

T D M
TRAVAUX ET DOCUMENTS
MICROFICHÉS

N° 139

F6

VOLCANISME JURASSIQUE ET MÉTAMORPHISME EN ÉQUATEUR ET AU PÉROU

CARACTÉRISTIQUES PÉTROGRAPHIQUES,
MINÉRALOGIQUES ET GÉOCHIMIQUES.
IMPLICATIONS GÉODYNAMIQUES.

Nathalie ROMEUF

CRISTOM
Éditions

UNIVERSITE DE DROIT, D'ECONOMIE
ET DES SCIENCES D'AIX-MARSEILLE
FACULTE DES SCIENCES ET TECHNIQUES DE St-JEROME

THESE

présentée par

Nathalie ROMEUF

pour obtenir le grade de Docteur en Sciences de l'Université de Droit,
d'Economie et des Sciences d'AIX-MARSEILLE
(AIX-MARSEILLE III)

Spécialité : GEOLOGIE

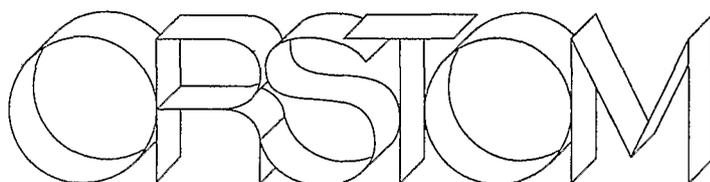
**VOLCANISME JURASSIQUE ET METAMORPHISME EN
EQUATEUR ET AU PEROU**

**- Caractéristiques pétrographiques, minéralogiques et géochimiques -
- Implications géodynamiques -**

Soutenue le 4 juillet 1994 devant la commission d'examen :

L. AGUIRRE
C. COULON
G. FERAUD
R.J. PANKHURST rapporteur
S. Th. SCHMIDT rapporteur
P. SOLER

TDM 139



Editions de l'ORSTOM

L'INSTITUT FRANÇAIS DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE
POUR LE DÉVELOPPEMENT EN COOPÉRATION

Collection :

Travaux et Documents Microédités

PARIS 1995

ISBN : 2-7099-1252-X

© ORSTOM

F 6

«La loi du 11 mars 1957 n'autorisant, aux termes des alinéas 2
« et 3 de l'article 41, d'une part, que les «copies ou reproductions
« strictement réservées à l'usage privé du copiste et non des-
« tinées à une utilisation collective» et, d'autre part, que les
« analyses et les courtes citations dans un but d'exemple et
« d'illustration, «toute représentation ou reproduction intégrale,
« ou partielle, faite sans le consentement de l'auteur ou de ses
« ayants droit ou ayants cause, est illicite» (alinéa 1^{er} de l'article 40).

« Cette représentation ou reproduction, par quelque procédé
« que ce soit, constituerait donc une contrefaçon sanctionnée par
« les articles 425 et suivants du Code pénal.»

A ma famille,

REMERCIEMENTS

Au terme de cette thèse, je tiens à exprimer ma reconnaissance envers tous ceux qui ont contribué à sa réalisation :

Sur une idée originale de : Luis Aguirre, Pierre Soler et Gabriel Carlier qui sont à l'origine de ce sujet de thèse et qui m'ont encadrée depuis mon DEA.

Sponsoring : ORSTOM (UR1H, Concentrations Minérales et Géodynamique)
Laboratoire de Pétrologie Magmatique (URA 1277 CNRS, Faculté des Sciences St-Jérôme, Aix-Marseille III).

Tournages en Extérieur (Equipe Equateur) :

René Marocco et sa famille pour leur accueil chaleureux en Equateur, à Quito et au sein de la Mission ORSTOM.

Arturo Egüez qui m'a accueillie à l'Escuela Politécnica Nacional de Quito.

Luis Aguirre, Pierre Soler, Etienne Jaillard, Arturo Egüez, Victor-Hugo Perez, Martin Litherland, Franklin Saltos, Charles-Edouard de Suremain, Frédéric Ego, Roger Baudino, Valérie Courtes qui m'ont accompagnée sur le terrain.

La Mission Britannique en Equateur : Martin Litherland et J.A. Aspden qui m'ont fait bénéficier de leurs connaissances de la Cordillera Real d'Equateur.

Gabriel Carlier, Pierre Soler et Luis Aguirre pour avoir mis à ma disposition leur échantillonnage provenant du Pérou.

Les membres de la Mission ORSTOM en Equateur (Lolo, Berta, ...).

Tournage en Studios (Equipe France) :

Christian Coulon pour son accueil au sein du Laboratoire de Pétrologie Magmatique ainsi que toute l'équipe du Labo pour leur aide et soutien.

Special Starring :

Suzanne Th. Schmidt et Robert J. Pankhurst qui ont accepté de juger ce travail et d'en être les rapporteurs, Gilbert Féraud, Christian Coulon, Luis Aguirre et Pierre Soler qui ont bien voulu faire partie du jury.

Conception Artistique :

Luis Aguirre, Pierre Soler, Gabriel Carlier, Etienne Jaillard, Christian Coulon, Alain Demant, Christine Laverne, Daniel Hermitte, Jean-Claude Germanique, Jean-Jacques Cochemé, Gilbert Féraud et Marielle Girard pour leurs nombreuses lectures, relectures et corrections ainsi que pour leur aide et discussions.

Effets Spéciaux pour la Technique :

Effets Optiques (lames minces et lames sonde) : Jean-Claude Girard,
Analyses chimiques : Marie-Odile Trenszt, Jean-Claude Germanique et Pierre Soler,
Rayons X à Marseille : Lucien Seigle et Jacqueline Lappartient,
Rayons X et MEB à l'ORSTOM Bondy : Martine Gérard et l'équipe ORSTOM Bondy,
Effets Laser (Géochronologie Nice) : Gilbert Féraud, Gilles Ruffet et Yann Ageon,
Claviers algorithmiques et console vidéo : Daniel Hermitte,
Microsonde électronique (Montpellier) : Claude Merlet,
Reproduction : Lucien Seigle.

Ambiance au Laboratoire :

Christian Coulon, Luis Aguirre, Jean-Jacques Cochemé, Alain Demant, Christine Laverne,
Lucette Buson, Sylvie de Freitas, Daniel Hermitte, Marie-Odile Trenszt, Jean-Claude Girard, Jean-
Claude Germanique, Yvonne Georgesoglou, Denise Ruvio, Marielle Girard, Philippe Münch, Pancho
Paz, Raphaël Pik, Pascale Legros, Anne-Christelle Lassauvagerie, Mariem Ayadi, Abdeltif Belarouchi,
Christine Aron, Albert Ongendagenda.

Soutien Moral, Technique... :

Les mêmes **et aussi** Laurence Audin, Claire Valette, Sophie Decobert, mes parents et ma
famille, **sans oublier** Antoine Jeandet, Kathy et Frédéric Dublone, Laurence et Christophe Castinel
et Michel Decobert.

THE END

Résumé

Des données stratigraphiques, pétrographiques, géochronologiques et géochimiques suggèrent que les différents segments de la marge occidentale d'Amérique du Sud ont eu une évolution géodynamique différente pendant le Jurassique.

1) Au cours du Jurassique inférieur, les Andes Septentrionales (segment colombo-équatorien) se caractérisent par une tectonique en extension. La zone subandine d'Equateur a été le siège d'une activité volcanique d'âge sinémurien qui se manifeste sous la forme de basaltes et de pyroclastites acides intercalées dans une pile sédimentaire (Formation Santiago). Ces roches volcaniques sont divisées ici en deux groupes : l'un d'affinité chimique typique de tholeiites continentales et l'autre caractéristique de roches calco-alcalines liées à la subduction d'une plaque océanique sous la marge andine.

2) Au Jurassique moyen (Bajocien-Bathonien), une zone de subduction active induit la création d'un arc magmatique (arc Misahualli/Colán) dans le segment colombo-équatorien. Cette subduction est orthogonale par rapport à la marge continentale à cette latitude. Les produits de cet arc sont essentiellement des andésites et des dacites calco-alcalines moyennement riches en potassium.

Les Andes Centrales, au sud du Pérou (segment péruvien), sont caractérisées par une convergence oblique entre la marge et la plaque océanique. Cette subduction provoque la mise en place de séries volcaniques andésitiques calco-alcalines riches en potassium (Formations Río Grande et Chala.).

De nouvelles données radiométriques $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ datent l'événement volcanique Misahualli à environ 173 Ma et confirment l'âge de 165 Ma des coulées de basaltes andésitiques de la Formation Chala.

Toutes ces séries volcaniques sont affectées par des phénomènes secondaires sans déformation pénétrative des roches. Ces phénomènes métamorphiques, caractérisés par l'apparition de phases minérales en pseudomorphose de minéraux primaires, en remplissage de vacuoles et de veines et en remplacement de la mésostase, sont liés à la circulation de fluides hydrothermaux sous des conditions physiques de faciès zéolite à schiste vert avec des températures entre 200 et 300°C et des pressions faibles (< 3 kbars). La composition primaire des roches a été modifiée par ces processus métamorphiques.

Abstract

Stratigraphic, petrographic, geochronologic and geochemical data suggest that the various segments of the western margin of South America experienced a different geodynamic evolution throughout the Jurassic.

1) In the early Jurassic, the Northern Andes (Colombo-Ecuadorian segment) were characterized by an extensional tectonic regime. During the Sinemurian, the Sub-Andean Ecuadorian region was the site of volcanic activity, represented by basalts and acid pyroclastics present as intercalations in a predominantly sedimentary pile (Santiago Formation). These volcanic rocks are divided here into two groups: one chemically akin to the continental tholeiites and the other similar to the calc-alkaline rocks related to the subduction of an oceanic plate beneath the Andean margin.

2) During the middle Jurassic (Bathonian-Bajocian), an active subduction, at right angle to the continental margin, generated a magmatic arc (Misahualli/Colán arc) along the Colombo-Ecuadorian segment. The volcanic products erupted are mainly medium-high-K, calc-alkaline andesites and dacites.

The Central Andes in southern Peru (Peruvian segment) were characterized by oblique convergence between the oceanic plate and the continental margin. This subduction led to the emplacement of high-K, calc-alkaline, andesitic volcanic series (Río Grande and Chala Formations).

New radiometric $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data gave an age of *c.* 173 Ma for the Misahualli volcanic event and confirmed the age of *c.* 165 Ma of the andesitic basalt flows of the Chala Formation.

The whole of these volcanic series has been affected by non-deformational metamorphism characterized by the generation of secondary mineral phases as pseudomorphs after magmatic minerals, as vesicle and microfracture infillings and as groundmass replacement. This process is linked to hydrothermal fluid circulation under physical conditions of the zeolite to greenschist facies with temperatures between 200 and 300°C and low pressures (< 3 kbars). These metamorphic phenomena have substantially modified the primary chemistry of the rocks affected.

SOMMAIRE

Sommaire

Sommaire	I
Liste des figures et tableaux du texte	VI
Avant-propos	

CHAPITRE I INTRODUCTION

I. OBJECTIFS DE L'ETUDE	1
I.1. Introduction.	1
I.2. Bref historique des travaux antérieurs.	3
I.2.1. En Equateur.	3
I.2.2. Au Nord du Pérou.	4
I.2.3. Au Sud du Pérou.	4
I.3. Différents modèles géodynamiques proposés pour l'évolution des Andes.	5
I.4. Objectifs de ce travail.	7
I.5. Plan adopté.	8
II. EVOLUTION DES ANDES SEPTENTRIONALES, CENTRALES ET NORD MERIDIIONALES AU COURS DU MESOZOIQUE INFERIEUR A MOYEN.	10
II.1. Sédimentation détritique continentale du Trias moyen (<i>ca.</i> 240 à 220 Ma).	10
III.2. La transgression marine du Lias.	12
III.2.1 Norien à Hettangien (<i>ca.</i> 220 à 200 Ma).	12
III.2.2. Sinémurien à Lias supérieur (<i>ca.</i> 200 - 180 Ma).	14
III.3. La sédimentation continentale et les arcs volcaniques du Jurassique moyen à supérieur (Aalénien à Tithonique/Berriasien)	16
III.3.1. Aalénien à Bathonien (<i>ca.</i> 180 - 160 Ma).	16
III.3.2. Bathonien - Kimméridgien (<i>ca.</i> 165 - 140/145 Ma).	19
III.3.3. Kimméridgien/Tithonique à Berriasien (<i>ca.</i> 140/145 - 125 Ma).	21
II.4. La crise détritique néocomienne.	23

CHAPITRE II LES DIFFERENTES UNITES ETUDIEES : GENERALITES

I. L'EQUATEUR.	28
I.1. La Formation Santiago.	28
I.2. La Formation Misahualli.	31
I.2.1. Les données bibliographiques.	32
I.2.2. Les problèmes de datation de la Formation Misahualli.	33
I.2.3. Zones d'échantillonnage.	35
I.2.3.1. La Formation Misahualli du Nord.	39
I.2.3.2. La Formation Misahualli du Sud.	39
II. LE NORD DU PEROU : LA FORMATION COLAN.	39
III. LES FORMATIONS VOLCANIQUES DE LA REGION COTIERE SUD-PERUVIENNE.	41
III.1. La Formation Río Grande.	43
III.2. La Formation Chala.	46
IV. DATATIONS $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	52
IV.1.1. MOR1 (Côte sud-péruvienne, inclus dans la Formation Guaneros).	53
IV.1.2. CHA50 (Côte sud-péruvienne, Formation Chala).	55
IV.1.3. CHA104 (Côte sud péruvienne, inclus dans la Formation Chala).	56
IV.2.1. MI90 (Orient Nord équatorien).	57
IV.2.2. MI210 (Orient sud équatorien, Formation Misahualli du Sud).	59
IV.2.3. MI143 (Orient Nord Equatorien, Formation Misahualli du Nord).	59
IV.3. La Formation Colán.	61
IV.3.1. OY13 (Nord du Pérou, Formation Colán).	61

IV.3.3. OY3 (Nord du Pérou, Formation Colán).	61
IV.4. Conclusions à l'étude géochronologique.	63
V. CONCLUSIONS.	64

CHAPITRE III PETROGRAPHIE

I. LES LAVES BASIQUES A INTERMEDIAIRES.	68
I.1. Les basaltes à phénocristaux d'olivine et plagioclase.	68
I.2. Les basaltes à phénocristaux d'olivine et clinopyroxène.	69
I.3. Les basaltes à phénocristaux d'olivine, plagioclase et clinopyroxène.	70
I.4. Les basaltes à phénocristaux de plagioclase et clinopyroxène.	72
I.5. Les basaltes à phénocristaux de plagioclase et deux générations de pyroxène.	74
I.6. Les basaltes aphyriques.	77
I.7. Les andésites.	77
II. LES LAVES ACIDES.	78
II.1. Les dacites à phénocristaux de plagioclase, amphibole et biotite.	78
II.2. Les rhyolites.	80
III. LES PRODUITS PYROCLASTIQUES.	80
III.1. Les ignimbrites dacitiques.	81
III.2. Les ignimbrites rhyolitiques.	82
III.3. Les cinérites.	83
III.4. Les tufs lithiques non soudés (unwelded lapilli tuffs).	83
IV. LES ROCHES SEDIMENTAIRES.	84
IV.1. Les grès volcanogéniques.	84
IV.2. Les brèches volcanogéniques.	85
IV. 3. Les calcaires.	85
V. CONCLUSION A L'ETUDE PETROGRAPHIQUE.	85

CHAPITRE IV MINERALOGIE PRIMAIRE

I. L'OLIVINE	89
II. LE PLAGIOCLASE.	89
II.1. Principales caractéristiques des plagioclases au sein des différentes séries.	90
II.1.1. Les plagioclases de la Formation Santiago.	90
II.1.2. Les plagioclases de la Formation Misahualli du Nord.	91
II.1.3. Les plagioclases de la Formation Misahualli du Sud.	93
II.1.4. Les plagioclases de la Formation Colán (Nord du Pérou).	95
II.1.5. Les plagioclases de la Formation Río Grande (Sud du Pérou).	96
II.1.6. Les plagioclases de la Formation Chala (Sud du Pérou).	98
II.2. Comparaison des plagioclases des différentes séries entre elles.	98
II.3. Comparaison des plagioclases jurassiques avec des plagioclases de séries de référence.	101
III. LE PYROXENE	110
III.1. Les pyroxènes des laves de la Formation Santiago (Sud Est équatorien).	110
III.2. Les clinopyroxènes des laves de la Formation Misahualli (Orient Nord et Sud d'Equateur).	115
III.3. Les clinopyroxènes des laves de la Formation Colán (Nord du Pérou).	118
III.4. Les clinopyroxènes des laves de la Formation Río Grande (Sud du Pérou).	119
III.5. Les clinopyroxènes des laves de la Formation Chala (Sud du Pérou).	121
III.6. Conclusions partielles sur les pyroxènes.	124
IV. L'AMPHIBOLE.	125
V. LA BIOTITE.	127
VI. LES OXYDES DE FER-TITANE.	128
VII. CONCLUSIONS A L'ETUDE MINERALOGIQUE.	130

CHAPITRE V
LES TRANSFORMATIONS MINÉRALES SECONDAIRES

I. INTRODUCTION.....	133
II. LES PARAGENESES SECONDAIRES.....	135
II.1. La Formation Santiago.....	135
II.2. La Formation Misahualli du Nord.....	139
II.3. La Formation Misahualli du Sud.....	141
II.4. La Formation Colán du Nord du Pérou.....	143
II.5. La Formation Río Grande.....	144
II.6. La Formation Chala.....	147
III. LES MINÉRAUX METAMORPHIQUES.....	151
III.1. Les phyllosilicates.....	151
III.1.1. Les "chlorites".....	151
III.1.1.1. Généralités.....	151
III.1.1.2. Mode de gisement.....	152
III.1.1.2.1. Les "chlorites" en remplacement total ou partiel de minéraux magmatiques.....	154
III.1.1.2.2. Les "chlorites" en remplacement de la matrice des roches.....	155
III.1.1.2.3. Les "chlorites" en remplissage de veines et de vacuoles.....	155
III.1.1.3. Nature et composition chimique des phyllosilicates mafiques.....	156
III.1.1.4. Contrôle de la composition des phyllosilicates mafiques par la roche-hôte.....	168
III.1.1.5. "Géothermométrie" des phyllosilicates mafiques.....	171
III.1.1.6. Conclusion à l'étude des phyllosilicates mafiques.....	179
III.1.2. Le mica blanc.....	181
III.1.2.1. Mode de gisement.....	181
III.1.2.1. Composition chimique du mica blanc.....	181
III.1.3. La céladonite.....	182
III.1.3.1. Mode de gisement.....	182
III.1.3.2. Composition chimique.....	183
III.2. Les silicates calco-alumineux.....	185
III.2.1. La pumpellyite.....	185
III.2.1.1. Généralités.....	185
III.2.1.2. Mode de gisement, composition chimique et variations de composition chimique.....	186
III.2.1.2.1. Caractères généraux de la pumpellyite dans les différentes formations étudiées.....	186
III.2.1.2.2. Les pumpellyites en remplissage d'amygdales.....	188
III.2.1.2.3. Les pumpellyites en pseudomorphose de minéraux primaires.....	192
III.2.1.2.4. Les pumpellyites en taches dans la mésostase.....	193
III.2.1.3. Contrôle de la composition des pumpellyites par les conditions physico-chimiques de l'altération.....	193
III.2.2. La prehnite.....	196
III.2.2.1. Généralités.....	196
III.2.2.2. Mode de gisement et composition chimique.....	196
III.2.2.2.1. Caractères généraux de la prehnite dans les différentes formations étudiées.....	196
III.2.2.2.2. La prehnite en remplissage d'amygdales.....	197
III.2.2.2.3. La prehnite en remplacement de minéraux primaires.....	199
III.2.2.2.4. La prehnite en taches dans la mésostase.....	200
III.2.3. L'épidote.....	202
III.2.3.1. Généralités.....	202
III.2.3.2. Mode de gisement et composition chimique.....	202
III.2.3.2.1. Caractères généraux des épidotes.....	202
III.2.3.2.2. Les épidotes en remplissage de vacuoles et de fractures.....	204
III.2.3.2.3. Les épidotes en remplacement de minéraux primaires.....	204
III.2.3.2.4. Les épidotes en recristallisation de la mésostase.....	205
III.2.3.2.5. Conclusions partielles.....	205
III.2.4. Les zéolites.....	206
III.3. L'actinote.....	207

III.3.1. Mode de gisement	207
III.3.2. Composition chimique de l'actinote.	208
III.4. La titanite.	209
III.4.1. Mode de gisement	210
III.4.2. Composition chimique.	210
III.5. Les feldspaths alcalins.	211
III.5.1. L'albite.	211
III.5.1.1. Mode de gisement.	211
III.5.1.2. Composition chimique de l'albite.	212
III.5.2. Le feldspath potassique.	213
III.6. Le quartz.	214
III.7. La calcite.	215
III.8. Les minéraux opaques.	215
III.9. Minéraux potassiques non identifiés.	216
IV. PARAMETRES CONTROLANT LES TRANSFORMATIONS MINERALES SECONDAIRES.	217
IV.1. Caractère hétérogène des transformations minérales secondaires.	217
IV.1.1. Hétérogénéités à l'échelle de la formation.	217
IV.1.2. Hétérogénéités à l'échelle de la coulée.	219
IV.1.3. Hétérogénéités à l'échelle de l'échantillon.	220
IV.1.4. Hétérogénéités à l'échelle du micro-domaine.	220
IV.2. Conditions physico-chimiques des transformations minérales secondaires.	221
IV.2.1. La température.	221
IV.2.2. La pression.	222
IV.2.3. Composition chimique des fluides et fugacité d'oxygène.	222
IV.2.4. La perméabilité des roches.	223
IV.2.5. Contrôle de la composition des phases secondaires par la composition chimique de la roche ou du minéral-hôte.	223
IV.2.6. Les différents faciès métamorphiques.	224
IV.3. Conclusions sur les transformations minérales secondaires.	225

CHAPITRE VI GEOCHIMIE

I. BILAN CHIMIQUE DES TRANSFORMATIONS SECONDAIRES.	228
I.1. Considérations générales.	228
I.1.1. Les volatils.	228
I.1.2. Les alcalins (K, Rb, Na, Ba, Cs).	228
I.1.3. Ca et Sr.	229
I.1.4. La silice.	229
I.1.5. L'aluminium.	229
I.1.6. Fe, Mg, Mn, V, Cr, Ni, Sc.	229
I.1.7. Zr, Hf, Nb, Ta.	230
I.1.8. Th et U.	230
I.1.9 Les terres rares et Y.	230
I.2. Mobilité des éléments chimiques dans les séries étudiées.	231
I.2.1. Introduction.	231
I.2.2. Mobilité des éléments chimiques avec l'altération.	233
I.2.2.1. La Formation Misahualli du Nord.	234
I.2.2.2. Les Formations Misahualli du Sud et Colán.	234
I.2.2.3. La Formation Santiago.	235
I.2.2.4. Les roches des Formations Chala et Río Grande.	236
I.2.2.5. Synthèse des résultats.	236
II. AFFINITES GEOCHIMIQUES DES DIFFERENTES FORMATIONS.	249
II. 1. La Formation Santiago.	249
II.1.1. Les basaltes à affinité tholéiitique continentale de la Formation Santiago.	251
II.1.2. Les roches à affinité calco-alcalines de la Formation Santiago.	255

II.2. Les formations d'affinité calco-alcaline du Jurassique moyen.	257
II.2.1. La Formation Misahualli du Nord.	257
II.2.1.1. Les éléments majeurs.	257
II.2.1.2. Les éléments en trace.	260
II.2.1.3. Diagrammes de Harker.	260
II.2.1.4. Diagrammes de terres rares et multi-éléments.	261
II.2.1.5. Comparaison des roches de la Formation Misahualli du Nord avec des séries quaternaires.	264
II.2.1.6. Conclusions partielles.	264
II.2.2. Les autres formations du Jurassique moyen en Equateur et au Pérou.	265
II.2.2.1. Généralités.	265
II.2.2.2. Les éléments majeurs.	268
II.2.2.3. Les éléments en traces.	271
II.2.2.4. Les terres rares.	276
II.2.2.5. Les spectres multi-éléments.	280
II.2.2.6. Comparaison des laves du Jurassique moyen du Pérou et d'Equateur avec des séries quaternaires de Bolivie et du Chili.	284
II.2.3. Comparaison des séries volcaniques du Jurassique moyen d'Equateur et du Pérou avec la Formation La Negra (Nord du Chili).	287
II.2.4. Conclusions partielles.	290
III. Conclusions de l'étude géochimique.	291

CHAPITRE VII
CADRE GEODYNAMIQUE ET CONCLUSIONS GENERALES

I. LES DIFFERENTS MECANISMES PROPOSES POUR L'EVOLUTION DES ANDES.	293
I.1. La subduction.	293
I.2. Les accrétiions.	294
I.3. Extension-subsidence ("spreading-subsidence") et bassins marginaux.	295
II. LES MODELES EVOLUTIFS PROPOSES POUR LES ANDES DU TRIAS AU CRETACE.	297
II.1. Introduction.	297
II.2. Evolution de la marge andine.	298
II.2.1. Du Trias au Lias supérieur.	298
II.2.2. Au Jurassique moyen.	298
II.2.3. Du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur.	302
III. CONCLUSIONS GENERALES.	303
a) Stratigraphie et chronologie.	303
b) Pétrographie et minéralogie.	304
c) Métamorphisme.	304
d) Géochimie.	305
e) Conclusions d'ordre géodynamique.	306

