partie du secteur, par une concentration de Zn (0,4 % sur 1 m) dans le gabbro cisailé (le forage AK94-11).

Les indices de minéralisation du deuxième groupe sont associés au stock de granodiorite dans la partie ouest du secteur. Les teneurs élevées en Au (2,2 à 11 g/t sur les intervalles jusqu'à 1 m) sont reliées aux veines de pyrite-quartz dans les zones de bréchification et de failles à l'intérieur de l'intrusion (M.E.R., 1988).

7.7 Résumé

La généralisation des données présentées ci-dessus suggère que le style d'altération hydrothermale et de minéralisation métallique associée soit uniforme pour une grande partie du secteur. Une enveloppe d'altération hydrothermale est surtout caractérisée par l'abondance de deux calcosilicates: de l'épidote (pistachite) et de l'amphibole (hornblende et actinolite) ainsi que par la présence de sulfures usuels (pyrrhotite, chalcopryrite et pyrite) et de magnétite. Les zones étendues de métasomatites, orientées en général est - ouest, se situent à l'intérieur de cette enveloppe. Les métasomatites riches soit en amphibole soit en épidote se sont développées d'après les pyroclastites intermédiaires à basiques et d'après les variétés bréchiques de basaltes (hyaloclastites, brèches de coulée, brèches tectoniques). En général, on distingue deux types d'altération métasomatique: l'altération potassique (microcline ± biotite) et celle calcosilicatée (épidote + amphibole + calcite + quartz ± chlorite ± titanite) qui se superpose dans quelques zones.

L'association minéralogique rencontrée dans certaines roches de la partie centrale du secteur correspond à l'assemblage typique de skarn. Cet assemblage inclut les mêmes minéraux que les métasomatites calcosilicatées et il comprend en plus le grenat de deux groupes (grossulaire-andradite et grossulaire-almandine-spessartite), le clinopyroxène et le microcline (ces deux derniers sont rares). Les relations entre les minéraux de cet assemblage démontrent qu'il s'agit

de skarn de remplacement. Les observations de ce genre sont déjà résumées au tableau 5.2. La coexistence, dans la zone A, de deux types contrastés de skarn, qui se caractérisent par les proportions nettement différentes de l'épidote et de l'amphibole ainsi que par les grenats différents, suggère une zonalité métasomatique. Les dimensions des zones de skarn sont petites à moyennes (les étendues sont de quelques mètres à 400 m, peut-être jusqu'à 500 m; les puissances varient de quelques mètres à 50 m). Les différences de la composition et des caractéristiques structurales et texturales de skarns, qui sont dues à la nature du protolithe et aux conditions locales du métasomatose, permettent de distinguer quelques variétés de skarn (voir section 5.6.2.2).

Les minéraux opaques, qui font partie de l'assemblage de skarn, sont en quantité et en proportions variables. La pyrrhotite et la magnétite sont les plus abondants des minéraux métalliques (jusqu'à 10 %, et exceptionnellement, jusqu'à 50 % dans un minerai semi-massif); la pyrite et la chalcopryrite peuvent atteindre quelques pour-cent, chacune. Les sulfures de Fe, Ni, Co, Ag et As (les exsolutions dans les sulfures usuels), les tellurures de Bi, Ag, Au et Hg, l'or et l'électrum sont présents en traces. Une absence (ou une quantité extrêmement faible) de sulfures d'exsolution et de tellurures à l'extérieur de la zone minéralisée du gisement Akasaba doit être expliquée. Cette explication est proposée au chapitre 8. En général, il existe une corrélation positive entre les teneurs en Au et Ag, d'une part, et les teneurs en Cu et Zn, d'autre part.

Une analyse de la répartition des zones de skarns et de métasomatites minéralisées démontre l'importance du contrôle lithologique et surtout du contrôle structural. Les roches avec les structures primaires hétérogènes (les tufs et les divers lavoclastites), qui se caractérisent également par les porosités primaires élevées, sont en général plus susceptibles à la déformation tectonique que les roches massives (les basaltes, les gabbros et les dacites). Par conséquent, ces roches subissent une plus forte altération hydrothermale. Les failles de deux types formant la structure tectonique du secteur prédéterminent l'emplacement des zones d'altération hydrothermale et de minéralisation:

- Les failles orientées généralement est-ouest, qui sont subparallèles à l'axe de la ZTC et qui sont habituellement associées aux contacts lithologiques. Elles sont formées durant la compression régionale N-S et réactivées plus tard comme de grandes surfaces de cisaillement.

- Les failles secondaires (nord-est - sud-ouest), obliques par rapport aux failles susmentionnées. Dans la majorité des cas, elles représentent de multiples surfaces de cisaillement secondaires.

Il y a plusieurs évidences que les réactions métasomatiques et la précipitation des métaux sont contemporaines à une réactivation de failles orientées ouest-est et à une activation des failles obliques.

Bien que l'enveloppe d'altération hydrothermale de la partie centrale du secteur inclue une large association des minéraux, la liste des minéraux indicateurs omniprésents se définit par les minéraux suivants: l'épidote, l'amphibole, la pyrrhotite et la magnétite. Dans le contexte métallogénique local, leur présence commune détermine les dimensions du halo d'altération. Pour les fins de l'exploration minérale, il est important de déterminer son ampleur. Il semble qu'au sud ce halo soit limité par le contact des pyroclastites et des basaltes avec les dacites, bien que celles dernières semblent légèrement affectées par une altération pareille, dans les zones tectoniques. La limite nord est inconnue parce que cette partie du secteur est en général mal étudiée. Cette limite peut se trouver à 1 km environ au nord du gisement. La limite ouest dépasse probablement la frontière ouest du secteur. Dans les roches encaissant le stock de granodiorite, de l'épidote et surtout de la magnétite sont les minéraux communs. La présence de pyrrhotite n'est pas rapportée, mais elle n'est pas exclue. Une anomalie magnétique associée à cette intrusion est due à une forte concentration de magnétite dans les roches encaissantes. La limite est, marquée par une disparition d'amphibole, par une forte réduction de la quantité d'épidote et par une croissance du rôle de chlorite, se trouve à 500 m environ à l'est du gisement (voir la section géologique 5, le forage AK95-13). La pyrrhotite, qui y est encore présente, disparaît vers l'est (le forage AK94-12).

CHAPITRE 8

DISCUSSION

8.1 Introduction

Les aspects théoriques de la formation de métasomatites et en particulier de skarns sont exposés dans de nombreuses études (Korzhinskii, 1957; Zharikov, 1970; Smirnov, 1976; Barton *et al.*, 1991). Le modèle de skarn «classique» (Smirnov, 1976; Rose et Burt, 1979) qui avait été appliqué surtout aux systèmes «intrusion - roches carbonatées» a beaucoup évolué depuis vingt ans. Selon une approche actuelle, les skarns peuvent se former dans divers environnements tectoniques, métamorphiques et magmatiques, à partir des protolithes dont les compositions varient considérablement (du calcaire au basalte et à la komatiïte), à une grande distance des contacts intrusifs ou sans lien évident avec ces contacts (Einaudi *et al.*, 1981; Meinert, 1984; Meinert, 1992; Meinert, 1993). Les principaux critères de distinction des skarns métasomatiques sont les suivants (Petrov *et al.*, 1981; Meinert, 1992; Kwak, 1994):

- leurs compositions minéralogiques typiques présentées par les calcosilicates de Mg, Fe, Al et Mn qui sont formés à une température relativement haute (le grenat et le clinopyroxène en paragenèse avec les hydrocalcosilicates, les hydrosilicates et les minéraux métalliques associés);
- le caractère métasomatique de la formations des minéraux susdits, suggéré par les évidences de remplacement durant quelques stades successifs (les pseudomorphoses et les particularités structurales et texturales) ;
- le lien de la minéralisation de skarn avec une intrusion particulière qui peut être prouvé ou supposé.

Il est évident que le dernier critère est subjectif puisqu'il peut comprendre les éléments hypothétiques. Donc, c'est surtout la minéralogie de skarns qui détermine leur distinction.

Dans l'évolution «typique» de skarn, on distingue les trois stades suivants: le métamorphisme de contact, la formation du skarn prograde et la formation du skarn rétrograde avec la minéralisation métallifère associée. Ces stades se succèdent avec les changements des conditions physico-chimiques (la pression, la température, la composition des fluides minéralisateurs et leur degré d'oxydation ou de réduction) qui reflètent l'évolution du système

hydrothermal. Les tendances générales de l'évolution de skarns sont montrées dans plusieurs travaux (voir, p.ex., Smirnov, 1976; Rose et Burt, 1979; Einaudi *et al.*, 1981).

En fonction de la spécialisation métallique, les skarns sont subdivisés en quelques classes, y compris les skarns aurifères (Einaudi *et al.*, 1981; Meinert, 1992).

8.2 Modèle métallogénique

Interprétées à la lumière des acquisitions dans le domaine de l'étude des skarns, les observations présentées dans les chapitres précédents démontrent que la minéralisation de la partie centrale du secteur Akasaba appartient au type skarn.

En proposant le modèle métallogénique, on doit faire le point sur les éléments suivants:

- les types de minéralisation, selon les critères pétrographiques et géochimiques (la composition minéralogique et chimique des métasomatites et du minéral, et la zonalité métasomatique);
- les conditions physico-chimiques de la formation des métasomatites et de la déposition de la minéralisation métallique; et
- le contexte géologique et structural de la formation de cette minéralisation.

Une étude de la minéralisation du secteur Akasaba démontre que, dans l'évolution du système hydrothermal local, on peut identifier tous les stades typiques de skarn (tableau 8.1).

8.2.1 Métamorphisme de contact

Le métamorphisme de contact, qu'on relie habituellement à une intrusion particulière, se caractérise par les températures variant de 500 à 700°C (Rose et Burt, 1979); il aboutit à la formation d'une large zone de hornfels autour de l'intrusion. Dans le cas du secteur Akasaba où les roches dominantes sont des metabasites, l'identification des hornfels s'avère difficile. L'assemblage des minéraux communément observé dans les métasomatites d'Akasaba comprend l'épidote, l'amphibole (hornblende et actinolite), le quartz et la calcite (section 5.6.2.1). Cet assemblage ressemble à un des assemblages typiques des auréoles de contact pour les roches mafiques, notamment: épidote + actinolite + albite + chlorite + quartz (Tracy et Frost, 1991). Les métasomatites d'Akasaba, abondantes en épidote et/ou en amphibole et

TABLEAU 8.1. Évolution du système de skarn d'Akasaba.

Minéral	Métamorphisme de contact	Stade prograde	Stade rétrograde
Plagioclase	—	—	
Sillimanite	—		
Microcline	—	—	
Clinopyroxènes	—	—	
Grenat GRS-ALM-SPS		—	
Grenat GRS-AND		—	
Épidote (pistachite)		—	
Amphiboles	—		—
Biotite	—		—
Chlorite			—
Quartz	? — ?	—	—
Calcite		—	—
Titanite		—	—
Apatite	—		—
Leucoxène			—
Ilménite	—		
Magnétite		—	—
Pyrrhotite		—	—
Pyrite		—	—
Chalcopyrrite			—
Cubanite			—
Sphalérite			—
Molybdénite			—
Cobaltite			—
Pentlandite			—
Argento-pentlandite			—
Mackinawite			—
Violarite			—
Coloradoïte		—	
Werhlite		—	
Altaïte		—	
Telluro-bismuthite		—	
Hedlèyite			—
Stützite			—
Hessite			—
Électrum		?	—
Or natif		?	—
Conditions physico-chimiques:			
T°C	700 à 550	600 à 400	500 à 150
P, kbar	0,5 à 2	0,5 à 2	0,5 à 2
log f O ₂	-14 à -18?	-18 à -27	≥ -18
log f S ₂	?	-6,5 à -9,0	-5,5 à -7,5 ; et > -5,5 (lors d'une déposition des sulfures)
X CO ₂	≤ 0,1	≤ 0,1	≤ 0,1

comportant de la calcite, du quartz, de la chlorite et des sulfures, peuvent donc représenter les hornfels modifiés durant le développement du système hydrothermal par les réactions rétrogrades avec un apport de Ca, de Fe, de Al et de S (voir section 8.2.3). D'autre part, le même assemblage (i.e. épidote + actinolite + quartz) peut se former durant le métamorphisme régional au faciès des schistes verts.

Vu toutes ces difficultés, la meilleure façon d'identifier les hornfels serait de cartographier des isogrades du métamorphisme de contact en observant les tendances dans le changement de la composition minéralogique et chimique des roches à travers le secteur. Malheureusement, il existe ici deux problèmes majeurs. Premièrement, la composition minéralogique et chimique des roches mafiques est relativement peu sensible au changement de température, pour un large intervalle des conditions du métamorphisme de contact, à cause de la diversité des réactions chimiques affectant les solutions solides d'amphibole et celles de plagioclase (Gilibert, 1966; Tracy et Frost, 1991). Pour les roches d'Akasaba, il serait donc difficile d'utiliser le critère minéralogique pour marquer les isogrades du métamorphisme de contact. Deuxièmement, on ne possède que les échantillons provenant de la partie centrale du secteur (le mieux étudiée).

Malgré que l'identification des hornfels d'Akasaba reste problématique, quelques minéraux observés dans les roches altérées peuvent témoigner du métamorphisme de contact. Il s'agit de sillimanite et d'ilménite. La sillimanite, qui est trouvée dans les schistes tectoniques formant une zone de quelques mètres d'épaisseur au contact des basaltes avec les tufs intermédiaires (le forage AK94-04, à la profondeur de 335 à 337,8 m), y est associé aux minéraux suivants: la biotite, la chlorite, l'épidote, le quartz, l'ilménite, la pyrrhotite et la pyrite. Selon Deer *et al.* (1962), la sillimanite se rencontre dans deux environnements géologiques, notamment dans les auréoles de contact et dans les schistes métamorphiques du faciès des amphibolites. Les critères, qui permettent d'identifier la sillimanite rencontrée dans les roches d'Akasaba comme un minéral de métamorphisme de contact, sont les suivants:

- l'absence des roches métamorphisées au faciès des amphibolites dans cette partie du secteur;
- son association spatiale aux minéraux qui forment un assemblage plutôt hydrothermal que celui de métamorphisme régional; et
- sa manifestation restreinte (seulement dans la zone de faille).

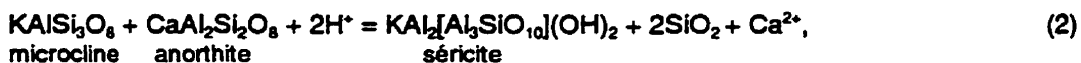
L'ilménite, présente dans les métasomatites et les skarns du secteur, est un des minéraux précoces des assemblages observés (voir section 5.6.2). Sa température de formation est normalement plus de 500°C (Ramdohr, 1980). Bien que l'ilménite puisse aussi être d'origine magmatique (elle est commune dans les basaltes tholéitiques), le fait que ce minéral n'est observé que dans les roches fortement altérées et que sa quantité y est relativement élevée, suggère plutôt son origine hydrothermale. Dans le cas de la minéralisation d'Akasaba, on attribue ce minéral au stade de métamorphisme de contact.

Selon Tracy et Frost (1991), la zonalité des auréoles de métamorphisme de contact développées dans les metabasites consiste en général en la disparition d'épidote, d'actinolite, de chlorite et de quartz et en l'apparition de hornblende et de pyroxène, en approchant de l'intrusion. La taille d'une auréole de contact de ce type peut atteindre quelques kilomètres. Si notre hypothèse sur les hornfels d'Akasaba est valable, on peut estimer la distance probable entre la zone minéralisée et l'intrusion présumée en profondeur à au moins 1 km.

La formation de skarns d'Akasaba est précédée par le métasomatisme potassique qui consiste en la formation des métasomatites ML-BO dans les tufs intermédiaires (voir section 5.6.2.1) et possiblement en la biotitisation des basaltes. L'altération potassique se manifeste localement dans les zones de failles, qui sont orientées est-ouest, et contrôlée par les contacts lithologiques. Le métasomatisme potassique suggère une évolution du système intrusif présumé qui consiste en l'altération hydrolytique des roches intrusives de la composition alcaline ou subalcaline. Cette altération est définie par les réactions bien connues (Barton *et al.*, 1991):



et



dont la première explique la source de potassium et la deuxième indique une des causes possibles d'enrichissement des fluides hydrothermaux en calcium. D'autres composants des fluides peuvent être SiO₂, H₂O, S et O (Barton *et al.*, 1991). Les tufs intermédiaires (dacitiques à l'origine, i.e. avec les fragments de composition AN₃₀₋₄₀), déjà fortement albitisés durant le métamorphisme de fond océanique et le métamorphisme régional, ont additionné aux fluides

qui circulaient dans la partie supérieure du système hydrothermal une certaine quantité de Ca^{2+} et Na^+ . Ces conclusions se conforment à l'étude de Hanson *et al.* (1993), selon laquelle l'altération potassique peut s'associer au métamorphisme de contact. Sur le gisement de skarn aurifères Nickel Plate en Colombie Britannique (Ray *et al.*, 1988), une altération en feldspath potassique se développe surtout dans les tufs à cristaux (à comparer au gisement Akasaba).

Une étape de skarn a probablement commencé au moment où le réseau de failles de cisaillement orientées est-ouest et est-nord-est - ouest-sud-ouest était déjà mis en place. Cette préparation tectonique a grandement facilité la circulation des fluides hydrothermaux reliés au fonctionnement du système intrusif. Les zones les plus propices pour les réactions métasomatiques ont été les failles, les horizons des roches avec la structure clastique ou bréchique et les contacts lithologiques, i.e., les endroits avec la perméabilité et les contrastes géochimiques les plus élevés.

8.2.2 Stade prograde

Le stade prograde de la formation de skarn est marqué par l'apparition de l'assemblage de haute température (typique des skarn associés aux intrusions) qui inclut le grenat, le pyroxène, le microcline et la titanite. Les éléments participant aux échanges métasomatiques sont surtout la silice, le fer, l'alumine, le calcium, le magnésium, le potassium, le manganèse et les terres rares (voir chapitres 5 et 6).

L'existence de deux types de grenat et la zonalité chimique des grains de grenat (voir section 6.1) reflètent de fortes fluctuations de la composition des fluides métasomatiques et/ou les changements de fugacité d'oxygène (f_{O_2}). La tendance générale consiste en un passage brusque de fluides relativement réductants (la formation des skarn AM-EP-(GR), avec le grenat de composition grossulaire-almandin-spessartite) aux fluides oxydants (la formation de tous les autres skarn, avec le grenat dont la composition varie du grossulaire-andradite à l'andradite)¹. Les changements chimiques les plus importants consistent en une forte augmentation de la quantité de fer ferrique et de calcium. Le contraste pétrologique entre les

¹ Le degré d'oxydation ou de réduction du fluide (et de la roche) est exprimé par le rapport $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ (Meinert, 1993).

skarns AM-EP-(GR) et EP-AM-GR peut suggérer le changement radical de l'environnement géologique, notamment une augmentation rapide du degré d'oxydation du pluton due, par exemple, à la formation du réseau tectonique qui a facilité l'accès des fluides externes au système hydrothermal.

Une association du grenat et de l'ilménite riches en Mn (voir sections 6.1 et 6.9) suggère l'importance du contrôle géochimique dans le déroulement des réactions métasomatiques. La présence d'ilménite-pyrophanite dans le protolithe (probablement un hornfels) est peut-être une des causes qui influencent la composition du grenat (almandine-grossulaire-spessartite) dans le skarn AM-EP-(GR). Les skarns avec les grenats zonés de composition grossulaire-andradite sont nettement plus riches en magnétite, pyrite et chalcopryrite et moins riches en pyrrhotite; cela correspond à un degré d'oxydation plus élevé en comparaison avec le skarn contenant le grenat manganifère. Pour les grenats du groupe grossulaire-andradite, la zonalité chimique des grains reflète en général une diminution relative de l'abondance de calcium et une augmentation de celle du fer ferrique par rapport à l'aluminium ce qui correspond à la hausse du niveau d'oxydation des fluides (f_{O_2}) avec le temps. Les changements du degré d'oxydation des fluides hydrothermaux peuvent refléter une intervention des fluides externes dans le système hydrothermal. Un enrichissement significatif des skarns en terres rares due à la présence de grenats et surtout de titanite suggère, quand même, un rôle important des fluides magmatiques durant la croissance de skarns. Les inclusions d'apatite dans l'ilménite et dans la hornblende indiquent la présence de F et de Cl dans les fluides hydrothermaux du stade de métamorphisme de contact et du stade prograde.

La composition du clinopyroxène (augite dans le skarn AM-EP-(GR) et diopside-hédénbergite dans le skarn EP-AM-GR) reflète la même tendance d'évolution des fluides, i.e. une augmentation du rôle de Ca dans les skarns plus oxydés. La rareté du clinopyroxène est expliquée par sa destruction quasi-totale (son amphibolisation) durant le stade rétrograde. Selon Meinert (1984), qui décrit le gisement Paxton en Colombie Britannique, une altération du pyroxène en actinolite est presque complète dans les skarns. Les études expérimentales (Chao et Tsao, 1975) confirment que le clinopyroxène est beaucoup moins stable à une altération chimique que le grenat, dans un large intervalle de conditions P-T. Une autre possibilité de la destruction du clinopyroxène consiste en sa sulfidation qui aurait pu se manifester localement durant le stade prograde:



Cette réaction pourrait expliquer la présence de pyrite précoce dans les skarns EP-AM-GR et MG-GR-EP-AM.

Pour la plupart des skarns, la température durant le stade prograde peut varier de 400 à 600°C (Rose et Burt, 1979). Pourtant, quelques exemples de l'estimation des températures de la formation de grenat et de pyroxène dans les skarns aurifères (Meinert, 1993) démontrent que cet intervalle puisse être considérablement plus large, p.ex., 210 à 730°C pour les grenats et 250 à 695°C pour les pyroxènes. En général, la stabilité des calcosilicates de skarn est une fonction de fugacité d'oxygène (f_{O_2}) et de soufre (f_{S_2}) ainsi que de concentration de dioxyde de carbone (X_{CO_2}). Pourtant, la présence de Fe, de Mn et de S, qui sont les éléments avec les degrés d'oxydation variables, rend difficile une interprétation des conditions de stabilité de ces minéraux dans l'environnement de skarn (Einaudi *et al.*, 1981). Plusieurs études (Liou, 1973; Taylor et Liou, 1978; Gustafson 1974; Gamble 1976) démontrent que les assemblages minéralogiques dits «de haute température» peuvent être stables même aux températures de 350 à 450°C à condition que les paramètres P , f_{O_2} , f_{S_2} et X_{CO_2} soient bas. Dans les conditions de la pression de fluide $P_f = 500 \text{ bar}^1$ et de la concentration de dioxyde de carbone $X_{\text{CO}_2} = 0,1$, les assemblages de skarn prograde du secteur d'Akasaba auraient pu être stables aux températures entre 400 et 500°C et aux fugacités d'oxygène ($\log f_{\text{O}_2}$) entre -20 et -27 (figure 8.1). L'analyse du diagramme proposé pour $P_f = 1 \text{ kbar}$ (figure 8.2) donne les valeurs du même ordre, notamment $T = 400$ à 550°C et $\log f_{\text{O}_2}$ entre -18 et -23. Ce diagramme indique également la température et le degré d'oxydation pour l'altération potassique, qui précède l'étape de skarn, notamment $T = 550$ à 700°C et $\log f_{\text{O}_2}$ entre -18 et -14. Le diagramme $\log f_{\text{O}_2}$ vs. $\log f_{\text{S}_2}$ (figure 8.3), créé pour la température $T = 500^\circ\text{C}$ et les mêmes conditions de P_f et de X_{CO_2} que celles de la figure 8.1, permet d'estimer les conditions de stabilité de l'assemblage andradite-quartz-magnétite-hédénbergite dans les skarns du secteur Akasaba. Les valeurs de fugacité d'oxygène ($\log f_{\text{O}_2}$) et de soufre ($\log f_{\text{S}_2}$) varient comme suit: $\log f_{\text{O}_2}$ de -24 à -22 et $\log f_{\text{S}_2}$ de -9 à -6,5. Les variations possibles de X_{CO_2} (dues, p.ex., à la présence de calcite dans la matrice de tufs et de brèches), qui ne sont pas explorées par ce diagramme, peuvent, elles aussi, affecter considérablement la stabilité du système et la composition des grenats (Taylor et Liou, 1978). Ainsi, la hausse relative de X_{CO_2} peut entraîner une apparition de grenat plus riche

¹ Les pressions de fluide entre 0,5 et 2 kbar qui correspondent à la profondeur faible à modérée semblent réalistes pour la formation des skarns du secteur Akasaba.

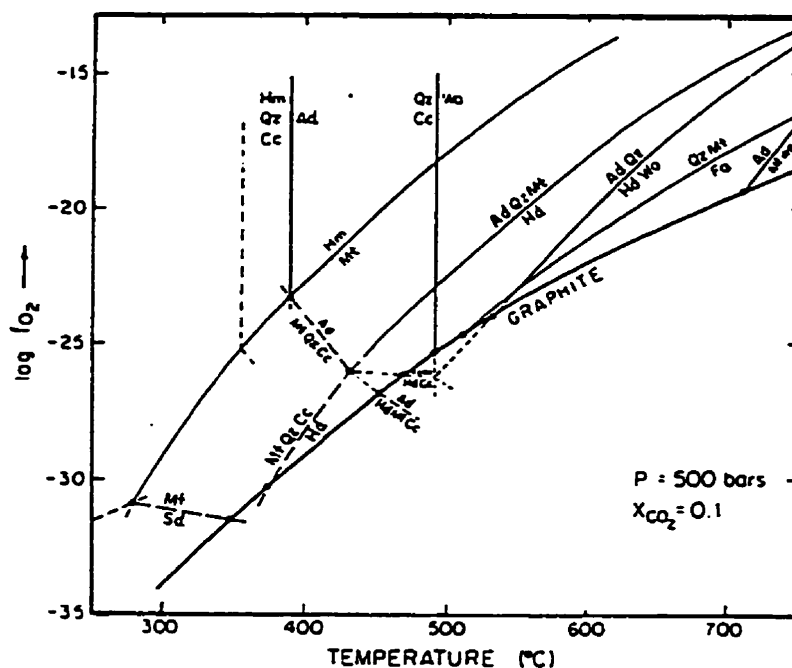


FIGURE 8.1. Diagramme de la fugacité d'oxygène vs. la température pour le système Ca-Fe-Si-C-O-H dans les conditions de $P_1 = 500$ bar et de $X_{CO_2} = 0.1$. Simplifié de Einaudi *et al.*, 1981. Les symboles des minéraux sont donnés pour les figures 8.1 à 8.4:

Ad = andradite	Wo = wollastonite	Hm = hématite	Bn = bornite
Gr = grossulaire	Cc = calcite	Mt = magnétite	Ars = arsénopyrite
Gd = grossulaire-andradite	Sd = sidérite	Py = pyrite	Lo = loellingite
Hd = hédénbergite	Ah = anhydrite	Po = pyrrhotite	
Fa = fayalite	Qz = quartz	Cp = chalcopryte	

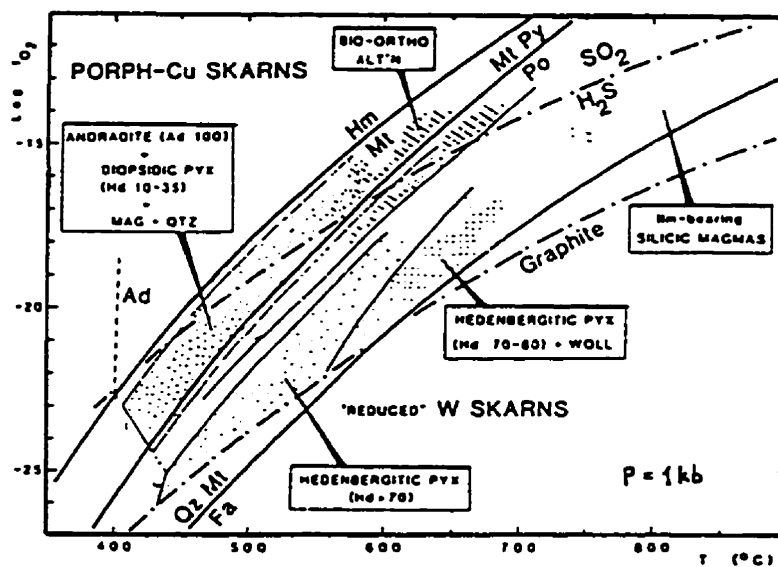


FIGURE 8.2. Diagramme de la fugacité d'oxygène vs. la température pour l'environnement de skarn sous $P_1 = 1$ kbar. Simplifié de Einaudi *et al.*, 1981.

en andradite (figure 8.4). Cette tendance est surtout forte quand les valeurs de X_{CO_2} sont basses ($< 0,1$). Il est donc possible que la zonalité chimique des grenats soit due, sauf d'autres causes susmentionnées, également à la fluctuation de X_{CO_2} . Une abondance de calcite, de quartz et de magnétite dans le skarn EP-AM-GR aurait pu résulter de la hausse locale de X_{CO_2} , selon la réaction



avec la réduction subséquente de hématite.