Liste des figures et tableaux du texte

Chapitre I

Fig.I.1.	: Les principaux segments dans les Andes.	2
Fig.I.2.	: Reconstruction géodynamique et évolution de la marge andine au cours du Mésozoïque inférieur.	6
Fig.I.3.	: Répartition des différents secteurs d'étude en Equateur et au Pérou.	9
Fig.I.4.	: Reconstruction paléogéographique des Andes Septentrionales et Centrales au cours de la période allant du Norien à l'Hettangien.	13
Fig.I.5.	: Reconstruction paléogéographique des Andes Septentrionales et Centrales au cours de la période allant du Sinémurien au Lias supérieur.	15
Fig.I.6.	: Reconstruction paléogéographique des Andes Septentrionales et Centrales au cours de la période allant de l'Aalénien au Bathonien.	17
Fig.I.7.	: Reconstruction paléogéographique des Andes Septentrionales et Centrales au cours de la période allant du Bathonien au Kimméridgien.	20
Fig.I.8.	: Reconstruction paléogéographique des Andes Septentrionales et Centrales au cours de la période allant du Tithonique au Berriasien.	22
Fig.I.9.	: Reconstitutions des principaux événements géodynamiques, magmatiques et sédimentaires dans les segments péruvien et colombien de la marge andine au cours du Mésozoïque inférieur.	24

Chapitre II

Fig.II.1.	: Répartition des différents secteurs étudiés en Equateur et au Pérou.	26
Fig.II.2.	: Tableau stratigraphique montrant les corrélations possibles entre les formations volcaniques jurassiques du Pérou et d'Equateur.	28
Fig.II.3.	: Répartition des formations volcaniques jurassiques en Equateur et au Nord Pérou	27
Fig.II.4.	: Carte d'échantillonnage de la Formation Santiago, le long de la piste Patuca-Santiago.	29
Fig.II.5.	: Carte d'échantillonnage de la Formation Misahualli du Nord. Coupe de Baeza-Lago Agrio. ...	36
Fig.II.6.	: Carte d'échantillonnage de la Formation Misahualli du Nord. Coupe d'Archidona-Coca.	37
Fig.II.7.	: Carte d'échantillonnage de la Formation Misahualli du Sud. Région de Zamora-Paquisha	38
Fig.II.8.	: Carte d'échantillonnage de la Formation Colán, région de Pomahuaca.	40
Fig.II.9.	: Localisation des secteurs d'étude et répartition des affleurements jurassiques dans la région côtière du Sud Pérou.	42
Fig.II.10.	: Carte géologique du cours inférieur du Río Grande, Département d'Ica.	44
Fig.II.11.	: Succession stratigraphique de la Formation Río Grande. Cours inférieur du Río Grande, Département d'Ica.	45
Fig.II.12.	: Carte géologique simplifiée de la région de Chala et position des échantillons.	47
Fig.II.13.	: Succession stratigraphique de la Formation Chala. Coupe de la Quebrada du Phare.	48
Fig.II.14.	: Succession stratigraphique de la Formation Chala. Coupe de Huacllaco.	49
Fig.II.15.	: Succession stratigraphique de la Formation Chala. Coupe de la Côte.	50
Fig.II.16.	: Succession stratigraphique de la Formation Chala. Coupe de Cuculí.	51
Fig.II.17.	: Spectres d'âge et rapport $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ en fonction du pourcentage d'argon libéré pour les échantillons provenant du Sud du Pérou.	54
Fig.II.18.	: Diagramme montrant les variations du rapport $\text{CaO}/\text{K}_2\text{O}$ déduits des isotopes de l'argon et des analyses à la microsonde pour le plagioclase MOR1 en fonction de l'âge obtenu pour chacune des étapes de chauffage.	54
Fig.II.19.	: Diagramme montrant les variations du rapport $\text{CaO}/\text{K}_2\text{O}$ obtenus pour les isotopes de l'argon et pour les analyses de plagioclases à la microsonde pour l'échantillon CHA50 en fonction de l'âge obtenu pour chacune des étapes de chauffage.	56
Fig.II.20.	: Formation Misahualli. Spectres d'âge et rapports $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ en fonction du pourcentage d'argon libéré pour les échantillons provenant d'Equateur.	58

Fig. II.21. : Ages apparents en fonction du pourcentage d'argon libéré pour deux biotites de la Formation Misahualli du Nord.	60
Fig.II.22. : Ages apparents et rapports $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ pour des plagioclases d'un basalte andésitique de la Formation Colán	62
Fig.II.23. : Diagramme montrant les variations du rapport $\text{CaO}/\text{K}_2\text{O}$ obtenu pour les isotopes de l'argon et pour les analyses de plagioclases à la microsonde pour l'échantillon OY13 en fonction de l'âge obtenu pour chaque étape de chauffage.	62
Tab. IV.1. : Synthèse des caractéristiques des différentes formations étudiées.	65

Chapitre III

Tab. III.1. : Séquence de cristallisation des basaltes à phénocristaux d'olivine et de plagioclase.	68
Tab. III.2. : Séquence de cristallisation des basaltes à phénocristaux d'olivine et clinopyroxène.	70
Tab. III.3. : Séquence de cristallisation des basaltes à phénocristaux d'olivine, plagioclase et cpx.	71
Tab. III.4. : Séquence de cristallisation des basaltes à phénocristaux de plagioclase et cpx.	73
Tab. III.5. : Séquence de cristallisation des basaltes à phénocristaux de plagioclase, px 1 et cpx 2.	76
Tab. III.7. : Séquence de cristallisation des dacites à phénocristaux de plagioclase, amphibole et biotite. ...	79
Tab. III.8. : Caractéristiques des différentes formations étudiées..	86

Chapitre IV

Fig.IV.1. : Diagrammes An-Ab-Or pour les plagioclases primaires de la Formation Santiago.	91
Fig.IV.2. : Diagrammes An-Ab-Or pour les plagioclases primaires de la Formation Misahualli du Nord.	92
Fig.IV.3. : Diagramme An-Ab-Or pour les plagioclases des laves de la Formation Misahualli du Sud.	93
Fig.IV.4. : Variations de composition d'un phénocristal de plagioclase appartenant à une lave évoluée de la Formation Misahualli du Sud (MI210)..	94
Fig.IV.5. : Diagramme An-Ab-Or pour les plagioclases de la Formation Colán.	95
Fig.IV.6. : Diagramme An-Ab-Or pour les plagioclases de la Formation Río Grande.	96
Fig.IV.7. : Variations de composition d'un phénocristal de plagioclase d'une coulée de basalte andésitique de la Formation Río Grande (RG18).	97
Fig.IV.8. : Diagramme An-Ab-Or pour les plagioclases des intrusifs hypovolcaniques basiques de la Formation Chala.	99
Fig.IV.9. : Diagramme An-Ab-Or pour les plagioclases des coulées de basalte andésitique de la Formation Chala.	99
Fig.IV.10. : Variations de compositions en molécules d'anorthite et d'orthose des plagioclases des laves basiques à intermédiaires des différentes formations.	100
Fig.VI.11. : Comparaison des plagioclases des laves des différentes formations étudiées avec les plagioclases de laves tholéïtiques pauvres en K_2O des Petites Antilles.	102
Fig.VI.12. : Comparaison des plagioclases des laves des différentes formations étudiées avec les plagioclases de laves calco-alkalines "normales" de l'axe Trans-Mexicain.	103
Fig.VI.13. : Comparaison des plagioclases des laves des différentes formations étudiées avec les plagioclases de laves calco-alkalines riches en K_2O de la Sierra Madre Occidentale.	104
Fig.VI.14. : Comparaison des plagioclases des laves des différentes formations étudiées avec les plagioclases de laves calco-alkalines riches en K_2O et shoshonitiques du Sud Pérou.	105
Fig.VI.15. : Comparaison des plagioclases des laves des différentes formations étudiées avec les plagioclases de laves calco-alkalines riches en K_2O du volcan Merapi, Indonésie.	106

Fig.IV.16. :	Comparaison des plagioclases des différentes séries avec des plagioclases de roches shoshonitiques du Rif marocain.	107
Fig.VI.17.:	Variations de la composition des plagioclases appartenant aux différentes formations en fonction de la teneur en K_2O de leur roche-hôte.	108
Fig.IV.18. :	Variations des teneurs moyennes en molécules d'orthose dans les plagioclases des différentes formations en fonction de la teneur en K_2O des laves-hôtes.	109
Fig.IV.19. :	Diagrammes de classification des clinopyroxènes des différents types de basalte de la Formation Santiago.	110
Fig.IV.20. :	Diagrammes Al^{VI} en fonction de Al^{IV} des clinopyroxènes des laves des différentes formations.	113
Fig.IV.21. :	Diagrammes $Na + Al^{IV}$ en fonction de $Al^{IV}+2Ti+Cr$ des clinopyroxènes des laves des différentes formations.	114
Fig.IV.22 :	Position des coeurs de phénocristaux de pyroxènes des basaltes de la Formation Santiago dans les diagrammes discriminants de Letterrier <i>et al.</i> , (1982)..	115
Fig.IV.23. :	Diagrammes de classification Wo-En-Fs des clinopyroxènes de basaltes andésitiques (MI246 et MI247) et d'andésite (MI90) de la Formation Misahualli du Nord.	116
Fig.IV.24. :	Diagrammes de classification Wo-En-Fs des clinopyroxènes des basaltes andésitiques de la Formation Misahualli du Sud.	116
Fig.IV.25. :	Position des coeurs de phénocristaux de pyroxènes des Formations Misahualli du Nord, Misahualli du Sud et Colán dans les diagrammes discriminants de Letterrier <i>et al.</i> , (1982).	118
Fig.IV.26. :	Diagramme de classification Wo-En-Fs pour les pyroxènes des basaltes andésitiques de la Formation Colán.	119
Fig.IV.27. :	Diagrammes de classification des clinopyroxènes des basaltes andésitiques de la Formation Río Grande.	120
Fig.IV.28. :	Position des coeurs de phénocristaux de pyroxènes des basaltes andésitiques de la Formation Río Grande dans les diagrammes discriminants de Letterrier <i>et al.</i> , (1982).	121
Fig.IV.29. :	Diagrammes de classification des clinopyroxènes des basaltes andésitiques de la Formation Chalamis en place sous forme de coulées.	122
Fig.IV.30. :	Diagrammes de classification des clinopyroxènes des basaltes andésitiques intrusifs de la Formation Chala.	122
Fig.IV.31. :	Position des coeurs de phénocristaux de pyroxènes des basaltes andésitiques de la Formation Chala dans les diagrammes discriminants de Letterrier <i>et al.</i> , (1982)..	123
Fig.IV.32. :	Variations de composition d'un phénocristal d'augite dans un basalte andésitique de la Formation Chala.	124
Fig.IV.33. :	Diagramme de classification pour les amphiboles des différentes formations.	125
Fig.IV.34. :	Position des amphiboles des laves des Formations Misahualli (Nord et Sud) et Colán dans les diagrammes $Si - (Ca+Na+K)$ et $(Fe^{2+}+Mn+Mg) - Al$	126
Fig.IV.35. :	Diagramme Al_2O_3 en fonction de MgO pour les biotites de la Formation Misahualli du Nord.	128
Fig.IV.36. :	Diagrammes $TiO_2-Fe_2O_3-FeO$ pour les oxydes de Fe-Ti des laves des différentes formations.	129
Tab. IV.1. :	Principales caractéristiques des minéraux primaires des laves des différentes formations.	131

Chapitre V

Fig.V.1. :	Diagrammes $Ca+Na+K$ en fonction de la silice et $Si+Al_1+Fet+Mg$ en fonction de l' Al_1 pour les phyllosilicates mafiques présents dans les différentes formations étudiées.	158
Fig.V.2. :	Variations de divers paramètres des phyllosilicates mafiques en fonction de la position de l'analyse dans une amygdale présente dans un basalte en coussins de la Formation Santiago (éch. MI.58, amygdale a, Type A).	161
Fig.V.3. :	Variations de divers paramètres des phyllosilicates mafiques en fonction de la position de l'analyse dans une amygdale présente dans un basalte en coussins de la Formation Santiago (éch. MI.58, amygdale b, Type B).	162

Fig.V.4. : Variations de divers paramètres des phyllosilicates mafiques en fonction de la position de l'analyse dans une amygdale présente dans une coulée massive de la Formation Santiago (MI47 amygdale a, Type C).	163
Fig.V.5. : Variations de divers paramètres des phyllosilicates mafiques en fonction de la position de l'analyse dans une amygdale présente dans une coulée massive de la Formation Santiago (MI47, amygdale b, Type D).	164
Fig.V.6. : Variations de divers paramètres des phyllosilicates mafiques en fonction de la position de l'analyse dans une amygdale présente dans une coulée massive de la Formation Santiago (MI49).	165
Fig.V.7. : Comparaison des compositions chimiques des phyllosilicates mafiques et de leur roche-hôte en terme du rapport MgO/FeO.	169
Fig.V.8. : Comparaison des compositions chimiques des phyllosilicates mafiques et de leur roche-hôte en terme du rapport MgO/FeO+Fe ₂ O ₃	170
Fig.V.9. : Diagramme des températures pour les différents types de phyllosilicates mafiques présents indépendamment des formations auxquelles ils appartiennent.	173
Fig.V.10. : Profils de températures calculées à partir du géothermomètre des chlorites pour des amygdales monominérales de la Formation Santiago.	176
Fig.V.11. : Diagramme Si/(Si+Al) vs Fe/(Fe+Mg) pour les phyllosilicates mafiques présents dans les différents types de coulées de la Formation Santiago en fonction de leurs habitats.	178
Fig.V.12. : Diagramme cations non interfoliaires en fonction de l'aluminium pour les céladonites et les phyllosilicates mafiques de la Formation Río Grande.	183
Fig.V.13. : Diagramme cations non interfoliaires en fonction de l'aluminium pour les céladonites et les phyllosilicates mafiques de la Formation Santiago.	184
Fig.V.14. : Diagramme Al-Fe ³⁺ -Mg pour les pumpellyites présentes dans les différentes formations étudiées.	188
Fig.V.15. : Variations de composition de la pumpellyite dans la rosette 1 d'une amygdale d'un basalte en coussin (MI36) de la Formation Santiago.	191
Fig.V.16. : Diagramme Al-Fe ³⁺ -Mg pour les pumpellyites apparaissant sous forme d'agrégats fibroradiés (rosette 1) en remplissage d'une amygdale à la bordure des basaltes en coussins (MI36) de la Formation Santiago.	191
Fig.V.17 : Variations de composition de la prehnite et de la pumpellyite coexistant au sein de la même vacuole dans un basalte en coussins de la Formation Santiago.	199
Fig.V.18. : Histogramme de fréquence pour les prehnites et pumpellyites dans les Formations Santiago (laves en coussins) et Misahualli du Sud.	201
Fig.V.19. : Diagramme de classification des amphiboles pour les amphiboles secondaires présentes dans les différentes formations étudiées	208
Fig.V.20. : Diagramme Na _{M4} vs Al ^{IV} des amphiboles calciques des Formations Misahualli et Chala.	209
Fig.V.21. : Diagramme Al-Fe ³⁺ -Ti pour les titanites des différentes formations étudiées.	210
Fig.V.22. : Diagramme An-Ab-Or pour les albites des différentes formations volcaniques jurassiques de la marge andine.	212
Fig.V.23. : Diagramme triangulaire An-Ab-Or pour les albites présentes dans les coulées de la Formation Río Grande.	213
Fig.V.24. : Diagramme An-Ab-Or pour les feldspaths potassiques secondaires des différentes formations. ...	214
Tab.V.1. : Assemblages minéralogiques secondaires des roches de la Formation Santiago.	136
Tab.V.2. : Minéraux secondaires présents dans les différentes parties de basaltes en coussins en fonction de leurs habitats.	137
Tab.V.3. : Répartition des minéraux secondaires dans des laves en coussins en fonction de leur habitat.	137
Tab.V.4. : Assemblages minéralogiques secondaires des roches de la Formation Misahualli du Nord. ...	140
Tab.V.5. : Assemblages minéralogiques secondaires des roches de la Formation Misahualli du Sud.	142
Tab.V.6. : Assemblages minéralogiques secondaires des roches de la Formation Colán.	143
Tab.V.7. : Assemblages minéralogiques secondaires des roches de la Formation Río Grande.	145
Tab.V.8. : Variations des paragenèses minérales secondaires dans plusieurs coulées de basalte andésitique de la Formation Río Grande en fonction de la position de l'échantillon dans la coulée.	146
Tab.V.9. : Assemblages minéralogiques secondaires des roches de la Formation Chala, coupes de la Côte et de la Quebrada du Phare.	148

Tab.V.10. :	Assemblages minéralogiques secondaires des roches de la Formation Chala, coupes de Huacllaco et de Cuculí.	149
Tab.V.11. :	Tableau synthétisant les différentes caractéristiques des phyllosilicates mafiques présents dans les formations volcaniques jurassiques d'Equateur et du Pérou.	153
Tab.V.12. :	Résultats du géothermomètre des chlorites appliqué aux phyllosilicates mafiques présents dans les différentes formations étudiées.	172
Tab.V.13. :	Tableau récapitulatif des valeurs du $X_{Fe^{3+}}$ des pumpellyites des différentes formations en fonction de leur habitat	187
Tab.V.14. :	Tableau récapitulatif des valeurs du $X_{Fe^{3+}}$ des prehnites des différentes formations en fonction de leur habitat	198
Tab.V.15. :	$X_{Fe^{3+}}$ des épidotes des diverses formations en fonction de leur habitat.	203
Tab.V.16. :	Analyses semi-quantitatives de minéraux potassiques (zéolites?) réalisées au MEB dans un échantillon (CHA50) moyennement riche en K_2O de la Formation Chala	216
Tab.V.17. :	Synthèse des conclusions sur les transformations minérales secondaires.	226
Planche.V.1 :	Localisation des analyses sonde sur les pumpellyites et prehnites de différents habitats dans la Formation Santiago.	189

Chapitre VI

Fig.VI.1. :	Diagramme de normalisation pour quelques roches basiques à intermédiaires de la Formation Misahualli du Nord.	235
Fig.VI.2. :	Diagramme de normalisation pour quelques roches basiques à intermédiaires de la Formation Chala.	235
Fig.VI.3. :	Diagramme de variations de différents éléments majeurs et du Rb en fonction de la silice pour les roches de la Formation Misahualli du Nord.	237
Fig.VI.4. :	Diagramme de variations de quelques éléments en trace en fonction de la silice pour les roches de la Formation Misahualli du Nord.	238
Fig.VI.5. :	Diagramme de variations de quelques éléments majeurs et en trace en fonction de la silice pour les roches de la Formation Misahualli du Sud et Colán.	239
Fig.VI.6. :	Diagramme de variations de quelques éléments en trace en fonction de la silice pour les roches des Formations Misahualli du Sud et Colán.	240
Fig.VI.7. :	Diagramme de variations de différents éléments majeurs et du Rb en fonction de la silice pour les roches des Formations Chala et Río Grande.	241
Fig.VI.8. :	Diagramme de variations de quelques éléments en trace en fonction de la silice pour les roches des Formations Chala et Río Grande.	242
Fig.VI.9. :	Diagramme de variations de différents éléments majeurs et du Rb en fonction de la silice pour les roches de la Formation Santiago.	243
Fig.VI.10.:	Diagramme de variations de quelques éléments en trace en fonction de la silice pour les roches de la Formation Santiago.	244
Fig.VI.11.:	Variations de quelques éléments en trace en fonction de la silice pour les roches des Formations Misahualli du Nord, du Sud et Colán.	245
Fig.VI.12.:	Variations de composition de Rb et Ba en fonction de K_2O et de Sr en fonction de CaO pour les différentes séries jurassiques étudiées.	246
Fig.VI.13.:	Diagramme $3*Tb-Th-2*Ta$ (Cabanis et Thieblemont, 1988) pour les basaltes de la Formation Santiago.	249
Fig.VI.14.:	Variations des alcalins en fonction de la silice pour les roches de la Formation Santiago.	251
Fig.VI.15.:	Spectres de terres rares normalisées aux chondrites pour les basaltes tholéïitiques continentaux de la Formation Santiago.	253
Fig.VI.16.:	Spectres multi-éléments des basaltes tholéïitiques continentaux de la Formation Santiago. ...	253
Fig.VI.17.:	Diagrammes discriminants pour les roches basiques de la Formation Santiago.	254

Fig.VI.18.:	Spectres de terres rares normalisées aux chondrites pour les roches d'affinité calco-alkaline de la Formation Santiago.	256
Fig.VI.19.:	Spectres multi-éléments des roches basiques et acides calco-alkalines de la Formation Santiago.	256
Fig.VI.20.:	Diagramme AIFM pour les roches de la Formation Misahualli du Nord.	259
Fig.VI.21.:	Diagrammes des alcalins en fonction de la silice. Formation Misahualli du Nord.	259
Fig.VI.22.:	Spectres de terres rares normalisées aux chondrites pour les roches de la Formation Misahualli du Nord.	262
Fig.VI.23.:	Spectres multi-éléments des roches basiques et acides de la Formation Misahualli du Nord..	263
Fig.IV.24.:	Diagramme AIFM pour les roches des différentes formations volcaniques jurassiques d'affinité calco-alkalines du Pérou et d'Equateur.	265
Fig.VI.25.:	Diagrammes discriminants pour les roches basiques des Formations Misahualli du Nord, du Sud et Colán.	266
Fig.VI.26.:	Diagrammes discriminants pour les roches basiques des Formations Chala et Río Grande. ...	267
Fig.VI.27.:	Diagramme K_2O en fonction de la silice pour les roches des différentes formations volcaniques étudiées.	272
Fig.VI.28.:	Diagramme TAS (total alkali-silica) de classification des roches volcaniques pour les roches des différentes formations.	273
Fig.VI.29.:	Spectres de terres rares normalisées aux chondrites pour les roches de la Formation Misahualli du Sud.	277
Fig.VI.30.:	Spectres multi-éléments des roches basiques et acides de la Formation Misahualli du Sud. ...	278
Fig.VI.31.:	Spectres de terres rares normalisées aux chondrites pour les roches de la Formation Colán. ...	279
Fig.VI.32.:	Spectres multi-éléments des roches basiques et acides de la Formation Colán.	279
Fig.VI.34.:	Spectres multi-éléments des roches basiques de la Formation Río Grande.	281
Fig.VI.33.:	Spectres de terres rares normalisées aux chondrites pour les laves basiques de la Formation Río Grande.	281
Fig.VI.35.:	Spectres de terres rares normalisées aux chondrites pour les roches de la Formation Chala..	282
Fig.VI.36.:	Spectres multi-éléments des roches basiques et acides de la Formation Chala.	283
Fig.VI.37.:	Comparaison des composition chimique des roches des différentes séries jurassiques entre elles.	286
Fig.VI.38 :	Comparaison des compositions chimiques (majeurs et traces) des laves des différentes séries volcaniques jurassiques d'Equateur et du Pérou avec les séries de références quaternaires de la Laguna del Maule (Chili central) et des Nevados de Payachata (Nord Chili) et avec les laves de la Formation La Negra d'âge jurassique.	288
Fig.VI.39.:	Comparaison des compositions chimiques (traces et terres rares) des laves des différentes séries volcaniques jurassiques d'Equateur et du Pérou avec des séries de références quaternaires de la Laguna del Maule (Chili central) et des Nevados de Payachata (Nord Chili) et avec les laves de la Formation La Negra d'âge jurassique.	289
Tab.VI.1. :	Tableau récapitulatif des normalisations par rapport à l'échantillon "sain" de référence pour chaque échantillon ayant fait l'objet d'une analyse chimique.	247
Tab.VI.2. :	Tableau de synthèse sur la mobilité des éléments chimiques dans les différentes formations..	248
Tab.VI.3 :	Analyses chimiques et rapports d'éléments pour les roches de la Formation Santiago..	250
Tab.VI.4. :	Analyses chimiques et rapports d'éléments pour les roches de la Formation Misahualli du Nord.	258
Tab.VI.5. :	Analyses chimiques et rapports d'éléments pour les roches de la Formation Misahualli du Sud et de la Formation Colán.	269
Tab.VI.6. :	Analyses chimiques et rapports d'éléments pour les roches de la Formation Río Grande.	270
Tab.VI.7. :	Analyses chimiques et divers rapports d'éléments pour les roches de la Formation Chala.	274
Tab.VI.8. :	Analyses chimiques et rapports d'éléments pour les roches de la Formation Chala	275
Tab.VI.9. :	Tableau récapitulatif des rapports $(La/Yb)_N$ et $(Eu/Eu^*)_N$ pour les roches des différentes formations.	280

CHAPITRE VII

Fig.VII.1. : Modèle de genèse de bassins marginaux dans les Andes.	296
Fig.VII.2. : Reconstitution géodynamique et évolution de la marge andine au cours du Mésozoïque inférieur.	299
Fig.VII.3. : Reconstitution géodynamique de la marge andine au cours du Mésozoïque.	300
Fig.VII.4. : Reconstitution géodynamiques pour les Andes au cours du Jurassique et du Crétacé..	301
Fig.VII.5. : Reconstitution géodynamique schématique pour la marge andine au Jurassique moyen (Bajocien-Bathonien), d'après Jaillard <i>et al.</i> , 1990 modifié.	308

AVANT-PROPOS

AVANT PROPOS

Ce travail s'intègre dans le cadre d'un programme de coopération entre l'UR 1H (Géodynamique et concentrations minérales) de l'Institut Français de Recherche Scientifique et Technique pour le Développement en Coopération (ORSTOM) et le Laboratoire de Pétrologie Magmatique de l'Université d'Aix-Marseille III, URA CNRS 1277. Ce programme avait pour objet l'étude du volcanisme jurassique de la marge andine. Pour ce travail, financé en partie par l'UR1H de l'ORSTOM, j'ai séjourné pendant une année en Equateur (septembre 1990-août 1991), période pendant laquelle j'ai été accueillie à la Mission ORSTOM de Quito ainsi qu'à l'Escuela Politécnica Nacional de Quito dans le cadre de la convention qui lie ces deux organismes. J'ai également bénéficié d'une allocation de recherche M.R.T. du mois de septembre 1990 à octobre 1993 ainsi que d'une allocation ORSTOM au cours de mon séjour en Equateur et pour les mois de janvier et février 1994.

Ce travail a également bénéficié d'un complément d'échantillonnage réalisé par L. Aguirre, P. Soler et G. Carlier au Pérou.

Les objectifs de cette thèse étaient les suivants :

- + effectuer **une reconnaissance du magmatisme jurassique en Equateur,**

- + **préciser l'âge des formations volcaniques présumées d'âge jurassique au Pérou et en Equateur.** Des datations géochronologiques par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ont été réalisées à l'Institut de Géodynamique de l'Université de Nice-Sofia Antipolis en collaboration avec Gilbert Féraud et Gilles Ruffet.

- + **étudier la minéralogie primaire des produits magmatiques.** Des études microsonde ont été effectuées au Service Commun Microsonde de l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc (Montpellier) avec l'aide de Claude Merlet. La totalité des lames minces a été réalisée à Marseille par Jean-Claude Girard (Laboratoire de Pétrologie Magmatique).

- + **caractériser la nature des transformations minérales secondaires** qui affectent ces roches. Pour cela, une étude à la microsonde, couplée à des analyses par diffraction aux rayons

X et une étude MEB a été nécessaire. La majorité des spectres de diffraction aux rayons X ainsi que l'étude au MEB ont été réalisés au Centre ORSTOM de Bondy au Laboratoire de Géologie de la Surface, dirigé par Martine Gérard. Quelques analyses complémentaires ont été faites par Lucien Seigle au Laboratoire de Géosciences de l'Environnement de l'Université d'Aix-Marseille III.

+ déterminer l'affinité géochimique des laves et tâcher d'apprécier l'influence des transformations minérales secondaires sur la composition chimique des laves. Les analyses chimiques sur roches totales ont, pour la majeure partie, été effectuées au Laboratoire de Pétrologie Magmatique de l'Université d'Aix-Marseille III par Marie-Odile Trenszt et Jean-Claude Germanique. Un certain nombre d'analyses par activation neutronique ont été réalisées par Pierre Soler à l'Université de Cornell (Ithaca, USA).

L'ensemble de ces données a été utilisé afin de proposer un modèle d'évolution géodynamique des segments septentrional et central de la marge andine au cours du Jurassique inférieur à moyen.

Le traitement des données et la rédaction de ce mémoire ont été réalisés au Laboratoire de Pétrologie Magmatique de l'Université d'Aix-Marseille III. Le traitement des analyses sonde et des analyses chimiques a été fait à l'aide de programmes informatiques réalisés par Daniel Hermitte (Laboratoire de Pétrologie Magmatique).

CHAPITRE I

INTRODUCTION

CHAPITRE I

INTRODUCTION

I. OBJECTIFS DE L'ETUDE.

I.1. Introduction.

La Cordillère des Andes constitue une zone orogénique allongée sur plus de 7000 km. La marge andine, classiquement associée à la subduction, peut être divisée longitudinalement en plusieurs grands segments (Aubouin, 1973 ; Jordan *et al.*, 1983), séparés par des déflexions (Fig.I.1.). Du Nord au Sud, ce sont :

+ les Andes Septentrionales (ou Segment Colombo-équatorien) qui s'allongent entre la Mer des Caraïbes et la déflexion de Huancabamba (environ 5° S, DH sur Fig.I.1),

+ les Andes Centrales (ou Segment Péruvien) qui vont de la déflexion de Huancabamba (5° S) jusqu'à la déflexion d'Arica (environ 18° S, DA sur Fig.I.1).

+ les Andes Méridionales (ou Segment Chilien) qui s'étendent entre la déflexion d'Arica et le Cap Horn (56°S).

Pour certains auteurs, il existe un segment faisant la transition entre les Andes Septentrionales et les Andes Centrales (Fig.I.1) : les Andes de Huancabamba (Mourier, 1988 ; Mégard, 1989).

Les Andes Septentrionales (Segment colombo-équatorien) sont caractérisées par une évolution mésozoïque à début cénozoïque typique d'une chaîne cordillère avec accréation de "*terranes*" allochtones dans la partie occidentale, alors que les Andes Centrales sont caractéristiques d'une orogénèse de type marginale sans accréation de "*terranes*" (Mégard, 1987). Les Andes de Huancabamba forment la transition entre ces deux types de chaînes et comprennent un microcontinent sialique accréé au Crétacé (Mourier, 1988 ; Mourier *et al.*, 1988).

En Colombie et en Equateur, la Cordillère Occidentale et tous les territoires situés plus à l'Ouest (Occidente) ont été accrés. Ces terrains accrés seraient constitués de croûte océanique et limités à l'Ouest par une suture (Dolores-Guayaquil-Romeral Megashear) située dans le graben Cauca Patia et dans la Vallée Interandine d'Equateur (McCourt *et al.*, 1984 ; Aspden *et al.*, 1987 ; Mourier, 1988 ; Mégard, 1989 ; Aspden et Litherland, 1991).

Deux modèles évolutifs sont, le plus souvent, proposés pour la marge andine au cours du Mésozoïque :

Le premier modèle fait intervenir une subduction continue le long de la marge depuis le Paléozoïque jusqu'à l'Actuel (James, 1971 ; Audebaud *et al.*, 1973 ; Mégard, 1978, 1987 ; Dalziel, 1983).

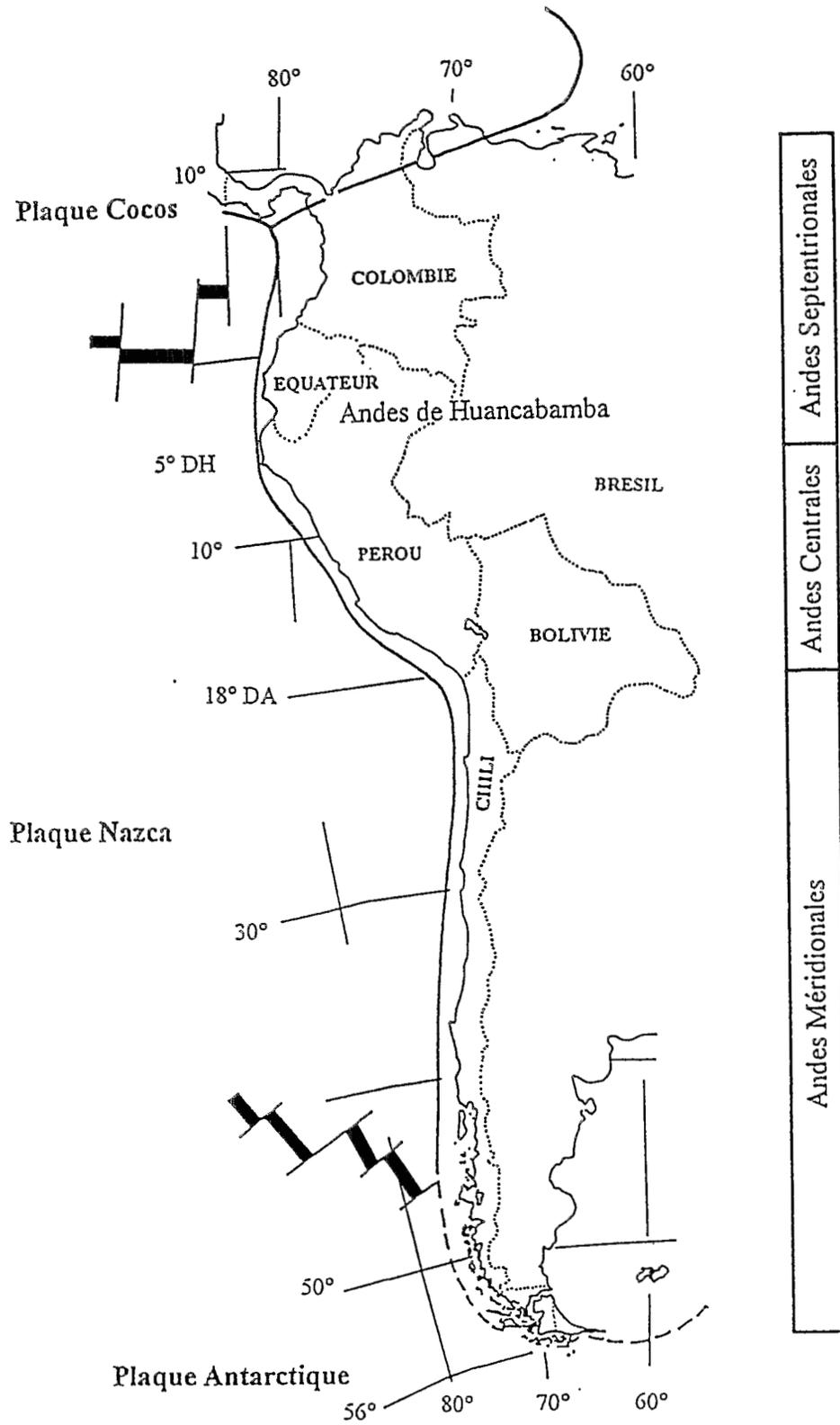


Fig.I.1. : Les principaux segments dans les Andes (Aubouin, 1973).
DH = Déflexion de Huancabamba et DA = Déflexion d'Arica.

Le second type de modèle suggère que la marge andine fonctionne comme une zone en décrochement le long de certains secteurs pendant au moins une partie du Mésozoïque (Dalmayrac, 1980 ; Martinez, 1980 ; McCourt *et al.*, 1984 ; Aspden *et al.*, 1987 ; Jaillard *et al.* 1990).

I.2. Bref historique des travaux antérieurs.

I.2.1. En Equateur.

En Equateur, la zone orientale ou *Oriente*, correspondant à la zone subandine, où affleurent les roches volcaniques étudiées dans ce mémoire, et au bassin amazonien proprement dit, a tout d'abord été étudiée par des géologues appartenant à des compagnies pétrolières. En 1927, Wasson et Sinclair, géologues de la compagnie pétrolière Leonard Exploration Company font une première description de roches volcaniques d'âge mésozoïque : ce sont les "*Misahualli Basalts and Tuffs*". En 1932, Colony et Sinclair font une étude pétrographique détaillée de roches volcaniques d'âge "pré-albien" : il s'agit des Séries des Ríos Misahualli, Coca et Jondachi. En 1940, Goldschmidt, géologue de la Shell (*in* Bristow et Hoffstetter, 1977, cité comme rapports de la Shell non publiés) rassemble ces différentes séries et définit les Formations Misahualli, Chapiza et Santiago. Bruet (1947) reprend ces différentes formations et signale la présence de faune fossile (*Pseudomonotis* et *Arietites*) permettant d'attribuer un âge triasique à liasique à la Formation Santiago. Tschopp (1948, 1953 et 1956) synthétise toutes les données géologiques et établit une colonne stratigraphique pour l'*Oriente*. Cet auteur divise la Formation Chapiza en trois membres et attribue le volcanisme Misahualli au membre supérieur de la Formation Chapiza (voir chapitre II). Faucher et Savoyat (1973) réunissent l'ensemble de ces données et établissent des reconstitutions paléogéographiques. Geyer (1974) étudie la Formation Santiago et précise l'âge de cette formation grâce à la présence d'ammonites fossiles. Bristow et Hoffstetter (1977) synthétisent l'ensemble des formations définies en Equateur dans un volume du Lexique Stratigraphique International consacré à l'Equateur. Merlyn (1978), au cours d'une thèse de l'Escuela Politécnica Nacional de Quito, cartographie en détails une zone située entre les ríos Salado et Malo, au Nord de l'*Oriente*, dans la région de Baeza. En 1980, Feininger publie le premier âge absolu sur une roche du Membre Misahualli (âge K/Ar roche totale à 132 Ma, âge attribué à Canfield, communication personnelle 1977). En 1982, Hall et Calle établissent une synthèse sur le magmatisme équatorien et donnent également un âge K/Ar (roche totale) à 132 Ma pour une lave de la Formation Misahualli, mais cette fois attribué à Espín (communication personnelle, 1978). Plus récemment, Pavia *et al.* (1992) ont montré la présence de faune fossile datée de l'Hettangien supérieur à Sinémurien dans la partie supérieure de la Formation Santiago.

Récemment, un programme d'étude de la Cordillère Real d'Equateur et de l'*Oriente* a été mené en collaboration entre le *British Geological Survey (Overseas Division Administration)* et l'*Instituto Ecuatoriano de Minas (INEMIN)* d'Equateur. Une campagne de datations (K/Ar ; Rb/Sr et Sm/Nd) ainsi qu'une étude géochimique ont été effectuées sur les batholites jurassiques de l'*Oriente* équatorien (Litherland *et al.*, 1990 ; Aspden *et al.*, 1990 ; 1992 ; Aspden et Litherland, 1992).

I.2.2. Au Nord du Pérou.

Jusqu'à présent les Andes nord péruviennes n'ont fait l'objet que de peu d'études géologiques. En 1929, Steimann publie la première synthèse sur les Andes péruviennes. Les premières données stratigraphiques sont dues à Benavides (1956) qui étudie essentiellement le Crétacé. Des levés géologiques sont, relativement récemment, effectués afin d'établir les cartes géologiques au 1/100 000° (Reyes, 1981 ; Wilson, 1984 et Reyes et Caldas, 1987). Loughman et Hallam (1982) étudient le Groupe Pucará d'âge Jurassique inférieur et proposent des corrélations stratigraphiques pour la période allant du Trias au Jurassique supérieur. Plus récemment, les travaux de Jaillard et Jacay (1989) sur la stratigraphie et la sédimentologie du Jurassique supérieur dans les Andes nord péruviennes permettent d'élaborer des reconstitutions géodynamiques pour les Andes de Huancabamba.

Le travail de Mourier (1988) approfondit considérablement les connaissances sur la cartographie, la stratigraphie, le paléomagnétisme et la paléogéographie du Nord du Pérou. Cet auteur définit, en outre, les Andes de Huancabamba comme un segment faisant la transition entre les Andes Septentrionales et les Andes Centrales et propose un modèle géodynamique pour l'évolution géologique de ce segment.

I.2.3. Au Sud du Pérou.

Les bases de la géologie et de la stratigraphie de la région côtière du Sud Pérou sont posées dans les années 1948 à 1950 avec les travaux de Jenks (1948) et Newell (1949). Plus tardivement Rüegg (1956, 1961 et 1962) définit la Formation Río Grande et met en évidence la présence de faune fossile dans cette formation.

Dans les années 1960, l'élaboration de cartes géologiques au 1/100 000 par l'INGEMMET permettent d'améliorer la connaissance sur la géologie du Sud péruvien (Benavides, 1962 ; Bellido et Guevara, 1963 ; Jaén et Ortiz, 1963 ; García, 1968). Szekely (1966) établit la première table de corrélations entre les différentes formations définies au Pérou ainsi qu'au Nord du Chili. Vicente (1981) et Vicente et al. (1982) reprennent les bases de la stratigraphie sud-péruvienne et proposent les premières reconstructions paléogéographiques pour le Sud du Pérou. En 1985, Injoque étudie les gisements de cuivre présents dans les séries volcaniques du Sud-Pérou.

D'un point de vue géochronologique et géochimique, le magmatisme jurassique sud-péruvien est relativement mal connu. Les premiers travaux entrepris sur la géochimie du volcanisme jurassique sud-péruvien ne concernent que la Formation Chocolate (James *et al.*, 1974 ; 1975 ; Boily *et al.*, 1984). Plus tard, les travaux d'Aguirre et Offler (1985) et Aguirre (1988) permettent de préciser la composition géochimique des laves de la Formation Río Grande ainsi que les caractéristiques du métamorphisme qui affectent les laves de cette formation. Ces auteurs publient, en outre le premier âge absolu obtenu par méthode K/Ar (roche totale) sur une lave de cette formation. Récemment, Roperch et Carlier (1992) étudient le paléomagnétisme de roches volcaniques de la Formation Chala et datent des coulées de laves de cette formation ainsi que des roches intrusives intercalées par méthode Ar/Ar (roche totale).

L'étude du volcanisme jurassique de la région côtière du Sud Pérou effectué au cours de cette thèse s'inscrit dans le cadre d'un programme d'étude du magmatisme jurassique mené en collaboration, depuis quelques années, entre l'ORSTOM (P. SOLER, G. CARLIER) et L. AGUIRRE (Laboratoire de Pétrologie Magmatique, Université d'Aix-Marseille III).

I.3. Différents modèles géodynamiques proposés pour l'évolution des Andes.

Plusieurs modèles géodynamiques ont été proposés pour l'évolution des Andes Septentrionales et Centrales au cours du Mésozoïque. McCourt *et al.* (1984) puis Aspden et McCourt (1986) proposent des accrétions successives de terrains océaniques pour expliquer la croissance continentale de la Colombie méridionale et centrale. Plusieurs grandes périodes d'accrétions se seraient ainsi produites au cours du Mésozoïque. Aspden *et al.* (1987) définissent cinq épisodes plutoniques en Colombie. La distribution et la géométrie des produits magmatiques conduisent ces auteurs à suggérer un changement de direction de convergence entre la plaque océanique et la marge colombienne. Au cours du Jurassique, le mouvement de la plaque océanique se ferait du NW vers le SE alors qu'au Crétacé, il se ferait du SW vers le NE. Les interruptions majeures de plutonisme entre les cinq épisodes définis par Aspden *et al.* (1987) correspondraient à des périodes pendant lesquels le mouvement relatif des plaques océanique et continentale serait fortement oblique ou transformant et/ou à des périodes pendant lesquelles des accrétions se produiraient.

Mourier (1988) étudie les Andes de Huancabamba, situées au Nord du Pérou, qui font la transition entre Andes Septentrionales et Centrales. Cet auteur propose également un modèle géodynamique faisant état d'une importante réorganisation dans le mouvement des plaques au cours du Mésozoïque. Cet auteur propose également l'accrétion d'un bloc continental : le bloc Amotape-Tahuin, à la bordure ouest de l'Amérique du Sud.

Ces modèles (Aspden *et al.*, 1987, Mourier, 1988 repris dans Mourier *et al.*, 1988a et 1988b) seront exposés plus en détails dans la conclusion de ce mémoire

Plus récemment, un modèle d'évolution de la marge andine au niveau des segments péruvien et colombien au cours du Mésozoïque inférieur (Jaillard *et al.*, 1990) a été proposé. Il reprend la plupart des modèles préexistants et synthétise l'évolution paléogéographique, tectonique, sédimentaire, magmatique et structurale de la marge andine au cours du Jurassique.

D'après Jaillard *et al.* (1990), les données stratigraphiques et structurales suggèrent que les segments colombo-équatorien et péruvien de la marge occidentale d'Amérique du Sud ont connu une histoire orogénique variable au cours des temps. Ces auteurs divisent cette évolution géodynamique en trois grandes phases (Fig.I.2.).

(1) Au Trias et au Lias, sous l'influence d'une phase téthysienne de rifting dans les Caraïbes, la marge andine est soumise à un régime tectonique en extension, notamment le long du segment colombo-équatorien (Fig.I.2.a). A cette époque, aucune zone de subduction ne fonctionnerait le long des Segments colombo-équatorien et péruvien.

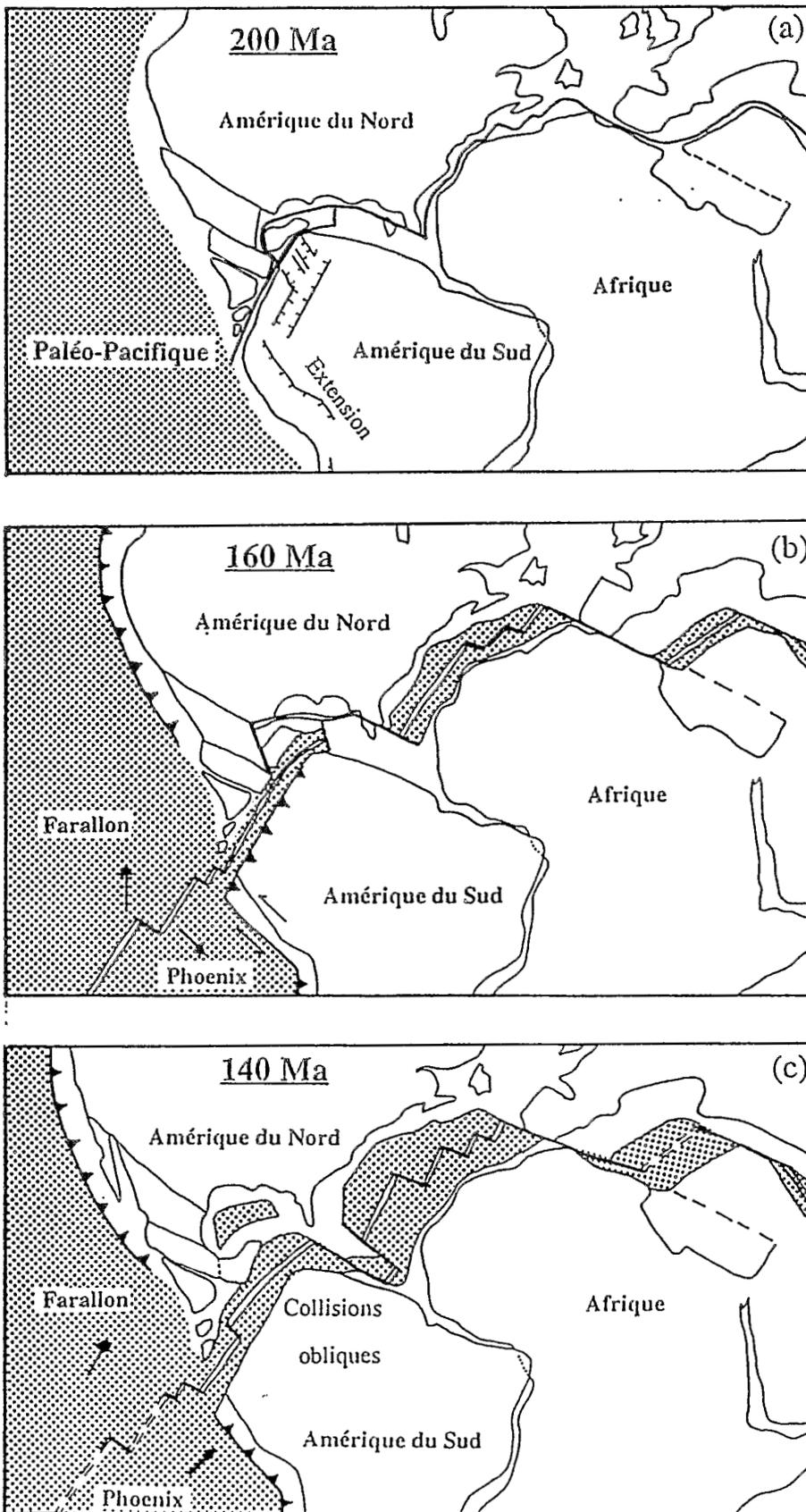


Fig. I.2.: Reconstruction géodynamique et évolution de la marge andine au cours du Mésozoïque inférieur (d'après Jaillard *et al.*, 1990).

(2) Au Jurassique moyen, des arcs magmatiques calco-alcalins s'édifient en Colombie dès le Toarcien (Aspden *et al.*, 1987) et en Equateur à partir de l'Aalénien. Ce magmatisme est interprété comme résultant de la subduction d'une plaque océanique téthysienne, nouvellement formée, sous la marge sud américaine. Lors de cette période, la direction de la subduction globalement NW-SE est grossièrement orthogonale par rapport au segment colombien. Le long du segment péruvien, en revanche, la direction du mouvement de la plaque océanique en subduction sous le continent sud-américain induirait un mouvement décrochant senestre (Fig.I.2.b). Cependant, ce modèle est infirmé par l'existence d'un magmatisme calco-alcalin répandu au Jurassique sur la côte sud du Pérou (James *et al.*, 1974 ; Boily *et al.*, 1984 ; Aguirre et Offler, 1985 ; Aguirre, 1988). La présence de ce magmatisme serait due à l'existence d'une zone de subduction tout au long du segment péruvien. La tectonique décrochante enregistrée au Pérou au cours de cette période, associée à la présence d'un arc volcanique calco-alcalin, pourrait être le résultat d'une subduction oblique sous la marge sud-péruvienne au cours du Jurassique (Fig.I.2.b.).

(3) Au Kimméridgien-Tithonique, le cadre géodynamique changerait brutalement (Jaillard *et al.*, 1990, Fig.I.2.c.). En Colombie, l'activité magmatique cesse et des accrétions continentales se produisent le long de sutures décrochantes dextres. Le long du segment péruvien, une nouvelle fosse turbiditique se met en place et la sédimentation détritique continentale reprend. Dans le secteur côtier, la présence d'un volcanisme d'arc indiquerait la création d'une zone de subduction sous ce segment (Fig.I.2.c). Ces changements paléogéographiques indiquent que la direction de convergence de la plaque paléo-pacifique s'est probablement inversée. La subduction, à partir du Kimméridgien, se ferait selon la direction SW-NE. Ce changement serait lié au ralentissement du taux d'accrétion de l'Océan Ouest Téthysien et au début du rifting de l'Atlantique Sud.

Ce modèle fait l'objet de controverses. En effet, du Trias au Lias, le segment péruvien est caractérisé par la présence d'un volcanisme calco-alcalin interprété comme étant lié à une subduction active le long de la marge andine à cette époque (James *et al.*, 1975), ce qui est en désaccord avec le modèle proposé par Jaillard *et al.*, 1990).

I.4. Objectifs de ce travail.

Ces reconstitutions de l'évolution géodynamique de la marge andine, au niveau des Andes Septentrionales et Centrales, au cours du Jurassique font toujours l'objet de controverses. Ces modèles sont essentiellement basés sur des données stratigraphiques et structurales et le magmatisme jurassique associé au fonctionnement de la marge andine n'est encore que partiellement connu. Une meilleure connaissance de la géochimie et de la géochronologie du magmatisme jurassique équatoriano-péruvien ainsi que du métamorphisme qui l'affecte s'avère nécessaire afin de préciser l'évolution géodynamique mésozoïque de la marge andine.

Les objectifs de ce travail consistent donc en :

+ une étude des caractéristiques pétrographiques, minéralogiques et géochimiques des laves

d'âge jurassique du Pérou et d'Equateur afin de déterminer leur affinité magmatique et le contexte géodynamique de leur mise en place.

+ une étude **géochronologique** de ces roches afin de mieux contraindre l'âge des manifestations volcaniques dans ces deux régions au Jurassique.