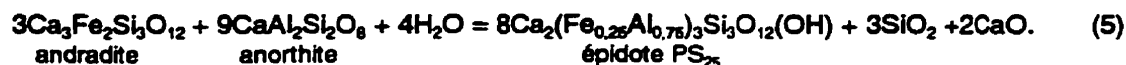
8.2.3 Stade rétrograde

Le stade rétrograde de skarn consiste en la formation des hydrocalcosilicates (épidote et amphibole) et de l'assemblage de «basse température» (chlorite, quartz et calcite) qui s'accompagne de déposition des oxydes de fer et de divers sulfures (Einaudi *et al.*, 1981). Les températures caractéristique de ce stade varient de 200 à 500°C, selon les diverses estimations (Rose et Burt, 1979; Barton, 1991; Meinert, 1992). Les fluides minéralisateurs représentent les mélanges des fluides magmatiques et des fluides externes (p.ex., l'eau météorique ou l'eau océanique).

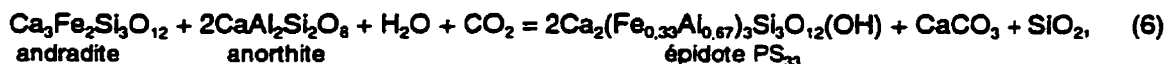
Pour les skarns du secteur Akasaba, le stade rétrograde, qui se déroule dans les conditions de la baisse graduelle de température, se caractérise par une forte mobilité de fluides riches en H_2O , plus oxydés et plus saturés en soufre que les fluides de stades précédents. Cette mobilité de fluides est favorisée par la fracturation élevée des roches due à la réactivation de plusieurs failles de décrochement pré-existantes et à l'ouverture de nombreuses failles secondaires. Le mécanisme de fracturation hydraulique joue probablement un rôle important dans la propagation des fluides. L'emplacement des zones d'altération hydrothermale et de minéralisation métallifère est prédéterminé par la configuration du réseau tectonique et par le chimisme des métasomatites pré-existantes.

Durant une certaine période de transition du stade prograde au stade rétrograde, il existe un équilibre entre le grenat et l'épidote. Cet équilibre est caractérisé par les réactions d'échange en Fe^{3+} et en Al, qui se déroulent entre les grains voisins de grenat et d'épidote, surtout dans leurs parties périphériques. Le caractère inverse de zonalité chimique pour le fer et l'alumine, observé dans le grenat et dans l'épidote du skarn EP-AM-GR (voir sections 6.1 et 6.2), suggère ce genre de réactions, selon Kitamura (1975).

Le début du stade rétrograde est marqué par la déposition massive de l'épidote ferrifère de composition PS_{20-34} et par le remplacement irréversible du grenat, ce qui reflète la baisse graduelle de température et surtout le changement de la composition du fluide. La réaction chimique, qui caractérise la destruction de grenat et qui aboutit à une forte épidotisation des roches, est la suivante¹:



Cette réaction peut également expliquer la disparition d'anorthite² (un des minéraux typiques des skarns) ainsi que la présence de quartz et de calcite dans les skarns du secteur. Une étude expérimentale (Liou, 1973) confirme la possibilité de cette réaction (pour les conditions très réductrices, la température de moins de 600°C et la composition global du mélange des oxydes correspondant à la pistachite PS_{33}). Une autre réaction qui peut se dérouler en présence de dioxyde de carbone dans le fluide:



aboutit à une déposition de l'épidote riche en Fe (PS_{33}), de la calcite et du quartz.

Selon Keith *et al.* (1968), la composition de l'épidote reflète les conditions de sa formation: le ratio $Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Al)$ varie en fonction de la fugacité d'oxygène f_{O_2} . L'épidote plus riche en Fe, formée dans les conditions plus oxydantes, devient de plus en plus alumineuse avec la baisse de f_{O_2} . Cette conclusion de Keith *et al.* (1968) suggère que les fluctuations modérées en la composition de l'épidote des métasomatites d'Akasaba reflètent en général les conditions d'oxydation (f_{O_2}) relativement stables durant la précipitation d'épidote. Selon Gordon et Greenwood (1971) et Taylor et Liou (1978), la formation d'épidote n'est pas influencée par les changements de X_{CO_2} ni de température pour les larges intervalles de ces paramètres. Une basse limite inférieure de températures de formation de l'épidote ($T_{min} = 220 \pm 50^\circ C$ sous la pression totale $P_{tot.} = 1$ à 6 kbar, selon Seki, 1972) suggère une possibilité de sa précipitation durant tout le stade rétrograde.

¹ Cette réaction, utilisée en sens inverse, a été proposée pour expliquer la formation du skarn à grenat et anorthite dans les roches pyroclastiques épidotisées (Loomis, 1966).

² La présence d'albite dans les skarns EP-AM-GR et MG-GR-EP-AM peut aussi indiquer le remplacement de l'anorthite.

Les amphiboles (hornblende-tschermakite et actinolite-ferroactinolite, en proportions variables) se manifestent comme des minéraux relativement plus tardifs par rapport à l'épidote. Les relations entre ces minéraux, observées dans les métasomatites et les skarns d'Akasaba (voir chapitre 5), suggèrent que le pic de formation de l'épidote précède l'apparition des amphiboles, et qu'à partir d'un certain moment, ces minéraux continuent à se former simultanément.

L'apparition des amphiboles correspond probablement à l'activation maximale du réseau tectonique (la formation des métasomatites et des skarns syncinématiques). Une forte amphibolisation, caractéristique au stade rétrograde, se manifeste d'une façon sélective en fonction de la composition du protolithe et des conditions physico-chimiques locales. Le protolithe plus mafique se transforme généralement en métasomatite riche en amphibole. Pourtant, la coexistence de skarns contrastes (EP-AM-GR et AM-EP-(GR)), formés apparemment à partir des protolithes chimiquement semblables (voir section 5.6.2.2), suggère que la différenciation métasomatique commence déjà au stade prograde. La zonalité métasomatique du stade prograde (p.ex., grenat+pyroxène au centre et pyroxène+amphibole à la périphérie) aurait pu influencer les réactions chimiques du stade suivant. Cette zonalité présumée des skarns progrades du gisement Akasaba est possiblement due aux différentes propriétés physiques des protolithes (le tuf à cristaux et petits lapillis et la brèche volcanique plus grossière).

Les amphiboles observées dans les roches altérées sont toutes considérées comme métasomatiques. La présence des amphiboles de métamorphisme régional n'est pas exclue, mais leur discrimination est présentement impossible. La quantité relative et la composition de chaque variété (l'actinolite - ferro-actinolite et la hornblende-tschermakite) dépend possiblement des conditions physico-chimiques locales. La coexistence de ferro-actinolite et de hornblende est rapportée pour les divers skarns (Meinert, 1992).

Bien qu'en général la formation du quartz et de la calcite se déroule simultanément avec la déposition des hydrocalcosilicates, la phase la plus importante de leur déposition succède la déposition des hydrocalcosilicates, et elle coïncide avec la formation de la chlorite. Les réactions métasomatiques de cette période se caractérisent par le remplacement des calcosilicates (grenat, épidote, amphibole) par le quartz, la calcite et la chlorite. Le quartz et la calcite, qui affectent plutôt le grenat et l'épidote, se présentent également dans les fractures de

grains de calcosilicates et dans les veines où ils s'associent aux sulfures. La chlorite, qui est également associée aux sulfures, remplace surtout l'amphibole.

La déposition de minéraux opaques commence déjà à la fin du stade prograde. Les grains idiomorphes et les amas irréguliers de la pyrite précoce, corrodée par les calcosilicates et les sulfures de stade rétrograde, peuvent représenter soit le produit d'altération (sulfurisation) du clinopyroxène durant le stade prograde (réaction chimique 3) soit le minéral d'altération synvolcanique. Étant donné l'environnement volcanique du gisement, l'existence d'un auréole pyritique d'origine volcanogène est possible. Une application de cet élément au modèle métallogénique pourrait expliquer des conditions réductrices favorisant la déposition de la minéralisation aurifère. Bien qu'un auréole pyritique soit souhaitable, il n'est pas absolument nécessaire, parce que la déposition des sulfures et de la minéralisation métallique associée est fortement contrôlée par les paramètres physico-chimiques des fluides et par la composition chimique et minéralogique de skarns. Les fluides métasomatiques du stade rétrograde responsables de la formation de minéralisation métallique utilisent le réseau de fracturation formé lors des stades antérieurs et développé durant le stade rétrograde; et ce sont les skarns, eux-mêmes, qui représentent les pièges ou les barrières géochimiques (Burt, 1971; Einaudi *et al.*, 1981; Meinert, 1992).

À part l'apparition de pyrite, la fin du stade prograde et le début du stade rétrograde sont marqués par la déposition de magnétite (localement en abondance) qui remplace le grenat et l'épidote. La formation de la magnétite suggère un changement de la composition du fluide (p.ex., une diminution de la quantité de soufre). L'abondance de magnétite dans le skarn MG-GR-EP-AM peut être reliée:

- à un apport de Fe^{3+} par les fluides minéralisateurs; et/ou
- à une minéralisation pré-existante de magnétite qui aurait été rééquilibrée durant l'étape de skarn avec un ajout de Fe^{3+} dû à la décomposition d'andradite.

Cette dernière possibilité semble vraisemblable, étant donné la texture rubanée de la magnétite dans ce skarn. La transformation de la minéralisation pré-existante de magnétite en minéral polymétallique est suggérée, par exemple, pour le gisement Traversella en Italie formé dans les conditions du métamorphisme de contact (Venerandi Pirri, 1986). Le mode de la distribution de magnétite dans les roches à travers le secteur Akasaba suggère plutôt les deux sources possibles de Fe^{3+} .

La déposition suivante de la minéralisation métallique complexe, incluant les divers sulfures, les tellures, l'électrum et l'or, est le résultat de la décharge du fluide métallifère dans un milieu particulièrement favorable à la précipitation des métaux, notamment dans les skarns. Les caractéristiques de ce milieu sont les suivantes:

- 1) la forte perméabilité des roches;
- 2) les conditions généralement réductantes; et
- 3) le fort contraste géochimique entre les roches.

La forte perméabilité des roches, qui se manifeste localement, est due à l'ensemble des éléments lithologiques et structuraux discutés ci-haut (voir section 7.7). Pour le gisement Akasaba, les éléments particuliers, assurant de bonnes conditions de circulation des fluides minéralisateurs, seraient les suivantes:

- la puissance de l'horizon pyroclastique, favorable pour la minéralisation, est maximale;
- les failles obliques, développées près du contact avec les dacites, sont nombreuses; et
- les dacites et les basaltes massifs, situés respectivement au sud et au nord du gisement, semblent représenter les écrans structuraux délimitant l'aire de circulation intense de fluides.

L'importance du milieu réducteur pour la précipitation des métaux et particulièrement de l'or est appuyée par plusieurs études expérimentales (voir, p.ex., Yund et Kullerud, 1966; Kullerud, 1970; Barton et Skinner, 1979). Selon ces travaux, les réactions entre les silicates et le soufre aboutissent facilement à la formation des assemblages qui contiennent les oxydes et les sulfures (p.ex., pyrrhotite et magnétite), même si la quantité de fer et l'activité de soufre sont modestes.

Pourtant, la cause la plus importante de la précipitation de la minéralisation métallique complexe semble être le fort contraste géochimique entre les skarns EP-AM-GR et AM-EP-(GR). Grâce à cette barrière géochimique particulière, le fluide minéralisateur a déposé tous ses composants exotiques. Ailleurs, même dans les autres zones de skarns, on ne retrouve que l'assemblage de sulfures usuels et de magnétite, avec, en général, les quantités sub-économiques de l'or et de l'argent.

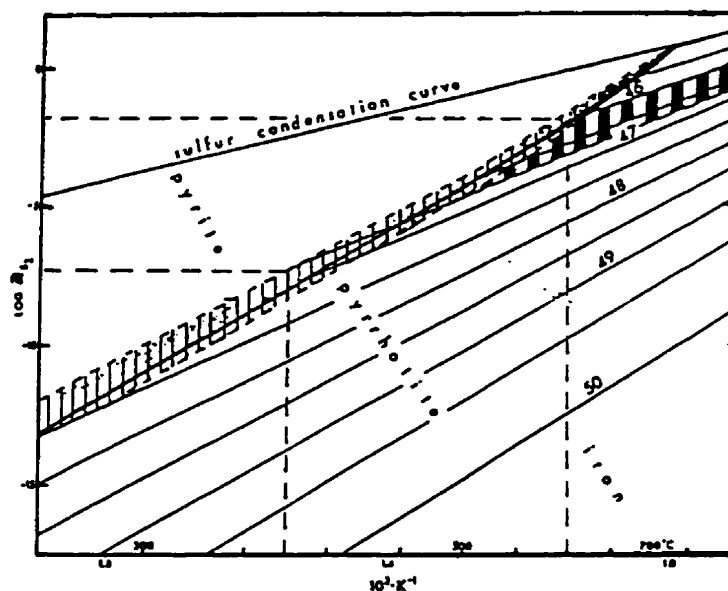
Selon le tableau 8.2, la température de la formation de minéralisation métallique complexe peut varier entre 150 et 670°C, mais pour la plupart des minéraux métalliques, elle serait entre 375 et 460°C. Bien que les données du tableau 8.2 provenant des sources différentes ne soient

présentées qu'à titre indicatif, elles démontrent quand même que l'assemblage complexe du gisement Akasaba peut se former par la précipitation successive de minéraux lors d'une baisse continue de la température. À la fin du stade prograde, il existe localement des conditions réductrices qui favorisent la précipitation de quelques minéraux exotiques de haute température (coloradoïte, telluro-bismuthite et werhélite) associés surtout aux calcosilicates. Les textures d'exsolution des sulfures de Fe-Ni-Co-Zn-As-Ag de haute température dans la pyrrhotite (voir tableau 5.2) suggèrent également la haute température de la formation de pyrrhotite (environ 450°C). Selon Toulmin et Barton (1964), la composition de pyrrhotite représente un bon indicateur des conditions de sa formation pour un système pyrrhotite-pyrite équilibré. Le diagramme de l'activité de soufre vs. la température (figure 8.5), montrant les relations entre la composition de pyrrhotite et les conditions a_{S_2} -T, permet d'estimer ces conditions pour le début de la déposition de pyrrhotite de gisement Akasaba. La composition de pyrrhotite, $Fe_{0,85-0,88}S$ (ou de 45,4 à 46,8 %_{at.} de Fe), correspond à $T = 375$ à $475^\circ C$ et à $\log a_{S_2}$ variant entre -5,5 et -7,5.

L'ensemble de données suggère que la précipitation de pyrrhotite commence à la température entre 425 et 450°C. Il s'agit de pyrrhotite hexagonale qui forme de triples jonctions et qui coexiste avec la pyrrhotite monoclinique, selon les observations microscopiques (voir section 5.6.2). La pyrrhotite monoclinique magnétique se forme par la conversion de la pyrrhotite hexagonale aux températures moins de 320°C (Gronvold et Haraldsen, 1952). La stabilité de toutes les variétés de pyrrhotite sous $T < 320^\circ C$ (Desborough et Carpenter, 1965; von Gehlen, 1968) explique la coexistence des deux pyrrhotites; elle peut suggérer également deux modes de formation de la pyrrhotite monoclinique de basse température: soit par la conversion de la pyrrhotite hexagonale (qui correspond à la transition magnétique), soit par la précipitation indépendante sous les conditions de la température baissante et de l'activité de soufre élevée. La température inférieure de l'intervalle de coexistence des deux pyrrhotites peut être estimée à 250°C (Kullerud *et al.*, 1963). La température de formation de la pyrrhotite variant entre 250 et 450°C est conforme aux données du tableau 8.2 et aux observations microscopiques (tableau 5.2). L'absence de microstructures de stress indique que la formation de pyrrhotite monoclinique se déroule au stade final de l'activité tectonique dans la région. En ce qui concerne la pyrrhotite hexagonale, sa recristallisation subséquente aurait pu dissimuler les évidences du stress.

TABLEAU 8.2. Exemples des températures de formation de quelques minéraux métalliques.

Minéral	Formule	Température, °C	Association	Référence
Ilménite	FeTiO_3	> 500	-	Ramdohr, 1980
Molybdénite	MoS_2	468	Molybdénite + molybdène	Chevrel <i>et al.</i> , 1974
Violarite	$(\text{Ni,Fe})_2\text{S}_4$	461 ± 3	-	Craig, 1968
Argento-pentlandite	$\text{Ag}(\text{Fe,Ni})_9\text{S}_8$	455	-	Mendziuk et Skott, 1975
Pentlandite	$(\text{Fe,Ni})_9\text{S}_8$	425 à 450	Exsolution dans la pyrrhotite	Hawley <i>et al.</i> , 1943
Pyrrhotite	$\text{Fe}_{0,85-0,98}\text{S}$	375 à 475 334 ± 17	- Pyrrhotite + chalcopyrite	Voir le texte (figure 8.5) Yund et Kuellerud, 1966
Coloradoïte	HgTe	670 ± 20	-	Elliott, 1965; Shunk, 1969
Werhlite	BiTe	540	-	Elliott, 1965
Altaïte	PbTe	405	Altaïte + tellure	Hansen et Anderko, 1958.
Telluro-bismuthite	Bi_2Te_3	413 402	Telluro-bismuthite + tellure Telluro-bismuthite + calavérite + or	Elliott, 1965 Gather et Blachnik, 1974
Hedleyite	Bi_7Te_3	312	-	Elliott, 1965
Stützite	Ag_5Te_3	295 ± 10 265 ± 15	- Stützite + hessite	Kracek <i>et al.</i> , 1966 Kracek <i>et al.</i> , 1966
Hessite	Ag_2Te	145 ± 3	-	Kracek <i>et al.</i> , 1966

**FIGURE 8.5.** Diagramme de l'activité de soufre vs. la température montrant la composition de pyrrhotite (en % at. de Fe). Modifié de Toulmin et Barton, 1964.

aire d'incertitude dans la localisation de la courbe pyrite + pyrrhotite

aire correspondant à la pyrrhotite de la composition $\text{Fe}_{0,85-0,98}\text{S}$ observée dans les métasomatites d'Akasaba

Selon les données géologiques, la minéralisation en Au (or natif, électrum) et en Ag (argentopentlandite, électrum, stützite, hessite) du gisement Akasaba aurait pu se former à une température variant entre 150 et 450°C. Cet intervalle de température est conforme aux conclusions de Henley (1971) qui suggère une brusque diminution de la solubilité de Au et donc sa précipitation à $T < 450^{\circ}\text{C}$ (pour $P = 2$ kbar). Le manque de données sur la distribution de minéraux de Au et de Ag pour le gisement Akasaba complique une estimation de la limite inférieure de température de précipitation de ces métaux. Pour l'argent, cette limite semble être marquée par l'apparition de hessite ($T = 145 \pm 3^{\circ}\text{C}$, selon Kracek, 1966). Pour l'or, elle n'est pas connue.

Selon Barnes (1979), l'estimation des conditions de transport et de déposition de la minéralisation de Au-Ag-Te est compliquée. Il y a peu de données expérimentales concernant le rôle des complexes aqueuses de tellure dans le transport de Au et de Ag. Même pour les complexes de chlorures et de bisulfides, dont l'importance dans le transport de ces métaux est reconnue, il existe le problème de détermination du rôle relatif de chaque complexe métallique. Aux températures plus de 300°C et dans les conditions relativement oxydantes, le complexe dominant est le chlorure, tandis qu'aux températures moins de 300°C et dans les conditions plutôt réductantes (marquées, par exemple, par la présence de pyrrhotite), c'est le complexe de bisulfide qui devient plus important (Henley, 1973; Seward, 1973; Seward, 1984; Romberger, 1990). Étant donné l'importance de l'environnement réducteur du gisement Akasaba, on peut supposer que l'or et l'argent sont transportés en plus grande partie par les complexes de bisulfide et déposés à la température au-dessous de 300°C. Il n'est pas exclu qu'en partie l'or soit remobilisé du protolithe volcanoclastique (Meinert, 1989). En considérant l'environnement dynamique de la formation de la minéralisation aurifère d'Akasaba, on peut envisager un rôle important des fluides métamorphiques dans la remobilisation de l'or (voir, p.ex., Soler *et al.*, 1991). Le fluide minéralisateur réductant est caractérisé par l'activité de soufre égale sinon plus élevée que celle correspondant à la déposition de pyrrhotite, i.e., $\log a_{\text{S}_2} > -5,5$. La fugacité d'oxygène, qui en général augmente lors de la déposition de sulfures et de la minéralisation métallifère associée (Einaudi *et al.*, 1981), est estimée au moins à -18. En considérant les conditions de la précipitation des minéraux métallifères et en particulier les conditions de la déposition de l'or, on n'a pas mentionné le pH des solutions. Pourtant, le transport et la déposition des métaux dépendent fortement de ce paramètre (voir, p.ex., Romberger, 1990). Pour le modèle métallogénique de minéralisation d'Akasaba, on se limite aux paramètres T , P , a_{S_2} et a_{O_2} à cause du manque de données. La partie du modèle, concernant les conditions

physico-chimiques du métasomatisme et de déposition de la minéralisation métallifère, doit donc être considérée comme la première tentative de quantifier ces processus pour le gisement Akasaba.

8.2.4 Temps de formation de la minéralisation de skarn et lien possible de cette minéralisation avec un système intrusif local

Les données géologiques présentées ci-haut suggèrent que la minéralisation de skarn d'Akasaba s'est formée durant la période de la déformation cassante avec la dominance de failles de décrochement. Cette période, qui succède le stade final de métamorphisme régional, se caractérise par la mise en place des intrusions syn- à tarditectoniques accompagnée de l'hydrothermalisme. Les contraintes géologiques et géochronologiques actuelles (voir les chapitres 3, 4 et 5) ne permettent pas de parler avec certitude de l'âge de la minéralisation d'Akasaba. En se basant sur quelques datations des plutons syn- à tarditectoniques de la région ($2\,680 \pm 4$ Ma, selon Jemielita *et al.*, 1990 ; et $2\,685 \pm 10$ Ma, selon Zweng *et al.*, 1993), on peut déduire que la minéralisation d'Akasaba est postérieure à 2 680 Ma environ.

L'absence d'un lien évident de la minéralisation de skarn avec une intrusion représente un problème qui mérite une discussion détaillée. Comme il a été mentionné plus haut, la position structurale, la forme et la caractéristique géophysique du stock granodioritique du secteur Akasaba suggèrent qu'il représente un analogue de l'intrusion multiphasée de East Sullivan située à 5 km à l'ouest du secteur. Cette dernière est composée de roches monzonitiques, et elle contient la minéralisation de Cu-Mo-Au de type porphyrique (Taner, 1996). L'évolution des intrusions de type East Sullivan aurait pu aboutir à la mise en place des masses intrusives aux différents niveaux de la lithosphère. Alors, le stock granodioritique du secteur Akasaba peut représenter une phase finale et un niveau «supérieur» d'une grande intrusion multiphasée de ce type. Actuellement, on ne possède pas de preuves d'un lien de la minéralisation de skarn avec le stock de granodiorite. Pourtant, l'anomalie magnétique, dépassant largement les contours de ce stock, suggère la présence des masses magmatiques non-exposées qui auraient pu causer l'altération hydrothermale des roches dans l'espace sus-jacent, y compris la formation de skarn.

Selon les critères géochimiques proposés par Meinert (1992; 1995), les intrusions de type East Sullivan peuvent être associées aux skarns cupri- et aurifères (figure 8.6). Les relations entre

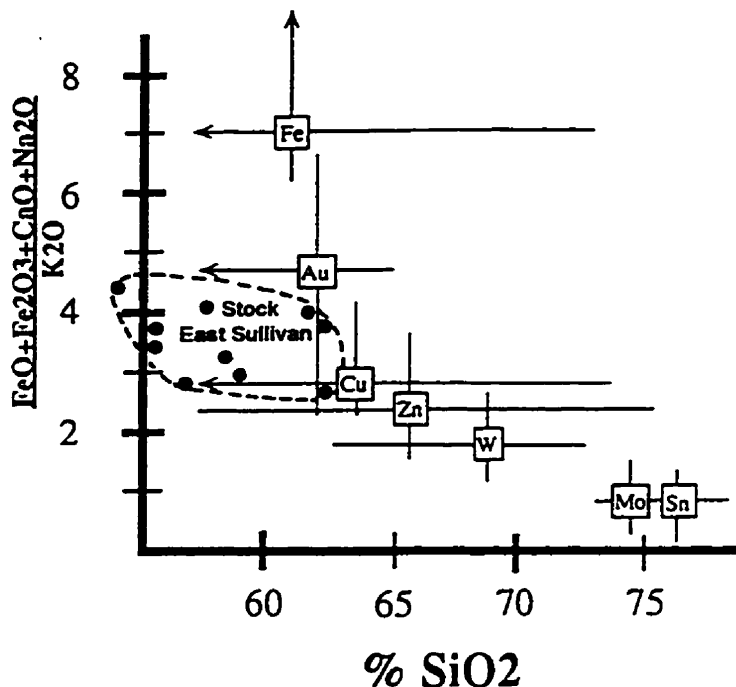


FIGURE 8.6. Composition moyenne des plutons associés aux différents types de skarns. Selon Meinert, 1992. D'après ce diagramme, les intrusions de type East Sullivan peuvent être associées aux skarns auri-cuprifères. Les analyses caractérisant les roches du stock de East Sullivan sont tirées de Taner (1996).

la minéralisation de type porphyre et celle de type skarn sont décrites dans plusieurs études (Ahmad et Rose, 1980; Einaudi *et al.*, 1981; Allcock, 1982; Einaudi, 1982a; Einaudi, 1982b). Selon ces travaux, les skarns se forment dans les parties périphériques des systèmes porphyriques. Selon Meinert (1986) et Brooks *et al.* (1990), les skarns aurifères associés spatialement aux systèmes porphyriques sont caractérisés par une forte altération rétrograde (à comparer aux skarns d'Akasaba).

8.3 Questions de classification et potentiel du secteur Akasaba

Après avoir présenté le modèle de minéralisation de Au-Ag-Cu d'Akasaba, il est pertinent de comparer le gisement Akasaba avec d'autres gisements aurifères du type skarn. Cette comparaison permettra de classer le gisement et d'estimer le potentiel du secteur Akasaba ainsi que des secteurs adjacents pour ce type de minéralisation.

La classification des skarns selon la minéralisation d'importance économique représente une approche couramment utilisée dans les études de cette grande classe de gisements (Boyle, 1979; Einaudi *et al.*, 1981; Smirnov, 1981; Rundquist, 1986; Bache, 1987; Meinert, 1989; Meinert, 1992; Meinert, 1993;). Le type des skarns aurifères se caractérisent en général par une minéralogie qui reflète un environnement réductant. Les minéraux communs sont les suivants: le grenat (grossulaire-andradite), le clinopyroxène (diopside-hédenbergite), le feldspath potassique, la biotite, l'apatite, la titanite, la pyrrhotite, l'arsenopyrite, la pyrite, la chalcoppyrite, et les minéraux de bismuth et de tellure. L'or natif et l'électrum s'associent typiquement à la minéralisation de Bi et de Te. Les rapports Au/Ag et Au/Cu ainsi que les tonnages et les teneurs varient considérablement. Les skarns avec les fortes teneurs en Au (5 à 15 g/t) sont communément associées aux plutons relativement réduits ($Fe^{3+} / Fe^{2+} < 0,75$) qui contiennent de l'ilmenite, tandis que les skarns moins riches en Au sont associés plutôt aux intrusions moins réduites. Les protolithes sont habituellement représentés par les roches carbonatées, clastiques et volcanoclastiques. Dans la plupart des cas, l'âge des roches encaissantes et des plutons associés aux skarns est phanérozoïque. En comparaison avec ces skarns, les skarns aurifères d'Akasaba se distinguent par les traits suivants:

- la dominance des roches volcaniques dans la séquence incluant les skarns et l'absence totale des roches carbonatées¹ ;
- l'âge archéen des roches encaissantes et de la minéralisation; et
- l'absence d'un lien évident avec le magmatisme intrusif.

Selon les études récentes, plusieurs gisements aurifères, dont l'origine demeurerait problématique durant les décennies, sont actuellement considérés comme gisements du type skarn. De plus en plus les géologues se rendent compte de la diversité de skarns et en particulier de skarns aurifères, et l'évolution des idées est impressionnante. Des premières descriptions des skarns phanérozoïques dans les volcanites associées aux roches carbonatées et reliés à l'intrusion (voir, p.ex., Meinert, 1984) à la reconnaissance des skarns aurifères archéens formés d'après les BIF², les basaltes et komatiites et contrôlés par les grandes zones de cisaillement (Mueller, 1988; Wang, 1988; Lhotka et Nesbitt, 1990; Mueller, 1990) - voilà le chemin parcouru.

¹ On ne peut pas estimer l'importance d'une carbonatation des roches volcaniques due, par exemple, au métamorphisme du fond océanique. Pourtant, cette « préparation » aurait pu favoriser la formation des skarns.

² BIF = banded iron formation, ou la formation de fer rubanée.

La comparaison de la minéralisation Au-Ag-Cu d'Akasaba (le gisement Akasaba et quelques indices de minéralisation à l'ouest du gisement) avec d'autres gisements du type skarn démontre que cette minéralisation a beaucoup de traits communs avec les gisements archéens du craton de Yilgarn en Australie Ouest, surtout en ce qui concerne la composition des protolithes, l'environnement tectonique et la minéralisation de skarns (tableau 8.3). Dans le cas des gisements australiens, les dimensions modestes des corps minéralisés individuels sont compensés par leur position rapprochée, ce qui rend leur exploitation rentable.

L'identification de la minéralisation de Au-Ag-Cu d'Akasaba comme la minéralisation du type skarn et la reconnaissance du rôle des structures tectoniques dans l'emplacement des skarns permettent de réévaluer le potentiel du secteur et de proposer quelques cibles d'exploration.

La zone de contact de pyroclastites et de basaltes avec la lentille de dacites est toujours considérée comme une zone prospective. L'importance de cette zone de contact, se caractérisant par les contrastes lithologique, géochimique et rhéologique, a été déjà soulignée ci-haut. Bien qu'elle soit étudiée en détail par les forages assez profonds (Lambert, 1995; Gilbert, 1996a), il existe quand même une forte probabilité de retrouver de nouvelles zones minéralisées, surtout en tenant compte des dimensions typiquement modestes des corps de minéral.

Les parties nord-ouest et nord du secteur ainsi que le territoire adjacent, se caractérisant par les valeurs élevées du champ magnétique, représentent également un grand intérêt pour l'exploration, en considérant surtout qu'on s'approche de l'intrusion présumée. Il n'est pas exclu qu'il existe également la minéralisation du type porphyre dans cette partie du secteur (voir section 8.2.4). La zone E et son voisinage méritent d'être étudiées en détail, compte tenu de la présence de skarns fissuraux avec la magnétite et les teneurs élevées en molybdène.

Il y a également une certaine probabilité de découvrir la minéralisation aurifère du type skarn dans la ZTC au sud du contact des dacites avec les sédiments du Groupe de Cadillac où le contexte tectonique semble favorable à la formation de ce type de minéralisation. Actuellement, cette dernière supposition reste pourtant trop spéculative, en considérant que la partie sud du secteur est très peu étudiée.

TABLEAU 8.3. Comparaison du gisement Akasaba avec quelques gisements de skarns auri-argentifères de l'Australie Ouest.

Caractéristiques	Gisement Akasaba	Gisements Nevoria, Marvel Loch et Ravensthorpe (Wang, 1988; Mueller, 1990)
Roches encaissantes	Pyroclastites intermédiaires à mafiques, basaltes tholéitiques et komatiitiques.	Basaltes tholéitiques et komatiitiques, komatiitites, BIF.
Âge des roches encaissantes	2 705 ± 1 Ma	2 700 et 3 000 Ma
Métamorphisme régional	Facès des schistes verts.	Facès des schistes verts et des amphibolites.
Contrôle structural régional	Réseau de failles de cisaillement associé à la ZTC.	Zones majeures de cisaillement.
Déformation	Fragile	Fragile et fragile-ductile
Magmatisme intrusif associé aux skarns	Intrusion syn-tarditectonique multiphasée (felsique à intermédiaire alcaline ou subalcaline)?	Batholites syncinématiques multiphasés (granites, granodiorites).
Âge de la minéralisation	2 680 Ma environ	2 600 à 2 700 Ma
Minéralisation d'importance économique	Au, Ag (Cu)	Au, Ag, Cu (W, As)
Dimensions des corps minéralisés	75x25x6 m à 100x70x25 m	60x60x3 m à 100x300x4 m
Teneurs en métaux	5,14 g/t Au; 1,5 g/t Ag; jusqu'à 0,9 % Cu	3,5 g/t Au; 0,1 à 2,6 g/t Ag; jusqu'à 1,7 % Cu
Production	1,24 t Au et 0,4 t Ag	Jusqu'à 7,7 t Au, 1,8 t Ag et 15 000 t Cu
Composition de skarns:		
Skarns progrades	Grenat (GRS-AND et GRS-ALM-SPS), clinopyroxène (DPS-HDB et augite), épidote, titanite, magnétite.	1) Clinopyroxène, grenat (GRS-ALM et AND-GRS); ou 2) Clinopyroxène, olivine, trémolite, calcite, chlorite, magnétite, titanite.
Skarns rétrogrades	Épidote, magnétite, hornblende, actinolite, biotite, chlorite, quartz, calcite.	1) Clinozoïsite, hornblende, actinolite, calcite, quartz; ou 2) Serpentine, talc, quartz, chlorite.
Assemblage de minéraux métalliques	Pyrrhotite, magnétite, pyrite, chalcopryrite, sulfures de Fe-Ni-Co-As-Ag, tellures de Hg, Bi, Ag, Au?, or natif, électrum.	Pyrrhotite, arsénopyrite, loellingite, magnétite, pyrite, chalcopryrite, schéelite, cobaltite, minéraux de Bi et de Ti, molybdénite, or natif.
Minéraux associés à l'or et à l'argent	Pyrrhotite et sulfures de Fe-Ni-Co-As-Ag; minéraux de Bi et de Te; silicates.	Pyrrhotite, minéraux de Bi et de Te, olivine, clinopyroxène, calcite.
Conditions de la formation des skarns (avant la déposition massive de sulfures :		
Température	425 à 550°C	400 à 620°C
Pression	P _n = 1 à 2 kb	P _{tot} = 4 ± 1 kb

Une identification de la minéralisation Au-Ag-Cu du type skarn auparavant inconnue en Abitibi suggère la pertinence d'une évaluation de certains terrains de la sous-province pour ce style de minéralisation.

CHAPITRE 9

CONCLUSIONS

Les principales conclusions que l'on peut tirer de cette étude sont les suivantes:

- 1) La minéralisation Au-Ag-Cu d'Akasaba (le gisement Akasaba et quelques indices de minéralisation métallifère) est du type skarn. Cette minéralisation s'est formée après le stade final du métamorphisme régional, durant les déformations cassantes avec la prédominance des cisaillements reliés à l'évolution de la Zone Tectonique de Cadillac. Un système hydrothermal responsable de la formation des skarns distaux aurait pu être créé par une intrusion multiphasée de la composition felsique à intermédiaire et d'affinité alcaline ou sub-alcaline (du type de East Sullivan) mise en place durant cette période. Le stock granodioritique situé dans la partie ouest du secteur Akasaba représente probablement l'une des phases de cette intrusion. Le lien direct des skarns avec les masses intrusives connues dans les limites du secteur Akasaba n'est pas établi. L'âge de minéralisation est estimé à moins de 2 680 Ma.**
- 2) Les skarns d'Akasaba se sont formés dans les roches volcaniques (pyroclastites et basaltes); ils sont typiquement associés aux contacts lithologiques tectonisés et aux zones de cisaillement et de bréchification. Ces dernières font partie du réseau complexe de failles orientées est-ouest et est-nord-est - ouest-sud-ouest. Cinq zones locales de skarns sont révélées dans les limites du secteur Akasaba. Leurs dimensions varient largement: les étendues sont estimées de quelques mètres à 400 m, les puissances sont de quelques décimètres à 50 m. Le gisement Akasaba représente la plus grande zone de skarn.**
- 3) Selon les critères pétrologiques, on distingue quatre principales variétés de skarns: (1) skarn à épidote, amphibole et grenat; (2) skarn à amphibole, épidote et (grenat); (3) skarn à magnétite, grenat, épidote et amphibole; et (4) skarn à épidote, grenat, amphibole et magnétite. La zone minéralisée du gisement Akasaba se caractérise par la présence de skarns contrastés (skarn à épidote, amphibole et grenat; et skarn à amphibole, épidote et (grenat)) qui se distinguent non seulement par les proportions différentes entre l'épidote et l'amphibole, mais aussi par les compositions différentes des grenats (grossulaire-andradite et grossulaire-almandin-spessartite). Les métasomatites associées aux skarns sont**

représentées par deux types: (1) métasomatites à épidote, amphibole, quartz et calcite avec les proportions variables entre l'épidote et l'amphibole contrôlées par la compositions des protolithes; et (2) métasomatites à microcline et biotite formées exclusivement d'après les pyroclastites intermédiaires.

- 4) Dans l'évolution des skarns d'Akasaba, on peut distinguer tous les stades typiques. La minéralogie de skarns et de métasomatites reflète cette évolution. Les métasomatites à épidote, amphibole, quartz et calcite représentent possiblement des hornfels modifiés durant le stade rétrograde. Les métasomatites à microcline et biotite se forment localement à la fin du stade du métamorphisme de contact. L'assemblage prograde, représenté par le grenat et le clinopyroxène, a subi une forte destruction durant le stade rétrograde (surtout en ce qui concerne le clinopyroxène). L'altération rétrograde se manifeste intensément et se caractérise par la prédominance d'épidote et/ou d'amphibole dans les skarns. La minéralisation métallifère, largement répandue dans les métasomatites et les skarns du secteur Akasaba, est représentée par un assemblage de sulfures usuels (pyrrhotite, pyrite et chalcopryrite) et de magnétite. Les skarns minéralisés du gisement Akasaba se caractérisent par un assemblage minéralogique qui inclut en plus les sulfures de Fe-Ni-Co-Ag-As, les tellures de Bi, Ag, Au et Hg, l'or natif et l'électrum. Cet assemblage complexe est typique des skarns auri-argentifères.
- 5) La déposition de la minéralisation complexe du gisement Akasaba, qui se déroule dans un environnement réducteur, semble être favorisée par un contraste géochimique entre les divers skarns pré-existants. La température de déposition des minéraux d'or est estimée à moins de 300°C tandis que, pour les minéraux d'argent, la température peut varier de 450 à 150°C.
- 6) Une réévaluation de l'origine et de la nature de la minéralisation d'Akasaba permet de diversifier la stratégie d'exploration dans les limites du secteur, en appliquant le modèle de skarn. Une première identification de la minéralisation auri-argentifère du type skarn en Abitibi suggère la pertinence d'une évaluation de certains autres terrains de la sous-province pour ce style de minéralisation.

RÉFÉRENCES

- AGAR, D.R. (1952). Obaska Lake Ltd., Report on operations, July 1950 to Septembre 1952. Rapport interne. Min. Éner. Ress., Québec.
- AHMAD, S.N. et ROSE, A.W. (1980). Fluid inclusions in porphyry and skarn ore at Santa Rita, New Mexico. Econ. Geol., 75, 229-250.
- ALLCOCK, J.B. (1982). Skarn and porphyry copper mineralization at Mines Gaspé, Murdochville, Quebec. Econ. Geol., 77, 971-999.
- BACHE, J.J. (1987). World gold deposits. A geological classification. Elsevier.
- BARNES, H.L. (1979). Solubility of ore minerals. Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, H.L. Barnes, éd., John Wiley & Sons, 404-460.
- BARTON Jr., P. et SKINNER, B.J. (1979). Sulfide mineral stability. Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, H.L. Barnes, éd., John Wiley & Sons, 278-403.
- BARTON, M.D., ILCHIK, R.P. et MARIKOS, M.A. (1991). Metasomatism. Contact Metamorphism, D.M. Kerrick, éd., Reviews in Mineralogy, 26, Miner. Soc. of Amer., 321-350.
- BOGATIKOV, O.A., MICHAÏLOV, N.P. et GONCHAKOVA, V.I., éds. (1981). Classification et nomenclature des roches magmatiques. Nedra, Moscou (en russe).
- BOUCHERT, H. (1934). Über entmischungen im system Cu-Fe-S und ihre bedeutung als «geologische thermometer». Chemie der Erde, 9, 145-172.
- BOYLE, R.W. (1979). The geochemistry of gold and its deposits (together with a chapter on geochemical prospecting for the element). Comm. géol. Can., bull. 280.
- BROOKS, J.W., MEINERT, L.D., KUYPER, B.A. et LANE, M.L. (1990). Petrology and geochemistry of the McCoy gold skarn, Lander County, NV.. The Geology and Ore Deposits of the Great Basin Symposium, April 1-5, 1996., proceed., Geol. Soc. of Nevada, Sparks, Nevada, 419-442.
- BURT, D.M. (1971). Some phase equilibria in the system Ca-Fe-Si-C-O. Geoph. Lab., Carnegie Inst., Year Book 70, Washington, 178-185.
- CHAO, P. et TSAO, R.-L. (1975). Experimental study of the alteration of hedenbergite, diopside, and andradite. Geochimica (en chinois; résumé en angl.), 63-74.
- CHEVREL, R., SERGENT, M. et PRIGENT, J. (1974). Un nouveau sulfure de molybdène: Mo₃S₄. Préparation, propriétés et structure cristalline. Miner. Res. Bull., 9, 1487-1498.
- COOMBS, D.S., KAWASHI, Y., HOUGHTON, B.F., HYDEN, G., PRINGLE, I.J. et WILLIAMS, J.G. (1977). Andradite and andradite-grossular solid solutions in very low-grade regionally metamorphosed rocks in southern New Zealand. Contrib. Miner. Petrol., 63, 229-246.

COX, K.G., BELL, J.D. et PANKHURST, R.J. (1979). The interpretation of igneous rocks. Unwin Hyman Ltd.

CRAIG, J.R. (1967). The Fe-Ni-S system. Violarite stability relations. Geoph. Lab., Carnegie Inst., Year Book 66, Washington, 434-436.

CZAMANSKE, G.K. (1974). The FeS content of sphalerite along the chalcopyrite-pyrite-bornite sulfur fugacity buffer. Econ. Geol., 69, 1328-1334.

DAVIS, D.W. (1991). Age constraints on deposition and provenance of Archean sediments in the southern Abitibi and Pontiac subprovinces from U-Pb analyses of detrital zircons. Abitibi-Grenville transect, Lithoprobe workshop, report 25, 147-150.

DEER, W.A., HOWIE, R.A. et ZUSSMAN, J. (1962). Rock-forming minerals. Vol. 1 à 5., John Wiley & Sons, New York.

DEER, W.A., HOWIE, R.A. et ZUSSMAN, J. (1982). Rock-forming minerals. 2^e édit., Vol. 1 et 2., Longman.

DESBOROUGH, G.A. et CARPENTER, R.H. (1965). Phase relations of pyrrhotite. Econ. Geol., 60, 1431-1450.

DESROCHERS, J.-P., HUBERT, C., LUDDEN, J. et PILOTE, P. (1993). Accretion of Archean oceanic plateau fragments in the Abitibi greenstone belt, Canada. Geology, 21, 451-454.

DESROCHERS, J.-P., HUBERT, C., et PILOTE, P. (1996). Géologie de la région de Val-d'Or - Malartic (Abitibi - Est). Min. Ress. Natur., Québec; ET 96-01.

DIMROTH, E., IMREH, L. et GOULET, N. (1982). Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi belt, Quebec. Part 1. Stratigraphy and paleogeographic model. Can. Jour. of Earth Sciences, 19, 1729-1758.

EINAUDI, M.T., MEINERT, L.D. et NEWBERRY, R.J. (1981). Skarn deposits. Econ. Geol., 75th Anniversary Volume, 317-391.

EINAUDI, M.T. (1982). Introduction: terminology, classification, and composition of skarn deposits. Econ. Geol., 77, 745-754.

EINAUDI, M.T. (1982a). Description of skarns associated with porphyry copper plutons, southwestern North America. Advances in Geology of the Porphyry Copper Deposits, Southwestern North America. S.R. Titley, éd., Univ. of Arizona Press, Tucson, 139-184.

EINAUDI, M.T. (1982b): General features and origin of skarns associated with porphyry copper plutons, southwestern North America. Advances in Geology of the Porphyry Copper Deposits, Southwestern North America. S.R. Titley, éd., Univ. of Arizona Press, Tucson, 185-210.

ELLIOTT, R.P. (1965). Constitution of binary alloys, 1st supplement. McGraw-Hill, New York.

ETTLINGER, A.D. et MEINERT, L.D. (1992). Gold skarn mineralization and fluid evolution in the Nickel Plate deposit, British Columbia. Econ. Geol., 87, 1541-1565.

FISHER, R.V. et SCHMINCKE, H.-U. (1984). Pyroclastic rocks. Springer-Verlag.

GAMBLE, R.P. (1976). The sulfidation of andradite and hedenbergite, and the formation of skarn sulfides. Abst. with Progr., 8, Geol. Soc. Amer., 879.

GATHER B. et BLACHNIK, R. (1974). The gold-bismuth-tellurium system. Zie Metallkunde, 65, 653-656.

GAUTHIER, N., ROCHELEAU, M., KELLY, D. et GAGNON, Y. (1990). Controls of the distribution of gold mineralization within the Cadillac Tectonic Zone, Rouyn - Beauchastel segment, Abitibi Belt, Québec. La ceinture polymétallique du nord-ouest québécois. M. Rive, P. Verpaest, Y. Gagnon, J. Lulin, M. Riverin et J. Simard, coord. scien., Inst. can. des Mines et de la Métallurgie; vol. spéc. 43, 185-198.

GILBERT, M.C. (1966). Synthesis and stability relations of the hornblende ferropargasite. Amer. Jour. of Sciences, 264, 298-342.

GILBERT, M. (1996a). Rapport des travaux de décapage, automne 1994. Projet Akasaba. Rapport interne, Cambior Inc.

GILBERT, M. (1996b). Rapport des travaux de sondage, automne 1994 / janvier 1995. Vol. 1/2. Projet Akasaba. Rapport interne, Cambior Inc.

GORDON, T.M. et GREENWOOD, H.J. (1971). The stability of grossularite in $H_2O - CO_2$ mixtures. Amer. Miner., 56, 1674-1688.

GRONVOLD, F. et HARALDSEN, H. (1952). On the phase relations of synthetic and natural pyrrhotite ($Fe_{1-x}S$). Acta Chem. Scand., 6, 1452-1469.

GUSTAFSON, W.I. (1974). The stability of andradite, hedenbergite, and related minerals in the system Ca-Fe-Si-O-H. Jour. of Petrol., 15, 455-496.

HANES, J.A., ARCHIBALD, D.A., HODGSON, C.J. et ROBERT, F. (1992). Dating of Archean auriferous quartz vein deposits in the Abitibi greenstone belt, Canada: $^{40}Ar/^{39}Ar$ evidence for a 70 to 100 m.y. time gap between plutonism-metamorphism and mineralisation. Econ. Geol., 87, 1849-1861.

HANSEN, M. and ANDERKO, K. (1958). Constitution of binary alloys. McGraw-Hill, New York.

HANSON, R.B., SORENSEN, S.S., BARTON, M.D. et FISKE, R.S. (1993). Long-term evolution of fluid-rock interactions in magmatic arcs: evidence from the Ruffer Range pendant, Sierra Nevada, California; and numerical modelling. Jour. of Petrol., 34, 23-62.

HASKIN, L.A. (1979). On rare-earth element behaviour in igneous rocks. Origin and distribution of the elements. Second Symposium, Physics and Chemistry of the Earth, 11, L.H. Athens, éd., University of Cape town, South Africa, 175-190.

HAWLEY, J.E., COLGROVE, G.L. et ZURBRIGG, H.F. (1943). The Fe-Ni-S system. Econ. Geol., 38, 335-388.

HENLEY, R.W. (1973). Solubility of gold in hydrothermal chloride solutions. Chem. Geol., 11, 73-87.

HOCQ, M. et VERPAELST, P. (1994). Les sous-provinces de l'Abitibi et du Pontiac. Géologie du Québec, C. Dubé, éd., 21-37.

IMREH, L. (1984). Sillon de la Motte-Vassan et son avant-pays méridional: synthèse volcanologique, lithostratigraphique et gîtologique. Min. Éner. Ress., Québec; MM 82-04.

IMREH, L. (1990). Cartes préliminaires au 1:15 840 de l'Abitibi-Est méridional. Min. Éner. Ress., Québec; MB 90-36.

JEMIELITA, R.A., DAVIS, D.W. et KROGH, T.E. (1990). U/Pb evidence for Abitibi gold mineralization postdating greenstone magmatism and metamorphism. Nature, 346, 831-834.

KEITH, T.E.C., MUFFLER, L.J.P. et CREMER, M. (1968). Hydrothermal epidote formed in the Salton Sea hydrothermal system, California. Amer. Miner., 53, 1635-1644.

KITAMURA, K. (1975). Al-Fe partitioning between garnet and epidote from contact metasomatic copper deposit of the Chichibu mine, Japan. Econ. Geol., 70, 725-738.

KORZHINSKII, D.S. (1957). Bases physico-chimiques de l'analyse des paragenèse de minéraux. BRGM, Paris.

KORZHINSKII, D.S. (1970). Theory of metasomatic zoning. Oxford University Press, London.

KRACEK, F.C., KASADA, C.J. et CABRI, L.J. (1966). Phase relations in the system silver-tellurium. Amer. Miner., 51, 14-28.

KULLERUD, G., DOE, B.R., BUSECK, P.R. et TRÖFTEN, P.F. (1963). Heating experiments on monoclinic pyrrhotites. Geoph. Lab., Carnegie Inst., Year Book 62, Washington, 210-213.

KULLERUD, G. (1970): Sulfide phase relations. Miner. Soc. of Amer., spec. paper 3, 199-210.

KWAK, T.A.P. (1994). Hydrothermal alteration in carbonate-replacement deposits; ore skarns and distal equivalents. Alteration and Alteration Processes Associated with Ore-Forming Systems, Short course notes, vol. 11. D.R. Lentz, éd., Ass. geol. Can., 381-402.

LAMBERT, G. (1995). Rapport d'interprétation de levés électromagnétiques Pulse EM en forage. Cambior Inc., propriété Akasaba. Projet 911, NTS 32C / 4. Rapport interne.

LATULIPPE, M. (1966). The relationship of mineralization to Precambrian stratigraphy in certain mining areas of Ontario and Québec. Ass. geol. Can., spec. paper 3, 21-41.

LEBEL, J. (1987). Description du gîte d'or Akasaba, Abitibi, Québec. Mémoire de maîtrise, École Polytechnique de Montréal.

LHOTKA, P.G. et NESBITT, B.E. (1990). Relationships of calc-silicate rocks to gold mineralization in the Lupin deposit, W.N.T., Canada. Gold '90 Symposium, Salt Lake City, Utah, February 26 to March 11, 1990, proceed., D.M. Hausen, D.N. Halbe, E.U. Petersen et W.J. Tafuri, eds., Soc. for Mining, Metallurgy and Explor. Inc., Littleton, Colorado, 123-134.

LIU, G.J. (1973). Synthesis and stability relations of epidote, $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{FeSi}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$. Jour. of Petrol., 14, 381-413.

LOOMIS, A.A. (1966). Contact metamorphic reactions and processes in the Mt. Tallac roof remnant, Sierra Nevada, California. Jour. of Petrol., 7, 221-245.

LUDDEN, J., GELINAS, L. et TRUDEL, P. (1982). Archean metavolcanics from Rouyn-Noranda district, Abitibi greenstone belt, Quebec. 2. Mobility of trace elements and petrogenetic constraints. Can. Jour. of Earth Sciences, 19, 2276-2287.

LUDDEN, J., DAIGNEAULT, P., ROBERT, F. et TAYLOR, R.P. (1984). Trace element mobility in alteration zones associated with Archean Au lode deposits. Econ. Geol., 79, 1131-1141.

M.E.R. (1977). Carte de compilation géoscientifique (1:10 000). Min. Éner. Ress., Québec, série CG: 32C / 04-0104

M.E.R. (1988). Options Val-d'Or. Groupe Gallahan (Bourlamaque), PN 40, NTS C-4. Campagne de forage, février - mars 1988. Falconbridge Ltée. Min. Éner. Ress., Québec, microfiche GM 47328-P.

M.E.R. (1995). Carte du champ magnétique total résiduel 1:20 000. 32C 04 - 200 - 0102. Min. Éner. Ress., Québec.