+ une étude des **transformations minérales secondaires**. En effet, les roches appartenant aux différentes formations étudiées dans le cadre de ce travail sont à des degrés divers affectées par des transformations minérales secondaires. Ces dernières sont responsables de modifications de la composition chimique des laves. Un des objectifs de ce travail est, dans un premier temps, d'étudier la pétrographie secondaire et la composition des différents minéraux métamorphiques qui ont cristallisé au cours de l'altération des laves. Nous essaierons alors de déterminer à quel type d'altération ou métamorphisme, les différentes formations volcaniques jurassiques d'Equateur et du Pérou ont été confrontées. Nous tacherons, dans un second temps d'apprécier l'impact de la cristallisation des minéraux secondaires sur la composition chimique de ces laves.

Les secteurs étudiés appartiennent à deux segments de la marge andine (Fig.I.1 et I.3) :

+ **Dans les Andes Septentrionales**, zone subandine d'Equateur et Andes de Huancabamba du Nord Pérou.

+ **Dans les Andes Centrales** : région côtière du Sud Pérou, dans les régions de Chala et du Río Grande (Département d'Ica).

I.5. Plan adopté.

Dans ce chapitre, nous présenterons les grands traits de l'évolution paléogéographique du Trias au Crétacé inférieur des segments étudiés de la marge andine ainsi que les modèles existant pour l'évolution géodynamique de cette marge au cours du Jurassique.

Dans le second chapitre "*Les différentes formations étudiées : généralités*", le cadre géologique régional de ces formations sera exposé. Les résultats des datations géochronologiques effectuées sur ces roches par méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ seront présentées à la fin de ce chapitre.

Dans une troisième partie "*Pétrographie primaire*", la pétrographie des laves et des produits pyroclastiques appartenant aux différentes formations sera étudiée.

Dans une quatrième partie "*Minéralogie primaire*", les principales caractéristiques chimiques des minéraux magmatiques des laves étudiées seront exposées.

L'ensemble des séries étudiées a été à des degrés divers affecté par des transformations minérales secondaires. Dans un cinquième chapitre intitulé "*Les transformations minérales secondaires*", les associations minérales secondaires de chaque formation seront décrites et après une présentation pétrographique et chimique des différents minéraux secondaires, nous tacherons de déterminer le type d'altération ou de métamorphisme qui a affecté les roches des différentes formations volcaniques jurassiques. Au terme de ce chapitre, nous comparerons les caractéristiques minéralogiques et chimiques des minéraux secondaires par formation.

Dans un sixième chapitre "*Géochimie*", nous essayerons tout d'abord de montrer l'influence des

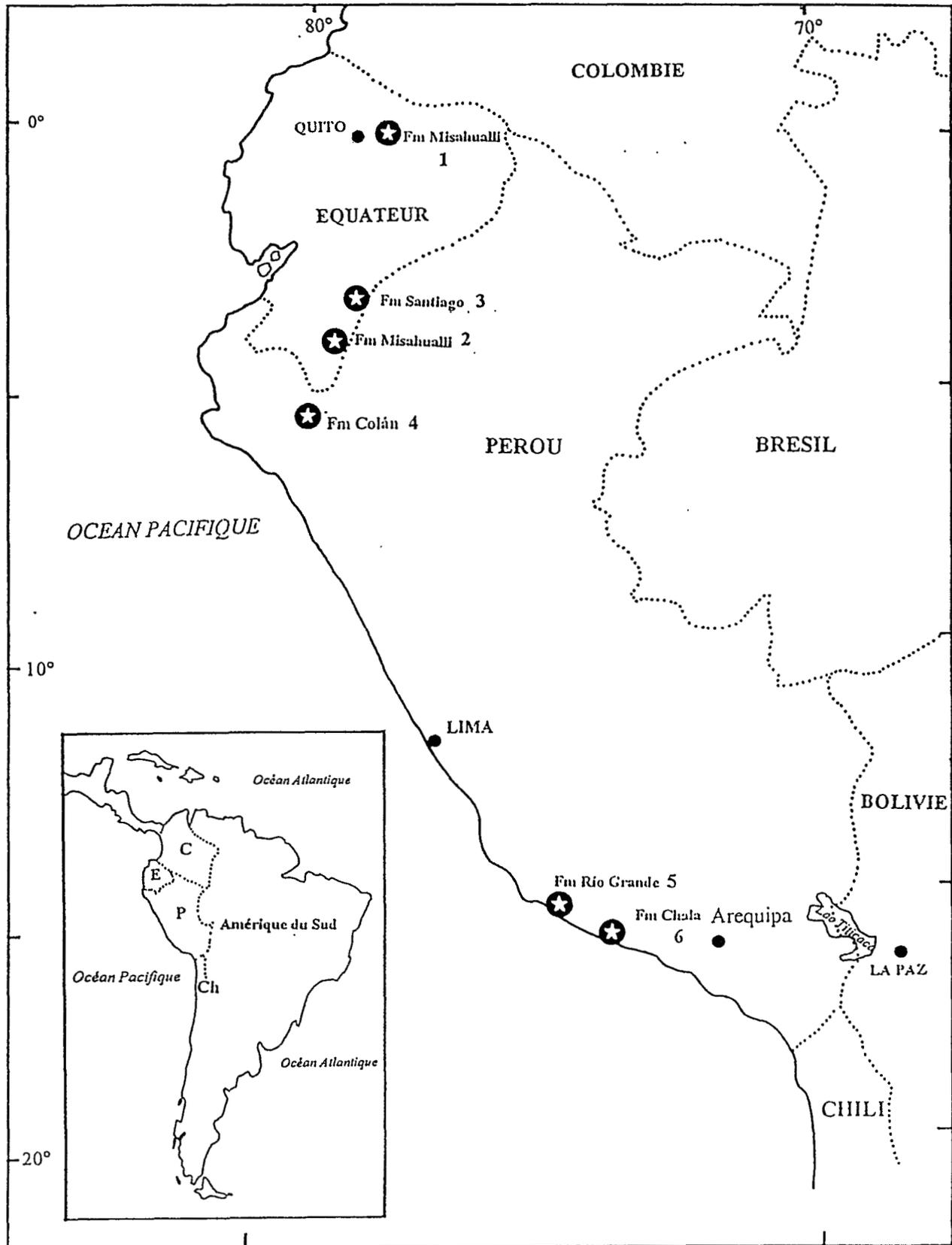


Fig.I.3. : Répartition des différents secteurs d'étude en Equateur et au Pérou.

transformations minérales secondaires sur la composition chimique des laves étudiées. Puis nous nous efforcerons de déterminer l'affinité géochimique des divers produits volcaniques.

Enfin, dans la partie "*Cadre géodynamique et conclusions générales*", nous essaierons de replacer les différents résultats obtenus dans un cadre géodynamique plus général et nous tenterons de confronter nos résultats, aussi bien du point de vue des caractéristiques du magmatisme que des transformations minérales qui ont affecté ces roches, avec les modèles proposés pour l'évolution géodynamique de la marge andine.

II. EVOLUTION DES ANDES SEPTENTRIONALES, CENTRALES ET NORD MERIDIONALES AU COURS DU MESOZOIQUE INFERIEUR A MOYEN.

Une synthèse des caractéristiques sédimentaires, paléogéographiques, magmatiques et structurales au cours de l'évolution des segments péruvien et colombien, au Mésozoïque inférieur, a récemment été effectuée par Jaillard *et al.* (1990). La suite de ce chapitre est basée en majeure partie sur cette synthèse. L'Echelle Stratigraphique Internationale utilisée par ces auteurs est celle de Haq *et al.* (1987). Nous avons également utilisé l'Echelle Stratigraphique Internationale de Odin et Odin (1990).

Du Trias au Crétacé, l'évolution mésozoïque de la marge andine peut être divisée en quatre grandes étapes (Jaillard *et al.*, 1990), chacune d'entre elles étant caractérisée par des traits sédimentaires, structuraux et magmatiques différents. (1) Le Trias, est marqué par une sédimentation détritique continentale. (2) De la fin du Trias jusqu'au Lias supérieur, une plate-forme carbonatée se met en place sur la quasi-totalité de la marge andine. (3) Puis à partir de l'Aalénien, la marge andine est le siège d'une sédimentation détritique continentale associée à un volcanisme d'arc. (4) Au Kimméridgien, le cadre paléogéographique change à nouveau (*cf* paragraphe précédent). Au Crétacé, des grès continentaux se déposent.

Chacune de ces périodes correspond globalement à d'importants changements géodynamiques (Jaillard *et al.*, 1990).

II.1. Sédimentation détritique continentale du Trias moyen (ca. 240 à 220 Ma).

Le Permo - Trias est marqué par une sédimentation détritique continentale de type couches rouges (Geyer, 1973 ; Mégard, 1978 ; Dalmayrac *et al.*, 1980 ; Macia *et al.*, 1985 ; Jaillard *et al.*, 1990). Ces roches, présentes en Colombie, Equateur et Pérou proviennent généralement de l'érosion du bouclier guyano-brésilien et sont associées à une tectonique active.

En Colombie, la sédimentation détritique continentale de type alluvial (Alvarez, 1983 ; Mojica *et al.*, 1985) est associée à un plutonisme syn-cinématique probablement dû à une tectonique décrochante

séneestre (Macia et Mojica, 1981 ; McCourt *et al.*, 1984 ; Aspden *et al.*, 1987). Des stocks granodioritiques, des diorites quartziques, des monzonites et des tonalites intrudent le socle paléozoïque de la Cordillère Centrale (Toussaint et Restrepo, 1982 ; Alvarez, 1983 ; Boinet *et al.*, 1983 ; Aspden *et al.*, 1987). Cet épisode intrusif est daté entre 224 et 215 Ma (McCourt *et al.*, 1984). Il s'agit d'un magmatisme post-tectonique de l'orogénèse hercynienne. Puis, on observerait une lacune de plutonisme de 214 à 173 Ma (McCourt *et al.*, 1984).

En **Equateur**, d'après Litherland *et al.* (1992), une série de sédiments et laves triasiques affleurent au Sud, dans la région de Zamora. Ces sédiments sont datés grâce à la présence de bivalves (Aspden et Ivimey-Cook, 1992).

Au **Nord du Pérou**, dans les **Andes de Huancabamba**, le Géanticlinal du Marañón qui constitue le prolongement septentrional de la Cordillère Orientale du Pérou Central, est le siège d'une sédimentation détritique de type couches rouges (Mourier, 1988). Des coulées andésitiques altérées s'intercalent au sein de la série. On observe, dans la partie supérieure de la coupe, la présence de matériel volcanique acide dont la proportion augmente vers le sommet (Permien supérieur à Trias inférieur).

Dans la **Cordillère Orientale du Pérou**, des molasses post-tectoniques (Cobbing 1985), déposées dans un système de horsts et grabens, sont associées à des manifestations volcaniques de nature alcaline (Noble *et al.*, 1978 ; Mégard, 1980 ; Dalmayrac, 1980 ; Carlier *et al.*, 1982 ; Kontak, 1985). Ce magmatisme alcalin est lié à une extension crustale. Associé à ce magmatisme et au rifting, plusieurs réseaux de plutons granitiques et granodioritiques calco-alcalins se mettent en place le long de failles majeures NW-SE, dans des grabens (Cobbing, 1985 ; Pitcher et Cobbing, 1985). Les âges de ces intrusions sont compris entre 260 et 234 Ma au Pérou et sont proches de 195 Ma en Bolivie (Cobbing, 1985 ; Pitcher et Cobbing, 1985 ; Clark *et al.*, 1990). D'après Soler (1991), le Permo-Trias au Pérou est marqué par deux épisodes plutoniques qui se succèdent : le premier correspond à un magmatisme métallumineux à hyper-alumineux et le second à un magmatisme alcalin mis en place en régime tectonique d'extension crustale.

Au **Sud du Pérou**, un arc volcanique continental composé de coulées andésitiques (Fm Chocolate et Junerata) commence à se mettre en place (Benavides, 1962 ; Vicente, 1981, Vicente *et al.*, 1982 ; Boily *et al.*, 1984). Ces unités volcaniques reposent en discordance, soit sur des roches paléozoïques, soit directement sur le socle précambrien. Dans la région d'Arequipa, la base de ces unités est composée de brèches volcaniques andésitiques intercalées avec des séquences sédimentaires marines et continentales (Roperch et Carlier, 1992).

Au **Nord du Chili**, au Trias, deux environnements sédimentaires sont reconnus. Sur l'emplacement de l'actuelle Cordillère de la Côte, la sédimentation est principalement marine alors que dans la Cordillère Principale, les dépôts sont de nature exclusivement continentale (Coira *et al.*, 1982 ; Charrier, 1979 ;

Aguirre, 1985). Un volcanisme important est présent dans les deux environnements. Les dépôts continentaux consistent en d'épaisses séquences d'éventails alluviaux associés à une tectonique très active en extension ou en transtension (Naranjo *et al.*, 1982 ; Suarez, 1984 ; Suarez *et al.*, 1985).

III.2. La transgression marine du Lias.

Le cycle andin proprement dit commence par une invasion marine généralisée à la quasi totalité du continent sud-américain. Cette transgression marine débute au Norien dans les Andes Septentrionales et Centrales et plusieurs grands secteurs peuvent être individualisés (Mégard, 1989) :

III.2.1 Norien à Hettangien (ca 220 à 200 Ma).

Les roches déposées du Norien à l'Hettangien sont présentes en Colombie, en Equateur, et au Pérou et correspondent globalement à l'installation d'un plate-forme carbonatée (Fig.I.4).

En Colombie, la Cordillère Centrale fonctionne comme une barrière divisant deux grands domaines (Irving, 1975 ; Bürgl, 1961 ; 1967) : un Domaine Est Andin et un Domaine Ouest Andin (Maresch, 1983). A l'Est, la sédimentation norienne reste principalement continentale avec des incursions marines sporadiques (Kummel et Fuchs, 1953 ; Geyer, 1973 ; 1982 ; Macia *et al.*, 1985 ; Mojica *et al.*, 1985 ; Mojica et Dorado., 1987). Des roches volcaniques sont intercalées dans la série sédimentaire. Plusieurs unités composées de couches rouges, de coulées acides à intermédiaires, de tufs et de brèches volcaniques intercalées avec de rares bancs de calcaires ont été définies (Formation Saldaña par exemple, Mojica *et al.*, 1985). Des coulées de rhyolite, rhyodacite et andésite s'intercalent à différents niveaux de la formation. A l'ouest, des conditions marines prédominent (Maresch, 1983, Restrepo et Toussaint, 1988). Les calcaires massifs de plate-forme sont restreints au Sud de la Colombie (Jaillard *et al.*, 1990).

En Equateur, la base de la **Formation Santiago** (Tschopp, 1953) constituée de calcaires gris en couches monotones, s'installe. Elle renfermerait des fossiles d'âge norien d'après des géologues de la Petroecuador (Jaillard, comm. pers.). Aucune intrusion de cet âge n'est connue en Equateur (Hall et Calle, 1982 ; Baldock, 1982 ; Jaillard *et al.*, 1990).

Dans le **Nord du Pérou** et dans les **Andes du Pérou Central**, le début du cycle andin est marqué par le dépôt de calcaires de plate-forme transgressifs du Norien et du Lias (Mourier, 1988 ; Jaillard *et al.*, 1990). Une première transgression se met en place au Norien pendant laquelle des calcaires de plate-forme et des dolomies se déposent. Cette série présente de puissants sills dacitiques dans sa partie basale (Prinz, 1985 ; Soler, 1991). Puis on assiste à une seconde transgression au Lias inférieur qui se manifeste par le dépôt de calcaires bitumineux en milieu de plate-forme profonde (Jaillard *et al.*, 1990). Cobbing *et al.* (1981) attribuent également au Trias et au Lias l'abondant matériel volcanique associé à des roches sédimentaires calcaires dans le secteur côtier.

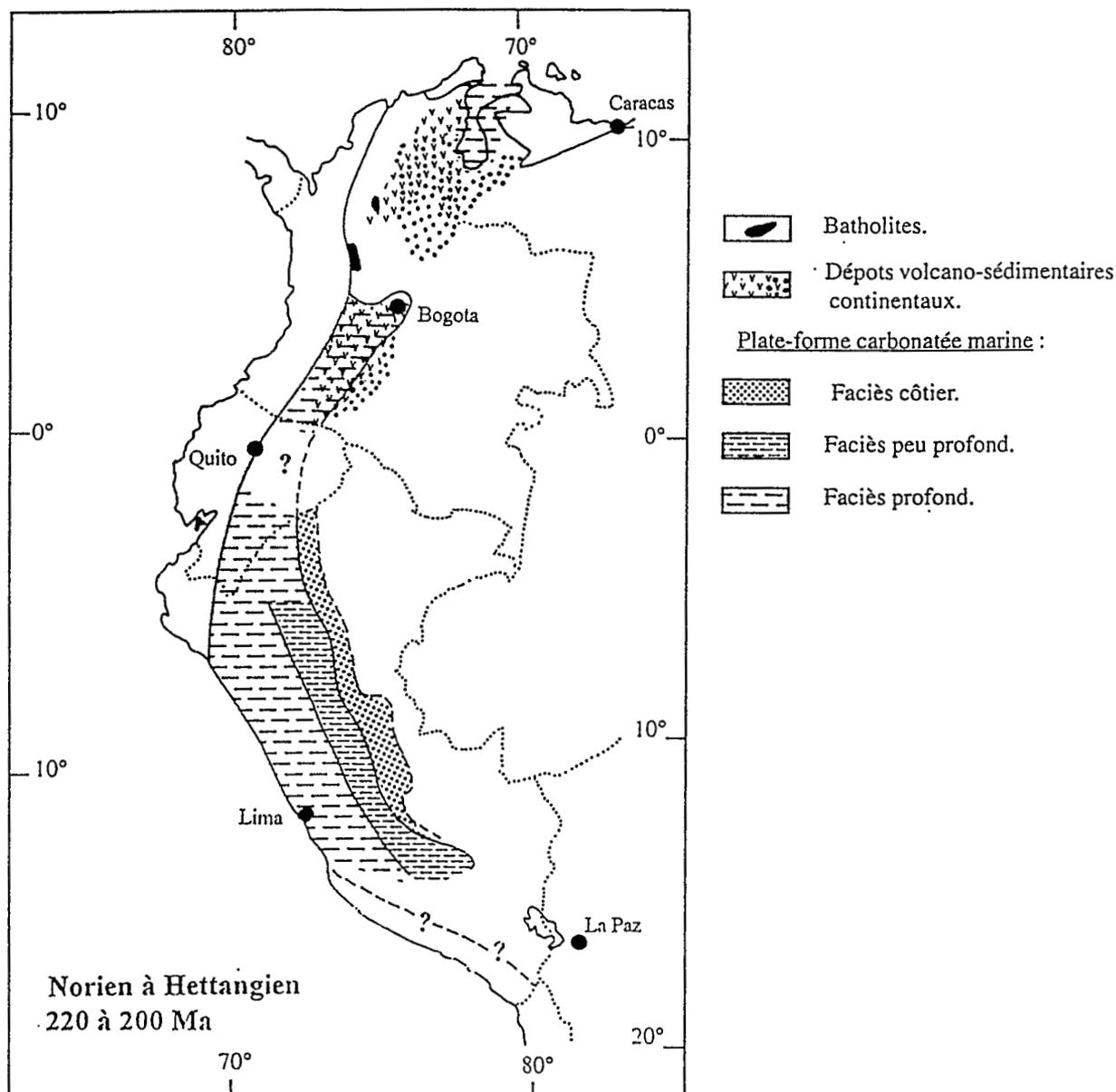


Fig.I.4. : Reconstruction paléogéographique des Andes Septentrionales et Centrales au cours de la période allant du Norien à l'Hettangien (d'après Jaillard *et al.*, 1990).

Au Sud du Pérou, aucun sédiment marin n'est connu à l'affleurement. La transgression norienne n'atteindrait pas cette région (Soler, 1991). Les épaisses séquences de coulées andésitiques, mises en place entre le Permien inférieur et le Sinémurien, de la Formation Chocolate commencent à s'épancher dans la région côtière (Jenks, 1948; Benavides, 1962; Vicente, 1981, Vicente *et al.*, 1982, Soler, 1991). Cette formation montre à la fois des caractères subaériens et sous-marins et elle est associée à des sédiments clastiques marins et calcaires ce qui suggère une mise en place proche du littoral. Les produits volcaniques sont de nature essentiellement andésitique basaltique à basaltique. Des datations géochronologiques indiquent des âges compris entre 185 et 150 Ma (Boily *et al.*, 1984). Cependant, d'après Soler (1991), ces âges paraissent peu fiables en raison de l'altération qui affecte ces roches.

D'après leur composition chimique, les laves de la Formation Chocolate ont une affinité calco-alkaline typique d'un magmatisme mis en place sur une marge continentale active (James *et al.*, 1975 ; Boily *et al.*, 1984 ; Soler, 1991).

Au Nord du Chili, la transgression liasique se fait de façon diachrone puisqu'elle commence à l'Hettangien à environ 25°S et au Pliensbachien à 29°15' S (Jensen et Vicente, 1979). Elle est associée à des roches volcaniques (Formation La Negra) interprétées soit comme issues d'un arc mis en place sur une croûte continentale (Losert, 1974 ; Muñoz *et al.*, 1988a , 1988b), soit comme mises en place en contexte de bassin marginal avorté (Rogers, 1985 ; Rogers et Hawkesworth, 1989).

III.2.2. Sinémurien à Lias supérieur (ca 200 -180 Ma).

La transgression amorcée au Norien perdure pendant cette période. Dans de nombreux secteurs, c'est au Sinémurien que la mer atteint son extension maximale (Fig.I.5)

En Colombie, les calcaires marins sont restreints à des bassins orientés NW - SE, contrôlés par des failles (Geyer, 1980 ; Jaillard *et al.*, 1990). La sédimentation comprend de nombreux produits volcaniques intercalés (coulées de lave dacitique, tufs, lahars et pyroclastites). Certaines unités sont constituées de conglomérats, limonites et argilites déposées en milieu marin de plate-forme.

Les autres secteurs colombiens sont alors émergés et des sédiments continentaux rouges se déposent (Mojica *et al.*, 1985 ; Restrepo *et al.*, 1985 ; Jaillard *et al.*, 1990). Les dépôts post-sinémuriens sont essentiellement de nature détritique continentale ou volcanique. A cette époque, le plutonisme se manifeste sous la forme de monzonites datées par méthode K/Ar sur biotite et muscovite à 198-192 Ma, de granites et granodiorites au Nord de la Colombie dans le Massif de Santander (Aspden *et al.*, 1987). Ce magmatisme à affinité calco-alkaline potassique serait lié à une subduction ou à un rifting ensialique et s'arrêterait après le Sinémurien.

En Equateur, les faciès flyschoides de la **Formation Santiago** se mettent en place dans la zone subandine. Vers l'ouest, cette formation se charge en matériel volcanique constitué de basaltes, tufs, brèches et grès volcanogéniques (Faucher et Savoyat, 1973 ; Bristow et Hoffstetter, 1977). Les travaux menés par Litherland *et al.* (1990), Aspden *et al.* (1990) et Aspden et Litherland (1992) dans la Cordillère Royale d'Equateur et dans la zone subandine montrent que les grands batholites, dont l'intrusion culminera au Jurassique moyen, commencent à se mettre en place à environ 190 Ma. En effet, des datations radiométriques effectuées sur le batholite granodioritique de Zamora qui affleure au Sud de l'Equateur, dans la Cordillère du Cóndor, donnent une série d'âges Rb/Sr (roche totale) et K/Ar (biotite et hornblende) à environ 190 Ma (Aspden et Litherland, 1990).

Dans le cadre de ce mémoire, nous étudierons les manifestations volcaniques de la Formation Santiago.

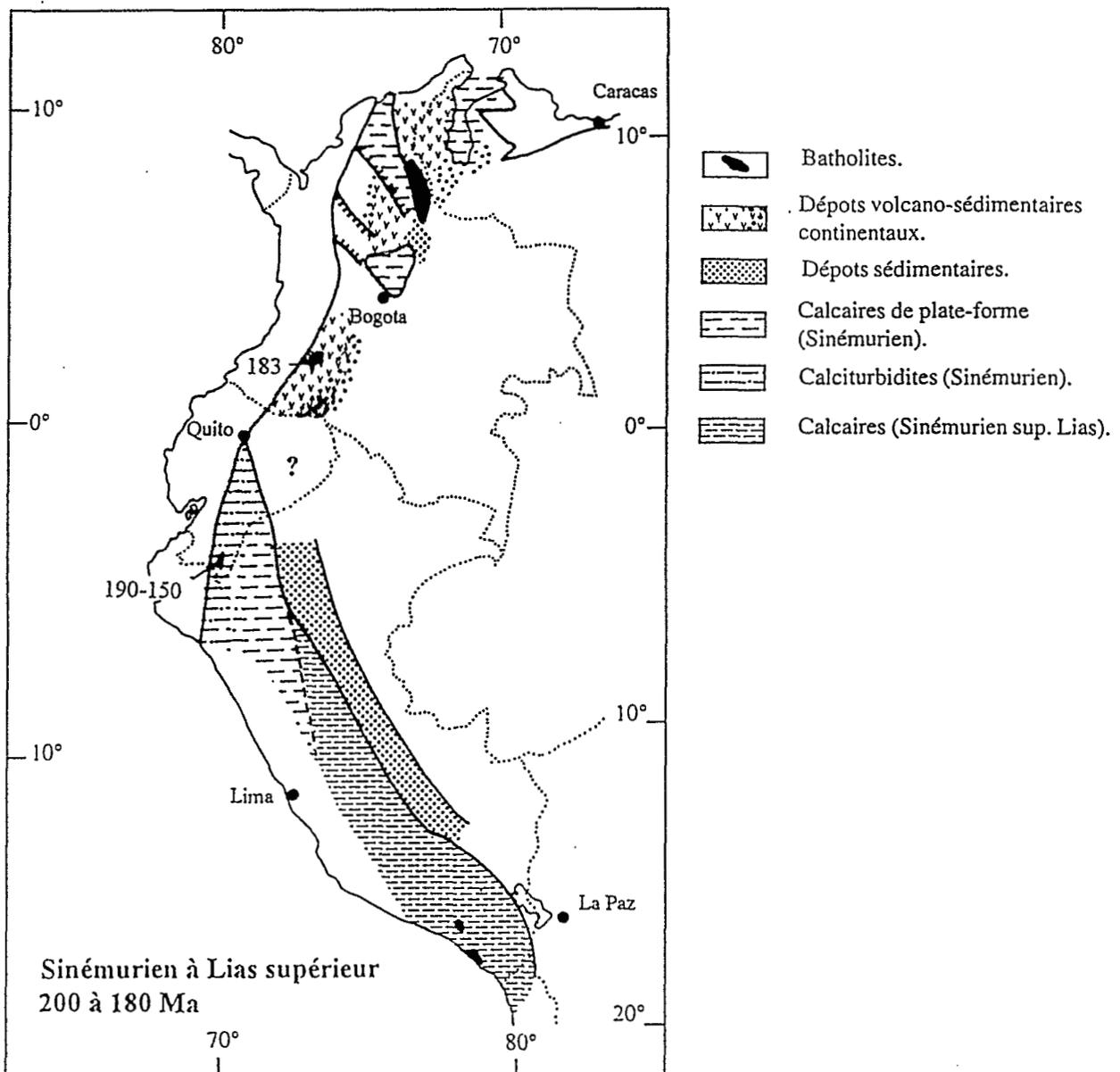


Fig.I.5. : Reconstruction paléogéographique des Andes Septentrionales et Centrales au cours de la période allant du Sinémurien au Lias supérieur (d'après Jaillard *et al.*, 1990). Les chiffres correspondent aux âges des batholites.