MANDZIUK, Z.L. et SKOTT, S.D. (1975). Synthesis, stability, and phase relations of argentian pentlandite, $(\text{Fe,Ni})_{8-x}\text{Ag}_{1-x}\text{S}_8$ in the system Ag-Fe-Ni-S. Abst. with Progr., 7, Geol. Soc. of Amer., 1187.

MARQUIS, R. et GIOVENAZZO, D. (1981). Rapport préliminaire, levé géologique et structural, campagne 81. Rapport interne, SOQUEM.

McPHIE, J., DOYLE, M., ALLEN, R. (1993). Volcanic textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. Univ. of Tasmania.

MEINERT, L.D. (1984). Mineralogy and petrology of iron skarns in Western British Columbia, Canada. Econ. Geol., 79, 869-882.

MEINERT, L.D. (1986). Gold in skarns of Whitehorse copper belt, southern Yukon. Yukon Geology, Volume 1: Whitehorse, Yukon Territory, Canada, Bur. Indian Northern Affairs, Explor. Geol. Services Div., 19-43.

MEINERT, L.D. (1989). Gold skarn deposits - geology and exploration criteria. The Geology of Gold Deposits: the Perspective in 1988, R.R. Keays, W.R.H. Ramsay et D.I. Groves, eds., 537-552.

MEINERT, L.D. (1992). Skarns and skarn deposits. Geoscience Can., vol. 19, no.4, 145-162.

MEINERT, L.D. (1993). Igneous petrogenesis and skarn deposits. Mineral Deposit Modelling, R.V. Kirkham, W.D. Sinclair, R.I. Thorpe et J.M. Duke, éds., Ass. geol. Can., spec. paper 40, 569-584.

MEINERT, L.D. (1995). Compositional variations of igneous rocks associated with skarn deposits - chemical evidence for genetic connection between petrogenesis and mineralization. Magma, Fluids, and Ore Deposits, Short course series, vol. 23, J.F.H. Tompson, éd., Ass. miner. Can., 401-418.

MOH, G.H. (1975). Tin-containing mineral systems. Part. II. Phase relations and mineral assemblages in the Cu-Fe-Zn-Sn-S system. Chemie der Erde, 34, 1-61.

MORASSE, S., WASTENEYS, H.A., CORMIER, M., HELMSTAEDT, H. et MASON, R. (1993). La mine d'or Kiena: minéralisation magmatique hydrothermal kénoréenne précoce dans la ceinture minérale de Val-d'Or, sud-est de l'Abitibi. Min. Éner. Ress., Québec; DV93-03, 67-71.

MUELLER, A.G. (1988). Archean gold-silver deposits with prominent calc-silicate alteration in Southern Cross greenstone belt, Western Australia: analogues of Phanerozoic skarn deposits. Advances in Understanding Precambrian Gold Deposits, vol. II. S.E. Ho et D.I. Groves, éds., Univ. of Western Australia, publ. 12, 142-163.

MUELLER, A.G. (1990). Archean gold-silver and copper-gold deposits in the the Yilgarn block, Western Australia: greenstone-hosted and shear-zone-controlled skarns. Gold '90 Symposium, Salt Lake City, Utah, February, 26 to March, 11, 1990, proceed., D.M. Hausen, D.N. Halbe, E.U. Petersen et W.J. Tafuri, éds., Soc. for Mining, Metallurgy and Explor. Inc., Littleton, Colorado, 113-122.

OLIMPIO, J.C. et ANDERSON, D.E. (1978). The relationship between chemical and textural (optical) zoning in metamorphic garnets, South Morar, Scotland. Amer. Miner., 63, 677-689.

OUCHAKOV, O.P., CHATOV, V.V. et BÉLAYEV, G.M. (1981). Méthodes de l'étude des roches hydrothermales et métasomatiques. Nedra, Moscou (en russe).

PETROV, V.P., BOGATIKOV, O.A. et PETROVA, R.P. (1981). Dictionnaire pétrographique. Nedra, Moscou (en russe).

PILOTE, P., COUTURE, J.-F., DESROCHERS, J.-P., MACHADO, N. et PELZ, P. (1993). Minéralisations aurifères multiphasées dans la région de Val-d'Or: l'exemple de la mine Norlartic. Min. Éner. Ress., Québec; DV 93-03, 61-66.

POLDERVAART, A. et HESS, H.H. (1951). Pyroxenes in the cristallization of basaltic magma. Jour. of Geol., 54, 472.

RAMDOHR, P. (1980). The ore minerals and their intergrowths. Vol. 2., Pergamon Press.

RAY, G.E., DAWSON, G.L. et SIMPSON, R. (1988). Geology, geochemistry and metallogenic zoning in the Hedley gold-silver camp. British Columbia Min. of Ener., Mines and Petrol. Resources, Geol. Fieldwork, 1987; paper 1988-1, 59-80.

RICHARD, L.R. (1995). Minpet for Windows. Version 2.0. Reference manuel. Minpet Geological Software, Quebec.

ROBERT, F. (1983). Étude du mode de mise en place des veines aurifères de la mine Sigma, Val-d'Or, Québec. Thèse de doctorat, École Polytechnique de Montréal.

ROBERT, F. (1989). Internal structure of the Cadillac Tectonic Zone southeast of Val-d'Or, Abitibi greenstone belt, Quebec. Can. Jour. of Earth Sciences, 26, 2661-2675.

ROMBERGER, S.B. (1990). Transport and deposition of gold in hydrothermal systems. Greenstone Gold and Crustal Evolution, F. Robert, P.A. Sheahan et S.B. Green, eds., Assoc. géol. Can., 61-66.

ROSE, A.W. et BURT, D.M. (1979). Hydrothermal alteration. Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, H.L. Barnes, éd., John Wiley & Sons, 171-235.

RUNDQUIST, D.V. (1986). Critères géologiques d'évaluation des territoires pour les minéraux utiles solides. Nedra, Léninegrad (en russe).

SAGAX GÉOPHYSIQUE (1994). Rapport sur un levé de polarisation provoquée effectué par SAGAX Géophysique Inc. dans le cadre du projet Akasaba (911). Canton de Louvicourt, SNRC 32C / 4. Rapport interne.

SAUVÉ, P. (1984). Géologie de la mine Bevcon, Val-d'Or, Québec. IREM, projet G83-21, 1^{er} rapport, Min. Éner. Ress., Québec.

SAUVÉ, P. (1985). Géologie de la mine d'or Akasaba, Val-d'Or, Québec. IREM, projet P83-21, 12^{ème} rapport, Min. Éner. Ress., Québec.

SAUVÉ, P., IMREH, L. et TRUDEL, P. (1993). Description des gîtes d'or de la région de Val-d'Or. Min. Éner. Ress., Québec.; MM 91-03.

SEKI, Y. (1972). Lower grade stability limit of epidote in the light of natural occurrences. Jour. Geoch. Cosmoch. Japan, 78, 405-413.

SEWARD, T.M. (1973). Thiocomplexes of gold and the transport of gold in hydrothermal solutions. Geochim. Cosmochim. Acta, 37, 379-399.

SEWARD, T.M. (1984). The transport and deposition of gold in hydrothermal systems. Gold '82: The Geology, Geochemistry and Genesis of Gold Deposits, Proceed. of the symposium Gold '82, R.P. Foster, éd., Inst. of Mining Research, Univ. of Zimbabwe, spec. publ. 1, A.A. Balkema, Rotterdam, 165-181.

SHARPE, J.I. (1968). Canton de Louvicourt. Min. Rich. Natur., Québec, R.G., 135.

SHUNK, F.A. (1969). Constitution of binary alloys. McGraw-Hill, New York.

SMIRNOV, V.I. (1976). Skarn deposits. Geology of Mineral Deposits, MIR Publ., Moscow, 156-188.

SMIRNOV, V.I., GINSBURG, A.I., GRIGORIEV, V.M. et YAKOVLEV, G.F. (1981). Cours de gisements métallifères. Nedra, Moscou (en russe).

SOLER, A., DELGADO, J., CARDELLAH, E. et AYORA, C. (1991). The role of metasomatic fluids in gold-bearing skarns (Pyrenees). Source, Transport and Deposition of Metals. Proceed. of 25 Year SGA Anniversary Meeting, Nancy, 30 August - 3 September 1991. M. Pagel et J.L. Leroy, eds., A.A. Balkema, 135-138.

TANER, M.F. (1996). The East Sullivan stock and its gold-copper potential, Val d'Or, Quebec, Canada. Explor. Mining. Geol., vol. 5, no. 1, 45-60.

TAYLOR, B.E. et LIOU, J.G. (1978). The low-temperature stability of andradite in C-O-H fluids. Amer. Miner., 63, 378-393.

TAYLOR, S.R. et McLENNAN, S.M. (1985). The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Oxford.

TOULMIN, P., III and BARTON Jr., P.B. (1964). A thermodynamic study of pyrite and pyrrhotite. Geochim. Cosmochim. Acta, 28, 641-671.

TRACY, R.J. et FROST, B.R. (1991). Phase equilibria and thermobarometry of calcareous, ultramafic and mafic rocks, and iron formations. Contact Metamorphism, D.M. Kerrick, éd., Reviews in Mineralogy, 26, Miner. Soc. of Amer., 207-290.

TRUDEL, P. (1981). Étude des anomalies lithogéochimiques et biogéochimiques associées à dix gisements d'or de l'Abitibi. Rapport interne, SOQUEM.

VENERANDI PIRRI, I. (1986). Polymetallic Fe, Cu, Ni, As, Sb, Pb, Zn, Ag, U, Mo, W paragenesis in the ore deposit of Traversella (Ivrea, NW Italy). Mineral Paragenesis, J.R. Craig et al., eds., Theophrastus, Athens, 159-178.

VLASSOV, G.M. (1978). Quelques aspects de l'étude de l'altération hydrothermale. Formations d'altération hydrothermale et leur relations avec le minerai, Vladivostok (en russe), 5-27.

Von GEHLEN, K. (1963). Pyrrhotite phase relations at low temperature. Geoph. Lab., Carnegie inst., Year Book 62, Washington, 213-214.

WANG, L. (1988). Petrography, geochemistry and stratigraphy of the Nevoria gold mine, Western Australia. Advances in Understanding Precambrian Gold Deposits, vol. II, S.E. Ho et D.I. Groves, eds., Univ. of West. Australia, publ. 12, 131-140.

WINKLER, H. G. F. (1965). La genèse des roches métamorphiques. Ophrus, Springer-Verlag.

WONG, L., DAVIS, D.W., KROGH, T.E. et ROBERT, F. (1991). U-Pb zircon and rutile chronology of Archean greenstone formation and gold mineralization in the Val-d'Or region, Québec. Earth and Planet. Sciences Letters, 104, 325-336.

YARDLEY, B. W. D. (1989). An introduction to metamorphic petrology. Longman Earth Science Series.

YUND, R.A. et KULLERUD, G. (1966). Thermal stability of assemblages in the Cu-Fe-S system. Jour. of petrol., 7, 454-488.

ZHARIKOV, A. (1970). Skarns. Internat. Geol. Rev., 12, 541-559, 619-647, 760-775.

ZWENG, P.L., MORTENSEN, J.K. et DALRYMPLE, G.B. (1993). Thermochronology of the Camio gold deposit, Malartic, Quebec: implications for magmatic underplating and the formation of gold-bearing quartz veins. Econ. Geol., 88, 1700-1721.

ANNEXES

ANNEXE A.

Données géochimiques du secteur Akasaba.

Note: Les numéros d'échantillons donnés en caractères gras représentent nos analyses. Les numéros d'échantillons avec astérisque représentent les analyses tirées de Desrochers et al. (1996).

ANNEXE A1. Données géochimiques pour les basaltes (début).

Échantillon	1-1	15-88	057	058	075	116022	116036	116434	116444
Localisation	one A, p.o.1	475-81-15	AK94-12	AK94-12	AK95-13	AK94-01	AK94-02	AK94-04	AK94-04
Profondeur, m		86.00	96.00- 98.00	125.00- 128.00	392.00- 396.00	512.00- 515.00	418.00- 421.00	458.00- 460.00	614.00- 616.00
Variété	Basalte cousiné	Basalte cousiné	Basalte massif	Basalte massif	Basalte cousiné avec SF	Basalte cousiné	Basalte massif	Basalte cousiné avec SF	Basalte massif
Éléments majeurs (%)									
SiO ₂	50.57	50.32	49.08	49.48	48.29	49.49	48.74	51.87	45.38
TiO ₂	0.98	0.99	1.00	0.99	1.58	1.89	0.73	1.65	0.94
Al ₂ O ₃	16.95	17.33	15.25	14.80	13.43	14.38	15.09	13.51	14.71
Fe ₂ O ₃ t	12.77	9.81	10.42	9.77	14.01	12.74	11.04	14.60	11.44
FeO	-	6.47	-	-	-	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃	-	2.42	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0.21	0.16	0.23	0.22	0.23	0.17	0.19	0.24	0.17
MgO	4.86	5.93	5.39	3.82	4.78	4.64	6.17	4.15	6.82
CaO	10.88	10.62	10.40	12.24	9.33	11.40	12.46	9.23	11.41
Na ₂ O	2.80	3.59	2.11	1.72	3.08	2.82	2.25	3.60	1.68
K ₂ O	0.19	0.54	0.18	0.32	0.53	0.32	0.57	0.30	0.58
P ₂ O ₅	0.04	0.06	0.03	0.16	0.13	0.13	0.02	0.15	0.07
PAF	0.42	1.81	5.01	5.91	3.58	1.19	1.58	1.09	5.7
Total	100.67	100.96	99.10	99.43	98.97	99.17	98.84	100.39	98.90
Éléments en traces (ppm)									
Ba	88	118	88	88	46	45	80	13	43
Co	31	48	-	-	-	-	-	-	-
Cr	462	474	355	353	103	121	505	104	348
Ni	111	205	-	-	-	-	-	-	-
V	301	300	-	-	-	-	-	-	-
Sc	45	45	-	-	-	-	-	-	-
Cu	43	41	136	100	193	37	171	35	-
Zn	113	108	61	64	120	37	18	42	-
Pb	-	2	-	-	-	-	-	-	-
Mo	-	1	-	-	-	-	-	-	-
Rb	-	16	-	-	-	-	-	-	-
Sr	-	132	62	50	129	80	77	77	51
Zr	-	42	53	55	78	88	36	23	-
Y	-	22	17	17	23	25	14	42	-
Ga	-	16	-	-	-	-	-	-	-
Nb	-	4	-	-	-	-	-	-	-
Th	-	4	-	-	-	-	-	-	-
U	-	6	-	-	-	-	-	-	-
As	-	48	-	-	-	-	-	-	-
Sb	-	5	-	-	-	-	-	-	-
Sn	-	<1	-	-	-	-	-	-	-
Ag	-	<0.4	<0.1	<0.1	0.4	<0.1	0.3	<0.1	-
Au (ppb)	-	8	6	<5	6	8	11	7	-
La	-	2.65	-	-	-	-	-	-	-
Ce	-	6.40	-	-	-	-	-	-	-
Nd	-	5.40	-	-	-	-	-	-	-
Sm	-	2.02	-	-	-	-	-	-	-
Eu	-	0.75	-	-	-	-	-	-	-
Tb	-	0.54	-	-	-	-	-	-	-
Dy	-	3.08	-	-	-	-	-	-	-
Ho	-	0.69	-	-	-	-	-	-	-
Tm	-	0.25	-	-	-	-	-	-	-
Yb	-	1.88	-	-	-	-	-	-	-
Lu	-	0.32	-	-	-	-	-	-	-
Na ₂ O / K ₂ O	14.74	6.65	11.72	5.38	5.81	8.81	3.95	12.00	2.90
af	0.96	1.12	0.96	1.09	0.71	0.83	0.88	0.72	0.81
Kf	0.72	0.62	0.66	0.72	0.75	0.73	0.64	0.78	0.63
K ₂ O / TiO ₂	0.19	0.55	0.18	0.32	0.34	0.17	0.78	0.18	0.62
TiO ₂ *100 / Zr	-	2.36	1.89	1.80	2.03	2.15	2.03	7.17	-
Y / Zr	-	0.52	0.32	0.31	0.29	0.28	0.39	1.83	-
Nb / Y	-	0.18	-	-	-	-	-	-	-

ANNEXE A1. Données géochimiques pour les basaltes (fin).

Échantillon	116684	1853	1565*	1573*	2043*	2048-E*	2058*	3121*	91-3146*
Localisation	AK94-06	475-81-16	----- Le Bloc Sud (au sud-ouest de la ville de Val-d'Or) -----						
Profondeur, m	642.00- 645.00	222.50- 228.50							
Variété	Basalte cousiné	Basalte massif							
Éléments majeurs (%)									
SiO ₂	49.08	44.85	48.50	46.50	49.10	48.20	52.90	52.10	52.10
TiO ₂	0.85	1.33	0.70	0.82	0.85	1.09	0.70	0.48	0.79
Al ₂ O ₃	16.41	13.20	17.20	18.90	17.60	17.50	16.90	14.90	13.40
Fe ₂ O ₃ t	10.54	10.17	9.71	9.32	8.86	10.80	8.01	12.50	14.90
FeO	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0.18	0.12	0.20	0.16	0.17	0.15	0.14	0.17	0.24
MgO	4.44	5.67	7.32	6.98	7.47	6.32	7.64	7.50	5.88
CaO	11.76	10.09	8.24	9.06	10.60	10.90	8.09	8.26	6.98
Na ₂ O	3.83	2.15	2.10	2.31	2.14	1.66	1.27	0.83	2.13
K ₂ O	0.25	1.20	0.15	0.03	0.16	0.17	0.69	0.17	0.04
P ₂ O ₅	0.03	0.09	0.04	0.06	0.06	0.08	0.08	0.03	0.06
PAF	2.65	9.70	5.28	0.29	1.90	2.03	3.13	3.35	2.66
Total	100.02	98.57	99.44	100.33	98.71	98.90	99.55	100.15	91.8
Éléments en traces (ppm)									
Ba	19	77	52	39	70	46	151	14	20
Co	-	-	37	32	35	35	30	49	49
Cr	450	312	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	111	66	142	56	89	93	90
V	-	-	214	225	162	244	188	244	352
Sc	-	-	35	29	35	35	38	66	69
Cu	17	99	90	55	46	48	64	15	139
Zn	17	52	123	69	63	83	79	78	122
Pb	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mo	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Rb	-	-	5	3	5	5	20	3	3
Sr	146	69	130	120	200	190	170	70	36
Zr	51	58	56	76	59	72	71	38	69
Y	17	26	18	21	20	22	19	24	38
Ga	-	-	12	16	13	19	16	12	15
Nb	-	-	<3	4	3	3	4	3	4
Th	-	-	-	-	-	-	-	-	-
U	-	-	-	-	-	-	-	-	-
As	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sb	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sn	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ag	<0,1	<0,1	-	-	-	-	-	-	-
Au	94	13	-	-	-	-	-	-	-
La	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ce	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Nd	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sm	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Eu	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Tb	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Dy	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ho	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Tm	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Lu	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Na ₂ O / K ₂ O	15.32	1.79	14.00	77.00	13.36	9.76	1.84	4.88	53.25
af	1.10	0.83	1.01	1.16	1.08	1.02	1.08	0.75	0.64
Kf	0.70	0.64	0.57	0.57	0.54	0.63	0.51	0.63	0.72
K ₂ O / TiO ₂	0.29	-	0.21	0.04	0.25	0.16	0.99	0.35	0.05
TiO ₂ *100 / Zr	1.67	2.29	1.25	1.08	1.10	1.51	0.99	1.26	1.14
Y / Zr	0.33	0.45	0.32	0.28	0.34	0.31	0.27	0.63	0.55
Nb / Y	-	-	0.16	0.19	0.15	0.14	0.21	0.13	0.11

ANNEXE A2. Données géochimiques pour les pyroclastites (début).

Échantillon	5-15	9-1	070	116431	116681	1517	10-156.7	116015
Localisation	one B, p.o.5	p.o.9	AK95-13	AK94-04	AK94-06	475-81-10	475-82-19	AK94-01
Profondeur,m			219.00- 221.00	408.00- 410.00	549.00- 552.00	198.50- 202.20	156.7	355.00- 358.00
Variété	Tuf malique avec SF	Tuf malique avec SF	Tuf malique	Tuf malique	Tuf malique biotisé.	Tuf malique	Tuf intermed.	Tuf intermed.
Éléments majeurs (%)								
SiO ₂	49.93	41.90	47.94	49.27	48.88	46.26	58.20	61.42
TiO ₂	1.28	0.86	0.40	0.40	0.42	0.97	0.45	0.44
Al ₂ O ₃	13.14	12.41	15.67	17.00	14.86	14.69	22.15	18.52
Fe ₂ O ₃ t	17.60	22.23	13.60	14.55	17.76	10.36	3.76	4.27
FeO	-	13.31	-	-	-	-	1.47	-
Fe ₂ O ₃	-	7.74	-	-	-	-	2.12	-
MnO	0.27	0.22	0.36	0.33	0.40	0.21	0.05	0.05
MgO	4.63	6.16	3.78	4.05	4.83	4.25	2.05	1.37
CaO	10.53	13.42	7.92	7.77	5.85	14.03	8.33	5.48
Na ₂ O	2.51	1.56	1.25	2.57	1.36	1.65	3.61	5.12
K ₂ O	0.57	0.94	0.67	0.98	2.81	0.56	1.33	0.89
P ₂ O ₅	0.10	0.05	0.05	0.07	0.08	0.10	0.08	0.13
PAF	0.00	0.77	7.20	2.51	2.46	5.62	0.4	1.42
Total	100.56	100.52	98.84	99.50	99.71	98.60	100.41	99.11
Éléments en traces (ppm)								
Ba	152	119	106	113	269	73	354	118
Co	33	45	-	-	-	-	17	-
Cr	26	271	55	90	96	285	<15	125
Ni	14	168	-	-	-	-	7	-
V	344	325	-	-	-	-	100	-
Sc	44	40	-	-	-	-	12	-
Cu	194	380	31	81	87	19	21	72
Zn	111	145	81	64	53	56	65	33
Pb	-	4	-	-	-	-	<1	-
Mo	-	2	-	-	-	-	2	-
Rb	-	5	-	-	-	-	36	-
Sr	-	49	78	46	185	158	178	117
Zr	-	27	76	84	74	71	86	154
Y	-	19	14	16	16	24	16	21
Ga	-	18	-	-	-	-	19	-
Nb	-	3	-	-	-	-	6	-
Th	-	10	-	-	-	-	<1	-
U	-	9	-	-	-	-	5	-
As	-	10	-	-	-	-	4	-
Sb	-	2	-	-	-	-	4	-
Sn	-	<1	-	-	-	-	<1	-
Ag	-	<0.6	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	-	<0.1
Au (ppb)	-	25	4	6	9	8	-	10
Éléments en traces (ppb)								
La	-	0.47	-	-	-	-	6.45	-
Ce	-	0.50	-	-	-	-	15.10	-
Nd	-	1.30	-	-	-	-	8.40	-
Sm	-	0.74	-	-	-	-	2.08	-
Eu	-	0.28	-	-	-	-	0.73	-
Tb	-	0.30	-	-	-	-	0.36	-
Dy	-	2.15	-	-	-	-	2.25	-
Ho	-	0.51	-	-	-	-	0.53	-
Tm	-	0.22	-	-	-	-	0.21	-
Yb	-	1.77	-	-	-	-	1.61	-
Lu	-	0.31	-	-	-	-	0.29	-
Na ₂ O / K ₂ O	4.40	2.50	1.92	3.55	4.17	2.21	2.71	5.75
al'	0.59	0.44	0.90	0.91	0.66	1.00	3.81	3.28
KI	0.79	0.78	0.78	0.78	0.79	0.71	0.65	0.76
K ₂ O / TiO ₂	0.45	1.09	1.68	2.45	6.69	0.58	2.96	2.02
TiO ₂ *100 / Zr	-	3.19	0.53	0.48	0.57	1.37	0.52	0.29
Y / Zr	-	0.70	0.18	0.19	0.22	0.34	0.19	0.14
Nb / Y	-	0.16	-	-	-	-	0.38	-

ANNEXE A2. Données géochimiques pour les pyroclastites (suite).

Échantillon	1755	1757	1758	1816	116697	116698
Localisation	475-82-19	475-82-19	475-82-19	475-81-18	AK94-11	AK94-11
Profondeur,m	155.60-	160.00-	161.90-	124.00-	74.00-	102.50-
	158.50	161.90	168.00	130.70	77.00	104.50
Variété	Tuf	Tuf	Tuf	Tuf	Paratufite	Paratufite
	intermed.	intermed.	intermed.	intermed. avec SF		
Éléments majeurs (%)						
SiO ₂	58.47	57.58	57.81	55.25	56.37	55.16
TiO ₂	0.49	0.58	0.45	0.43	0.63	0.66
Al ₂ O ₃	19.69	20.30	19.00	16.55	17.22	18.3
Fe ₂ O ₃ t	4.71	4.69	6.33	9.24	6.88	7.1
FeO	-	-	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-
MnO	0.06	0.06	0.07	0.24	0.10	0.14
MgO	1.98	1.90	2.26	3.67	3.12	4.38
CaO	7.77	7.89	7.56	6.20	6.51	3.77
Na ₂ O	5.27	4.25	3.89	3.75	3.59	4.46
K ₂ O	0.28	1.01	0.94	0.38	0.38	1.34
P ₂ O ₅	0.09	0.12	0.08	0.08	0.08	0.12
PAF	1.67	1.69	1.94	2.84	4.13	4.2
Total	100.48	100.07	100.11	98.61	99.05	99.71
Éléments en traces (ppm)						
Ba	117	315	225	145	100	490
Co	-	-	-	-	-	-
Cr	177	162	187	146	134	111
Ni	-	-	-	-	-	-
V	-	-	-	-	-	-
Sc	-	-	-	-	-	-
Cu	29	43	125	106	69	48
Zn	31	29	31	49	85	56
Pb	-	-	-	-	-	-
Mo	-	-	-	-	-	-
Rb	-	-	-	-	-	-
Sr	162	183	157	155	165	96
Zr	99	85	86	88	118	121
Y	22	18	18	15	25	26
Ga	-	-	-	-	-	-
Nb	-	-	-	-	-	-
Th	-	-	-	-	-	-
U	-	-	-	-	-	-
As	-	-	-	-	-	-
Sb	-	-	-	-	-	-
Sn	-	-	-	-	-	-
Ag	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Au (ppb)	98	46	39	12	<5	<5
La	-	-	-	-	-	-
Ce	-	-	-	-	-	-
Nd	-	-	-	-	-	-
Sm	-	-	-	-	-	-
Eu	-	-	-	-	-	-
Tb	-	-	-	-	-	-
Dy	-	-	-	-	-	-
Ho	-	-	-	-	-	-
Tm	-	-	-	-	-	-
Yb	-	-	-	-	-	-
Lu	-	-	-	-	-	-
Na ₂ O / K ₂ O	18.82	4.21	4.14	9.87	9.45	3.33
al	2.94	3.08	2.21	1.28	1.72	11.17
Kf	0.70	0.71	0.74	0.72	0.69	0.03
K ₂ O / TiO ₂	0.57	1.74	2.09	0.88	0.60	2.03
TiO ₂ *100 / Zr	0.49	0.68	0.52	0.49	0.53	0.55
Y / Zr	0.22	0.21	0.21	0.17	-	-
Nb / Y	-	-	-	-	-	-

ANNEXE A2. Données géochimiques pour les pyroclastites (fin).