Au Nord et au centre du Pérou, des calcaires bitumineux à chert et des calciturbidites se déposent en milieu marin relativement profond en discordance sur les dépôts hettangiens (Palacios, 1980 ; Geyer, 1982 ; Jaillard *et al.*, 1990).

Au Sud du Pérou les laves de la Formation Chocolate continuent à s'épancher. Plus à l'est, dans le secteur adjacent de l'Altiplano, des calcaires marins profonds inférieurs se déposent (Vicente, 1981 ; Jaillard *et al.*, 1990). Au Lias supérieur, les calcaires et lutites noires de plate-forme marine recouvrent en discordance les dépôts de la Formation Chocolate (Vicente *et al.*, 1982). Dans la région côtière d'Arequipa, des plutons tonalitiques se mettent en place entre 182 et 196 Ma (Beckinsale *et al.*, 1985

; Mukasa et Tilton, 1985 ; Mukasa, 1986). Dans la Cordillère Orientale, ce sont des granodiorites et des syénites qui se mettent en place entre 175 et 185Ma (méthode K/Ar sur biotite, muscovite et feldspath potassique, Stewart *et al.*, 1974 ; Kontak *et al.*, 1985, Jaillard *et al.*, 1990).

Au Nord du Chili, la Formation La Negra est intrudée par des granites d'âge jurassique moyen, datés par méthode K/Ar entre 158 et 154 Ma (Damm et Pichowiak, 1981 ; Palacios, 1978 ; Ferraris, 1978). Une isochrone (18 points) Rb/Sr (roche totale) à 184 ± 14 Ma a été obtenue sur une lave de la Formation La Negra (Rogers, 1985 ; Rogers et Hawkesworth, 1989), ce qui permet de mettre en corrélation une partie de la Formation La Negra avec la Formation Chocolate du Sud du Pérou (Farrar *et al.*, 1975 ; James *et al.*, 1975 ; McNutt *et al.*, 1975. A l'est de cet arc, la sédimentation marine est interprétée par la majorité des auteurs comme ayant été déposée en contexte arrière arc (Coira *et al.*, 1982 ; Muñoz *et al.*, 1988 ; Naranjo *et al.*, 1982 ; Suarez *et al.*, 1985). Ce volcanisme est de type fissural et explosif à sa base (Losert, 1974). Il est associé à d'importantes minéralisations de cuivre de type stratbound deposits (Losert, 1974).

Dans sa localité type, dans l'actuelle Cordillère de la Côte, la Formation La Negra, de 10 000 m d'épaisseur, présente à sa base des intercalations de sédiments marins riches en faune fossile (ammonites, annélides, gastéropodes, bivalves et brachiopodes) typiques du Sinémurien (García, 1967 ; Skarmeta et Marinovic, 1981 ; Makshev et Marinovic, 1980). D'après Abad (1980), cette formation est d'âge sinémurien à bajocien. Pour d'autres auteurs, la Formation La Negra va jusqu'au Crétacé inférieur (Zeil, 1979, Buchelt et Tellez Cancino, 1988).. Dans certains secteurs, elle débute au Sinémurien alors que dans d'autres localités elle repose sur des formations sous-jacentes bajociennes.

III.3. La sédimentation continentale et les arcs volcaniques du Jurassique moyen à supérieur (Aalénien à Tithonique/Berriasien)

A l'Aalénien, un changement important de l'environnement paléogéographique intervient (Jaillard *et al.*, 1990). Dans de nombreux secteurs, des séries détritiques continentales se déposent en discordance sur la plate-forme carbonatée sous-jacente. En Equateur et au Nord du Pérou, la Plate-forme Chiclayo-Jaén (PCJ) s'individualise et l'arc Misahualli-Colán commence à fonctionner. Ce volcanisme est associé à une sédimentation détritique de type couches rouges (Mourier, 1988 ; Mourier *et al.*, 1988).

III.3.1. Aalénien à Bathonien (ca 180 - 160 Ma).

En Colombie, des roches volcaniques sub-aériennes se déposent dans des grabens (Fig.I.6). Plus tard, des roches continentales détritiques se mettent en place (Jaillard *et al.*, 1990). La période allant de 183 à 142 Ma correspond à un événement plutonique majeur en Colombie (McCourt *et al.*, 1984 ; Aspden et McCourt, 1986 ; Aspden *et al.*, 1987 ; Restrepo-Pace, 1992). Ces plutons, datés par méthode K/Ar sur biotite et hornblende, sont associées à un volcanisme sub-aérien de nature intermédiaire à acide. Entre

176 et 166 Ma, des plutons granodioritiques et tonalitiques intrudent la bordure orientale de la Cordillère Centrale. Ils sont associés à des minéralisations du Jurassique moyen (Sillitoe *et al.*, 1982 ; Sillitoe et Hart, 1984). Ces roches sont contemporaines du Complexe Igné de Mocoa, constitué de tufs et brèches volcaniques et de laves intermédiaires à acides (Toussaint et Restrepo, 1976 ; 1982), daté entre 183 et 170 Ma (Jaramillo *et al.*, 1980). Cette ceinture magmatique du Jurassique moyen se prolonge vers le sud, en Equateur et au Pérou.

L'Oriente équatorien et nord péruvien est marqué par une épaisse séquence terrigène de grès, et shales. Il s'agit des Formations Chapiza inférieur et Sarayaquillo inférieur qui recouvrent en discordance les calcaires du Lias (Kummel, 1948 ; Tschopp, 1953 ; 1956).

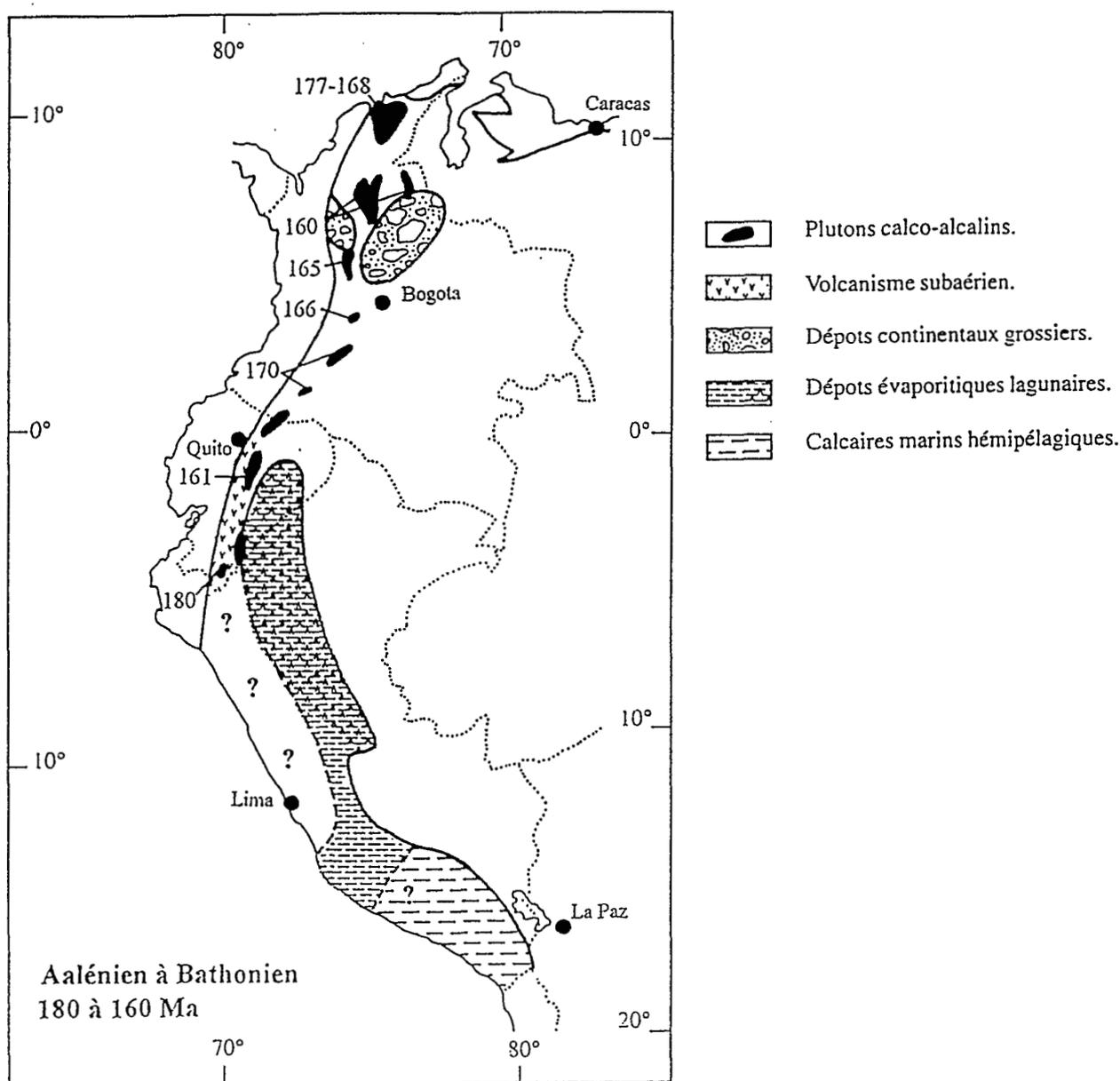


Fig.I.6. : Reconstruction paléogéographique des Andes Septentrionales et Centrales au cours de la période allant de l'Aalénien au Bathonien (d'après Jaillard *et al.*, 1990). Les chiffres correspondent aux âges des intrusions.

En **Equateur**, le bassin amazonien est le siège d'une sédimentation terrigène continentale de type "couches rouges" qui correspondent à la Formation Chapiza qui recouvrirait en discordance les calcaires du Lias (Kummel, 1948 ; Tschopp, 1953 ; 1956 ; Baldock, 1982).

Au **Nord du Pérou**, au Bathonien, la Plate-forme Chiclayo-Jaén (PCJ) s'individualise (Mourier, 1988). Cette plate-forme est caractérisée par une intense activité volcanique dont les produits sont connus sous le nom de **Formation Colán**. Cette plate-forme est séparée des domaines adjacents par des reliefs qui cantonnent le volcanisme de la **Formation Colán** au domaine de la PCJ (Mourier, 1988). A l'Ouest, le Massif d'Olmos, abrite le Bassin Ouest Péruvien (BOP) des manifestations volcaniques. A l'Est, le Géantoclinal du Marañon joue le même rôle de barrière vis à vis du Bassin Est Péruvien (BEP) qui correspond à l'Oriente équatorien. Ce dernier est le siège d'une sédimentation détritique continentale (Formation Sarayaquillo). A son sommet, cette formation comporte quelques niveaux volcaniques. Les produits volcaniques de la **Formation Colán** sont interprétés comme des laves émises par un arc volcanique installé sur une croûte continentale et liées à la subduction d'une plaque océanique sous la marge andine (Mourier, 1988 ; Mourier *et al.*, 1988 ; Soler, 1991). Vers le sud, le volcanisme Colán disparaît et on ne connaît pas de terrains équivalents de même âge jusqu'à 14°S (Soler, 1991).

Les laves de la Formation Colán feront l'objet d'une étude dans le cadre de ce travail.

Des calcaires marins peu profonds et des grès en concordance sur les roches sous-jacentes se déposent dans les **Andes Centrales péruviennes**, à cette époque. Plus au nord, on observe des marnes et des grès fluviatiles à plantes. Ces derniers sont recouverts par les calcaires lagunaires (Jaillard *et al.*, 1990). On observe des dépôts similaires sur la côte sud du Pérou : la **Formation Río Grande**, marquée par un volcanisme andésitique s'est déposée le long de la côte entre l'Aalénien et le Bajocien (Rüegg, 1957 ; 1961 ; Aguirre et Offler, 1985 ; Aguirre, 1988 ; Soler, 1991) sur une plate-forme littorale (Caldas, 1978). Une coulée appartenant à la partie supérieure de la **Formation Río Grande** a été datée à 164±4 Ma par méthode K/Ar roche totale (Aguirre et Offler, 1985 ; Aguirre, 1988). Un équivalent au moins partiel de la **Formation Río Grande** est la **Formation Chala** (Roperch et Carlier, 1992) qui est recoupée par des sills et dykes hypovolcaniques. Une lave de la **Formation Chala** a été datée par méthode Ar/Ar à environ 177 Ma et un intrusif recoupant cette formation a livré un âge à environ 157 Ma (Roperch et Carlier, 1992). La Formation Guaneros serait un équivalent de la Formation Río Grande (Soler, 1991).

Les produits volcaniques appartenant à la partie supérieure de la Formation Río Grande et à la Formation Chala seront étudiées dans le cadre de ce mémoire.

Au **Sud du Pérou**, dans le Bassin d'Arequipa, interprété comme un bassin en pull-apart (Vicente, 1981 ; Beaudoin, 1989), la sédimentation marine se poursuit avec le dépôt de calcaires hémipélagiques. Une subsidence liée à une forte tectonique en extension provoque l'approfondissement de la

bathymétrie du bassin d'Arequipa entre le Toarcien et le Bajocien (Vicente *et al.*, 1982, Beaudouin, 1989). Aucun dépôt de cet âge n'est présent dans la Cordillère Orientale. A l'Est, dans le Bassin Est Péruvien, des dépôts détritiques se mettent en place (Formation Sarayaquillo inférieur).

Au Nord du Chili, au Jurassique moyen à supérieur, le couple arc/bassin arrière arc continue de fonctionner. Dans la Cordillère de la Côte, un magmatisme de type intermédiaire conduit à la formation d'épaisses séquences d'andésites et de basaltes andésitiques de la Formation La Negra (Muñoz *et al.*, 1988). Cette formation est elle-même composée de deux membres séparés par une intercalation de sédiments marins montrant une faune fossile typique du Bajocien (Davidson *et al.*, 1976). Dans tous les secteurs, le volcanisme La Negra se poursuit jusqu'au Néocomien (Davidson *et al.*, 1976). Au niveau de la Cordillère de la Côte, de petits bassins sédimentaires clastiques intra-arc se créent de l'Aalénien au Bajocien. Il s'agit de séquences lenticulaires de grès et de conglomérats rouges à fragments de roches volcaniques à matrice riche en minéraux de fer. Ces roches se sont déposées dans un contexte de bassin intra-arc (Naranjo *et al.*, 1982 ; Suárez *et al.*, 1985).

A l'est de l'arc, des calcarénites, et des grès calcaires se déposent en milieu infralittoral. La présence de coraux fossiles suggère que la ligne de côte était très proche et devait se situer à l'Ouest de la zone (Baeza, 1979). Une sédimentation de grès glauconieux, de brèches fines et de calcaires se développe sur la bordure occidentale de la Cordillère de la Côte (Silva, 1976). La faune fossile présente dans cette formation permet de lui attribuer un âge compris entre le Bajocien inférieur et le Callovien moyen. Simultanément, du Bajocien moyen au Callovien moyen, sur la bordure orientale de la Cordillère, on observe une sédimentation plus gréseuse. Au dessus des sédiments bajociens, on passe à des calcaires rouges, des grès calcaires et des conglomérats, témoins d'un fort apport terrigène, qui annoncent une régression au Bathonien (Baeza, 1979 ; Davidson *et al.*, 1976).

III.3.2. Bathonien - Kimméridgien (ca 165 - 140/145 Ma).

Du Bathonien au Tithonique inférieur, la marge andine est le siège d'un magmatisme important marqué par l'éruption de laves subaériennes associées à de grandes batholites calco-alcalins (Fig.I.7).

En Colombie, la sédimentation continentale en couches rouges se poursuit. L'activité volcanique diminue et on assiste au début d'une petite transgression (Jaillard *et al.*, 1990). On observe une quiescence magmatique entre 160 et 151 Ma, un nouvel événement se produit entre 151 et 142 Ma et donne naissance à des plutons calco-alcalins, datés par méthode K/Ar, sur biotite, hornblende et séricite, associés à des minéralisations (Aspden *et al.*, 1987). Ces batholites sont alignés selon une direction N-S (Toussaint et Restrepo, 1982).

En Equateur et au nord du Pérou, dans le bassin amazonien, les couches rouges continentales détritiques de la Formation Chapiza moyenne (Middle Chapiza) en Equateur, et de la Formation Sarayaquillo supérieure au Pérou, se déposent. La zone subandine est le siège d'un important plutonisme marqué par l'intrusion de grands batholites granodioritiques (Batholite de La Florida, Batholite

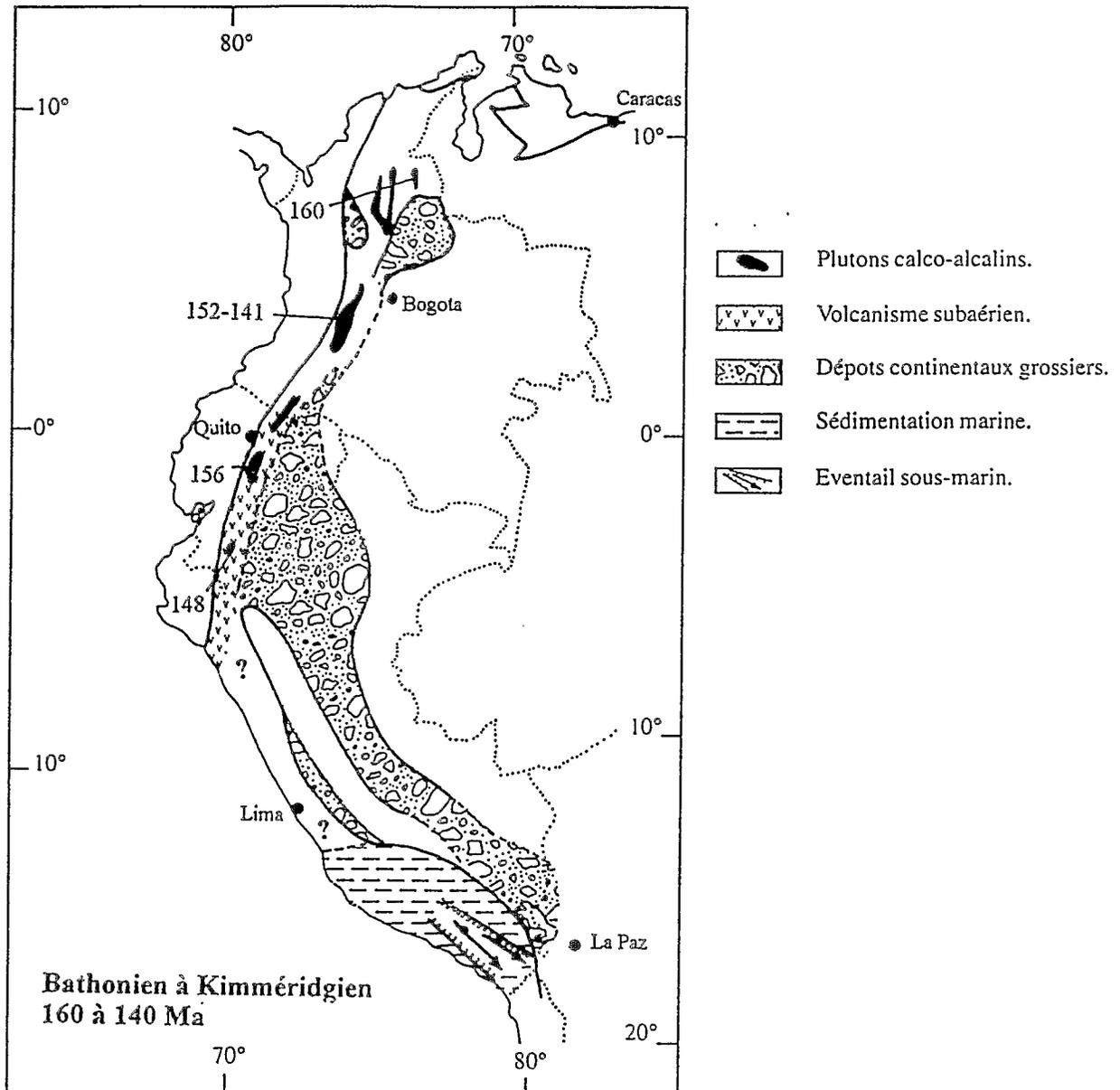


Fig.I.7. : Reconstruction paléogéographique des Andes Septentrionales et Centrales au cours de la période allant du Bathonien au Kimméridgien (d'après Jaillard *et al.*, 1990). Les chiffres sont les âges des intrusions.

d'Abitagua et Batholite de Zamora). Le Batholite d' Abitagua a été daté à environ 160 Ma par méthode K/Ar et Rb/Sr sur roche totale (Litherland et Aspden, 1992 ; Aspden *et al.*, 1992).

Au Nord du Pérou, certains niveaux de grauwackes de la Formation Colán montrent une faune fossile typique de l'Oxfordien (Mourier, 1988)

Au Pérou, le Bathonien est marqué par d'importants mouvements distensifs (Soler, 1991). Le secteur côtier du Sud Pérou est caractérisé par une épaisse série de grès volcanogéniques et de marnes noires en provenance de l'Orient d'âge callovien. Il s'agit de la Formation Guaneros. Des sills et des

dykes plus récents intrudent cette formation (Soler, 1991 ; Roperch et Carlier, 1992). Ces grès sont composés essentiellement de quartz et sont pauvres en plagioclases et clastes d'origine volcanique. Ceci semble indiquer qu'une énorme masse continentale était située à l'ouest de l'actuelle côte. Le Bassin d'Arequipa est caractérisé par un remplissage turbiditique du Bathonien au Kimméridgien (Vicente *et al.*, 1982).

Au **Nord du Chili**, un nouveau cycle transgressif marin commence au Callovien. Des calcaires oolitiques se déposent en milieu infralittoral au Callovien et à l'Oxfordien (Baeza, 1976). A la fin de l'Oxfordien, la mer régresse et dans la Cordillère de Domeyko, la série comprend des intercalations d'évaporites datées du Kimméridgien inférieur (Baeza, 1976 ; Chong, 1976 ; Silva, 1976). Dans la Cordillère de la Côte, après l'interruption sédimentaire du Bajocien, les éruptions de la Formation La Negra reprennent (Davidson *et al.*, 1976).

III.3.3. Kimméridgien/Tithonique à Berriasien (ca 140/145 - 125 Ma).

En **Colombie** (Fig.I.8), des conglomérats, suivis de couches rouges ou de marnes noires à plantes et des grès volcanogéniques se déposent (Geyer, 1973 ; Wiedman, 1981 ; Maresch, 1983 ; Mojica et Dorado, 1987 ; Jaillard *et al.*, 1990). Ailleurs, des couches rouges liées à une sédimentation continentale se mettent en place. Cette période est marquée par une lacune du plutonisme entre 142 et 124 Ma (Aspden et McCourt, 1986 ; Aspden *et al.*, 1987).

En **Equateur**, la partie sommitale de la Formation Chapiza se met en place. Elle est composée de sédiments détritiques continentaux et de produits volcaniques abondants (laves trachytiques, basaltiques et tufs) subaériens du **Membre Misahualli** (Tschopp, 1953 ; 1956 ; Baldock, 1982 ; Hall et Calle, 1982). Jusqu'à présent, ce **Membre Misahualli** était considéré comme s'étant mis en place à la limite Jurassique /Crétacé. On verra dans le second chapitre de ce mémoire, qu'il est vraisemblable que le Membre Misahualli corresponde à deux épisodes volcaniques distincts : le premier qui serait plus ou moins contemporain des batholites jurassiques équatoriens datés à environ 160 Ma et le second épisode qui se situerait au sommet de la Formation Chapiza et qui daterait de la limite Jurassique/Crétacé.

Ce Membre Misahualli, observé au Nord et au Sud de l'Equateur fera l'objet d'une étude dans ce mémoire.

Dans les **Andes de Huancabamba**, la **Formation Colán** continue à se déposer. Dans ce secteur, la sédimentation marine reprend au Tithonique inférieur avec des sédiments gréséo-carbonatés de plate-forme peu profonde (Jaillard et Jacay, 1989 ; Soler, 1991). Au nord de 6° S, des dépôts sédimentaires à fossiles calloviens d'extension locale, interprétés comme des dépôts de bassin calme se mettent en place. Au sud de 7° S, l'arc Colán fait place à un bassin turbiditique marin subsident interprété comme un bassin en pull-apart, résultant de la collision oblique d'un terrain allochtone (le bloc Amotape) au Berriasien (Mourier, 1988 ; Mourier *et al.*, 1988 ; Jaillard et Jacay, 1989).