Echantillon	116012	116016	116657	1820	1765	1852
Localisation	AK94-01	AK94-01	AK94-06	475-81-10	475-82-20	475-81-16
Profondeur,m	291.00-	363.00-	444.00-	210.40-	51.40-	219.20-
	293.00	364.00	446.00	211.50	53.60	222.50
Variété	Tuf	Tuf	Tuf	Tuf	Tuf	Tuf
	felsique	felsique	felsique	felsique	felsique	felsique
	avec SF					
Éléments majeurs (%)						
SiO ₂	75.88	77.51	66.57	79.79	75.36	74.17
TiO ₂	0.30	0.28	0.28	0.26	0.31	0.34
Al ₂ O ₃	10.87	9.83	15.02	8.74	10.06	11.81
Fe ₂ O ₃ t	2.01	2.36	3.36	2.06	2.37	2.80
FeO	-	-	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-
MnO	0.03	0.03	0.05	0.03	0.04	0.04
MgO	0.39	0.41	0.91	0.54	0.49	0.68
CaO	3.22	2.56	3.87	2.54	3.73	3.00
Na ₂ O	4.16	4.06	6.75	2.92	2.16	4.26
K ₂ O	0.72	0.61	0.24	0.80	2.50	1.32
P ₂ O ₅	0.06	0.11	0.12	0.07	0.06	0.08
PAF	1.68	1.14	2.36	1.77	3.01	1.04
Total	99.31	98.90	99.53	99.52	100.09	99.54
Éléments en traces (ppm)						
Ba	79	48	50	198	137	236
Co	-	-	-	-	-	-
Cr	219	311	138	248	208	242
Ni	-	-	-	-	-	-
V	-	-	-	-	-	-
Sc	-	-	-	-	-	-
Cu	141	140	-	23	64	52
Zn	24	21	-	19	19	18
Pb	-	-	-	-	-	-
Mo	-	-	-	-	-	-
Rb	-	-	-	-	-	-
Sr	31	15	58	59	48	66
Zr	109	139	-	96	117	111
Y	18	21	-	11	15	18
Ga	-	-	-	-	-	-
Nb	-	-	-	-	-	-
Th	-	-	-	-	-	-
U	-	-	-	-	-	-
As	-	-	-	-	-	-
Sb	-	-	-	-	-	-
Sn	-	-	-	-	-	-
Ag	0.2	0.3	-	<0,1	<0,1	0.1
Au (ppb)	1478	82	-	8	32	56
La	-	-	-	-	-	-
Ce	-	-	-	-	-	-
Nd	-	-	-	-	-	-
Sm	-	-	-	-	-	-
Eu	-	-	-	-	-	-
Tb	-	-	-	-	-	-
Dy	-	-	-	-	-	-
Ho	-	-	-	-	-	-
Tm	-	-	-	-	-	-
Yb	-	-	-	-	-	-
Lu	-	-	-	-	-	-
Na ₂ O / K ₂ O	5.78	6.66	28.13	3.65	0.86	3.23
al ⁺	4.53	3.55	3.52	3.36	3.52	3.39
KI	0.84	0.85	0.79	0.79	0.83	0.80
K ₂ O / TiO ₂	2.40	2.18	0.86	3.08	8.06	3.88
TiO ₂ *100 / Zr	0.28	0.20	-	0.27	0.26	0.31
Y / Zr	0.17	0.15	-	0.11	0.13	0.16
Nb / Y	-	-	-	-	-	-

ANNEXE A3. Données géochimiques pour les dacites (début).

Echantillon	A2-364	A6-121.5	12-211	065	1780	116003	116007	116025	116033
Localisation	AK94-02	AK94-06	475-81-12	AK95-13	475-82-20	AK94-01	AK94-01	AK94-02	AK94-02
Profondeur,m	364.00	121.5	211.00	67.00-	17.00-	106.00-	254.00-	76.00-	344.00-
				69.00	19.00	112.00	258.00	79.00	347.00
Variété					Dacite mylonitisée		Dacite lœssivée	Dacite bréchifiée	
Éléments majeurs (%)									
SiO ₂	62.57	64.03	62.69	61.38	62.24	61.71	60.97	62.01	63.04
TiO ₂	0.61	0.59	0.60	0.55	0.60	0.61	0.63	0.69	0.57
Al ₂ O ₃	17.33	17.90	17.58	16.46	16.01	17.10	17.15	16.91	16.80
Fe ₂ O ₃ t	4.69	2.90	3.43	2.50	3.65	3.58	3.37	3.70	4.24
FeO	-	1.36	1.78	-	-	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃	-	1.39	1.48	-	-	-	-	-	-
MnO	0.05	0.03	0.03	0.01	0.03	0.04	0.05	0.04	0.04
MgO	1.94	1.85	1.85	1.78	1.20	2.06	1.63	2.11	1.92
CaO	5.00	5.04	5.41	4.56	4.94	5.08	3.46	4.61	4.83
Na ₂ O	4.54	6.02	5.90	6.08	3.81	4.88	7.58	6.18	4.44
K ₂ O	0.78	0.42	0.13	0.73	2.80	0.66	0.39	0.40	0.88
P ₂ O ₅	0.17	0.16	0.17	0.12	0.16	0.19	0.15	0.14	0.16
PAF	2.61	1.18	1.96	4.26	3.74	2.49	3.27	2.93	1.99
Total	100.29	100.12	99.75	98.43	99.18	98.40	98.65	99.62	98.71
Éléments en traces (ppm)									
Ba	218	203	97	90	289	152	72	106	154
Co	32	16	21	-	-	-	-	-	-
Cr	41	41	30	202	169	157	99	115	130
Ni	20	19	22	-	-	-	-	-	-
V	92	90	97	-	-	-	-	-	-
Sc	11	<1	<10	-	-	-	-	-	-
Cu	236	105	52	13	137	19	5	45	130
Zn	100	68	65	23	24	30	33	21	46
Pb	-	<1	<1	-	-	-	-	-	-
Mo	-	<1	<1	-	-	-	-	-	-
Rb	-	12.6	3.6	-	-	-	-	-	-
Sr	-	431	383	213	142	349	123	372	315
Zr	-	82	96	123	107	109	126	104	109
Y	-	9	10	11	7	9	10	9	11
Ga	-	21	21	-	-	-	-	-	-
Nb	-	5	6	-	-	-	-	-	-
Th	-	<1	<1	-	-	-	-	-	-
U	-	2	3	-	-	-	-	-	-
As	-	<1	1	-	-	-	-	-	-
Sb	-	6	6	-	-	-	-	-	-
Sn	-	<1	<1	-	-	-	-	-	-
Ag	-	-	<0.2	-	0.2	0.1	0.1	0.1	0.2
Au (ppb)	-	-	<2	-	27	5	5	12	59
La	-	-	7.37	-	-	-	-	-	-
Ce	-	-	15.80	-	-	-	-	-	-
Nd	-	-	8.80	-	-	-	-	-	-
Sm	-	-	1.88	-	-	-	-	-	-
Eu	-	-	0.68	-	-	-	-	-	-
Tb	-	-	0.23	-	-	-	-	-	-
Dy	-	-	0.95	-	-	-	-	-	-
Ho	-	-	0.24	-	-	-	-	-	-
Tm	-	-	0.05	-	-	-	-	-	-
Yb	-	-	0.44	-	-	-	-	-	-
Lu	-	-	0.07	-	-	-	-	-	-
Na ₂ O / K ₂ O	5.82	14.33	45.38	8.33	1.36	7.39	19.44	15.45	5.05
af	2.61	3.77	3.33	3.85	3.30	3.03	3.43	2.91	2.69
Kf	0.71	0.61	0.65	0.58	0.75	0.63	0.67	0.64	0.69
K ₂ O / TiO ₂	1.28	0.71	0.22	1.33	4.67	1.08	0.62	0.68	1.54
TiO ₂ *100 / Zr	-	0.72	0.63	0.45	0.56	0.56	0.50	0.57	0.52
Y / Zr	-	0.11	0.10	0.09	0.07	0.08	0.08	0.09	0.10
Nb / Y	-	0.56	0.60	-	-	-	-	-	-

ANNEXE A3. Données géochimiques pour les dacites (fin).

Echantillon	116679	1538	1584
Localisation	AK94-06	475-81-12	475-81-14
Profondeur,m	496.00- 498.00	210.50- 212.80	172.10- 179.00
Dacite massive			

Eléments majeurs (%)			
SiO ₂	64.53	62.65	63.07
TiO ₂	0.56	0.81	0.56
Al ₂ O ₃	16.96	16.90	16.48
Fe ₂ O ₃ t	3.09	3.43	3.51
FeO	-	-	-
Fe ₂ O ₃	-	-	-
MnO	0.04	0.03	0.03
MgO	1.64	2.06	1.77
CaO	3.49	4.52	4.73
Na ₂ O	7.21	5.85	5.17
K ₂ O	0.21	0.34	1.04
P ₂ O ₅	0.13	0.20	0.19
PAF	1.89	2.66	2.91
Total	99.74	99.25	99.46

Eléments en traces (ppm)			
Ba	45	108	107
Co	-	-	-
Cr	169	162	142
Ni	-	-	-
V	-	-	-
Sc	-	-	-
Cu	-	38	222
Zn	-	24	35
Pb	-	-	-
Mo	-	-	-
Rb	-	-	-
Sr	129	340	277
Zr	-	124	120
Y	-	9	10
Ga	-	-	-
Nb	-	-	-
Th	-	-	-
U	-	-	-
As	-	-	-
Sb	-	-	-
Sn	-	-	-
Ag	-	0.1	0.2
Au (ppb)	-	11	24

La	-	-	-
Ce	-	-	-
Nd	-	-	-
Sm	-	-	-
Eu	-	-	-
Tb	-	-	-
Dy	-	-	-
Ho	-	-	-
Tm	-	-	-
Yb	-	-	-
Lu	-	-	-

Na ₂ O / K ₂ O	34.33	17.21	4.97
al	3.58	3.08	3.12
Kf	0.65	0.62	0.66
K ₂ O / TiO ₂	0.38	0.56	1.86
TiO ₂ *100 / Zr	-	0.49	0.47
Y / Zr	-	0.07	0.08
Nb / Y	-	-	-

ANNEXE A4. Données géochimiques pour les gabbroïdes (début).

Échantillon	A1-372	A4-485	055	116018	116019	116020	116043	116413	116414
Localisation	AK94-01	AK94-04	AK94-12	AK94-01	AK94-01	AK94-01	AK94-02	AK94-03	AK94-03
Profondeur,m	372.00	485.00	46.00- 49.00	394.00- 397.00	428.00- 431.00	443.00- 446.00	510.00- 513.00	299.00- 302.00	329.00- 332.00
Éléments majeurs (%)									
SiO ₂	50.58	47.4	47.68	47.83	48.65	47.36	48.36	51.08	48.61
TiO ₂	1.51	0.75	0.71	0.80	0.70	0.78	0.85	1.01	0.73
Al ₂ O ₃	14.12	16.25	13.90	14.68	16.26	15.44	14.48	13.87	15.01
Fe ₂ O ₃ t	11.01	10.45	8.14	9.83	9.64	9.90	10.69	10.25	9.72
FeO	7.50	6.54	-	-	-	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃	2.67	3.18	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0.20	0.18	0.17	0.16	0.16	0.17	0.13	0.15	0.14
MgO	6.04	8.60	7.54	8.61	9.16	8.27	9.02	6.84	7.99
CaO	11.57	13.19	11.27	12.25	11.03	12.54	10.47	11.64	13.31
Na ₂ O	2.11	1.17	2.71	1.62	1.44	1.29	1.69	2.48	0.72
K ₂ O	0.65	0.47	0.22	0.97	0.67	1.00	0.92	0.79	0.68
P ₂ O ₅	0.09	0.06	0.03	0.07	0.02	0.05	0.05	0.02	0.03
PAF	2.61	1.71	6.57	2.19	3.78	2.08	2.45	1.81	4.14
Total	100.49	100.22	98.94	99.01	99.51	98.88	99.11	99.94	99.08
Éléments en traces (ppm)									
Ba	148	90	116	40	39	53	60	75	30
Co	39	54	-	-	-	-	-	-	-
Cr	119	385	572	513	432	454	412	292	415
Ni	55	194	-	-	-	-	-	-	-
V	421	227	-	-	-	-	-	-	-
Sc	40	52	-	-	-	-	-	-	-
Cu	71	82	79	115	43	149	131	232	302
Zn	143	101	47	28	34	28	34	22	32
Pb	3	3	-	-	-	-	-	-	-
Mo	1	2	-	-	-	-	-	-	-
Rb	26	16	-	-	-	-	-	-	-
Sr	98	101	49	123	74	40	33	69	45
Zr	79	40	53	126	47	47	58	67	53
Y	29	20	16	10	17	18	21	21	18
Ga	16	15	-	-	-	-	-	-	-
Nb	5	4	-	-	-	-	-	-	-
Th	5	4	-	-	-	-	-	-	-
U	7	6	-	-	-	-	-	-	-
As	4	29	-	-	-	-	-	-	-
Sb	2	4	-	-	-	-	-	-	-
Sn	<1	<1	-	-	-	-	-	-	-
Ag	<0.8	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.2	0.3	0.2
Au (ppb)	3	4	6	5	7	11	13	28	43
Éléments en traces (ppb)									
La	4.25	2.16	-	-	-	-	-	-	-
Ce	12.50	5.70	-	-	-	-	-	-	-
Nd	10.50	5.50	-	-	-	-	-	-	-
Sm	3.19	1.63	-	-	-	-	-	-	-
Eu	1.32	0.64	-	-	-	-	-	-	-
Tb	0.75	0.42	-	-	-	-	-	-	-
Dy	4.77	2.80	-	-	-	-	-	-	-
Ho	1.04	0.60	-	-	-	-	-	-	-
Tm	0.50	0.25	-	-	-	-	-	-	-
Yb	3.27	1.92	-	-	-	-	-	-	-
Lu	0.55	0.34	-	-	-	-	-	-	-
Na ₂ O / K ₂ O	3.25	2.49	12.32	1.67	2.15	1.29	1.84	3.14	1.06
af	0.83	0.85	0.89	0.80	0.86	0.85	0.73	0.81	0.85
Kf	0.65	0.55	0.52	0.53	0.51	0.54	0.54	0.60	0.55
K ₂ O / TiO ₂	0.43	0.63	0.31	1.21	0.96	1.28	1.08	0.78	0.93
TiO ₂ *100 / Zr	1.91	1.88	1.34	0.63	1.49	1.66	1.47	1.51	1.38
Y / Zr	0.37	0.50	0.30	0.08	0.36	0.38	0.36	0.31	0.34
Nb / Y	0.17	0.20	-	-	-	-	-	-	-

ANNEXE A4. Données géochimiques pour les gabbroïdes (fin).

Echantillon	116417	116435	116666	116688	1829
Localisation	AK94-03	AK94-04	AK94-05	AK94-06	475-81-18
Profondeur,m	422.00- 425.00	485.00- 488.00	587.00- 590.00	766.00- 768.00	229.60- 234.00

Éléments majeurs (%)					
SiO ₂	47.69	47.09	46.62	50.27	48.48
TiO ₂	1.45	0.70	0.86	0.93	0.80
Al ₂ O ₃	13.86	15.66	14.04	15.28	14.70
Fe ₂ O ₃ t	11.98	10.36	10.90	9.64	10.58
FeO	-	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-
MnO	0.13	0.17	0.17	0.15	0.14
MgO	6.03	9.24	7.54	6.86	7.69
CaO	12.48	11.73	11.98	10.58	13.10
Na ₂ O	2.26	1.11	1.40	2.09	1.62
K ₂ O	0.54	0.60	0.74	1.39	0.53
P ₂ O ₅	0.07	0.10	0.02	0.08	0.02
PAF	1.95	2.97	5.15	2.05	1.91
Total	98.41	99.73	99.42	99.32	99.57

Éléments en traces (ppm)					
Ba	42	30	44	70	91
Co	-	-	-	-	-
Cr	308	408	393	368	452
Ni	-	-	-	-	-
V	-	-	-	-	-
Sc	-	-	-	-	-
Cu	437	68	-	214	740
Zn	23	43	-	20	32
Pb	-	-	-	-	-
Mo	-	-	-	-	-
Rb	-	-	-	-	-
Sr	69	55	71	75	102
Zr	64	48	-	66	51
Y	20	17	-	22	20
Ga	-	-	-	-	-
Nb	-	-	-	-	-
Th	-	-	-	-	-
U	-	-	-	-	-
As	-	-	-	-	-
Sb	-	-	-	-	-
Sn	-	-	-	-	-
Ag	0.3	<0.1	-	0.2	0.4
Au (ppb)	75	10	-	17	34

La	-	-	-	-	-
Ce	-	-	-	-	-
Nd	-	-	-	-	-
Sm	-	-	-	-	-
Eu	-	-	-	-	-
Tb	-	-	-	-	-
Dy	-	-	-	-	-
Ho	-	-	-	-	-
Tm	-	-	-	-	-
Yb	-	-	-	-	-
Lu	-	-	-	-	-

Na ₂ O / K ₂ O	4.19	1.85	1.89	1.50	3.06
al ⁺	0.77	0.80	0.76	0.93	0.80
Kf	0.66	0.53	0.59	0.58	0.58
K ₂ O / TiO ₂	0.37	0.86	0.86	1.49	0.66
TiO ₂ *100 / Zr	2.27	1.46	-	1.41	1.57
Y / Zr	0.31	0.35	-	0.33	0.39
Nb / Y	-	-	-	-	-

ANNEXE A5. Données géochimiques pour les diorites quartzifères.

Échantillon	A3-364.9	12-297	7-10	7-23	067	116415
Localisation	AK94-03	475-81-12	Zone E, p.o. 7-10	Zone E, p.o. 7-23	AK95-13	AK94-03
Profondeur, m	364.90	297.00			143.00-145.00	362.00-365.00

Éléments majeurs (%)						
SiO ₂	63.29	62.88	62.57	63.76	62.55	63.08
TiO ₂	0.35	0.40	0.40	0.38	0.34	0.36
Al ₂ O ₃	16.29	15.95	16.00	16.45	15.66	15.46
Fe ₂ O ₃ t	3.66	3.64	4.26	4.00	3.20	3.79
FeO	1.92	2.03	2.18	-	-	-
Fe ₂ O ₃	1.53	1.39	1.84	-	-	-
MnO	0.06	0.06	0.07	0.06	0.04	0.06
MgO	2.98	3.72	3.99	3.13	3.21	3.44
CaO	5.28	6.12	5.85	5.01	4.89	5.88
Na ₂ O	5.06	5.34	4.43	4.93	4.99	4.35
K ₂ O	1.23	0.74	1.36	1.35	0.85	1.47
P ₂ O ₅	0.13	0.17	0.17	0.13	0.13	0.09
PAF	1.75	1.26	0.90	1.12	3.97	1.67
Total	100.08	100.28	100.00	100.32	99.83	99.65

Éléments en traces (ppm)						
Ba	610	512	806	610	627	620
Co	20	29	21	21	-	-
Cr	125	179	242	144	273	260
Ni	7	105	93	62	-	-
V	100	73	81	76	-	-
Sc	12	<10	<10	15	-	-
Cu	21	50	108	60	4	45
Zn	65	69	86	79	40	16
Pb	1	1	1	-	-	-
Mo	<1	<1	<1	-	-	-
Rb	25	14	32	-	-	-
Sr	501	592	594	-	479	711
Zr	62	75	65	-	89	75
Y	10	12	11	-	12	12
Ga	18	18	17	-	-	-
Nb	7	6	6	-	-	-
Th	2	4	4	-	-	-
U	3	2	2	-	-	-
As	<1	4	2	-	-	-
Sb	4	4	6	-	-	-
Sn	<1	<1	<1	-	-	-
Ag	<0.3	<0.5	<0.3	-	<0.1	0.1
Au (ppb)	5	2	5	-	<5	7

La	14.80	24.80	20.10	-	-	-
Ce	31.40	53.80	44.90	-	-	-
Nd	15.20	27.80	22.50	-	-	-
Sm	2.51	5.01	3.69	-	-	-
Eu	0.78	1.21	0.95	-	-	-
Tb	0.23	0.40	0.29	-	-	-
Dy	1.32	1.68	1.38	-	-	-
Ho	0.24	0.36	0.37	-	-	-
Tm	0.10	0.16	0.17	-	-	-
Yb	0.69	0.72	0.81	-	-	-
Lu	0.13	0.12	0.13	-	-	-
Na ₂ O / K ₂ O	4.11	7.22	3.26	3.65	5.87	2.96
al ⁺	2.45	2.17	1.94	2.31	2.44	2.14
Kl	0.55	0.49	0.52	0.56	0.50	0.52
K ₂ O / TiO ₂	3.51	1.85	3.40	3.55	2.50	4.08
TiO ₂ *100 / Zr	0.56	0.53	0.82	-	-	-
Y / Zr	0.16	0.16	0.17	-	0.13	0.16
Nb / Y	0.70	0.50	0.55	-	-	-

ANNEXE A6. Données géochimiques pour les métasomatites (début).

Echantillon	3-1	3-2	2-2	3-5	7-4	7-17	8-23
Localisation	Zone A, p.o.3	Zone A, p.o.3	Zone A, p.o.2	Zone A, p.o.3	Zone E, p.o.7	Zone E, p.o.7	Zone D, p.o.8
Profondeur, m							
Variété	Skarn	Skarn	Skarn	Skarn	Skarn	Skarn	Skarn
Protolithe	EP-AM-GR	EP-AM-GR	AM-EP-(GR)	AM-EP-(GR)	EP-GR-AM-MG	EP-AM-QZ	MG-GR-EP-AM
	Brèche	Brèche	Tuf	Tuf	Basalte	Tuf	Tuf interméd
	interméd.	interméd.	interméd.	interméd.		interméd.	à mafique
Éléments majeurs (%)							
SiO ₂	36.44	41.97	47.06	42.52	48.39	47.30	28.60
TiO ₂	0.29	0.34	0.32	0.35	1.41	0.65	0.35
Al ₂ O ₃	11.30	12.84	11.37	12.12	10.03	19.61	6.57
Fe ₂ O ₃ t	20.52	22.42	23.17	24.91	17.85	10.38	45.83
FeO	7.87	12.37	13.22	17.70	5.37	1.30	15.47
Fe ₂ O ₃	11.77	8.67	8.47	5.24	11.89	8.93	28.63
MnO	0.30	0.26	0.43	0.53	0.22	0.10	0.18
MgO	2.19	3.73	5.60	5.11	3.81	1.85	2.75
CaO	22.74	16.74	11.42	11.19	14.56	20.29	11.41
Na ₂ O	0.08	0.34	1.28	1.43	2.66	0.05	1.17
K ₂ O	0.02	0.08	0.39	0.84	0.11	0.03	0.08
P ₂ O ₅	0.06	0.06	0.07	0.07	0.08	0.09	0.03
PAF	5.78	1.12	0.00	1.53	1.43	0.58	3.12
Total	99.72	99.92	101.11	100.60	100.55	100.93	100.09
Éléments en traces (ppm)							
Ba	47	41	86	202	136	68	88
Co	29	53	18	18	32	14	54
Cr	<15	<15	15	15	74	<15	183
Ni	13	6	<3	<3	29	5	61
V	63	84	73	76	409	111	229
Sc	17	16	14	21	49	36	19
Cu	214	1000	233	93	90	176	578
Zn	104	269	161	122	78	75	167
Pb	8	9	5	5	6	7	8
Mo	2	13	3	1	91	344	2
Rb	2	2	5	11	2	2	2
Sr	137	161	58	73	97	284	137
Zr	49	53	57	59	56	68	49
Y	16	15	17	17	41	24	16
Ga	12	14	12	13	15	23	12
Nb	4	4	4	4	4	5	4
Th	12	12	9	11	8	8	12
U	9	8	9	10	8	6	9
As	10	9	12	8	10	14	17
Sb	<1	2	5	4	<1	3	<1
Sn	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Ag	0.5	-	<0.5	<0.4	<0.7	0.8	0.4
Au (ppb)	95	-	1228	4	25	73	168
La	4.87	-	4.99	4.80	4.32	5.98	3.97
Ce	9.80	-	11.20	10.20	10.30	13.90	6.50
Nd	6.20	-	5.80	6.60	8.90	9.40	4.80
Sm	1.47	-	1.55	1.47	3.00	2.43	1.57
Eu	0.43	-	0.53	0.61	1.06	0.79	0.73
Tb	0.25	-	0.31	0.31	0.77	0.52	0.36
Dy	1.46	-	2.11	1.70	6.05	3.47	2.37
Ho	0.43	-	0.88	0.39	1.33	0.72	0.54
Tm	0.16	-	0.18	0.21	0.66	0.25	0.17
Yb	1.41	-	1.48	1.54	4.70	2.50	1.74
Lu	0.23	-	0.25	0.26	0.79	0.42	0.34
Na ₂ O / K ₂ O	4.00	4.25	3.28	1.70	24.18	1.67	14.63
Al ⁺	0.50	0.49	0.40	0.40	0.46	1.60	0.14
K ⁺	0.90	0.86	0.81	0.83	0.82	0.85	0.94
K ₂ O / TiO ₂	0.07	0.24	1.22	2.40	0.08	0.05	0.23
TiO ₂ *100 / Zr	0.59	0.84	0.56	0.59	2.52	0.96	0.71
Y / Zr	0.33	0.28	0.30	0.29	0.73	0.35	0.33
Nb / Y	0.25	0.27	0.24	0.24	0.10	0.21	0.25

ANNEXE A6. Données géochimiques pour les métasomatites (suite).

Échantillon	A3-218.5	14-256.3	7-4.1	8-3	8-4	116037	116404
Localisation	AK94-03	475-81-14	p.o.7	p.o.8	p.o.8	AK94-02	AK94-03
Profondeur, m	218.50	256.30				452.00- 455.00	215.00- 218.00
Variété	EP-AC-QZ-CC avec SF	EP-AC	EP-AC-QZ avec SF	EP-AM-QZ-CC avec SF	EP-AM-QZ-CC	EP-AM-QZ-CC avec SF	EP-AM-QZ-CC avec SF
Protolithes	Basalte	Basalte	Basalte	Basalte	Basalte	Basalte	Basalte
Éléments majeurs (%)							
SiO ₂	49.00	46.24	58.30	47.49	48.29	46.27	46.72
TiO ₂	0.86	0.88	1.57	0.78	0.88	0.73	0.52
Al ₂ O ₃	15.75	15.48	12.18	13.97	15.44	13.47	12.72
Fe ₂ O ₃ t	10.11	14.02	9.68	11.58	10.38	15.03	12.63
FeO	3.36	9.17	-	5.18	-	-	-
Fe ₂ O ₃	6.37	3.83	-	5.82	-	-	-
MnO	0.15	0.23	0.15	0.19	0.16	0.19	0.16
MgO	3.10	6.97	3.98	7.05	6.97	4.51	5.71
CaO	14.91	13.03	7.69	16.67	15.58	15.46	15.34
Na ₂ O	3.52	1.82	5.48	1.31	1.67	1.46	1.46
K ₂ O	0.07	0.57	0.19	0.11	0.41	0.21	0.31
P ₂ O ₅	0.05	0.05	0.12	0.05	0.05	0.02	0.23
PAF	2.19	1.86	1.33	1.42	0.83	1.58	2.85
Total	99.71	101.15	100.76	100.62	100.66	98.93	98.65
Éléments en traces (ppm)							
Ba	104	122	137	76	121	15	32
Co	56	54	30	66	35	-	-
Cr	418	450	33	409	401	441	352
Ni	162	176	26	154	132	-	-
V	243	275	317	262	274	-	-
Sc	42	40	37	33	39	-	-
Cu	3649	93	111	156	64	440	9365
Zn	701	126	94	100	72	20	65
Pb	4	3	-	4	-	-	-
Mo	2	1	-	9	-	-	-
Rb	1	20	-	1	-	-	-
Sr	117	107	-	83	-	99	106
Zr	40	39	-	37	-	42	36
Y	29	20	-	19	-	17	14
Ga	17	16	-	14	-	-	-
Nb	3	4	-	4	-	-	-
Th	6	6	-	6	-	-	-
U	7	7	-	7	-	-	-
As	17	26	-	10	-	-	-
Sb	2	2	-	2	-	-	-
Sn	<1	<1	-	<1	-	-	-
Ag	1.4	-	-	0.4	<0.5	0.4	7.5
Au (ppb)	550	-	-	31	38	119	902
La	3.38	-	-	1.82	1.19	-	-
Ce	7.60	-	-	4.20	2.60	-	-
Nd	6.70	-	-	4.00	3.30	-	-
Sm	2.21	-	-	1.50	1.31	-	-
Eu	2.17	-	-	0.49	0.43	-	-
Tb	0.63	-	-	0.41	0.37	-	-
Dy	4.16	-	-	2.24	2.52	-	-
Ho	1.21	-	-	0.52	0.42	-	-
Tm	0.40	-	-	0.23	0.19	-	-
Yb	2.94	-	-	1.68	1.57	-	-
Lu	0.46	-	-	0.29	0.28	-	-
Na ₂ O / K ₂ O	50.29	3.19	28.84	11.91	4.07	6.95	4.71
al ⁺	1.19	0.74	0.89	0.75	0.89	0.69	0.69
KI	0.77	0.67	0.71	0.62	0.60	0.77	0.69
K ₂ O / TiO ₂	0.08	0.65	0.12	0.14	0.47	0.29	0.60
TiO ₂ *100 / Zr	2.15	2.26	-	2.11	-	1.74	1.44
Y / Zr	0.73	0.51	-	0.51	-	0.40	0.39
Nb / Y	0.10	0.20	-	0.21	-	-	-

ANNEXE A6. Données géochimiques pour les métasomatites (suite).

Échantillon	116405	116405	116442	116687	1566	1570	1590	1768
Localisation	AK94-03	AK94-03	AK94-04	AK94-06	475-81-13	475-81-13	475-81-14	475-82-20
Profondeur, m	230.00-	239.50-	550.00-	727.00-	274.00-	308.70-	249.80-	109.00-
	232.00	241.50	562.00	729.00	278.25	309.68	255.60	113.90
Variété	EP-AC	EP-AC	EP-AC	AM-EP-CL	EP-AC	EP-AC-QZ	EP-AC	EP-AC-QZ
Protolith	Basalte	avec SF Basalte	Basalte	avec SF Basalte	avec SF Basalte	Basalte	avec SF Basalte	avec SF Basalte
Éléments majeurs (%)								
SiO ₂	48.02	48.86	49.61	48.10	44.62	44.10	46.18	51.55
TiO ₂	0.82	0.89	1.69	0.36	0.53	0.29	0.81	0.84
Al ₂ O ₃	15.13	15.06	13.55	15.90	12.50	13.54	14.23	15.47
Fe ₂ O ₃ t	12.36	10.42	14.50	15.96	19.92	10.48	15.07	8.58
FeO	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0.17	0.16	0.19	0.20	0.22	0.17	0.23	0.15
MgO	4.31	5.46	4.25	3.69	5.35	1.75	4.55	4.99
CaO	15.50	13.54	10.20	9.78	8.93	20.70	14.53	14.01
Na ₂ O	1.85	2.69	2.85	3.38	1.96	0.21	1.71	3.38
K ₂ O	0.19	0.16	0.26	0.57	1.35	0.04	0.28	0.05
P ₂ O ₅	0.02	0.02	0.11	0.07	0.02	0.02	0.02	0.02
PAF	1.53	2.37	2.27	1.56	2.90	8.11	1.79	1.92
Total	99.90	99.43	99.48	99.57	98.30	99.41	99.40	100.96
Éléments en traces (ppm)								
Ba	10	20	31	49	93	<10	18	26
Co	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr	537	463	105	92	222	150	467	490
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-
V	-	-	-	-	-	-	-	-
Sc	-	-	-	-	-	-	-	-
Cu	149	739	-	1144	344	25	55	189
Zn	14	28	-	20	86	101	29	12
Pb	-	-	-	-	-	-	-	-
Mo	-	-	-	-	-	-	-	-
Rb	-	-	-	-	-	-	-	-
Sr	90	55	100	74	-	222	-	108
Zr	48	45	-	78	-	69	-	43
Y	17	16	-	14	-	21	-	19
Ga	-	-	-	-	-	-	-	-
Nb	-	-	-	-	-	-	-	-
Th	-	-	-	-	-	-	-	-
U	-	-	-	-	-	-	-	-
As	-	-	-	-	-	-	-	-
Sb	-	-	-	-	-	-	-	-
Sn	-	-	-	-	-	-	-	-
Ag	0.3	0.5	-	0.5	0.3	<0,1	12.2	<0,1
Au (ppb)	16	112	-	252	648	54	8552	33
La	-	-	-	-	-	-	-	-
Ce	-	-	-	-	-	-	-	-
Nd	-	-	-	-	-	-	-	-
Sm	-	-	-	-	-	-	-	-
Eu	-	-	-	-	-	-	-	-
Tb	-	-	-	-	-	-	-	-
Dy	-	-	-	-	-	-	-	-
Ho	-	-	-	-	-	-	-	-
Tm	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	-	-	-	-	-	-	-	-
Lu	-	-	-	-	-	-	-	-
Na ₂ O / K ₂ O	9.74	16.81	10.96	5.93	1.45	5.25	6.11	67.60
al ⁺	0.91	0.95	0.72	0.81	0.49	1.11	0.73	1.14
KI	0.74	0.66	0.77	0.81	0.79	0.86	0.77	0.63
K ₂ O / TiO ₂	0.23	0.18	0.15	1.58	2.55	0.14	0.35	0.06
TiO ₂ *100 / Zr	1.71	1.98	-	0.46	-	0.42	-	1.95
Y / Zr	0.35	0.36	-	0.18	-	0.30	-	0.44
Nb / Y	-	-	-	-	-	-	-	-

ANNEXE A6. Données géochimiques pour les métasomatites (suite).

Echantillon	1787	1788	1837	A3-382.9	116426	1564	1849
Localisation	475-82-21	475-82-21	475-81-15	AK94-03	AK94-04	475-81-13	475-81-16
Profondeur, m	184.30-	187.70-	89.70-	302.90	287.00-	249.90-	184.20-
	187.00	190.40	93.10		290.00	253.60	187.80
Variété	EP-AC-QZ	EP-AC-QZ avec SF	AM-EP	EP-AM avec SF	AM-EP avec MG	BO-AM-EP-CL	AM-EP-BO avec SF
Protolith	Basalte	Basalte	Basalte	Gabbro	Gabbro	Tuf maïque	Tuf maïque
Éléments majeurs (%)							
SiO ₂	47.99	49.05	42.38	49.31	48.72	41.92	42.81
TiO ₂	0.80	0.83	0.26	1.14	2.01	0.44	0.37
Al ₂ O ₃	14.73	14.32	11.15	13.81	13.34	11.86	13.09
Fe ₂ O ₃ t	9.42	9.85	15.81	12.76	18.31	17.61	20.40
FeO	-	-	-	11.29	-	-	-
Fe ₂ O ₃	-	-	-	0.21	-	-	-
MnO	0.13	0.16	0.27	1.05	0.29	0.33	0.24
MgO	7.24	6.38	5.13	7.40	5.61	5.18	3.99
CaO	14.43	16.12	19.54	10.32	6.57	10.19	12.56
Na ₂ O	2.26	1.84	0.27	2.81	3.56	1.01	1.33
K ₂ O	0.44	0.11	0.04	0.33	0.67	0.88	1.20
P ₂ O ₅	0.02	0.02	0.02	0.08	0.09	0.02	0.02
PAF	1.35	1.77	4.13	1.64	1.42	9.38	2.75
Total	98.81	100.45	99.00	100.65	98.59	98.82	98.76
Éléments en traces (ppm)							
Ba	63	22	19	123	161	103	89
Co	-	-	-	66	-	-	-
Cr	496	455	150	724	82	153	250
Ni	-	-	-	203	-	-	-
V	-	-	-	341	-	-	-
Sc	-	-	-	50	-	-	-
Cu	141	227	150	388	108	144	968
Zn	18	11	24	194	89	84	54
Pb	-	-	-	4	-	-	-
Mo	-	-	-	43	-	-	-
Rb	-	-	-	8	-	-	-
Sr	95	106	138	92	68	84	71
Zr	49	55	47	59	79	58	68
Y	22	25	14	26	23	17	21
Ga	-	-	-	16	-	-	-
Nb	-	-	-	4	-	-	-
Th	-	-	-	7	-	-	-
U	-	-	-	7	-	-	-
As	-	-	-	15	-	-	-
Sb	-	-	-	4	-	-	-
Sn	-	-	-	<1	-	-	-
Ag	<0,1	<0,1	0,1	<0,7	<0,1	0,2	0,7
Au (ppb)	20	33	55	31	17	130	203
Éléments en traces (ppb)							
La	-	-	-	3.06	-	-	-
Ce	-	-	-	6.90	-	-	-
Nd	-	-	-	7.50	-	-	-
Sm	-	-	-	2.41	-	-	-
Eu	-	-	-	0.90	-	-	-
Tb	-	-	-	0.60	-	-	-
Dy	-	-	-	3.86	-	-	-
Ho	-	-	-	0.92	-	-	-
Tm	-	-	-	0.33	-	-	-
Yb	-	-	-	2.62	-	-	-
Lu	-	-	-	0.46	-	-	-
Na ₂ O / K ₂ O	5.14	16.73	6.75	8.52	5.31	1.15	1.11
al ⁺	0.88	0.88	0.53	0.69	0.56	0.52	0.54
Kf	0.57	0.61	0.76	0.63	0.77	0.77	0.84
K ₂ O / TiO ₂	0.55	0.13	0.15	0.29	0.33	2.00	3.24
TiO ₂ *100 / Zr	1.63	1.51	0.55	1.93	2.54	0.76	0.54
Y / Zr	0.45	0.45	0.30	0.44	0.29	0.29	0.31
Nb / Y	-	-	-	0.15	-	-	-

ANNEXE A6. Données géochimiques pour les métasomatites (suite).

Échantillon	4-5	1542	1834	1835	1845	1785	116041	116407
Localisation	Zone B, p.o.4	475-81-12	475-81-15	475-81-15	475-81-16	475-82-21	AK94-02	AK94-03
Profondeur, m		248.90-	64.90-	67.70-	135.40-	181.40-	488.00-	248.00-
Variété	AM-EP	EP-AM avec SF	AM-EP	AM-EP	AM-EP	EP-QZ-AC	AM-EP	AM-EP
Protolith	Tuf intermédi.	Tuf intermédi.	Tuf intermédi.	Tuf intermédi.	Tuf intermédi.	Tuf intermédi.	Tuf intermédi.	Tuf intermédi.
Éléments majeurs (%)								
SiO ₂	46.36	41.73	40.78	42.54	45.09	57.19	49.17	51.53
TiO ₂	0.41	0.42	0.41	0.34	0.36	0.58	0.45	0.55
Al ₂ O ₃	14.91	11.93	12.96	12.93	11.94	20.58	16.93	15.79
Fe ₂ O ₃ t	18.72	25.81	12.85	19.06	14.00	3.60	13.06	10.61
FeO	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe ₂ CO ₃	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0.25	0.21	0.21	0.28	0.22	0.06	0.21	0.12
MgO	5.13	3.83	3.02	4.50	3.52	1.45	4.21	3.76
CaO	11.29	10.05	22.37	13.95	19.05	8.25	9.49	11.53
Na ₂ O	1.50	2.44	0.16	0.99	1.31	7.13	2.55	2.71
K ₂ O	0.53	0.37	0.04	0.97	0.33	0.34	1.22	0.13
P ₂ O ₅	0.09	0.02	0.02	0.02	0.02	0.11	0.07	0.12
PAF	1.53	2.48	6.13	3.31	4.09	1.15	1.59	2.33
Total	100.72	99.29	98.95	98.89	99.92	100.44	98.95	99.18
Éléments en traces (ppm)								
Ba	81	129	26	146	26	180	92	10
Co	13	-	-	-	-	-	-	-
Cr	15	117	173	157	171	151	133	135
Ni	8	-	-	-	-	-	-	-
V	88	-	-	-	-	-	-	-
Sc	21	-	-	-	-	-	-	-
Cu	61	655	34	69	148	121	40	2945
Zn	81	30	14	45	32	22	44	62
Pb	-	-	-	-	-	-	-	-
Mo	-	-	-	-	-	-	-	-
Rb	-	-	-	-	-	-	-	-
Sr	-	149	174	130	136	172	77	132
Zr	-	65	65	65	62	99	77	72
Y	-	16	18	14	23	17	15	16
Ga	-	-	-	-	-	-	-	-
Nb	-	-	-	-	-	-	-	-
Th	-	-	-	-	-	-	-	-
U	-	-	-	-	-	-	-	-
As	-	-	-	-	-	-	-	-
Sb	-	-	-	-	-	-	-	-
Sn	-	-	-	-	-	-	-	-
Ag	-	0.4	<0,1	<0,1	0.1	<0,1	0.1	3.2
Au (ppb)	-	107	74	61	20	17	6	703
La	-	-	-	-	-	-	-	-
Ce	-	-	-	-	-	-	-	-
Nd	-	-	-	-	-	-	-	-
Sm	-	-	-	-	-	-	-	-
Eu	-	-	-	-	-	-	-	-
Tb	-	-	-	-	-	-	-	-
Dy	-	-	-	-	-	-	-	-
Ho	-	-	-	-	-	-	-	-
Tm	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	-	-	-	-	-	-	-	-
Lu	-	-	-	-	-	-	-	-
Na ₂ O / K ₂ O	2.83	6.59	4.00	1.02	3.97	20.97	2.09	20.85
al ⁺	0.63	0.40	0.82	0.55	0.68	4.08	0.98	1.10
KI	0.78	0.87	0.81	0.81	0.80	0.71	0.76	0.74
K ₂ O / TiO ₂	1.29	0.88	0.10	2.85	0.94	0.59	2.71	0.24
TiO ₂ *100 / Zr	-	0.65	0.63	0.52	0.56	0.59	0.58	0.76
Y / Zr	-	0.25	0.28	0.22	0.37	0.17	0.19	0.22
Nb / Y	-	-	-	-	-	-	-	-

ANNEXE A6. Données géochimiques pour les métasomatites (fin).

Échantillon	A3-274.5	A3-278.2	1523	1524	116408	116409	116416	116429	5-17
Localisation	AK94-03	AK94-03	475-81-10	475-81-10	AK94-03	AK94-03	AK94-03	AK94-04	one C, p.o.5
Profondeur, m	274.5	278.2	216.80- 222.20	222.20- 225.30	251.00- 252.00	254.00- 255.00	401.00- 404.00	338.00- 339.00	
Variété	ML-BO avec SF	ML-BO	ML-BO	ML-BO	ML-BO	ML-BO	ML-BO avec SF	ML-BO avec SF	ML-BO
Protolith	Tuf interméd.	Tuf interméd.	Tuf interméd.	Tuf interméd.	Tuf interméd.	Tuf interméd.	Tuf interméd.	Tuf interméd.	Tuf interméd.
Éléments majeurs (%)									
SiO ₂	61.44	58.05	56.56	62.41	59.93	58.89	65.74	55.33	59.35
TiO ₂	0.60	0.60	0.35	0.47	0.41	0.40	0.33	0.41	0.36
Al ₂ O ₃	17.05	19.39	15.68	13.88	15.94	17.65	13.09	18.82	18.67
Fe ₂ O ₃ t	2.70	4.23	7.06	3.95	4.05	2.31	3.73	2.93	2.26
FeO	1.34	1.19	-	-	-	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃	1.21	2.91	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0.05	0.06	0.12	0.05	0.06	0.03	0.04	0.07	0.04
MgO	1.42	1.74	2.49	2.45	2.10	1.00	1.19	1.18	0.98
CaO	3.62	7.04	8.84	2.80	5.00	7.33	3.78	6.00	4.03
Na ₂ O	2.26	5.68	3.26	2.60	4.31	1.67	1.01	2.67	2.51
K ₂ O	9.72	2.70	3.93	4.24	3.27	4.20	8.37	4.47	9.15
P ₂ O ₅	0.12	0.05	0.10	0.09	0.02	0.02	0.04	0.06	0.06
PAF	0.83	0.20	1.37	6.53	4.02	5.03	1.77	6.77	2.13
Total	99.81	99.74	99.54	99.47	99.11	98.53	99.09	98.71	99.53
Éléments en traces (ppm)									
Ba	3065	2338	747	928	1034	697	2684	385	2260
Co	34	53	-	-	-	-	-	-	26
Cr	<15	20	120	239	101	90	148	60	15
Ni	9	10	-	-	-	-	-	-	6
V	54	75	-	-	-	-	-	-	55
Sc	14	12	-	-	-	-	-	-	<1
Cu	590	804	60	4	107	42	425	27	161
Zn	157	193	35	47	41	8	20	31	71
Pb	<1	1	-	-	-	-	-	-	-
Mo	1	3	-	-	-	-	-	-	-
Rb	104	39	-	-	-	-	-	-	-
Sr	66	229	134	46	34	73	35	4	-
Zr	148	70	94	95	79	90	116	117	-
Y	25	16	20	23	18	18	23	29	-
Ga	11	15	-	-	-	-	-	-	-
Nb	7	7	-	-	-	-	-	-	-
Th	3	<1	-	-	-	-	-	-	-
U	6	5	-	-	-	-	-	-	-
As	4	6	-	-	-	-	-	-	-
Sb	3	4	-	-	-	-	-	-	-
Sn	<1	<1	-	-	-	-	-	-	-
Ag	1.0	-	0.2	<0.1	0.3	0.1	0.4	<0.1	-
Au (ppb)	46	-	156	9	23	12	122	46	-
Éléments en traces (ppb)									
La	9.61	-	-	-	-	-	-	-	-
Ce	23.00	-	-	-	-	-	-	-	-
Nd	12.20	-	-	-	-	-	-	-	-
Sm	3.22	-	-	-	-	-	-	-	-
Eu	1.47	-	-	-	-	-	-	-	-
Tb	0.66	-	-	-	-	-	-	-	-
Dy	4.17	-	-	-	-	-	-	-	-
Ho	1.03	-	-	-	-	-	-	-	-
Tm	0.41	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	2.92	-	-	-	-	-	-	-	-
Lu	2.50	-	-	-	-	-	-	-	-
Na ₂ O / K ₂ O	0.23	2.10	0.83	0.61	1.32	0.40	0.12	0.60	0.27
al ⁺	4.14	3.25	1.64	2.17	2.59	5.33	2.66	4.58	5.76
Kf	0.66	0.71	0.74	0.62	0.66	0.70	0.76	0.71	0.70
K ₂ O / TiO ₂	16.20	4.50	11.23	9.02	7.98	10.50	25.36	10.90	25.42
TiO ₂ *100 / Zr	0.41	0.86	0.37	0.49	0.52	0.44	0.28	0.35	-
Y / Zr	0.17	0.23	0.21	0.24	0.23	0.20	0.20	0.25	-
Nb / Y	0.28	0.44	-	-	-	-	-	-	-

ANNEXE B.

Données d'analyses à la microsonde de quelques minéraux sélectionnés.

ANNEXE B1. Données d'analyse du grenat à la microsonde électronique (début).

Analyse	16A125	16B125	16C125	16I2502	27451	27452	27453	27454	27455	311	314	315
Lame mince	16-125	16-125	16-125	16-125	A3-274.5	A3-274.5	A3-274.5	A3-274.5	A3-274.5	3-1	3-1	3-1
Localisation	475-81-125	475-81-125	475-81-125	475-81-125	AK94-03	AK94-03	AK94-03	AK94-03	AK94-03	p.o.3	p.o.3	p.o.3
Profondeur, m	125,0	125,0	125,0	125,0	274,5	274,5	274,5	274,5	274,5			
SiO2	38,23	38,18	38,43	38,24	37,17	37,21	36,58	37,58	36,98	39,17	38,51	38,42
TiO2				0,32	0,19	0,02	0,03	0,28	0,17			0,11
Al2O3	20,16	20,42	20,50	20,52	8,19	8,05	1,37	9,98	5,54	13,32	11,56	9,35
FeO	17,51	17,54	19,77	18,01	18,20	18,26	26,29	19,31	21,51	11,94	14,49	17,20
Fe2O3												
MnO	17,62	17,42	15,65	16,53	0,25	0,24	0,17	0,51	0,53	0,43	0,77	0,28
MgO		0,30	0,35	0,43		0,06		0,03	0,72	0,16	0,21	0,07
CaO	7,41	7,36	7,36	7,44	34,20	34,01	32,79	30,27	33,46	35,09	34,48	34,42
Total	100,93	101,22	102,06	101,49	98,20	97,85	97,23	97,96	98,91	100,11	100,02	99,85
FeO calc.	17,51	17,54	19,77	18,01	0,58	0,62	1,59	5,88		1,22	0,77	1,57
Fe2O3 calc.					19,58	19,60	27,45	14,93	23,90	11,92	15,25	17,37
Total calc.	100,93	101,22	102,06	101,49	100,16	99,81	99,98	99,46	101,30	101,30	101,55	101,59
ZSI	6,15	6,11	6,10	6,10	6,01	6,03	6,13	6,10		6,08	6,03	6,08
ZAI									0,02			
Sum_Z	6,15	6,11	6,10	6,10	6,01	6,03	6,13	6,10	6,00	6,08	6,03	6,08
Al VI	3,82	3,85	3,83	3,85	1,56	1,54	0,27	1,91	1,03	2,44	2,13	1,74
Fe3					2,38	2,39	3,46	1,82	2,91	1,39	1,80	2,07
Ti				0,04	0,02			0,03	0,02			0,01
Sum_A	3,82	3,85	3,83	3,89	3,96	3,93	3,74	3,76	3,96	3,83	3,93	3,82
Fe2	2,36	2,35	2,63	2,40	0,08	0,09	0,22	0,80		0,16	0,10	0,21
Mg		0,07	0,08	0,10		0,01		0,01	0,17	0,04	0,05	0,02
Mn	2,40	2,36	2,11	2,23	0,03	0,03	0,02	0,07	0,07	0,06	0,10	0,04
Ca	1,28	1,26	1,25	1,27	5,92	5,91	5,89	5,26	5,79	5,84	5,79	5,84
Sum_B	6,03	6,04	6,07	6,01	6,03	6,04	6,14	6,14	6,04	6,09	6,04	6,10
Cations	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00
O	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00
Alm	35,86	36,06	40,24	37,68				4,60				
And					60,41	60,85	92,75	48,84	73,36	36,35	45,71	54,25
Grs	22,27	21,84	21,75	21,97	39,01	38,35	6,82	45,18	22,50	62,02	51,73	44,81
Pyr		1,24	1,44	1,77		0,25		0,13	2,92	0,65	0,83	0,29
Sps	41,87	40,86	36,57	38,59	0,58	0,56	0,43	1,25	1,22	0,98	1,73	0,66
Pyralsp	77,73	78,16	78,25	78,03	0,58	0,81	0,43	5,98	4,14	1,63	2,56	0,95

ANNEXE B1. Données d'analyse du grenat à la microsonde électronique (suite).

Analyse	316	317	318	319	320	321	322	7E4	8212	8221	8222	8223
Lame mince	3-1	3-1	3-1	3-1	3-1	3-1	3-1	7-4	8-2	8-2	8-2	8-2
Localisation	p.o.3	p.o.3	p.o.3	p.o.3	p.o.3	p.o.3	p.o.3	p.o.7	p.o.8	p.o.8	p.o.8	p.o.8
Profondeur, m												
SiO ₂	38,88	36,34	35,15	38,11	37,91	37,91	37,91	34,13	38,78	36,67	36,36	35,87
TiO ₂	0,22			0,07	0,18	0,24	0,18		0,18	0,02		
Al ₂ O ₃	10,54	1,31	0,77	12,73	12,96	11,68	12,72	2,27	1,99	2,60	2,57	
FeO	16,03	26,88	27,11	11,94	12,02	13,66	11,90	25,28	26,03	25,70	25,31	27,43
Fe ₂ O ₃												
MnO	0,50	0,19	0,19	0,89	0,77	0,46	0,68	0,42	0,83	0,68	0,64	0,35
MgO	0,05		0,08	0,04	0,19	0,04	0,15					0,19
CaO	34,62	33,25	31,94	33,90	33,91	33,70	34,03	30,29	32,53	31,99	31,69	31,93
Total	100,84	97,97	95,24	97,68	97,92	97,69	97,57	92,39	98,34	97,66	96,57	95,77
FeO calc.	1,78	0,67	0,78	1,28	0,97	1,88	0,99	1,59	1,63	2,20	2,24	1,29
Fe ₂ O ₃ calc.	15,83	29,13	29,26	11,84	12,28	13,09	12,12	26,33	27,11	26,11	25,64	29,05
Total calc.	102,43	100,89	98,17	98,67	99,15	99,00	98,78	95,03	101,06	100,28	99,14	98,68
ZSi	6,07	6,05	6,03	6,08	6,03	6,08	6,05	6,02	6,09	6,11	6,12	6,13
ZAl									0,00			
Sum_Z	6,07	6,05	6,03	6,08	6,03	6,08	6,05	6,02	6,09	6,11	6,12	6,13
Al Vi	1,94	0,26	0,16	2,39	2,43	2,21	2,39	0,47	0,39	0,51	0,51	0,00
Fe ₃	1,86	3,65	3,78	1,42	1,47	1,58	1,46	3,49	3,38	3,27	3,25	3,74
Ti	0,03			0,01	0,02	0,03	0,02		0,02			
Sum_A	3,83	3,91	3,94	3,82	3,92	3,81	3,87	3,96	3,79	3,78	3,76	3,74
Fe ₂	0,23	0,09	0,11	0,17	0,13	0,25	0,13	0,23	0,23	0,31	0,32	0,19
Mg	0,01		0,02	0,01	0,05	0,01	0,04					0,05
Mn	0,07	0,03	0,03	0,12	0,10	0,06	0,09	0,06	0,12	0,10	0,09	0,05
Ca	5,79	5,93	5,87	5,80	5,78	5,79	5,82	5,72	5,77	5,71	5,72	5,85
Sum_B	6,10	6,05	6,03	6,10	6,06	6,11	6,08	6,02	6,12	6,11	6,12	6,13
Cations	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00
U	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00
Alm								2,74	0,00	0,00		
And	48,95	93,42	96,04	37,26	37,70	41,70	37,82	88,10	89,69	86,51	86,43	100,00
Grs	49,69	6,12	3,14	60,47	59,76	57,03	59,97	8,11	8,25	11,80	11,95	
Pyr	0,20		0,35	0,17	0,77	0,17	0,62					
Sps	1,16	0,46	0,47	2,10	1,77	1,10	1,59	1,06	2,06	1,69	1,62	
Pyrralsp	1,36	0,46	0,82	2,27	2,54	1,27	2,21	3,79				

ANNEXE B1. Données d'analyse du grenat à la microsonde électronique (suite).