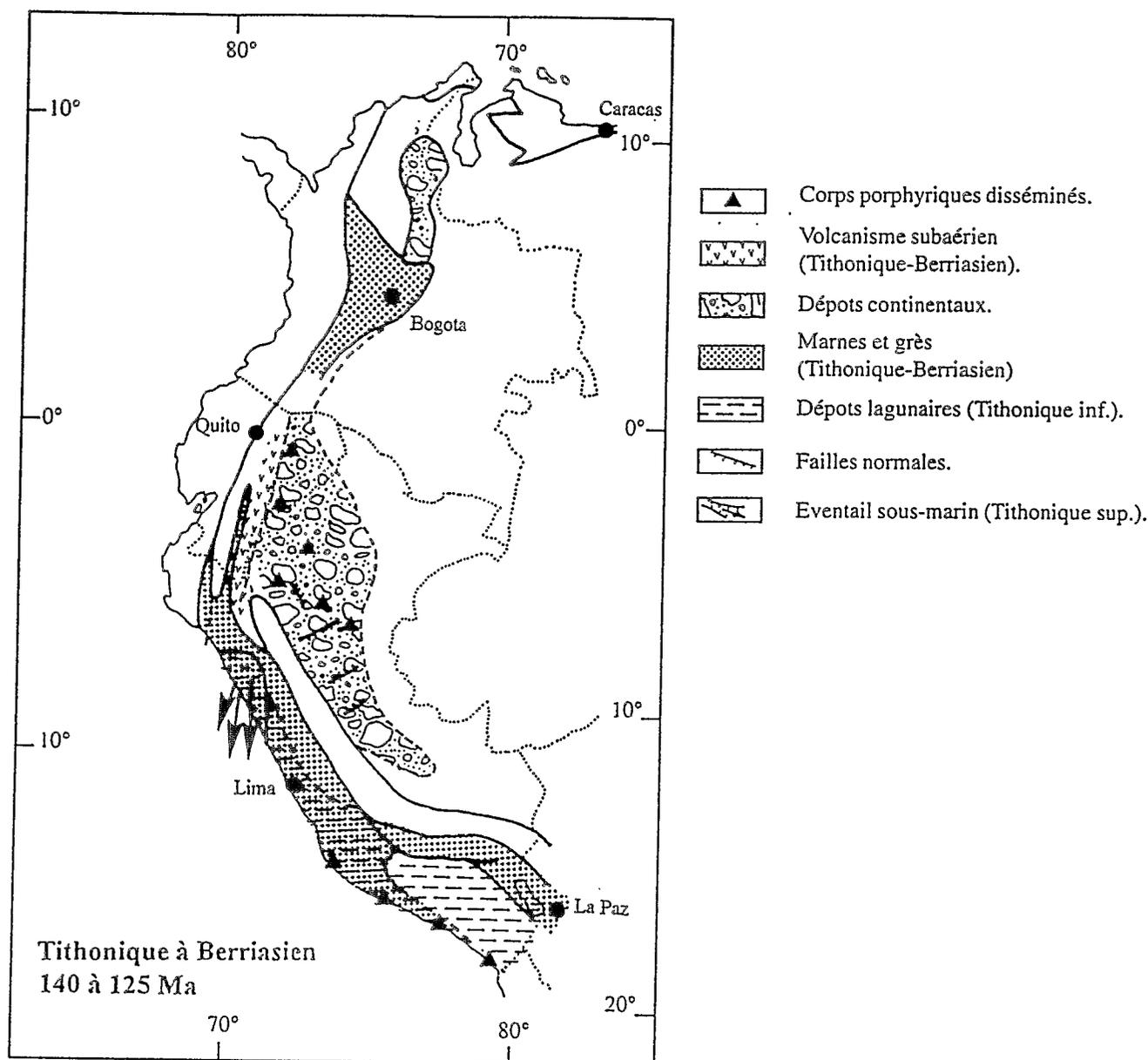


Fig.I.8. : Reconstruction paléogéographique des Andes Septentrionales et Centrales au cours de la période allant du Tithonique au Berriasien (d'après Jaillard *et al.*, 1990).

Au Pérou central, les marnes et grès d'âge tithonique inférieur à berriasien se mettent en place. A cette époque, la sédimentation serait contrôlée par des failles NE-SW et NW-SE (Arthaud *et al.*, 1977 ; Moulin, 1989, Jaillard *et al.*, 1990). Dans le secteur côtier du Pérou central, des andésites porphyriques (Fm Puente Piedra, Fig.I.8) sont intercalées avec des grauwackes et des marnes (Rivera, 1979 ; Atherton *et al.*, 1983 ; Jaillard *et al.*, 1990, Soler, 1991). Les intrusifs qui recoupent les Formations Río Grande et Jahuay pourraient être contemporains de la Formation Puente Piedra (Injoque, 1985 ; Soler, 1991).

Dans le secteur côtier du Sud du Pérou, dans le bassin d'Arequipa, des grès marins se déposent (Klinck *et al.*, 1986 ; Jaillard et Jacay, 1989 ; Batty *et al.*, 1990) du Kimméridgien au Tithonique

inférieur. Ces dépôts détritiques, sont recouverts par des dépôts calcaires qui marquent le colmatage du Bassin d'Arequipa (Rüegg, 1961 ; Vicente *et al.*, 1982 ; Vicente, 1985 ; Jaillard et Jacay, 1989 ; Batty *et al.*, 1990). Des dykes, des sills et des petits corps stratiformes recourent la Formation Jahuay. Cette période est caractérisée par un régime tectonique extensif (Batty *et al.*, 1990).

Dans l'**Altiplano**, des conglomérats grossiers recouvrent les roches paléozoïques. Ces dépôts sont suivis par des calcaires, marnes et grès (Jaillard *et al.*, 1990). Près de la limite Berriasien - Valanginien, on observe une discordance majeure avec le dépôt de quartzites matures.

II.4. La crise détritique néocomienne.

Le Néocomien est marqué par l'installation d'un gigantesque réseau fluvio-deltaïque qui n'aurait pas d'équivalent actuel (Mourier, 1988 ; Jaillard et Jacay, 1989 ; Jaillard *et al.*, 1990). A cette époque, l'activité volcanique qui était située sur l'emplacement actuel de la zone subandine subit une brusque migration vers l'Ouest et un nouvel arc s'implante. Au Pérou central, la période 128-110 Ma serait caractérisée par l'absence de manifestations volcaniques (Soler, 1991).

En **Equateur**, le témoin de la crise détritique néocomienne correspond à la Formation Hollin. C'est une séquence détritique épicontinentale composée de grès quartzitiques blancs poreux, de grain moyen à grossier, et montrant parfois des stratifications entrecroisées et des ripple marks (Bristow et Hoffstetter, 1977). Elle présente également quelques intercalations d'argiles foncées. Elle est dépourvue de conglomérat basal et ses roches détritiques ne renferment jamais de clastes de roches volcaniques du **Membre Misahualli** (Wasson et Sinclair, 1927). Cette Formation Hollin affleure dans le Dôme de Napo et sur le flanc Est de la Cordillère de Cutucú et constitue une excellente formation réservoir pour le pétrole équatorien et on observe souvent des roches imbibées d'asphalte à l'affleurement. Cette Formation est considérée comme étant d'âge Aptien - Albien grâce aux pollens qu'elle contient (Campbell, 1970 ; Faucher et Savoyat, 1973 ; Bristow et Hoffstetter, 1977).

L'équivalent de cette formation est connue plus au Nord, en Colombie et au Sud, au Pérou (Geyer, 1980 ; Maresch, 1983 ; Jaillard *et al.*, 1990). Ces grès quartzitiques dériveraient de la dénudation du Bouclier Guyanais et seraient apportés vers l'Ouest par un système fluvio-deltaïque (Faucher et Savoyat, 1973 ; Bristow et Hoffstetter, 1977 ; Baldock, 1985 ; Macellari, 1988). Le dépôt de ces grès marquerait le début d'un mégacycle transgression-régression qui commencerait à l'Aptien (Rivadeneira et Ramirez, 1986 ; Rosania et Silva, 1990).

Les principaux événements paléogéographiques, magmatiques, tectoniques et sédimentaires sont synthétisés dans la figure I.9 d'après Jaillard *et al.* (1990).

Stratigraphie		Magmatisme				Evénement principaux		Interprétation		
d'après Haq <i>et al.</i> , 1987		Segments Colombien		Segments Péruvien		Segments Colombien / Péruvien		Segments Colombien / Péruvien		
Ma	Étapes	Intrusions	Volc.	Intr.	Volc.					
130-210	CRETACE. inf.	Val.		?		Discontinuité majeure		Mvts décrochants dextres	Subduction SW - NE	
		Berr.		Misahualli		Puente Piedra	Collisions obliques			Bassin turbiditique
	sup.	Tith.					Transgression	Transgression	Subduction NW - SE	Mvts décrochants senestres
		Kim.		?			Dépôts continentaux	Bassin turbiditique		
	Oxf.		Colán			Emersion progressive		Subsidence liée à l'extension	Plate-forme carbonatée	
	Cal.		?		Río Grande sup.		Transgression			
	moyen	Bat.				Chala				
		Baj.		?	Guatapuri					
	180-210	JURASSIQUE	Aal.							
			Toa.		La Mojana					
190-210	inf.	Plie.								
		Sin.		Motena						
210-230	TRIAS	Het.		Saldaña						
		Rhét.		?						
220-230	sup.	Nor.								
		Car.				?				
230	moyen	Lad.			Chocolat	Extension		?		

Fig.I.9. : Reconstitutions des principaux événements géodynamiques, magmatiques et sédimentaires dans les segments péruvien et colombien de la marge andine au cours du Mésozoïque inférieur (d'après Jaillard *et al.*, 1990, figure partiellement modifiée).

Dans le cadre de ce mémoire, plusieurs formations correspondant à des manifestations volcaniques d'âge jurassique seront étudiées. Ce sont, du Nord au Sud (Fig.I.3.) :

+ la Formation Misahualli qui affleure dans la zone subandine d'Equateur. Jusqu'à présent, la Formation Misahualli était considérée comme s'étant mise en place à la limite Jurassique/ Crétacé.

+ la Formation Santiago, qui est présente dans la Cordillère de Cutucú, dans la zone subandine équatorienne. Les manifestations volcaniques correspondant à cette formation sont datée du Sinémurien.

+ la Formation Colán, du Nord du Pérou, d'âge oxfordien (Mourier, 1988).

+ la Formation Río Grande présente dans la région côtière du Sud Pérou. Cette formation a été datée à 164 Ma par méthode K/Ar (Aguirre et Offler, 1985 ; Aguirre, 1988).

+ La Formation Chala, située également sur la côte sud du Pérou et dont une coulée a été datée par méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ à environ 177 Ma (Roperch et Carlier, 1992).

L'ensemble de ces formations et leur cadre géologique régional seront décrits plus en détails dans le chapitre II de ce mémoire.

CHAPITRE II

LES DIFFERENTES UNITES ETUDIEES :

GENERALITES

CHAPITRE II

LES DIFFERENTES UNITES ETUDIEES : GENERALITES

La transition Jurassique/Crétacé apparaît comme une période-clef dans l'évolution géodynamique de la marge andine. En effet, les derniers modèles proposés, *e.g.* Jaillard *et al.* (1990) font état d'un changement de direction des plaques océaniques vis-à-vis de l'Amérique du Sud au Jurassique terminal-début du Crétacé (voir chapitre I).

D'après ce modèle, le segment colombo-équatorien de la marge andine (Andes Septentrionales) serait caractérisé par une convergence globalement orthogonale du Lias au Kimméridgien alors que, le long du segment péruvien, le mouvement des plaques océaniques par rapport à l'Amérique du Sud, serait transformant ou très oblique. Toujours d'après ce modèle, le Jurassique terminal voit un changement radical, après lequel le Crétacé inférieur aurait été caractérisé par un système inverse par rapport à la période précédente : *i.e.* orthogonal au niveau du segment péruvien et oblique ou décrochant avec accréation de blocs allochtones le long du segment colombo-équatorien. La caractérisation minéralogique, pétrographique et géochimique des différents matériaux volcaniques d'âge jurassique en Equateur et au Pérou est donc très importante pour préciser ou modifier ce modèle.

Les différentes unités étudiées dans le cadre de ce travail sont des unités volcaniques d'âge jurassique ou présumée d'âge jurassique situées en zone subandine en Equateur, dans les Andes de Huancabamba du Nord du Pérou et dans la zone côtière du Sud Pérou (Fig.II.1, II.3 et II.9).

Ce sont :

☞ Pour l'Equateur : + la Formation Misahualli (zone subandine, Equateur), 1 et 2 sur la figure II.1,

+ la Formation Santiago (zone subandine, Cordillère de Cutucú, Equateur), 3 sur la figure II.1,

☞ Pour le Pérou : + la Formation Colán (Andes de Huancabamba, Nord Pérou), 4 sur la figure II.1,

+ la Formation Río Grande (Côte Sud Pérou), 5 sur la figure II.1,

+ la Formation Chala (Côte Sud Pérou), 6 sur la figure II.1.

Un certain nombre de corrélations ont été proposées pour ces différentes formations. Un tableau stratigraphique, incluant de nouvelles données obtenues au cours de ce travail, synthétise les corrélations entre ces cinq formations (Fig.II.2).

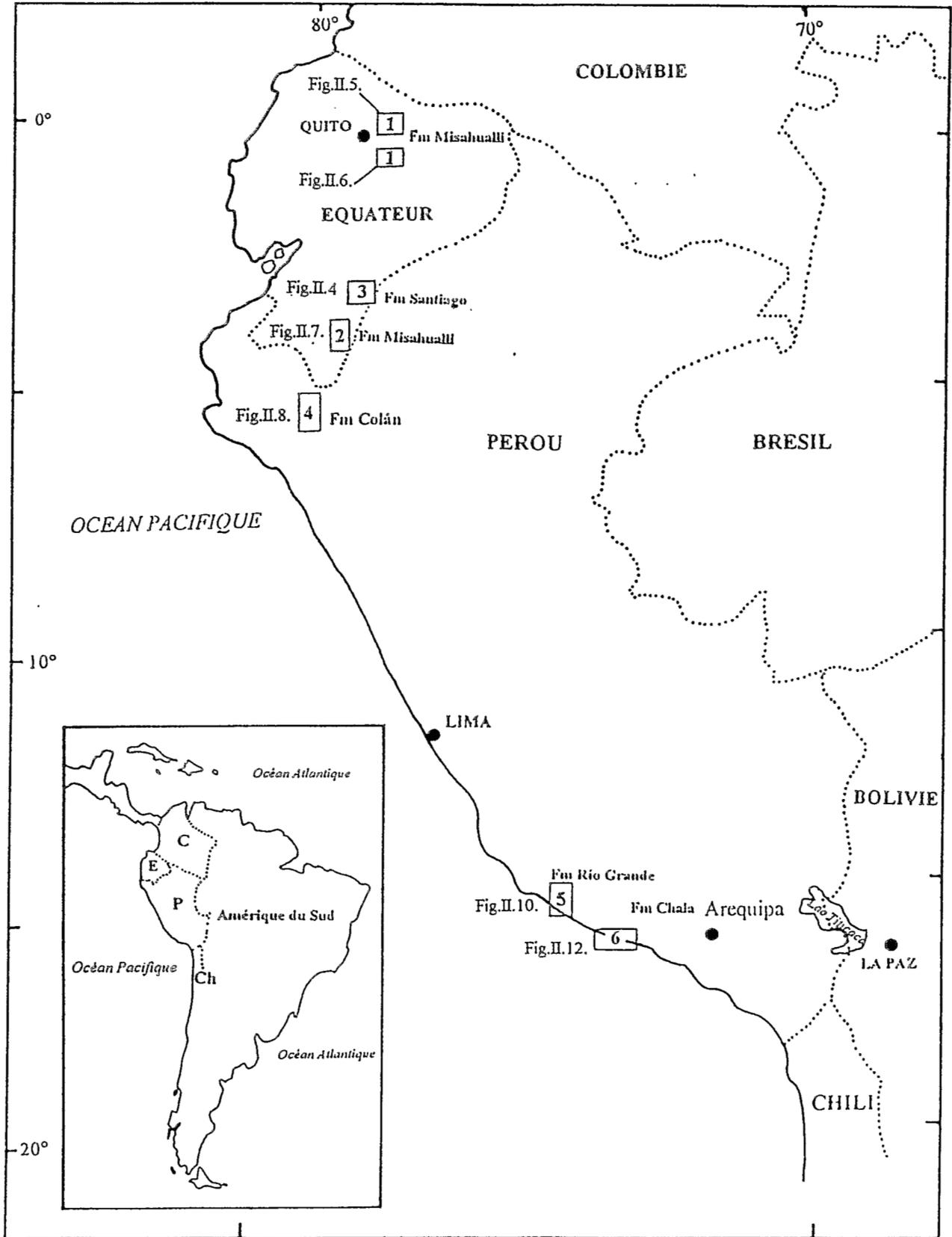


Fig.II.1. : Répartition des différents secteurs étudiés en Equateur et au Pérou.

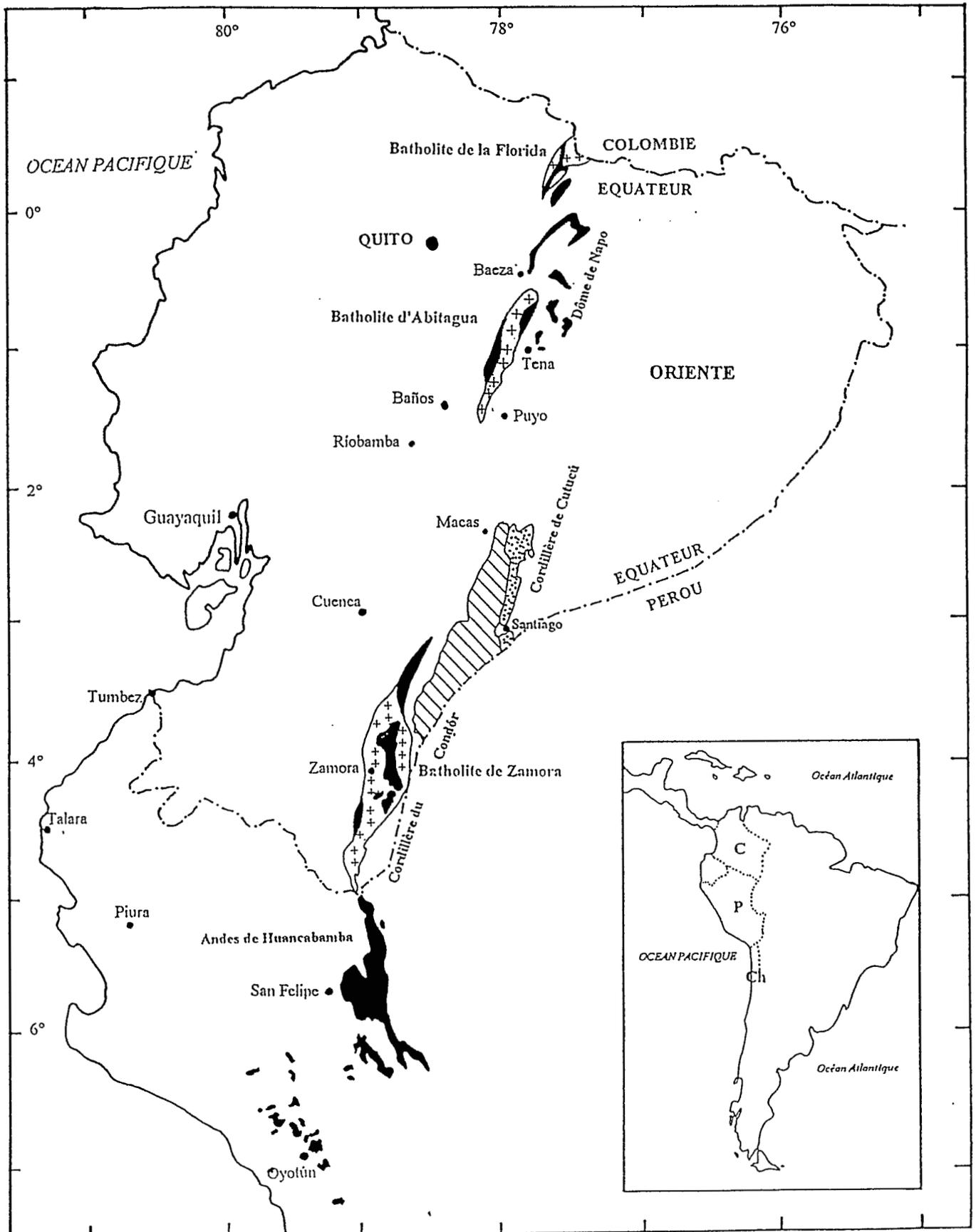


Fig.II.3. : Répartition des formations volcaniques jurassiques en Equateur et au Nord Pérou (D'après Cartes géologiques d'Equateur, Litherland *et al.*, 1990, pour la partie équatorienne et d'après Mourier, 1988 pour le Nord du Pérou). En noir : Formations Misahualli (Equateur) et Colán (Nord Pérou), en hachuré : Formation Santiago, croix : batholites jurassiques moyens (La Florida, Abitagua et Zamora), en pointillé = Formation Chapiza?.

Stratigraphie	EQUATEUR		PEROU			
	Zone subandine	Oriente	Nord Pérou		Sud Pérou	
			Cordillère orientale	Bassin Amazonien	Région du Rio Grande	Région de Chala
Crétacé inf.	Hollin			Goyllarisquiza		
Jurassique sup.						
Jurassique moy.	Misahualli	Chapiza (=Sarayaquillo)	Colan (= Misahualli)	Sarayaquillo (=Chapiza)	Rio Grande	Chala
Jurassique inf.						
Trias	Santiago		Pucara		Chocolate	

Fig.II.2. : Tableau stratigraphique montrant les corrélations possibles entre les formations volcaniques jurassiques du Pérou et d'Equateur.

I. L'EQUATEUR.

I.1. La Formation Santiago.

Cette formation affleure dans la zone subandine, au Sud-Est de l'Equateur (Fig.II.1 et II.3) où elle constitue le coeur d'un vaste anticlinal : la Cordillère de Cutucú. Elle se prolonge vers le Sud dans la Cordillère du Cóndor et son équivalent au Pérou est le Groupe Pucará. La Formation Santiago est inconnue partout ailleurs en Equateur. En outre, des profils sismiques et des forages réalisés plus à l'Est, dans les champs pétrolifères du Bassin Amazonien, ont montré son absence. Là, la Formation Chapiza, plus récente, repose soit directement sur le socle précambrien, soit sur les Formations paléozoïques Pumbuiza et Macuma. La Formation Santiago n'affleure pas au Nord de Macas (Feininger, 1987).

La base de la Formation Santiago est inconnue mais son épaisseur a été estimée à environ 2000m (Tschopp, 1953). Cette formation a été définie comme une unité carbonatée marine constituée d'une séquence monotone de bancs peu épais de calcaire siliceux gris sombre et montrant des intercalations de grès et de lutites noires (Tschopp, 1948 ; 1953 ; 1956). La présence de cherts et de faciès euxiniques (Faucher et Savoyat, 1973) suggère un milieu de dépôt relativement profond et confiné.

L'âge de la Formation Santiago est relativement bien connu. En effet, depuis longtemps, la présence de faune fossile (peu diversifiée et peu abondante) a permis de lui attribuer un âge Lias inférieur (Sinémurien, Tschopp, 1953, 1956 ; Faucher et Savoyat, 1973 ; Geyer, 1974 ; Bristow et

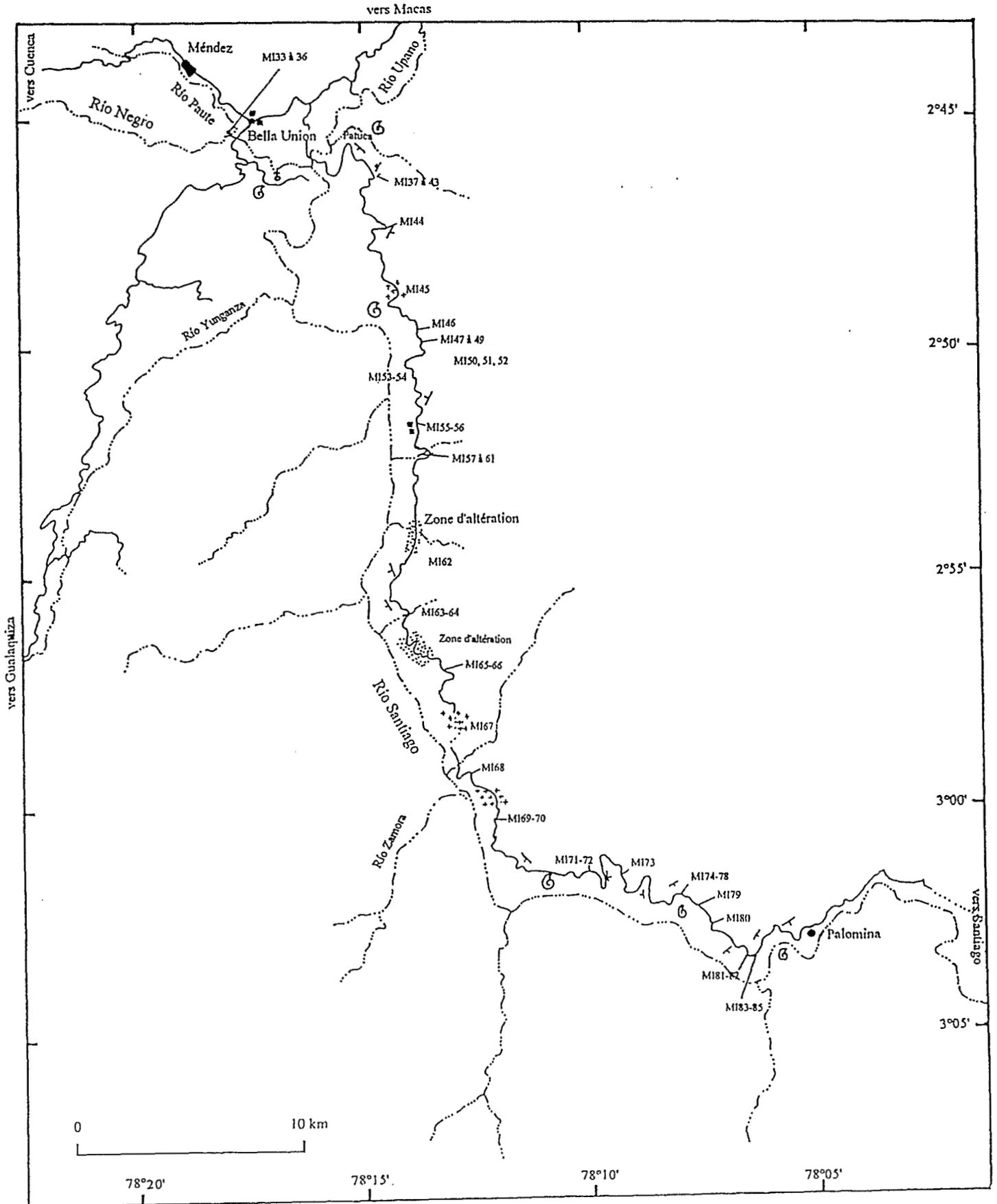


Fig.II.4. : Carte d'échantillonnage de la Formation Santiago, le long de la piste Patuca-Santiago.

Hoffstetter, 1977). Des travaux plus récents (Pavia *et al.*, 1992) ont montré la présence d'assemblages faunistiques datés de l'Hettangien supérieur à Sinémurien dans la partie supérieure de la Formation Santiago. Enfin, sur des bases palynologiques, un âge Norien aurait été obtenu par des géologues de Petroecuador pour un niveau situé à la base de la Formation Santiago (Jaillard, comm. orale).

Tschopp, en 1948, est le premier à décrire des intrusions porphyriques à l'intérieur de la Formation Santiago. Ces intrusions, situées dans le flanc ouest de la Cordillère de Cutucú sont attribuées dans un premier temps à un volcanisme postérieur (Misahualli). Tschopp (1953) décrit des niveaux de brèches volcanogéniques et des pyroclastites acides et admet l'existence d'un volcanisme sous-marin contemporain du dépôt des calcaires de la Formation Santiago. Faucher et Savoyat (1973) interprètent l'ensemble des dépôts sédimentaires et le volcanisme comme une plate-forme marine bordée à l'ouest par un chapelet d'îles volcaniques.

Dans le cadre de notre étude, nous avons effectué une coupe au sein de la Formation Santiago, le long de la nouvelle route Méndez-Patuca-Santiago-Morona (Fig.II.4). Malheureusement, le manque de continuité des affleurements dû à un abondant couvert végétal n'a pas permis d'établir de stratigraphie précise pour la Formation Santiago. Seule une coupe très schématique a pu être esquissée (Fig.II.4 ; Jaillard, comm. écrite).

D'après Jaillard, la Formation Santiago *s.s.* (*i.e.* calcaires de plate-forme) est surmontée par des niveaux correspondant à un nouvel environnement paléogéographique, distinct des calcaires de la Formation Santiago *s.s.* Il s'agit de fins niveaux de grès et lutites mis en place en environnement deltaïque qui arrive parfois jusqu'à l'émersion. Cette séquence deltaïque est elle-même recouverte par une séquence turbiditique de plus en plus grossière vers le sommet. Ces turbidites marquent un approfondissement du milieu de dépôt par rapport à la séquence immédiatement sous-jacente.

La Formation Santiago *sensu stricto* a été définie comme une unité composée de carbonates de plate-forme (Tschopp, 1956). Les niveaux deltaïques et turbiditiques qui surmontent ces calcaires correspondent à un nouvel environnement paléogéographique relativement distinct de ces derniers. Nous conserverons cependant l'appellation Formation Santiago *sensu lato* pour désigner l'ensemble composé des trois séries : série calcaire de plate-forme, série deltaïque et série turbiditique.

Les niveaux volcaniques échantillonnés sont inclus dans la séquence deltaïque et dans la série turbiditique. Des ammonites appartenant au genre *Arietites* et datées du Sinémurien inférieur à moyen (Jaillard, comm. écrite, détermination S. Elmi) sont comprises dans ces deux séquences, ce qui nous permet d'attribuer un âge relativement précis aux différentes manifestations volcaniques (Fig.II.4).

Les niveaux volcaniques intercalés dans la Formation Santiago sont constitués de coulées de laves basaltiques et de tufs et ignimbrites rhyolitiques. D'autre part, une intrusion hypovolcanique a été échantillonnée ; il s'agit d'un sill basaltique de 4 à 5 m de puissance.

Les coulées de basalte se présentent à l'affleurement sous trois morphologies distinctes :

- ☞ : des basaltes en coussins,
- ☞ : des coulées massives,
- ☞ : des coulées à débit prismatique.

+ Les basaltes en coussins ont été prélevés à deux niveaux de la coupe (Fig.II.4). Une première intercalation appartient à la série turbiditique supérieure et a été échantillonnée à la confluence des ríos Paute et Negro. Ces basaltes en coussins (ech. MI.33 à MI.36) ont été attribués à la Formation Chapiza par certains auteurs (Raharijaona, 1980 ; Pavia *et al.*, 1992). Cependant la nature sous-aquatique du milieu de dépôt ainsi que les fossiles rencontrés dans la série turbiditique supérieure nous amènent à penser qu'ils appartiennent plutôt à la Formation Santiago *s.l.*. Une seconde intercalation (Ech. MI.57 à MI.61) de laves en coussins a été prélevée au sein de la série turbiditique à environ 23 km de Patuca (Fig.II.4). Ces laves ont un aspect sombre, sont plus ou moins porphyriques et parfois très amygdalaires. Des échantillons de coeurs et bordures de coussins ont été prélevés.

+ Les coulées massives sont de couleur gris sombre et correspondent aux échantillons MI.46, MI.49, 55, 56, 65 et 66 (Fig.II.4). Elles seraient présentes dans la série deltaïque.

+ Les coulées prismées, de 7 à 8 mètres d'épaisseur (ech. MI.50, 53 et 54), offrent en général un aspect moins altéré que les deux premiers types décrits. Elles apparaissent sous forme de coulées au sein de la série deltaïque (Fig.II.4). Elles sont surmontées directement par des niveaux d'ignimbrites rhyolitiques (MI.51 et MI.52).

De nombreux niveaux de tufs rhyolitiques verdâtres à cristaux de quartz ont été échantillonnés au sein de la séquence deltaïque (Fig.II.4).

I.2. La Formation Misahualli.

Jusqu'à présent, les manifestations volcaniques correspondant à ce que nous appellerons désormais Formation Misahualli étaient connues sous le nom de Membre Misahualli. D'après les données bibliographiques, ce Membre Misahualli était défini comme la partie supérieure de la Formation Chapiza. Cependant, nos observations de terrain et les apports des datations que nous avons effectuées sur des laves de la Formation Misahualli suggèrent que ces manifestations volcaniques correspondent en fait à deux épisodes distincts : le premier correspond à la Formation Misahualli et le second au Membre Chapiza supérieur.

Dans la suite de ce paragraphe, nous exposerons tout d'abord les données bibliographiques existantes sur le Membre Misahualli. **Puis nous présenterons nos données qui nous conduiront à**

proposer l'utilisation de l'appellation Formation Misahualli pour les roches volcaniques du Jurassique moyen qui affleurent en zone subandine équatorienne et de Membre Chapiza supérieur pour les roches d'âge jurassique supérieur qui sont présentes en Oriente proprement dit.

La Formation Misahualli affleure dans deux grands secteurs en zone subandine équatorienne : dans le Dôme de Napo au Nord et dans la Cordillère du Cóndor au Sud (Fig.II.3).

I.2.1. Les données bibliographiques.

Le Membre Misahualli (Tschopp, 1953) a été défini comme la partie supérieure de la Formation Chapiza, définie par Goldschmid en 1940. La localité-type de la Formation Chapiza se situe entre les Ríos Chapiza et Yaupi au NNE du village de Yaupi, lui-même localisé en territoire indien Shuar au Sud de l'Equateur, à proximité de la frontière péruvienne. La Formation Chapiza est une série sédimentaire détritique d'origine continentale de 1500 à 4500 m de puissance, "couches rouges ou redbeds", surmontée de dépôts clastiques et pyroclastiques (Baldock, 1982).

Tschopp, en 1953, divise cette formation en trois unités :

+ Unité inférieure ou "Chapiza rouge et gris", de 1500 m d'épaisseur maximum, constituée d'une alternance de lutites et de grès rouges contenant de fins niveaux d'anhydrite ainsi que des veines de gypse et des concrétions dolomitiques (Tschopp, 1953 ; Bristow et Hoffstetter, 1977).

+ Unité moyenne ou "Chapiza rouge", constituée de marnes et de grès rouges interstratifiés sans intercalations évaporitiques. Cette unité a une épaisseur de 1500 m au maximum.

+ Unité supérieure ou "Membre Misahualli", de 2000 m de puissance. On y observe des lutites et des grès rouges interstratifiés avec des tufs violacés, gris et verts, des brèches tufacées et des basaltes. Le Membre Misahualli a été décrit par Wasson et Sinclair (1927) sous le nom de "*Misahualli basalts and tuffs*" puis par Colony et Sinclair (1932) sous différents noms (Série du Río Coca, Série du Río Jondachi (Jadanche dans Bristow et Hoffstetter (1977) mais probablement mal orthographié) et Série du Río Misahualli. Tschopp (1953) renomma toutes ces séries Membre Misahualli de la Formation Chapiza. La localité-type de ce Membre Misahualli est situé au niveau du Río Misahualli, au nord du village de Puerto Misahualli. L'équivalent du Membre Misahualli en Colombie pourrait correspondre à la Formation Post-Payandé. Cette dernière est associée à des batholites jurassiques (Barrero *et al.*, 1969) datés de 177 à 129 Ma (Irving, 1975). D'après Bristow et Hoffstetter (1977), au Nord, dans le Dôme de Napo, le Membre Misahualli devient prédominant sur le reste de la Formation Chapiza. Le matériel volcanique et pyroclastique est également bien développé dans la Cordillère du Cóndor à l'extrême Sud du pays à la frontière avec le Pérou (région de Zamora-Paquisha).

La base de la Formation Chapiza est connue à l'affleurement uniquement dans le Sud du pays, dans la région de Mendéz-Santiago au niveau du Río Yaupi, dans la Cordillère de Cutucú. Là, la Formation Chapiza reposerait en discordance sur la Formation Santiago (Bristow et Hoffstetter, 1977 ; Baldock, 1982). Ailleurs, il semble qu'elle recouvre directement le socle précambrien du Bouclier Guyanais ou

les roches paléozoïques des Formations Pumbuiza et Macuma. La Formation atteindrait son maximum d'épaisseur dans le Sud de la Cordillère de Cutucú et sa puissance diminuerait vers le Nord.

La Formation Chapiza est recouverte en discordance par la Formation Hollin d'âge Aptien-Albien (Campbell, 1970 ; Canfield *et al.*, 1982).

La Formation Chapiza trouve son équivalent plus au Sud, au Pérou, avec la Formation Sarayaquillo (Kummel, 1948) et au Nord, en Colombie, avec les Formations Motema (Campbell, 1970) et Saldaña (Geyer, 1980 ; Maresch, 1983 ; Jaillard *et al.*, 1990).

Dans la zone subandine, le "Membre" Misahualli, de nature volcanique, est associé à des batholites jurassiques inférieurs moyens. En effet, sur le terrain, on observe des filons basiques ainsi qu'un grand nombre d'enclaves de basalte à l'intérieur de ces granitoïdes (Fig.II.3). Ces batholites sont du Nord au Sud :

- + le Batholite de La Florida au Nord de l'Equateur,
- + le Batholite d'Abitagua, bien développé entre Baeza et Puyo,
- + le Batholite Zamora-Río Mayo, dans l'extrême Sud du pays.

I.2.2. Les problèmes de datation de la Formation Misahualli.

D'après les données bibliographiques, le "Membre Misahualli" surmonte les dépôts continentaux de la Formation Chapiza. Cependant, dans la zone subandine, nous n'avons jamais observé le contact entre le Membre Misahualli et la Formation Chapiza. Cette dernière n'a pas été observée dans la zone subandine et affleure probablement plus à l'Est en Oriente proprement dit (ou Bassin Amazonien). Dans la zone subandine (Dôme de Napo au Nord et Cordillère du Condór au Sud), les seuls affleurements que nous ayons pu trouver correspondent à des roches volcaniques (coulées de basaltes, dacites, tufs et ignimbrites acides) sur une épaisseur considérable. La base de ces dépôts volcaniques n'a pas pu être observée.

On attribue classiquement un âge Jurassique moyen à supérieur pour la Formation Chapiza. En effet, bien que cette formation, d'origine détritique continentale, soit quasiment dépourvue de fossiles, il existe un certain nombre d'éléments permettant d'appréhender son âge :

- La Formation Chapiza serait encadrée par deux formations dont l'âge semble être relativement bien établi : la Formation Santiago, au dessous, dont le sommet est daté du Sinémurien inférieur à moyen et la Formation Hollin, au dessus, datée de l'Aptien-Albien (Campbell, 1970 ; Canfield *et al.*, 1982). Cependant, il semble qu'il existe des lacunes assez importantes entre ces différentes formations. D'après certains auteurs (pétroliers A.O.E. *in* Bristow et Hoffstetter, 1977), le contact Chapiza/Hollin pourrait être graduel dans certains secteurs.

- Des données palynologiques indiqueraient un âge Néocomien à Aptien pour un niveau situé 33 mètres sous le contact Chapiza/Hollin et un âge de la limite Jurassique / Crétacé pour un

échantillon localisé à 213 mètres sous le contact (*in* Bristow et Hoffstetter, 1977). Ces données proviennent d'un forage réalisé en Oriente proprement dit.

- Une lave appartenant au Membre Misahualli et obtenue lors d'un forage pétrolier en Oriente a été datée par méthode K/Ar sur roche totale. Un âge de 132 Ma aurait été déterminé (Canfield communication personnelle *in* Feininger, 1980 ; Espín communication personnelle *in* Hall et Calle, 1982).

- Les batholites intrudant le Membre Misahualli de la zone subandine ont été datés à plusieurs reprises par méthode K/Ar (biotite, hornblende et roche totale) et par méthode Rb/Sr (roche totale) (Aspden *et al.*, 1990 ; 1992) :

☞ Le batholite d'Abitagua, exposé dans la partie nord de l'Equateur entre Baeza et Puyo, a livré des âges à environ 175 Ma (174 ± 5 Ma et 173 ± 5 Ma) par méthode Rb/Sr (Halpern *in* Hall et Calle, 1982). Des travaux plus récents (Rundle, 1987 ; 1988 synthétisés dans Aspden *et al.*, 1990 ; 1992) ont obtenu un âge de 162 ± 1 Ma (méthode Rb/Sr roche totale, isochrone 16 points) pour des échantillons de granodiorites prélevés au Nord et au Sud du batholite. Un dyke basaltique recoupant la granodiorite a été daté à 171 ± 6 Ma (Rundle, 1988).

☞ De nombreuses datations ont également été effectuées sur le batholite de Zamora qui affleure dans l'extrême sud équatorien entre Gualaquiza et la frontière péruvienne. Les premières mesures ont livré des âges compris entre 150 et 180 Ma (Aly, 1980 ; Kennerley, 1980 ; Herbert et Pichler, 1983 ; Pichler et Aly, 1983). Des études récentes (Rundle, 1988 ; Harrison, 1989 ; Aspden *et al.*, 1990) confirment cet intervalle de temps avec cependant une distribution particulière : en effet, deux séries d'âge ont été obtenues : la première à environ 150 Ma provient d'échantillons prélevés à l'Est, aux alentours de Paquisha et les seconds compris entre 180 et 190 Ma correspondent à la partie ouest du batholite Zamora-Río Mayo.

Dans la zone subandine, nos observations de terrain ne nous ont jamais permis de voir le contact "Misahualli"/Chapiza. Ce contact aurait été identifié en Oriente proprement dit (*i.e.* plus à l'est), probablement dans la région de Yaupi et en forage dans les champs pétroliers. Le "Misahualli" de l'Oriente daté de la limite Jurassique / Crétacé (par palynologie et méthode K/Ar à 132 Ma), dans la région de Yaupi, serait intrudé par des batholites granodioritiques dans la zone subandine dont l'âge est compris entre 150 et 190 Ma (*i.e.* Jurassique moyen à inférieur).

Ces deux constatations indiquent que le Misahualli de l'Oriente et le Misahualli de la zone subandine ne correspondent probablement pas aux mêmes manifestations volcaniques et qu'il s'agit probablement de deux épisodes distincts : le premier plus ou moins contemporain des batholites jurassiques inférieurs à moyens (Misahualli de la zone subandine que nous avons échantillonné) et un autre épisode à la limite Jurassique/Crétacé qui correspondrait au Misahualli de l'Oriente, daté par palynologie et géochronologie. La Formation Chapiza n'affleurerait pas dans la zone subandine. Un contact entre le Misahualli de la zone subandine et la Formation Hollin a, en effet, été observé au Nord dans le Dôme de Napo au voisinage d'Archidona et au Sud dans la région de Los Encuentros. Au contact

Misahualli de la zone subandine/Hollin, dans la région d'Archidona, on observe une couche d'altération supergène et le sommet du Chapiza semble avoir été complètement arasé. Ces observations suggèrent une longue période sans dépôt après l'émission des produits volcaniques de la Formation Misahualli. (Jaillard, comm. écrite). De plus, la base de la Formation Hollin ne remanie jamais d'éléments volcaniques de la formation sous-jacente.

En résumé, deux épisodes volcaniques peuvent être distingués :

+ un premier épisode correspondrait au Misahualli de la localité-type et affleurerait en zone subandine, dans le Dôme de Napo, la Cordillère de Cutucú et la Cordillère du Cóndor. Le nom de Formation Misahualli pourrait être utilisé pour cet épisode de nature volcanique qui est constitué essentiellement de laves basiques et acides et de produits pyroclastiques acides. Cette formation, d'âge jurassique inférieur à moyen, est associée aux batholites jurassiques inférieur à moyen qui la recourent (Aspden *et al.*, 1990). Nous avons échantillonné, pour cette étude, les laves et produits pyroclastiques de cette Formation Misahualli. Deux échantillons de cette formation ont fait l'objet d'analyses géochronologiques (éch. MI.90 et MI143 cf paragraphe IV.2 du présent chapitre).

+ un second épisode correspondrait aux coulées de basaltes (datées à 132 Ma) et de rhyolites (Tschopp, 1953), qui seraient effectivement présentes au sommet de la Formation Chapiza en Orient proprement dit dans la région de Yaupi et que nous appellerons Chapiza supérieur. Il ne nous a pas été possible d'échantillonner ce volcanisme. En effet, la zone où il affleure est située sur le territoire des Indiens Shuars où il n'est pas possible de pénétrer. Ce volcanisme aurait été mis abusivement en corrélation avec les laves et pyroclastites qui affleurent dans la zone subandine équatorienne.

Au Nord du Pérou, dans les Andes de Huancabamba, une hypothèse similaire a été proposée par Mourier (1988) pour la Formation Colán, équivalent probable de la Formation Misahualli de la zone subandine (Fig.II.2). Dans la région de Jaén, la Formation Colán est de nature essentiellement volcanique. Plus à l'Est, le Bassin Est Péruvien (équivalent de l'Orient équatorien) est le siège d'une sédimentation continentale qui correspond à la Formation Sarayaquillo, équivalente de la Formation Chapiza (Fig.II.2). La Formation Sarayaquillo comporterait quelques niveaux volcaniques à son sommet (Mourier, 1988).

1.2.3. Zones d'échantillonnage.

La Formation Misahualli a été échantillonnée dans deux zones différentes. Là encore, la mauvaise qualité des affleurements, leur manque de continuité et l'altération prononcée qui affecte les roches nous ont interdit de réaliser une coupe stratigraphique précise.

La première zone d'échantillonnage (**Misahualli du Nord**) correspond à la partie nord de la zone

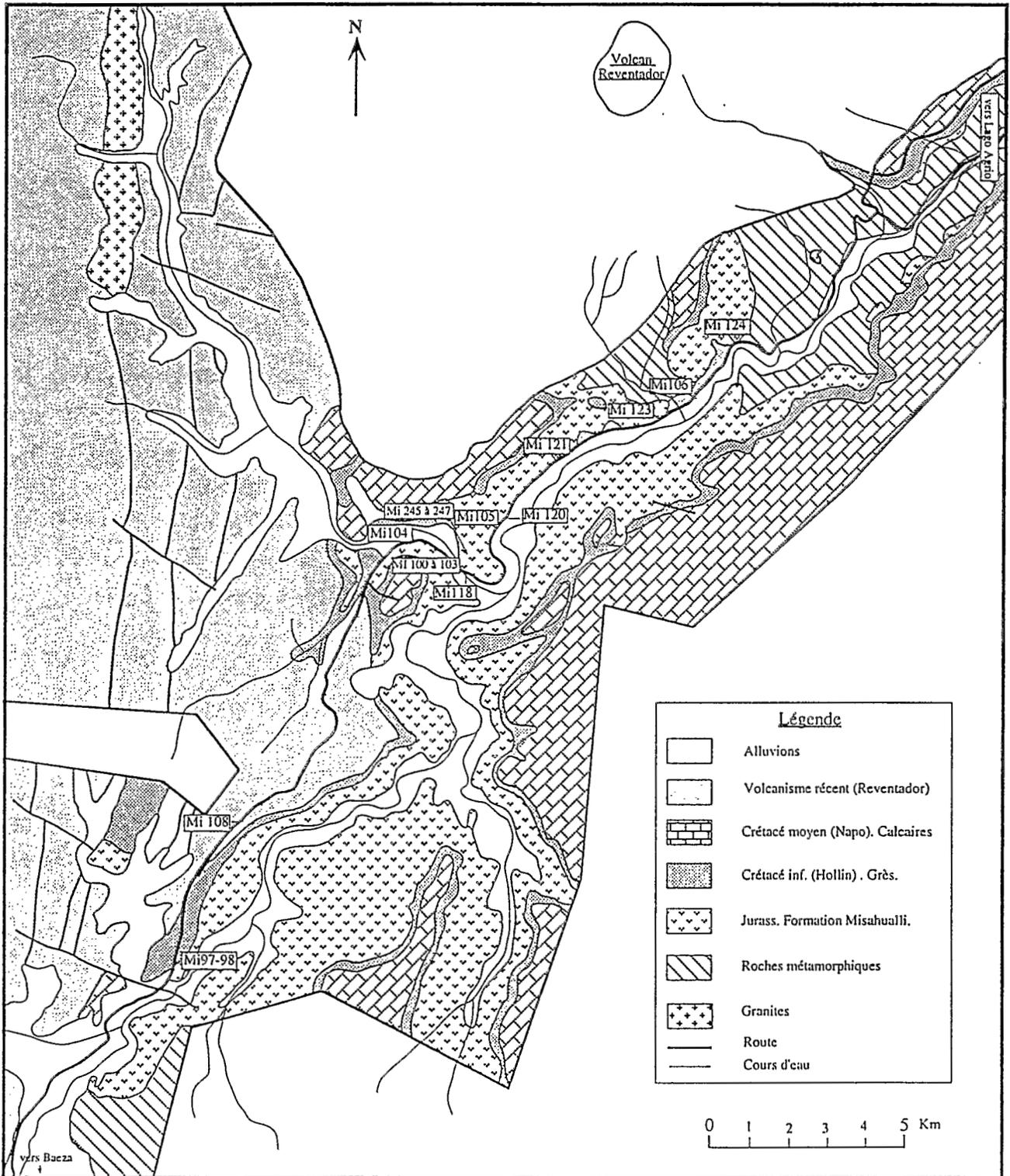


Fig.II.5. : Carte d'échantillonnage de la Formation Misahualli du Nord. Coupe de Baeza-Lago Agrio (d'après INECEL et Merlyn, 1980).

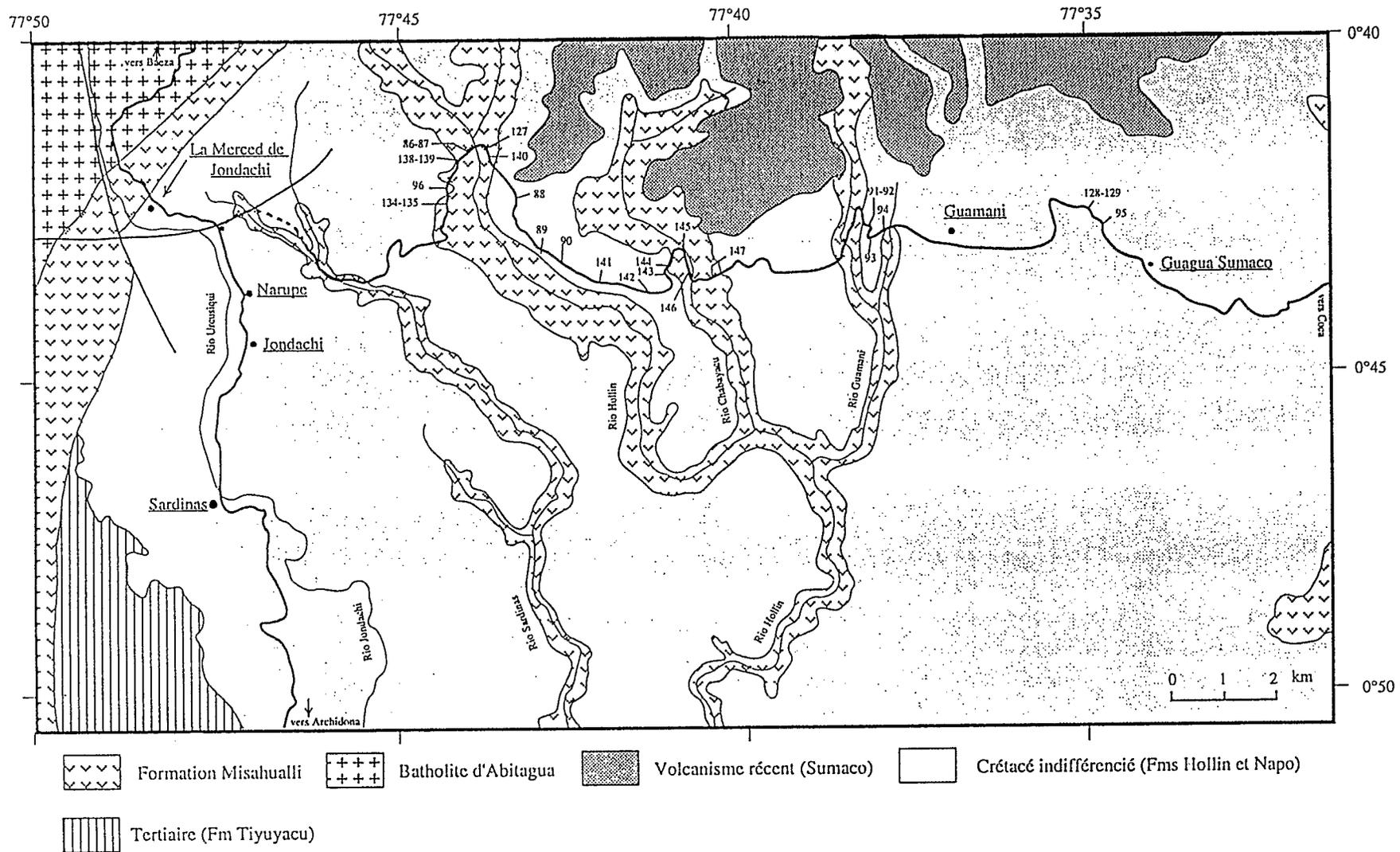


Fig.II.6. : Carte d'échantillonnage de la Formation Misahualli du Nord. Coupe d'Archidona-Coca (d'après carte géologique, Hoja de Tena, IGM, 1986/1987.)