Analyse	8225	8226	8227	8228	8230	8231	8232	8233	8234	8235	8236	82261
Lame mince	8-2	8-2	8-2	8-2	8-2	8-2	8-2	8-2	8-2	8-2	8-2	8-2
Localisation	p.o.8	p.o.8	p.o.8	p.o.8	p.o.8	p.o.8	p.o.8	p.o.8	p.o.8	p.o.8	p.o.8	p.o.8
Profondeur, m												
SiO2	35,82	36,66	37,60	37,42	36,45	36,33	36,32	36,07	36,01	36,69	36,15	36,67
TiO2	0,02		0,11	0,22			0,05	0,10		0,02	0,19	0,03
Al2O3	0,15		2,84	2,13					2,19	2,24	0,07	0,17
FeO	26,70	28,26	25,89	25,69	28,03	28,36	27,90	27,55	26,14	25,91	28,25	28,22
Fe2O3												
MnO	0,39	0,43	0,91	0,92	0,26	0,35	0,54	0,70	0,69	0,89	0,49	0,73
MgO	0,01	0,16	0,09	0,13	0,10	0,09		0,03			0,06	0,01
CaO	31,40	32,70	32,46	31,63	32,76	32,41	32,66	32,37	32,07	32,00	32,50	30,08
Total	94,49	98,21	99,90	98,14	97,60	97,54	97,47	96,82	97,10	97,75	97,71	95,91
FeO calc.	2,21	1,22	2,40	3,27	1,17	1,40	1,09	0,99	1,28	2,00	1,16	4,58
Fe2O3 calc.	27,22	30,05	26,10	24,92	29,85	29,96	29,80	29,52	27,62	26,57	30,11	26,27
Total calc.	97,22	101,22	102,51	100,64	100,59	100,54	100,45	99,78	99,87	100,41	100,73	98,54
ZSi	6,21	6,11	6,12	6,21	6,12	6,11	6,11	6,11	6,04	6,11	6,07	6,29
ZAl												
Sum_Z	6,21	6,11	6,12	6,21	6,12	6,11	6,11	6,11	6,04	6,11	6,07	6,29
Al VI	0,03	0,00	0,54	0,42					0,43	0,44	0,01	0,03
Fe3	3,55	3,77	3,20	3,11	3,77	3,79	3,77	3,76	3,49	3,33	3,80	3,39
Ti			0,01	0,03			0,01	0,01	0,00		0,02	
Sum_A	3,58	3,77	3,75	3,56	3,77	3,79	3,78	3,77	3,92	3,77	3,84	3,43
Fe2	0,32	0,17	0,33	0,45	0,17	0,20	0,15	0,14	0,18	0,28	0,16	0,66
Mg		0,04	0,02	0,03	0,03	0,02		0,01	0,00		0,02	
Mn	0,06	0,06	0,13	0,13	0,04	0,05	0,08	0,10	0,10	0,13	0,07	0,11
Ca	5,83	5,84	5,66	5,62	5,89	5,84	5,89	5,87	5,76	5,71	5,85	5,52
Sum_B	6,21	6,11	6,13	6,24	6,12	6,11	6,11	6,12	6,04	6,12	6,09	6,29
Cations	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00
O	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00
Alm									0,31			
And	99,14	100,00	85,44	88,19	100,00	100,00	100,00	100,00	88,95	88,33	99,64	99,00
Grs			11,94	8,76					9,07	9,45		
Pyr	0,05		0,39	0,61							0,26	0,05
Sps	0,81		2,24	2,44					1,67	2,22	0,10	0,95
Pyralsp										2,22	0,36	1,00

ANNEXE B1. Données d'analyse du grenat à la microsonde électronique (fin).

Analyse	82262	82263	82264
Lame mince	8-2	8-2	8-2
Localisation	p.o.8	p.o.8	p.o.8
Profondeur, m			
SiO ₂	37,33	36,98	37,79
TiO ₂	0,08	0,14	0,07
Al ₂ O ₃	2,97	2,27	3,79
FeO	25,48	25,66	23,98
Fe ₂ O ₃			
MnO	0,76	0,83	0,52
MgO	0,02		0,03
CaO	30,13	29,74	30,83
Total	96,77	95,62	97,01
FeO calc.	5,32	5,41	5,19
Fe ₂ O ₃ calc.	22,41	22,50	20,88
Total calc.	99,01	97,87	99,10
ZSI	6,29	6,31	6,31
ZAl			
Sum_Z	6,28	6,31	6,31
Al VI	0,59	0,46	0,75
Fe ₃	2,84	2,89	2,62
Ti	0,01	0,02	0,01
Sum_A	3,43	3,38	3,38
Fe ₂	0,75	0,77	0,72
Mg			0,01
Mn	0,11	0,12	0,07
Ca	5,43	5,44	5,51
Sum_B	6,29	6,33	6,32
Cations	16,00	16,00	16,00
O	24,00	24,00	24,00
Alm			
And	82,81	86,35	77,86
Grs	14,99	11,26	20,53
Pyr	0,01		0,15
Sps	2,12	2,39	1,46
Pyralsp	2,21	2,39	1,60

ANNEXE B2. Données d'analyse de l'épidote à la microsonde électronique (début).

Analyse	14206515	14206522	1420658	1420659	2111	2112	2114	2117	2121	213	218	2210	312
Échantillon	14-206.5	14-206.5	14-206.5	14-206.5	2-1	2-1	2-1	2-1	2-1	2-12	2-12	2-2	3-1
Localisation	475-81-14	475-81-14	475-81-14	475-81-14	p.o.2	p.o.2	p.o.2	p.o.2	p.o.2	p.o.2	p.o.2	p.o.2	p.o.3
Profondeur, m	206,5	206,5	206,5	206,5									
SiO2	37,58	34,96	36,54	36,34	36,94	36,91	36,72	36,07	35,51	38,72	38,11	36,29	35,23
TiO2	0,09	0,04	0,42	0,02	0,23	0,20	0,02	0,05	0,10	0,15	0,17	0,09	0,05
Al2O3	22,79	21,71	23,98	24,89	25,56	23,79	22,60	22,23	22,60	24,99	24,78	22,54	20,03
Fe2O3	14,36	13,71	10,60	9,63	11,54	10,88	13,20	12,98	11,78	12,58	11,95	12,71	16,02
MnO	0,24	0,26	0,29	0,20	0,01	0,08	0,08	0,18	0,09	0,09		0,06	0,00
MgO		0,16	0,08	0,11	0,13	0,11	0,09	0,19		0,31	0,08	0,30	0,13
CaO	24,15	21,96	23,29	23,32	23,53	23,62	23,61	22,98	22,35	24,65	24,33	22,92	22,20
Total	99,21	92,80	95,20	94,51	97,94	95,59	96,32	94,68	92,43	101,49	99,42	94,91	93,66
Total calc.	99,21	92,80	95,20	94,51	97,94	95,59	96,32	94,68	92,43	101,49	99,42	94,91	93,66
ZSI	2,98	2,96	2,98	2,97	2,93	3,00	2,98	2,98	2,99	2,97	2,98	2,99	2,98
Al IV	0,03	0,04	0,02	0,03	0,08		0,02	0,02	0,01	0,03	0,02	0,02	0,03
Fe3	0,86	0,87	0,65	0,59	0,69	0,66	0,81	0,81	0,75	0,73	0,70	0,79	1,02
Sum_Z	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Al VI	2,10	2,12	2,28	2,37	2,31	2,27	2,15	2,15	2,23	2,23	2,26	2,17	1,97
Ti	0,01		0,03		0,01	0,01			0,01	0,01	0,01	0,01	
Mn	0,02	0,02	0,02	0,01		0,01	0,01	0,01	0,01	0,01			
Mg		0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,00	0,04	0,01	0,04	0,02
Ca	2,05	1,99	2,03	2,04	2,00	2,05	2,06	2,04	2,02	2,03	2,04	2,02	2,01
Sum_B	2,07	2,03	2,06	2,07	2,01	2,07	2,07	2,07	2,02	2,07	2,05	2,06	2,03
O	12,50	12,50	12,50	12,50	12,50	12,50	12,50	12,50	12,50	12,50	12,50	12,50	12,50
PS	29	29	22	20	24	23	27	27	25	25	24	27	34

ANNEXE B2. Données d'analyse de l'épidote à la microsonde (fin).

Analyse	313	322	324	325 - 1	327	328	329	329-1	330	331	348	8224	8229
Échantillon	3-1	3-2	3-1	3-2	3-1	3-1	3-2	3-1	3-1	3-1	3-4	8-2	8-2
Localisation	p.o.3	p.o.3	p.o.3	p.o.3	p.o.3	p.o.3	p.o.3	p.o.3	p.o.3	p.o.3	p.o.3	p.o.8	p.o.8
Profondeur, m													
SiO ₂	36,36	35,25	35,23	36,81	35,76	35,47	35,28	35,54	35,68	35,46	36,43	36,34	36,44
TiO ₂	0,15	0,05	0,31	0,07	0,09	0,26	0,04	0,28	0,12	0,07	0,05	0,06	0,10
Al ₂ O ₃	22,66	21,92	21,66	22,24	22,30	21,80	21,00	21,57	22,72	21,90	22,41	20,59	20,73
Fe ₂ O ₃	12,63	13,61	13,47	14,82	13,13	12,60	14,34	13,60	12,62	13,65	12,31	15,97	15,94
MnO	0,09	0,30		0,29	0,17	0,02	0,07		0,04	0,16	0,07	0,12	0,01
MgO			0,17	0,23	0,23	0,14		0,20	0,12	0,10	0,56	0,07	0,14
CaO	23,15	22,60	22,56	23,20	22,51	22,53	22,35	22,79	22,72	22,69	22,20	22,60	22,90
Total	95,04	93,73	93,40	97,65	94,19	92,82	93,08	93,98	94,02	94,03	94,03	95,75	96,26
Total calc.	95,04	93,73	93,40	97,65	94,19	92,82	93,08	93,98	94,02	94,03	94,03	95,75	96,26
ZSI	2,99	2,95	2,96	2,96	2,97	2,99	2,98	2,97	2,96	2,96	3,01	3,00	2,99
Al IV	0,01	0,05	0,04	0,04	0,03	0,01	0,02	0,03	0,04	0,04			0,01
Fe ₃	0,78	0,86	0,85	0,90	0,82	0,80	0,91	0,85	0,79	0,88	0,77	0,99	0,98
Sum_Z	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,01	3,00	3,00
Al VI	2,18	2,12	2,10	2,07	2,15	2,15	2,07	2,09	2,19	2,11	2,18	2,00	1,99
Ti	0,01		0,02		0,01	0,02		0,02	0,01				0,01
Mn	0,01	0,02		0,02	0,01		0,01			0,01	0,01	0,01	
Mg			0,02	0,03	0,03	0,02		0,03	0,02	0,01	0,07	0,01	0,02
Ca	2,04	2,03	2,03	2,00	2,00	2,03	2,02	2,04	2,02	2,03	1,97	2,00	2,01
Sum_B	2,04	2,05	2,05	2,05	2,04	2,05	2,03	2,06	2,04	2,05	2,04	2,01	2,03
O	12,50	12,50	12,50	12,50	12,50	12,50	12,50	12,50	12,50	12,50	12,50	12,50	12,50
PS	26	29	29	30	28	27	30	29	27	29	26	33	33

ANNEXE B3. Données d'analyse de l'amphibole à la microsonde électronique (début).

Analyse	1171	1425081	2116	212	2122	2123	23288	27456	27461	27462	30291	30292
Lame mince	1-1	14-250.8	2-1	2-1	2-1	2-1	A3-232.8	A3-274.5	A3-274.5	A3-274.5	A3-302.9	A3-302.9
Localisation	p.o.1	475-81-14	p.o.2	p.o.2	p.o.2	p.o.2	AK94-03	AK94-03	AK94-03	AK94-03	AK94-03	AK94-03
Profondeur, m		250.8					232.8	274.5	274.5	274.5	302.9	302.9
SiO2	49,94	52,46	54,16	50,72	51,88	50,89	51,88	52,08	53,06	52,53	51,29	53,18
TiO2	0,09		0,06	0,09	0,14		0,11	0,02	0,12		0,22	0,12
Al2O3	4,83	2,48	0,98	3,47	1,81	1,64	3,12	2,04	0,89	0,86	5,16	3,53
FeO	16,92	17,70	16,35	20,25	16,04	17,93	16,86	14,55	12,41	13,02	13,78	12,92
MnO	0,35	0,38	0,38	0,50	0,45	0,40	0,33	0,34	0,30	0,46	0,33	0,46
MgO	12,03	12,82	14,19	10,62	12,97	11,83	13,39	14,08	15,30	15,39	14,49	15,39
CaO	12,03	12,55	12,37	11,91	12,33	12,01	12,43	12,50	12,34	12,37	12,44	12,55
Na2O	0,54	0,38	0,30	0,40	0,31	0,55	0,41	0,56	0,22	0,50	0,56	0,55
K2O	0,11	0,08	0,08	0,12	0,02	0,12	0,16	0,15	0,20	0,08	0,29	0,16
Cl	0,09			0,01		0,02		0,05		0,03	0,06	0,02
TOTAL	96,93	98,85	98,87	98,09	95,95	95,39	98,69	96,37	94,84	95,24	98,62	98,88
O_CL	0,02							0,01	0,00	0,01	0,01	
Total calc.	96,91	98,85	98,87	98,09	95,95	95,39	98,69	96,36	94,84	95,23	98,61	98,88
ZSi _i	7,70	7,67	7,84	7,60	7,76	7,81	7,57	7,86	7,88	7,91	7,56	7,65
ZAl	0,30	0,34	0,16	0,40	0,24	0,20	0,43	0,14	0,12	0,10	0,44	0,35
Sum_Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
CAI	0,58	0,09	0,01	0,21	0,08	0,10	0,11	0,23	0,04	0,06	0,46	0,25
CFe3												
CTi	0,01		0,01	0,01	0,02		0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01
CMg	2,77	2,79	3,06	2,37	2,89	2,71	2,91	3,17	3,39	3,45	3,19	3,30
CFe2	1,65	2,12	1,92	2,41	2,01	2,19	1,97	1,60	1,54	1,49	1,33	1,44
CMn									0,02			
CCa												
Sum_C	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
BFe2	0,54	0,05	0,06	0,13	0,00	0,11	0,09	0,23	0,00	0,15	0,37	0,12
BMn	0,05	0,05	0,05	0,06	0,05	0,05	0,04	0,04	0,02	0,06	0,04	0,06
BCa	1,42	1,91	1,90	1,81	1,96	1,84	1,87	1,72	1,96	1,79	1,59	1,82
BNa									0,02			
Sum_B	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
ACa	0,57	0,06	0,02	0,10	0,02	0,13	0,08	0,30		0,20	0,37	0,11
ANa	0,16	0,11	0,08	0,12	0,09	0,16	0,12	0,16	0,04	0,15	0,16	0,15
AK	0,02	0,02	0,02	0,02	0,00	0,02	0,03	0,03	0,04	0,02	0,06	0,03
Sum_A	0,75	0,18	0,12	0,24	0,11	0,32	0,22	0,49	0,08	0,36	0,59	0,29
Cations	15,75	15,18	15,12	15,24	15,11	15,32	15,22	15,49	15,08	15,36	15,59	15,29
CCl	0,02					0,01		0,01		0,01	0,02	0,01
Sum_Oxy	23,81	23,00	23,00	23,09	23,00	23,18	23,00	23,44	23,00	23,26	23,52	23,17

ANNEXE B3. Données d'analyse de l'amphibole à la microsonde électronique (suite).

Analyse	30293	30296	321	323	323-1	324	328	345	347	7183	7A4	1170
Échantillon	A3-302.9	A3-302.9	3-2	3-2	3-2	3-2	3-2	3-4	3-4	7-17	7-4	1-1
Localisation	AK94-03	AK94-03	p.o.3	p.o.3	p.o.3	p.o.3	p.o.3	p.o.3	p.o.3	p.o.7	p.o.7	p.o.1
Prolondeur, m	302.9	302.9										
SiO ₂	51,15	51,02	51,03	52,50	50,80	50,84	50,08	48,60	46,27	55,74	52,56	43,40
TiO ₂	0,19	0,31		0,05	0,07	0,10	0,11	0,06	0,25			0,24
Al ₂ O ₃	4,87	6,26	4,42	1,50	1,37	4,20	1,92	3,85	6,57	1,24	2,24	11,82
FeO	13,91	13,86	20,78	17,85	23,04	18,00	17,53	20,57	21,41	9,24	14,97	19,72
MnO	0,39	0,29	0,43	0,38	0,50	0,48	0,54	0,62	0,63	0,43	0,35	0,27
MgO	14,47	14,49	11,43	12,94	9,10	11,88	12,36	9,68	8,68	17,53	14,12	7,94
CaO	12,60	12,50	12,58	11,98	11,78	12,00	12,11	11,81	11,61	12,80	12,09	12,09
Na ₂ O	0,56	0,92	0,66	0,16	0,38	0,44	0,50	0,54	0,88	0,13	0,34	0,98
K ₂ O	0,30	0,25	0,20	0,11	0,05	0,19	0,09	0,16	0,31			0,43
Cl		0,07		0,04		0,02	0,05	0,06	0,05			0,06
TOTAL	98,44	99,97	101,53	97,51	97,09	98,15	95,29	95,95	96,66	97,11	96,67	96,95
O ₂ CL		0,02		0,01			0,01	0,01	0,01			0,01
Total calc.	98,44	99,95	101,53	97,50	97,09	98,15	95,28	95,94	96,65	97,11	96,67	96,94
ZSI	7,40	7,46	7,39	7,89	7,77	7,56	7,79	7,65	7,27	7,93	7,74	6,45
ZAI	0,60	0,54	0,81	0,11	0,23	0,44	0,21	0,35	0,74	0,07	0,26	1,55
Sum Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
CAI	0,23	0,53	0,14	0,16	0,02	0,30	0,14	0,37	0,48	0,13	0,13	0,52
CFe ₃												1,18
CTi	0,02	0,03	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03			0,03
CMg	3,12	3,16	2,47	2,90	2,07	2,63	2,87	2,27	2,03	3,72	3,10	1,76
CFe ₂	1,63	1,28	2,39	1,94	2,90	2,06	1,98	2,35	2,46	1,10	1,78	1,28
CMn										0,05		0,03
CCa												0,21
Sum_C	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
BFe ₂	0,06	0,42	0,12	0,31	0,04	0,18	0,30	0,36	0,35		0,07	
BMn	0,05	0,04	0,05	0,05	0,07	0,06	0,07	0,08	0,08		0,04	
BCa	1,90	1,55	1,83	1,64	1,89	1,76	1,63	1,56	1,56	1,95	1,89	1,72
BNa										0,04		0,28
Sum_B	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	1,99	2,00	2,00
ACa	0,06	0,41	0,13	0,29	0,04	0,15	0,39	0,43	0,39	0,00	0,02	
ANa	0,16	0,26	0,19	0,05	0,11	0,13	0,15	0,17	0,27	0,00	0,10	
AK	0,06	0,05	0,04	0,02	0,01	0,04	0,02	0,03	0,06	0,00	0,00	0,08
Sum_A	0,27	0,72	0,35	0,35	0,16	0,32	0,56	0,63	0,72	0,00	0,12	0,08
Cations	15,27	15,72	15,35	15,35	15,16	15,32	15,56	15,63	15,72	14,99	15,12	15,08
CCI		0,02		0,01		0,01	0,01	0,02	0,01			0,02
Sum_Oxy	23,00	23,60	23,00	23,35	23,00	23,17	23,45	23,55	23,46	23,00	23,00	23,00

ANNEXE B3. Données d'analyse de l'amphibole à la microsonde électronique (fin).

Analyse	142065	1612516	1612517	1612520	2211	225	341	346	7101	7104	7107
Échantillon	14-206.5	16-125	16-125	16-125	2-2	2-2	3-4	3-4	7-10	7-10	7-10
Localisation	475-81-14	475-81-16	475-81-16	475-81-16	p.o.2	p.o.2	p.o.3	p.o.3	p.o.7	p.o.7	p.o.7
Profondeur, m	206,5	125,0	125,0	125,0							
SiO2	40,23	40,10	40,52	42,85	40,39	44,55	41,05	43,93	45,36	44,83	47,26
TiO2	0,36	0,30	0,38	0,24	0,52	0,23	0,19	0,51	0,94	1,36	0,80
Al2O3	15,32	12,90	11,18	9,22	13,12	11,40	11,39	7,93	10,61	11,53	10,11
FeO	23,82	26,04	24,93	23,58	24,94	23,82	24,46	22,77	13,12	12,70	13,00
MnO	0,48	0,64	0,68	0,66	0,59	0,64	0,57	0,50	0,41	0,14	0,20
MgO	5,47	4,58	5,65	6,39	5,48	7,41	5,37	7,35	13,43	13,47	14,53
CaO	11,25	10,90	10,21	11,22	11,48	11,64	11,44	11,63	10,98	11,20	11,33
Na2O	1,66	1,49	1,13	1,29	1,33	1,47	1,18	0,92	1,20	1,86	1,65
K2O	0,69	0,87	1,23	0,57	0,93	0,61	0,84	0,54	0,54	0,48	0,28
Cl	0,13	0,30	0,39	0,11	0,33	0,36	0,31	0,21		0,04	0,04
TOTAL	99,41	98,12	96,30	96,13	99,11	102,13	96,80	96,29	96,59	97,61	99,20
O_CL	0,03	0,07	0,09	0,02	0,07	0,08	0,07	0,05		0,01	0,01
Total calc.	99,38	98,05	96,21	96,11	99,04	102,05	96,73	96,24	96,59	97,60	99,19
ZSI	5,90	6,06	6,27	6,54	6,02	6,37	6,28	6,70	6,54	6,35	6,58
ZAl	2,10	1,94	1,73	1,46	1,98	1,63	1,72	1,30	1,46	1,65	1,42
Sum_Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
CAI	0,55	0,36	0,31	0,20	0,32	0,28	0,33	0,13	0,35	0,28	0,23
CFe3	1,82	1,78	1,43	1,47	1,75	1,60	1,54	1,22	1,15	1,51	1,42
CTi	0,04	0,03	0,04	0,03	0,06	0,03	0,02	0,06	0,10	0,15	0,08
CMg	1,20	1,03	1,30	1,46	1,22	1,58	1,22	1,67	2,89	2,85	3,01
CFe2	1,10	1,51	1,79	1,54	1,36	1,25	1,59	1,68	0,44		0,09
CMn	0,06	0,08	0,09	0,09	0,07	0,08	0,07	0,07	0,05	0,02	0,02
CCa	0,24	0,20	0,03	0,22	0,22	0,19	0,22	0,17	0,03	0,21	0,13
Sum_C	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
BFe2											
BMn											
BCa	1,53	1,56	1,66	1,62	1,62	1,59	1,65	1,73	1,66	1,49	1,56
BNa	0,47	0,44	0,34	0,38	0,38	0,41	0,35	0,27	0,34	0,51	0,45
Sum_B	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
ACa											
ANa											
AK	0,13	0,17	0,24	0,11	0,18	0,11	0,16	0,11	0,10	0,09	0,05
Sum_A	0,13	0,17	0,24	0,11	0,18	0,11	0,16	0,11	0,10	0,09	0,05
Cations	15,13	15,17	15,24	15,11	15,18	15,11	15,16	15,11	15,10	15,09	15,05
CCI	0,03	0,08	0,10	0,03	0,08	0,09	0,08	0,05	0,00	0,01	0,01
Sum_Oxy	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00

ANNEXE B4. Données d'analyse du clinopyroxène à la microsonde électronique.

Analyse	1114	222	325	481-4*	481-5*	481-6*
Lame mince	1-1	2-2	3-1			
Localisation	p.o.1	p.o.2	p.o.3	p.o.3	p.o.3	p.o.3
SiO ₂	48,43	49,09	52,20	50,83	51,37	51,46
TiO ₂	0,19	0,09	0,06			
Al ₂ O ₃	7,82	6,79	0,20			0,58
FeO	18,25	20,09	11,89	16,66	19,00	22,19
MnO	0,23	0,52	0,62	0,34	0,47	0,51
MgO	10,71	10,27	11,03	7,86	7,14	6,93
CaO	11,76	11,56	23,77	24,12	24,31	22,19
Na ₂ O	0,50	0,97				
K ₂ O	0,26	0,30				
Total	98,15	99,68	99,77	99,81	102,29	103,86
ZSi	1,88	1,88	1,99	1,98	1,97	1,96
ZAl	0,12	0,12	0,01			0,03
ZFe ₃				0,02	0,03	0,02
BAI	0,24	0,19				
BTi	0,01					
BFe ₃		0,01	0,01	0,02	0,03	0,04
BFe ₂	0,14	0,21	0,37	0,51	0,55	0,56
BMg	0,62	0,59	0,63	0,46	0,41	0,39
AF ₂	0,45	0,42	0,01			0,08
AMn	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02
ACa	0,49	0,48	0,97	1,01	1,00	0,90
ANa	0,04	0,07				
AK	0,01	0,02				
Cations	3,99	3,99	4,00	4,00	4,00	4,00
WO	28,62	27,56	48,62	49,91	49,16	44,78
EN	36,27	34,07	31,39	22,63	20,09	19,46
FS	35,11	38,37	19,99	27,46	30,74	35,77
Total WEF	99,78	92,23	100,00	100,00	100,00	100,00
JD	4,22	7,35				
AE		0,42				

* Selon Label (1987)

ANNEXE B5. Données d'analyse de la biotite à la microsonde électronique.

Analyse	14206521	39761	39762	1*	3*	13*	16*
Lame mince	14-206.5	A3-397.3	A3-397.3				
Localisation	475-14	AK94-03	AK94-03				
Profondeur, m	206,5	397,3	397,3				
SiO ₂	35,54	35,27	35,04	38,42	35,98	35,21	39,09
TiO ₂	2,01	1,67	1,65	1,49	2,35	2,65	1,30
Al ₂ O ₃	16,24	16,35	16,78	18,26	18,06	20,27	17,65
FeO t	23,93	23,00	23,29	-	-	-	-
FeO	-	-	-	9,93	21,56	16,88	29,22
Fe ₂ O ₃	-	-	-	9,69	1,47	0,68	2,42
MnO	0,42	0,13	0,25	0,36	0,13	0,35	0,04
MgO	7,41	7,86	8,10	9,49	7,40	9,78	2,83
CaO	0,00	0,07	0,28	0,59	0,15	0,00	0,10
Na ₂ O	0,18	0,23	0,11	2,67	0,42	0,37	0,13
K ₂ O	9,12	9,26	8,48	7,17	9,09	8,94	9,04
F	-	-	-	-	0,09	-	0,23
Cl	0,30	0,12	0,09	-	0,00	-	0,00
H ₂ O	-	-	-	5,22	3,51	4,23	2,96
Total	95,15	93,96	94,07	103,29	100,21	99,36	105,01
Total calc.	95,08	93,93	94,05				
Si	5,83	5,83	5,76				
Al IV	2,17	2,17	2,24				
Al VI	0,97	1,01	1,02				
Ti	0,25	0,21	0,20				
Fe ₃	-	-	-				
Fe ₂	3,28	3,18	3,20				
Mn	0,06	0,02	0,04				
Mg	1,81	1,94	1,99				
Ca	0,00	0,01	0,05				
Na	0,06	0,07	0,04				
K	1,91	1,95	1,78				
Cations	16,33	16,38	16,31				
CF	-	-	-				
CCl	0,17	0,07	0,05				
OH	-	-	-				
O	24,00	24,00	24,00				
Fe_FeMg	0,64	0,62	0,62				
Mg_FeMg	0,36	0,38	0,38				

* Données d'analyse puisées dans Deer et al. (1962), tableau 1.13, page 62:

- 1 - schiste à biotite
- 3 - schiste à grenat et mica
- 13 - hornfels à cordiérite et biotite
- 16 - schiste à grenat, biotite, muscovite et quartz

ANNEXE B6. Données d'analyse de la chlorite à la microsonde électronique.

Analyse	1420656	1420657	1612504	191-1*
Lame mince	14-206,5	14-206,5	16-125	
Localisation	475-81-14	475-81-14	475-81-16	475-81-18
Profondeur, m	206,5	206,5	125,0	184,3
SiO ₂	26,82	25,69	24,52	25,20
TiO ₂	0,51	0,06	0,09	-
Al ₂ O ₃	20,75	21,55	20,60	20,09
FeO	28,75	27,28	31,05	31,09
MnO	0,60	0,58	0,84	0,60
MgO	10,43	9,48	8,73	11,56
CaO	0,06	1,35	0,14	-
Na ₂ O	0,21	0,31	0,34	-
K ₂ O	1,90	0,21	0,11	-
Cl	0,00	0,00	0,01	-
Total	90,03	86,51	86,43	88,54
Total calc.	90,03	86,51	86,43	88,54
Si	5,66	5,58	5,46	5,44
Al IV	2,34	2,42	2,54	2,56
Sum_Z	8,00	8,00	8,00	8,00
Al VI	2,82	3,09	2,85	2,55
Ti	0,08	0,01	0,02	-
Fe ²⁺	5,07	4,96	5,78	5,62
Mn	0,11	0,11	0,16	0,11
Mg	3,28	3,08	2,90	3,72
Ca	0,01	0,31	0,03	-
Na	0,09	0,13	0,15	-
K	0,51	0,06	0,03	-
Cations	19,97	19,74	19,91	20,00
C Cl	0,00	0,00	0,01	-
O	36,00	36,00	36,00	36,00
Fe_FeMg	0,61	0,62	0,67	0,60
Mg_FeMg	0,39	0,38	0,33	0,40

* Selon Lebel (1987)

ANNEXE B7. Données d'analyse du feldspath à la microsonde électronique.

Analyse	1612507	27457	276451	39763	327	8-22	7102	7103
Lame mince	16-125	A3-274,5	A3-276,5	A3-397,6	3-2	8-2,2	7-10	7-10
Localisation	475-81-16	AK94-03	AK94-03	AK94-03	p.o.3-2	p.o.8-2	p.o.7-10	p.o.7-10
Profondeur, m	125,0	274,5	276,5	397,6				
Minéral	microcline	microcline	microcline	microcline	albite	albite	albite	oligoclase-andésine
SiO ₂	62,18	62,71	64,12	65,10	69,19	67,19	70,34	62,97
Al ₂ O ₃	18,30	17,64	18,17	17,52	20,71	20,34	20,14	26,10
BaO	1,76	0,00	0,18	0,00	-	-	-	-
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,89	0,92	0,31	6,65
Na ₂ O	0,14	0,00	0,16	0,27	11,86	10,76	12,11	8,31
K ₂ O	16,17	16,76	17,06	16,34	-	0,10	0,07	0,11
Total	98,55	97,11	99,69	99,23	102,65	99,31	102,97	104,14
Si	2,96	3,00	2,99	3,03	2,95	2,96	2,99	2,69
Al	1,03	0,99	1,00	0,96	1,04	1,06	1,01	1,31
Ba	0,03	0,00	0,00	0,00	-	-	-	-
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,04	0,01	0,30
Na	0,01	0,00	0,01	0,02	0,98	0,92	1,00	0,69
K	0,98	1,02	1,02	0,97	-	-	-	0,01
Cations	5,01	5,01	5,02	4,98	5,01	4,98	5,01	5,00

ANNEXE B8. Données d'analyse de la titanite à la microsonde électronique.

Analyse	14206513	1612501	1612505	313	326	7105
Lame mince	14-206,5	16-125	16-125	3-1	3-2	7-10
Localisation	475-81-14	475-81-16	475-81-16	p.o.3-1	p.o.3-2	p.o.7-10
Profondeur, m	206,5	125,0	125,0			
SiO ₂	29,29	30,00	29,80	36,47	30,83	29,17
TiO ₂	39,91	39,26	37,96	35,22	36,78	35,78
Al ₂ O ₃	-	-	-	-	2,15	1,97
Fe ₂ O ₃	3,54	0,80	0,79	2,32	0,66	0,83
CaO	26,66	28,09	27,73	27,38	28,79	26,85
Total	99,40	98,15	96,28	101,39	99,21	94,60
Si	0,97	1,00	1,01	1,16	1,01	1,00
Ti	0,99	0,98	0,97	0,84	0,91	0,93
Al	-	-	-	-	0,08	0,08
Fe	0,09	0,02	0,02	0,06	0,02	0,02
Ca	0,95	1,00	1,01	0,93	1,01	1,00
Cations	3,00	3,00	3,01	2,99	3,03	3,03

ANNEXE B9. Données d'analyse de l'iménite à la microsonde électronique.

Analyse	14206512	14206516	16125019
Lame mince	14-206,5	14-206,5	16-125
Localisation	475-81-14	475-81-14	475-81-16
Profondeur, m	206,5	206,5	125,0
TiO ₂	51,23	51,22	49,81
FeO	41,96	41,18	39,06
MnO	6,04	6,16	8,16
Total	99,23	98,56	97,03
Mn	0,13	0,13	0,18
Fe	0,89	0,89	0,86
Ti	0,99	0,99	0,98
Total	2,01	2,01	2,02

ANNEXE B10. Données d'analyse de la pyrrhotite à la microsonde électronique.

Analyse	14206511	1425082	16125011	16125012
Lame mince	14-206,5	14-250,8	16-125	16-125
Localisation	475-81-14	475-81-14	475-81-16	475-81-16
Profondeur, m	206,5	250,8	125,0	125,0
Fe	46,74	46,49	46,05	46,45
S	53,03	53,51	53,95	53,25
Total	99,77	100,00	100,00	99,70
Fe:S	0,88	0,87	0,85	0,87

ANNEXE C. Teneurs en terres rares pour la chondrite et la croûte océanique.

Élément	Teneur (ppm)	
	Chondrite, selon Nakamura, 1977	Croûte océanique, selon Taylor et McLennan, 1985
La	0,33	0,367
Ce	0,865	0,957
Pr	0,112	0,137
Nd	0,63	0,711
Sm	0,203	0,231
Eu	0,077	0,087
Gd	0,276	0,306
Tb	0,047	0,058
Dy	0,343	0,381
Ho	0,07	0,0851
Er	0,225	0,249
Tm	0,03	0,0356
Yb	0,22	0,248
Lu	0,034	0,0381

ANNEXE D. Méthodes et précisions des analyses géochimiques et à la microsonde.

Élément ou oxyde	Limite de détection	Méthode analytique	Laboratoire	Élément ou oxyde	Limite de détection	Méthode analytique	Laboratoire
SiO ₂	60 ppm	FX	Geochemical Laboratories (Université McGill)	Ag	5 %	AN	Institut de génie nucléaire (École Polytechnique de Montréal)
TiO ₂	35 ppm	FX		Au	5 %	AN	
Al ₂ O ₃	120 ppm	FX		La	5 %	AN	
Fe ₂ O ₃	30 ppm	FX		Ce	5 %	AN	
FeO	0,01 %	T		Nd	5 %	AN	
Fe ₂ O ₃	0,01 %	T		Sm	5 %	AN	
Cr ₂ O ₃	15 ppm	FX		Eu	5 %	AN	
MnO	30 ppm	FX		Tb	5 %	AN	
MgO	95 ppm	FX		Dy	5 %	AN	
CaO	15 ppm	FX		Ho	5 %	AN	
BaO	17 ppm	FX		Tm	5 %	AN	
Na ₂ O	75 ppm	FX		Yb	5 %	AN	
K ₂ O	25 ppm	FX		Lu	5 %	AN	
P ₂ O ₅	35 ppm	FX					Laboratoire de microsonde électronique (École Polytechnique de Montréal)
PAF	100 ppm	FX		Si	0,12 %	ME	
Co	10 ppm	FX		Ti	0,20 %	ME	
Ni	3 ppm	FX		Al	0,11 %	ME	
V	10 ppm	FX		Fe	0,40 %	ME	
Sc	10 ppm	FX		Mn	0,15 %	ME	
Cu	2 ppm	FX		Mg	0,06 %	ME	
Zn	2 ppm	FX		Ca	0,15 %	ME	
Pb	1 ppm	FX		Ba	0,06 %	ME	
Mo	1 ppm	FX		Na	0,12 %	ME	
Rb	1 ppm	FX		K	0,11 %	ME	
Sr	1 ppm	FX		S	0,16 %	ME	
Zr	1 ppm	FX		Cl	0,05 %	ME	
Y	1 ppm	FX					
Ga	1 ppm	FX					
Nb	1 ppm	FX					
Th	1 ppm	FX					
U	1 ppm	FX					
As	1 ppm	FX					
Sb	1 ppm	FX					
Sn	1 ppm	FX					

FX Fluorescence aux rayons X

T Titration

AN Activation neutronique

ME Microsonde électronique

ANNEXE E. Liste des lames minces.

Numéro d'une lame mince	Localisation	Nom d'une roche	Minéralisation métallique
1-1	Zone A	Métasomatite à amphibole et épidote	PO, CP
1-2	Zone A	Tuf felsique cendre, altéré (CC, EP, AM, PX)	-
2-1	Zone A	Skarn à amphibole, épidote, calcite et quartz	PO, CP, PY, MC
2-1.1	Zone A	Skarn à amphibole, épidote, calcite et quartz	PO, CP, PY, MC
2-2	Zone A	Skarn à amphibole, épidote, biotite et chlorite	PO, MG, PY, CP, MC
3-1	Zone A	Skarn à épidote, amphibole et grenat	PY, MC, PO, CP, MG
3-2	Zone A	Skarn à épidote et amphibole	MC, PY, CP, PO
3-4	Zone A	Skarn à amphibole, épidote, calcite et chlorite	MG, MC, PO, CP
4-5	Zone B	Tuf intermédiaire à lapillis et cristaux altéré (AM, EP)	-
5-7	Zone B	Métasomatite à épidote, amphibole, (quartz et calcite)	MG, PO, PY
5-17	Zone C	Métasomatite à microcline, épidote et amphibole	-
5-19	Zone C	Skarn à amphibole, épidote et (grenat)	PO (PY, CP)
7-1	Zone E	Métasomatite à amphibole, épidote et quartz	
7-3	Zone E	Métasomatite à quartz, épidote, amphibole et albite	MG, PY (CP)
7-4	Zone E	Skarn à épidote, grenat, amphibole et magnétite	MG, PY (MO)
7-5	Zone E	Brèche tectonique altéré (EP, AM, CL, CC, QZ)	MG, PY (CP)
7-8	Zone E	Tuf intermédiaire à cristaux, cendres et lapillis altéré (EP, BO, QZ, AM)	CP, PO, MG
7-10	Zone E	Diorite quartzifère porphyrique	-
7-11	Zone E	Diorite quartzifère porphyrique, bréchifié, altéré (CC, EP)	-
7-14	Zone E	Métasomatite à épidote, quartz, calcite et amphibole	-
7-15	Zone E	Tuf intermédiaire altéré (EP, AM, QZ)	-
7-17	Zone E	Skarn à épidote, amphibole et quartz	PY (CP, PO)
7-19	Zone E	Tuf felsique schistifié	-
7-20	Zone E	Tuf intermédiaire à cristaux	-
8-2.1	Zone D	Skarn à magnétite, grenat, épidote et amphibole	MG, CP, PY
8-2.2	Zone D	Skarn à magnétite, grenat, épidote et amphibole	MG, CP, PY
8-2.3	Zone D	Skarn à magnétite, grenat, épidote et amphibole	MG, CP, PY
9-1	1 100 m à l'ouest du gisement	Tuf mafique à lapillis, altéré (AC, EP)	MG (PY, CP)
9-5	1 250 m à l'ouest du gisement	Basalte altéré (EP, AM, QZ), bréchifié	PY, CP

ANNEXE E. Liste des lames minces (suite).

Numéro d'une lame mince	Localisation	Nom d'une roche	Minéralisation métallique
A1-175	Forage AK94-01 ; 175 m	Gabbro-diabase altéré (AC, EP)	PO, MG (PY, CP)
A1-267,5	Forage AK94-01 ; 267,5 m	Métasomatite à actinolite et épidote, tectonisé	PO, CP, MG (PY, IM)
A1-310	Forage AK94-01 ; 310 m	Skarn à épidote, calcite, actinolite et quartz	PO, CP
A1-328	Forage AK94-01 ; 328 m	Tuf intermédiaire épidotisé et tectonisé	PO (CP)
A1-363,5	Forage AK94-01 ; 363,5 m	Tuf felsique altéré (CC, AM, BO, CL)	PO
A1-479,3	Forage AK94-01 ; 479,3 m	Basalte altéré (AC, EP, CC)	PO
A2-410,6	Forage AK94-02 ; 410,6 m	Tectonite d'après un basalte, altéré (CC, QZ, CL, BO)	PO, PY
A2-421,5	Forage AK94-02 ; 421,5 m	Basalte altéré (AM, EP)	PO, CP
A2-491	Forage AK94-02 ; 491 m	Tuf intermédiaire tectonisé et altéré (EP, BO, AM)	(PY)
A2-507,4	Forage AK94-02 ; 507,4 m	Métasomatite à épidote, biotite, quartz et chlorite	PO (CP)
A2-520	Forage AK94-02 ; 520 m	Gabbro altéré (EP, AC, BO)	-
A3-48	Forage AK94-03 ; 48 m	Mylonite d'après une dacite	-
A3-188	Forage AK94-03 ; 188 m	Basalte bréchifié altéré (EP, AM, QZ, CC, CL)	PY, CP
A3-218,5	Forage AK94-03 ; 218,5 m	Métasomatite à épidote, actinolite, quartz et (calcite)	PY, CP (MG, PO)
A3-232,8	Forage AK94-03 ; 232,8 m	Métasomatite à épidote, actinolite, quartz et (calcite)	PY, CP (MG, PO)
A3-249	Forage AK94-03 ; 249 m	Tuf intermédiaire altéré (EP, AC, CC)	PY, PO (CP)
A3-251,6	Forage AK94-03 ; 251,6 m	Métasomatite à microcline, biotite, calcite et chlorite	PY, CP (IM)
A3-257	Forage AK94-03 ; 257 m	Tuf intermédiaire altéré (EP, AM, CC)	PY
A3-274,5	Forage AK94-03 ; 274,5 m	Skarn à épidote, actinolite, calcite et grenat (dans une métasomatite à microcline et biotite)	PY (PO, CP)
A3-278,5	Forage AK94-03 ; 278,5 m	Métasomatite à microcline, biotite, épidote et amphibole	PY
A3-302,9	Forage AK94-03 ; 302,9 m	Métasomatite à épidote, biotite, amphibole et quartz (d'après un gabbro)	PO, PY, CP
A3-368	Forage AK94-03 ; 368 m	Diorite quartzifère porphyrique	PY
A3-397,6	Forage AK94-03 ; 397,6 m	Métasomatite syncinématique à microcline, biotite et quartz	PY, CP (MG, MO)

ANNEXE E. Liste des lames minces (suite).

Numéro d'une lame mince	Localisation	Nom d'une roche	Minéralisation métallique
A4-320	Forage AK94-04 ; 320 m	Métasomatite à chlorite, calcite, quartz et épidote, minéralisée	PO, PY
A4-337	Forage AK94-04 ; 337 m	Schiste à chlorite, sillimanite et biotite (hornfels tectonisé ?)	PO, IM, PY, CP
A4-414,5	Forage AK94-04 ; 414,5 m	Tuf mafique altéré (EP, AC, QZ, CC)	PO, CP
A4-431	Forage AK94-04 ; 431 m	Métasomatite à calcite, quartz, chlorite et épidote	PO (CP, PY, MO)
A4-537,2	Forage AK94-04 ; 537,2 m	Basalte altéré (EP, AM, QZ), minéralisé	PO, CP, PY
A4-547	Forage AK94-04 ; 547 m	Basalte altéré (EP, CC, AC, QZ)	PO, CP (PY)
A6-500	Forage AK94-06 ; 500 m	Tuf intermédiaire à cristaux et lapillis, tectonisé et altéré (BO, EP, CC, QZ, AM)	PO, PY, CP
A6-501,5	Forage AK94-06 ; 501,5 m	Tuf intermédiaire à cristaux et lapillis, tectonisé et altéré (CL, CC, BO, AM, AM)	PY, CP, PO
A6-534	Forage AK94-06 ; 534 m	Tuf intermédiaire à cristaux et lapillis, tectonisé et altéré (EP, BO, QZ)	CP, O, PY
A6-574	Forage AK94-06 ; 574 m	Métasomatite syncinématique à chlorite, calcite et épidote	PO, PY, CP
A6-577,5	Forage AK94-06 ; 577 m	Métasomatite à épidote, quartz, calcite et amphibole	PO, (CP, PY)
A6-580	Forage AK94-06 ; 580 m	Basalte amphibolisé et tectonisé	PO, CP (PY)
A6-645	Forage AK94-06 ; 645 m	Basalte amphibolisé et bréchifié avec les veines d'épidote-calcite-amphibole et de calcite-biotite-quartz	(PO, CP)
A6-714	Forage AK94-06 ; 714 m	Tuf intermédiaire à cristaux et lapillis, altéré (AM, EP, BO, QZ, CC)	PO (CP)
A6-729,2	Forage AK94-06 ; 729,2 m	Basalte altéré (CL, QZ, EP, CC, AM)	PO, CP
A6-756	Forage AK94-06 ; 756 m	Gabbro altéré (EP, CL, QZ)	PY
11-387,3	Forage 475-81-11 ; 387,3 m	Basalte altéré (AM, CC, EP, QZ)	PO (MG)
12-249	Forage 475-81-12 ; 249 m	Tuf intermédiaire à cristaux et cendres, tectonisé et altéré (EP, AM, CC, QZ)	PO (PY, IM, CP)
12-251,6	Forage 475-81-12 ; 251,6 m	Métasomatite à épidote, actinolite (quartz et calcite)	PO, CP (IM)
12-280	Forage 475-81-12 ; 280 m	Métasomatite à épidote, amphibole et calcite	PO, CP, PY
12-301,5	Forage 475-81-12 ; 301,5 m	Basalte altéré (EP, AM, QZ)	-
13-215,7	Forage 475-81-13 ; 215,7 m	Tuf intermédiaire à cristaux et cendres, altéré (BO, CC, EP)	PO, PY (CP)

ANNEXE E. Liste des lames minces (suite).

Numéro d'une lame mince	Localisation	Nom d'une roche	Minéralisation métallique
13-240	Forage 475-81-13 ; 240 m	Métasomatite syncinématique à amphibole, biotite, épidote et calcite	PO, CP
13-272	Forage 475-81-13 ; 272 m	Basalte altéré (EP, AC, QZ, CC)	-
14-206,5	Forage 475-81-14 ; 206,5 m	Métasomatite syncinématique à amphibole, épidote et biotite	PO, PY (CP, IM)
14-250,8	Forage 475-81-14 ; 250,8 m	Métasomatite à actinolite, épidote, calcite et quartz	PO, CP (PY)
14-272,8	Forage 475-81-14 ; 272,8 m	Métasomatite à amphibole, épidote (calcite et quartz)	PO, PY, CP
14-285	Forage 475-81-14 ; 285 m	Métasomatite à amphibole, épidote, calcite et quartz	PO, PY
14-299,8	Forage 475-81-14 ; 299,8 m	Tuf intermédiaire à cristaux et cendres, altéré (BO, EP, CC)	PO
14-300,5	Forage 475-81-14 ; 300,5 m	Tuf intermédiaire à cristaux et cendres, altéré (EP, QZ, AM, BO)	PO
15-40,8	Forage 475-81-15 ; 40,8 m	Tuf intermédiaire à cristaux et cendres, altéré (AM, BO, EP)	PO
15-63,9	Forage 475-81-15 ; 63,9 m	Métasomatite syncinématique à amphibole et épidote	PO (PY, CP)
15-69	Forage 475-81-15 ; 69 m	Métasomatite à calcite, chlorite et biotite	PO (PY)
15-90,6	Forage 475-81-15 ; 90,6 m	Métasomatite à amphibole, épidote (calcite et chlorite)	PO (CP)
16-106,8	Forage 475-81-16 ; 106,8 m	Skarn à épidote, actinolite et calcite	PO, PY (CP)
16-125	Forage 475-81-16 ; 125 m	Skarn à amphibole, épidote et (grenat)	PO, CP, IM (PY)
16-136,2	Forage 475-81-16 ; 136,2 m	Métasomatite à épidote, amphibole, calcite et (biotite)	PO, PY
16-141,1	Forage 475-81-16 ; 141,1 m	Basalte altéré (BO, AM, CL, EP), cisailé	PO (PY, CP)
16-142,1	Forage 475-81-16 ; 142,2 m	Basalte altéré (BO, AM, CC, CL)	PO (CP)
16-151,7	Forage 475-81-16 ; 151,7 m	Basalte altéré (EP, AM)	-
16-187	Forage 475-81-16 ; 187 m	Métasomatite à amphibole, épidote, biotite et chlorite	PO
18-170,2	Forage 475-81-18 ; 170,2m	Basalte altéré (EP, AM)	PO, PY, CP
18-240,5	Forage 475-81-18 ; 240,5 m	Basalte altéré (AM, EP)	-
19-105,2	Forage 475-82-19 ; 105,2 m	Tuf tectonisé et altéré (BO, CL, CC)	PY (PO)
19-145,6	Forage 475-82-19 ; 145,6 m	Métasomatite à calcite, quartz, chlorite et biotite	PO, PY (CP)
20-124	Forage 475-82-20 ; 124 m	Métasomatite à épidote, amphibole, quartz et calcite	PY, CP

ANNEXE E. Liste des lames minces (fin).

Numéro d'une lame mince	Localisation	Nom d'une roche	Minéralisation métallique
20-149,2	Forage 475-82-20 ; 149,2 m	Métasomatite à actinolite, épidote, quartz et calcite	PY (CP)
21-108,4	Forage 475-82-21 ; 108,4 m	Dacite bréchifiée altérée (FK, MU, QZ, EP, CC)	PY (CP, MG)
21-157,4	Forage 475-82-21 ; 157,4 m	Contact entre le tuf intermédiaire à cristaux et la dacite, altéré (FK, BO, CL, EP,	PY, CP (MG)
21-178,7	Forage 475-82-21 ; 178,7 m	Métasomatite à épidote, amphibole, quartz et calcite	PY, PO, CP (MG)
21-190	Forage 475-82-21 ; 190 m	Métasomatite à épidote, actinolite, quartz et calcite	PY, MG (CP)

Deux (2) documents accompagnent ce mémoire de maîtrise.

Toute personne intéressée à se les procurer doit contacter :

École Polytechnique de Montréal

Service de fourniture de documents

B.P. 6079, Succursale Centre-Ville

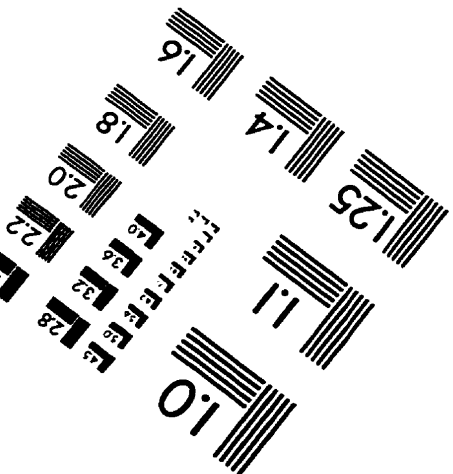
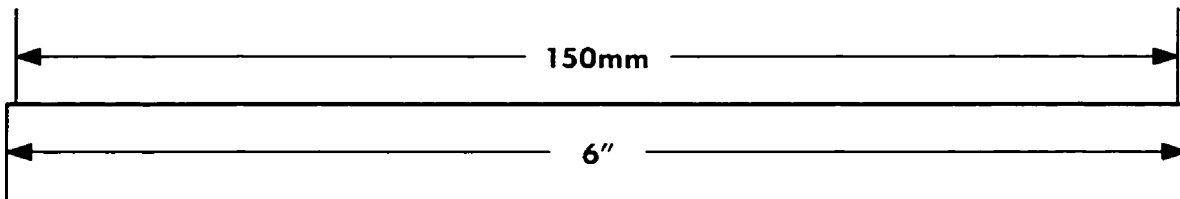
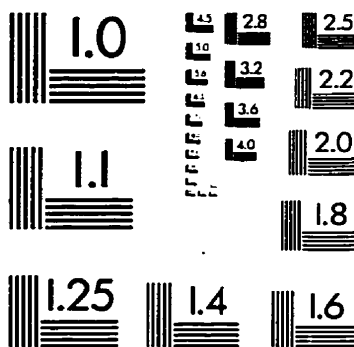
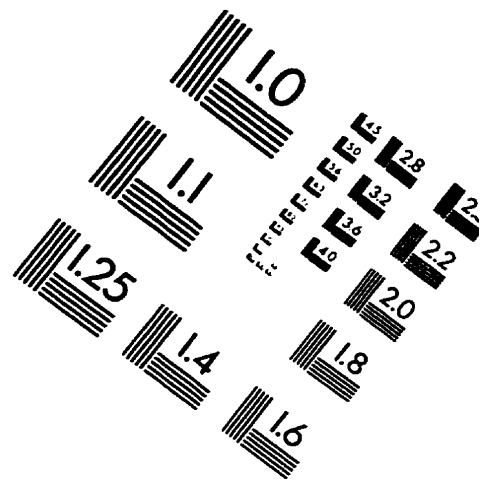
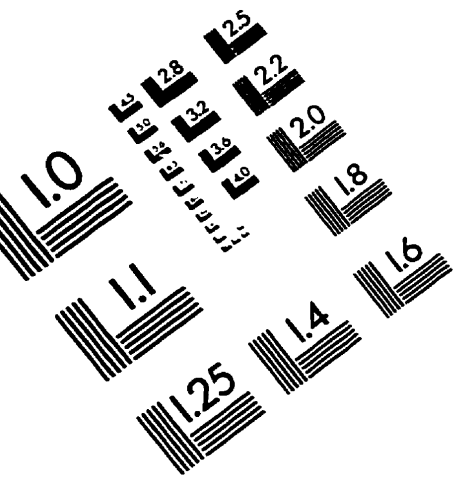
Montréal, Québec H3C 3A7

Canada

Tél. : (514) 340-4711 poste 4846

Télécopieur : (514) 340-4026

IMAGE EVALUATION TEST TARGET (QA-3)



APPLIED IMAGE, Inc
1653 East Main Street
Rochester, NY 14609 USA
Phone: 716/482-0300
Fax: 716/288-5989

© 1993, Applied Image, Inc., All Rights Reserved