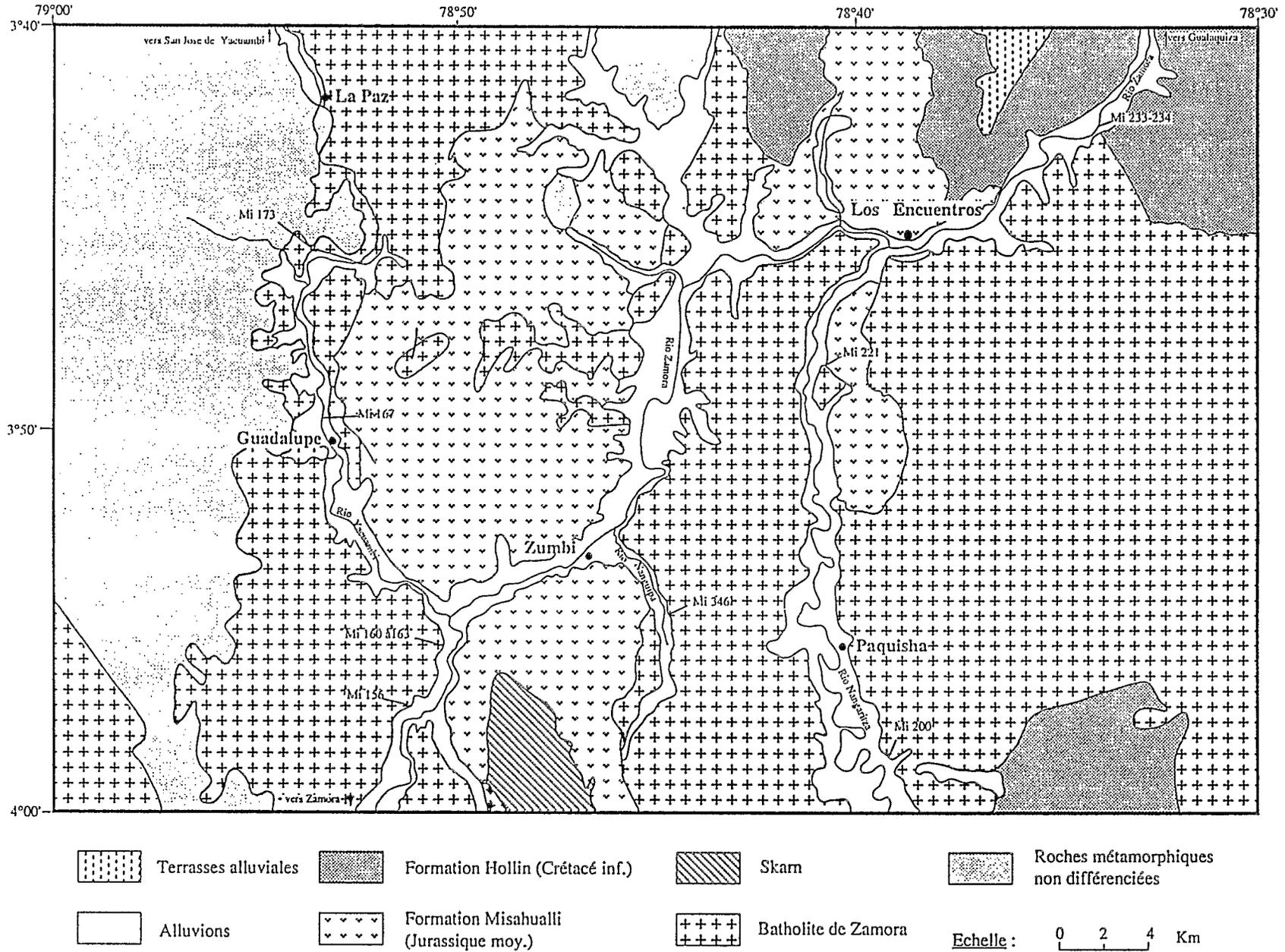


Fig.II.7. : Carte d'échantillonnage de la Formation Misahualli du Sud. Région de Zamora-Paquisha (d'après Carte géologique de Paquisha, Instituto Geológico Militar, 1989).

subandine entre Baeza et Tena grossièrement. Nous y avons réalisé deux coupes:

- + La première le long de la route qui va de Baeza à Lago Agrio au nord (Fig.II.5)
- + La seconde sur la route Archidona - Coca (Fig.II.6).
- + Quelques échantillons ont également été prélevé dans le Río Misahualli.

La deuxième zone d'affleurement de la Formation Misahualli (**Misahualli du Sud**) est située dans la région de Zamora-Paquisha, proche de la frontière péruvienne (Fig.II.7).

1.2.3.1. La Formation Misahualli du Nord.

Le long de la coupe Baeza Lago Agrio (Fig.II.5), les affleurements correspondent à de nombreux niveaux de tufs et ignimbrites dans lesquels sont intercalées des coulées de basaltes.

Le long de la coupe Archidona - Coca (Fig.II.6), nous avons pu échantillonner la partie supérieure de la Formation Misahualli. En effet, le contact entre la Formation Misahualli et les grès bitumineux sus-jacents de la Formation Hollin a pu être observé. Il s'agit d'un contact plan grossièrement horizontal. Sous ce contact, les derniers niveaux de la Formation Misahualli sont fortement altérés en argiles et constituent parfois des poches d'altération supergène.

1.2.3.2. La Formation Misahualli du Sud.

Dans cette région également, le couvert végétal très dense et la rareté des affleurements ne nous a pas permis d'établir de coupes stratigraphiques précises et les échantillons prélevés correspondent aux rares affleurements observés dans cette région (Fig.II.7). De plus, une altération très importante affecte les roches de cette région.

II. LE NORD DU PEROU : LA FORMATION COLAN.

Au Nord du Pérou, la période allant du Jurassique moyen au Crétacé basal est caractérisée par une intense activité volcanique aérienne et par une sédimentation continentale détritique (Mourier, 1988). Dans un domaine situé entre le Massif d'Olmos à l'Ouest et le Géanticlinal du Marañón à l'Est (Plateforme Chiclayo-Jaén de Mourier, 1988), une unité essentiellement volcanique se développe : la **Formation Colán** (Pardo et Sanz, 1979 ; Mourier, 1988). **Elle comporte des laves andésitiques et des coulées pyroclastiques; qui englobent parfois des troncs fossiles; associées à des grauwackes, des grès et des pélites** (Mourier, 1988). La partie supérieure de cette Formation est principalement sédimentaire (Fm Tinajones) et de rares intercalations de calcaire sont présentes à son sommet. Les produits volcaniques sont souvent remaniés en milieu fluvial ou même parfois marin peu profond.

L'épaisseur de la Formation Colán varie de 1000 à 3000 mètres. Cette formation est bien

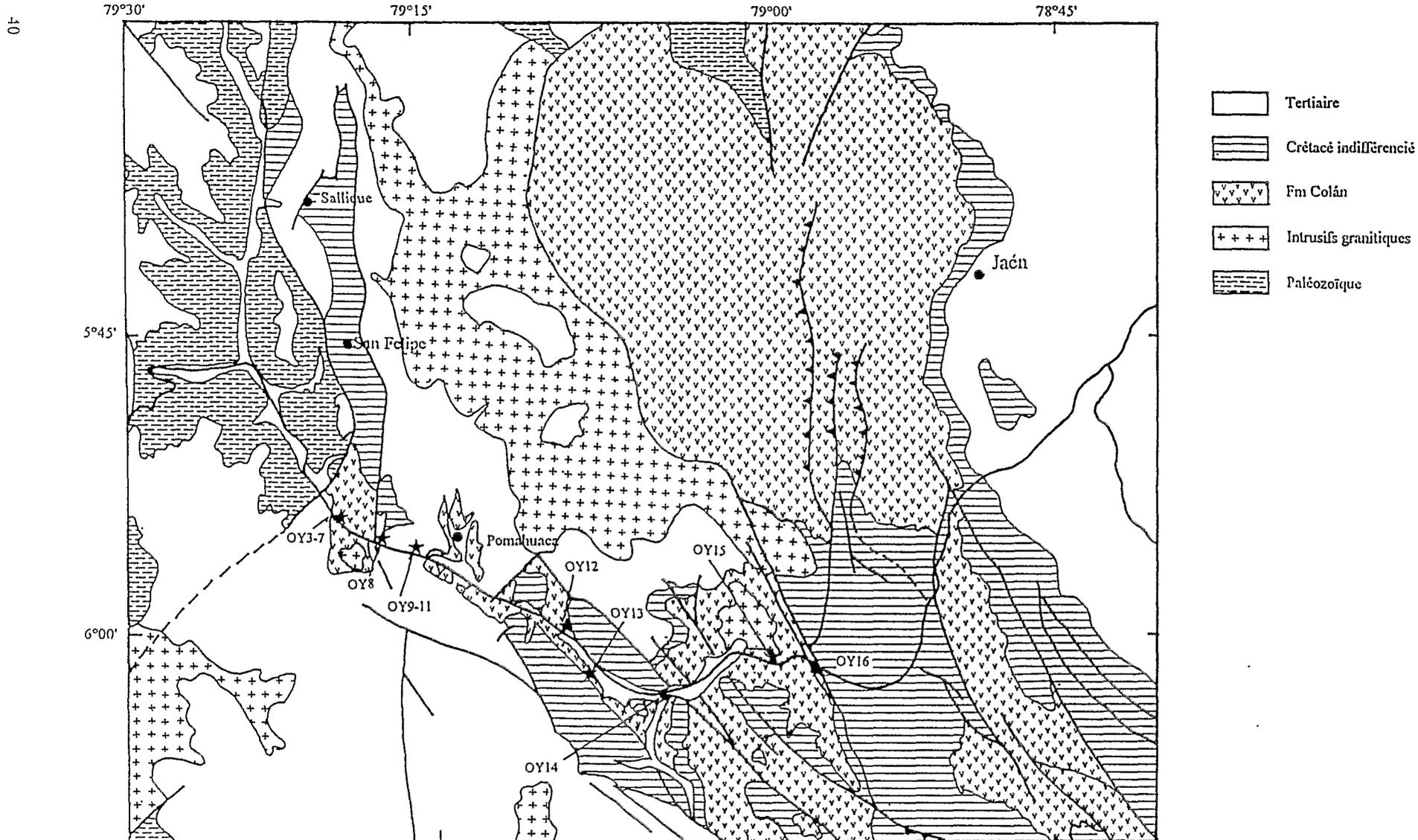


Fig.II.8. : Carte d'échantillonnage de la Formation Colán, région de Pomahuaca (d'après Mourier, 1988).

représentée dans les régions de Jaén, Cutervo, San Ignacio et Chiclayo. Quelques affleurements sont également présents dans la région côtière du Nord - Pérou (Mourier, 1988).

La Formation Colán est encadrée par les carbonates Pucará au dessous, datés du Pliensbachien-Sinémurien et par les quartzites de la Formation Goyllarisquizga, au dessus, attribués au Néocomien (Mourier, 1988). D'autre part, certains niveaux sédimentaires appartenant à la partie supérieure de la Formation Colán ont livré des ammonites datées de l'Oxfordien moyen (environ 160 Ma). Les derniers niveaux détritiques de la Formation Tinajones correspondraient au Tithonique/Berriasien. (Wilson, 1984 ; Mourier, 1988 ; Jaillard et Jacay, 1989).

D'après Mourier (1988), un équivalent au moins partiel de la Formation Colán est la Formation Sarayaquillo. Cette dernière, d'origine détritique continentale, constituée de "couches rouges", affleure à l'Est de la Plate-forme Chiclayo-Jaén (PCJ), dans le Bassin Est-Péruvien (BEP) équivalent méridional de l'Oriente équatorien. A son sommet, la Formation Sarayaquillo comporterait quelques niveaux volcaniques. Ces derniers niveaux pourraient être contemporains des coulées de laves situées au sommet de la Formation Chapiza et datées à 132 Ma (Chapiza supérieur). Toujours d'après Mourier (1988), le Bassin Est Péruvien serait abrité des manifestations du volcanisme Colán par le Géanticlinal du Marañon qui constituait alors une barrière séparant deux domaines paléogéographiques distincts.

L'échantillonnage de la Formation Colán a été réalisé par G. Carlier dans le Nord du Pérou, entre Pomahuaca et Jaén (Fig.II.8). Cet échantillonnage comporte des laves basaltiques andésitiques massives sombres (OY13 à OY15) ainsi qu'une brèche volcanogénique acide (OY16) à fragments andésitiques. Dans cette région, des dacites et des produits pyroclastiques acides ont également été prélevés.

III. LES FORMATIONS VOLCANIQUES DE LA REGION COTIERE SUD-PERUVIENNE.

La région côtière du Sud-Pérou est caractérisée par une activité volcanique relativement importante au Jurassique (Fig.II.9). Ce volcanisme est regroupé en quatre formations : les Formations Chocolate, Río Grande, Chala et Guaneros (Roperch et Carlier, 1992). La Formation Chocolate est la plus ancienne et ne sera pas décrite ici. A Ilo et La Yarada, elle est recouverte en discordance par la Formation Guaneros (Roperch et Carlier, 1992). Plus au Nord, deux autres formations sont décrites, il s'agit des Formations Chala et Río Grande. La Formation Río Grande a été étudiée dans sa localité type, dans le cours inférieur du Río Grande (Fig.II.10) et la Formation Chala a été échantillonnée à l'Est du port de Chala (Fig.II.12), le long de plusieurs coupes.

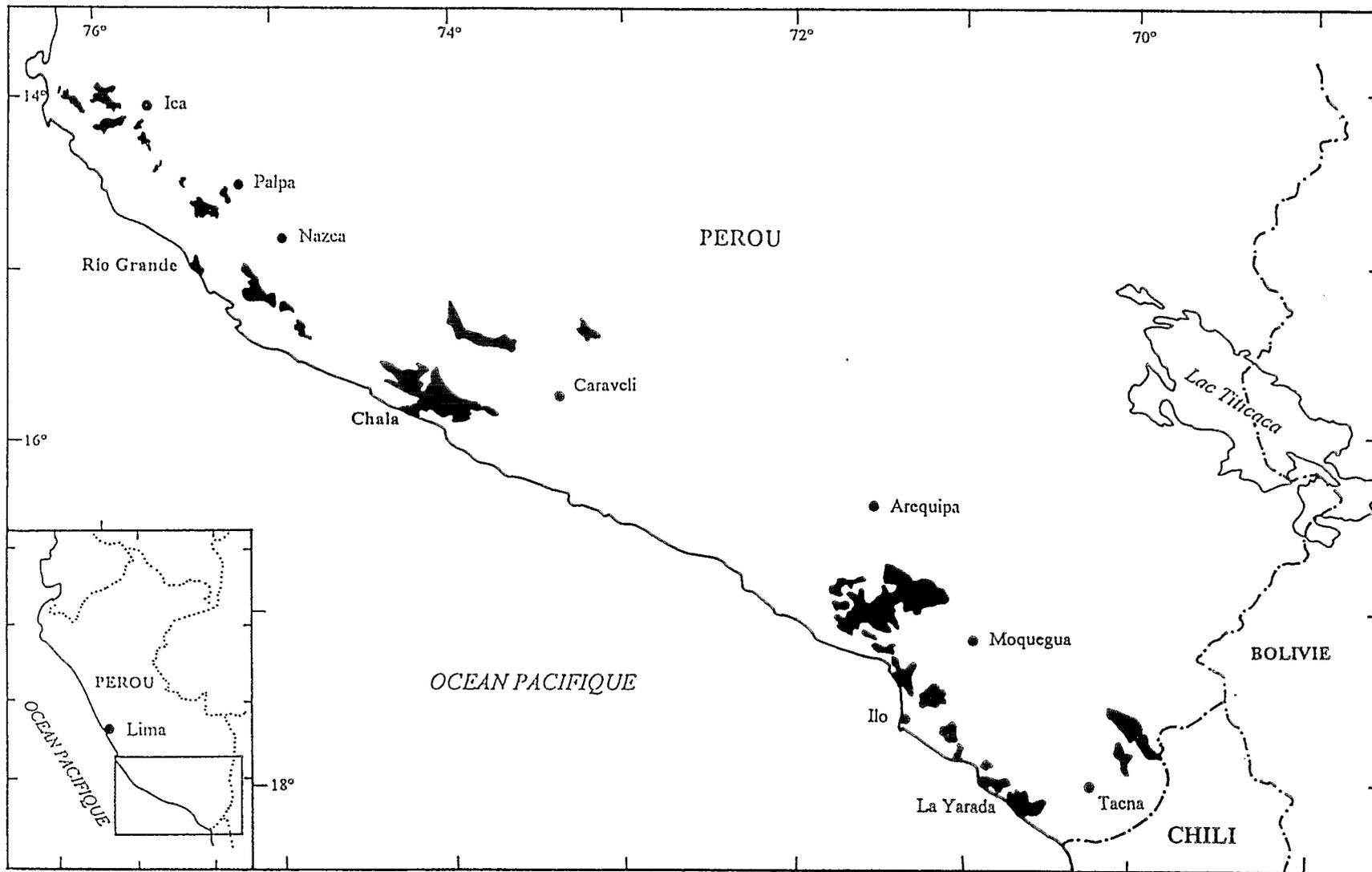


Fig.II.9. : Localisation des secteurs d'étude et répartition des affleurements jurassiques dans la région côtière du Sud Pérou (d'après Carlier et Soler, 1987, rapport inédit).

III.1. La Formation Río Grande.

Cette formation, de 4500 m d'épaisseur, est une série essentiellement volcanique dans laquelle sont intercalés des niveaux sédimentaires marins qui contiennent une faune et une flore typique du Jurassique moyen de l'intervalle Aalénien à Bathonien (Rüegg, 1957, 1961 ; 1962 ; Caldas, 1978 ; INGEMMET, 1980). Elle recouvre la Formation Chocolate dont les derniers niveaux sédimentaires sont datés du Sinémurien (INGEMMET, 1980) et est recouverte en concordance par la Formation Jahuay d'âge tithonique. Elle est recoupée par de nombreux sills et dykes d'andésite porphyrique (Caldas, 1978 ; INGEMMET, 1980). **Cette formation d'âge jurassique moyen est composée de coulées d'andésites, de diabases et de basaltes ainsi que de tufs, tuffites, agglomérats, brèches et conglomérats volcanogéniques.** Ces volcanites sont intercalées avec des niveaux sédimentaires, dont les termes prédominants sont des calcaires oolitiques, des lutites, des grès et des grès calcaires (Rüegg, 1957 ; 1962).

Cette formation a été échantillonnée par Aguirre en 1980 et Aguirre, Carlier, Soler et Balmelle en 1987. Les coupes réalisées sont situées dans la localité-type de la Formation Río Grande (Fig.II.10 et II.11), dans la Vallée du Río Grande, entre Loma de Mainsa et la côte (14°58'S, 75°27'W). Ici la formation, de 2500 mètres de puissance, est divisée en deux unités séparées par une légère discordance angulaire (Aguirre et Offler, 1985 ; Aguirre, 1988).

L'unité inférieure (500 m) est principalement constituée d'agglomérats rouges, de conglomérats, de grès conglomératiques et de grès volcanogéniques de couleur rouge accompagnés de coulées de lave acide et d'ignimbrites acides. Des calcaires fossilifères, des grès calcaires et des tufs verts sont intercalés dans cette unité. Les niveaux fossilifères ont permis d'attribuer un âge Aalénien à Bajocien (Rüegg, 1957) à cette unité inférieure qui repose en discordance sur les calcaires, phyllites et schistes du Paléozoïque (Rüegg, 1957 ; Aguirre et Offler, 1985 ; Aguirre, 1988).

L'unité supérieure (2000 m) est composée essentiellement d'andésites porphyriques avec des intercalations peu importantes de conglomérats rouges, d'agglomérats, de produits pyroclastiques et de grès volcanogéniques. Elle est recouverte en discordance par la Formation sédimentaire tertiaire Pisco (Rüegg, 1957 ; Aguirre et Offler, 1985 ; Aguirre, 1988). Un âge K/Ar (roche totale) de 164 ± 4 Ma a été obtenu pour un échantillon peu altéré provenant du coeur d'une coulée andésitique (Aguirre et Offler, 1985 ; Aguirre, 1988).

Une coupe (Fig.II.11) très détaillée a été réalisée dans l'unité inférieure de la Formation Río Grande par G. Carlier (inédit) et dans la partie supérieure par L.Aguirre.

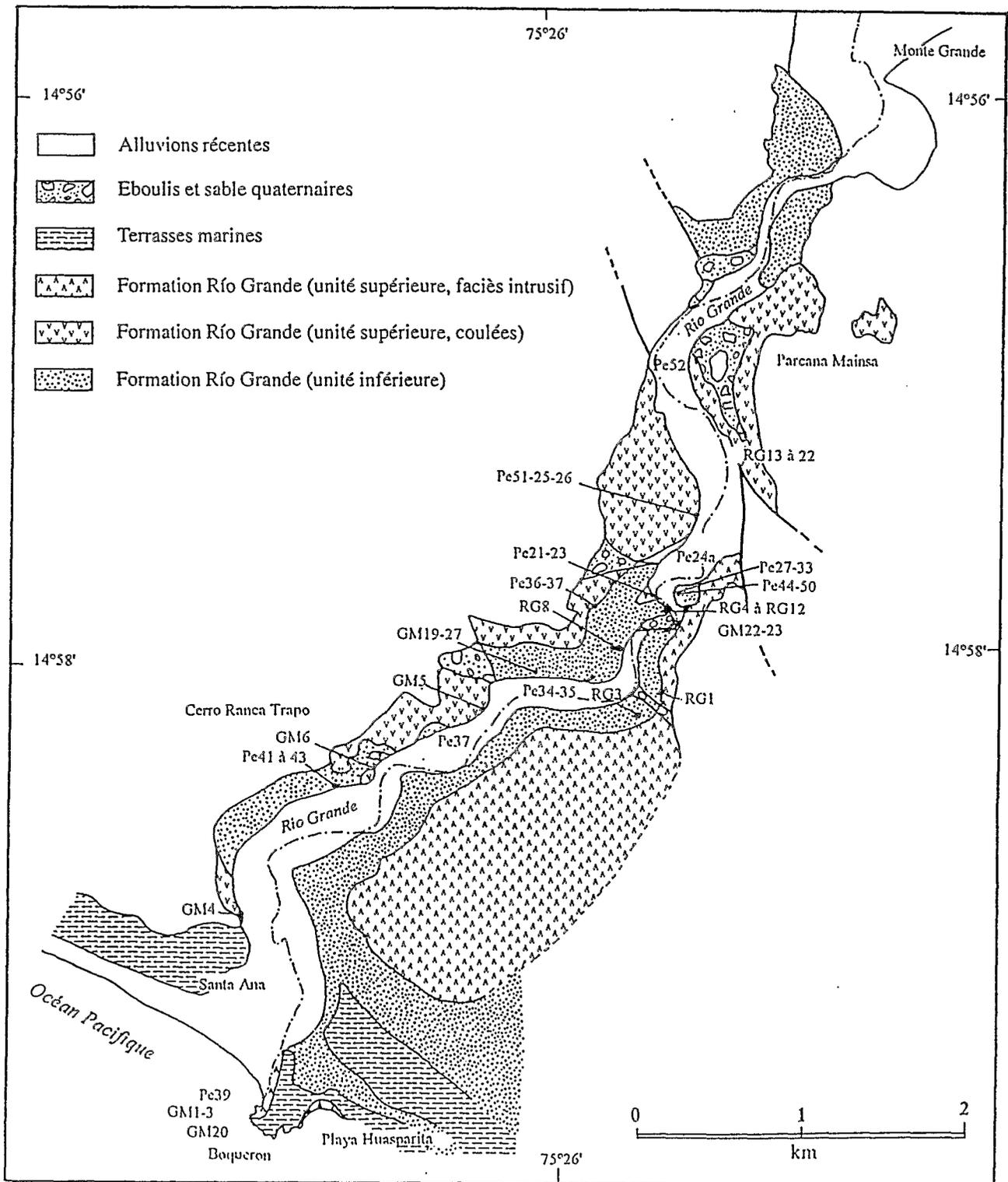


Fig.II.10. : Carte géologique du cours inférieur du Río Grande, Département d'Ica (d'après Carlier, inédit).

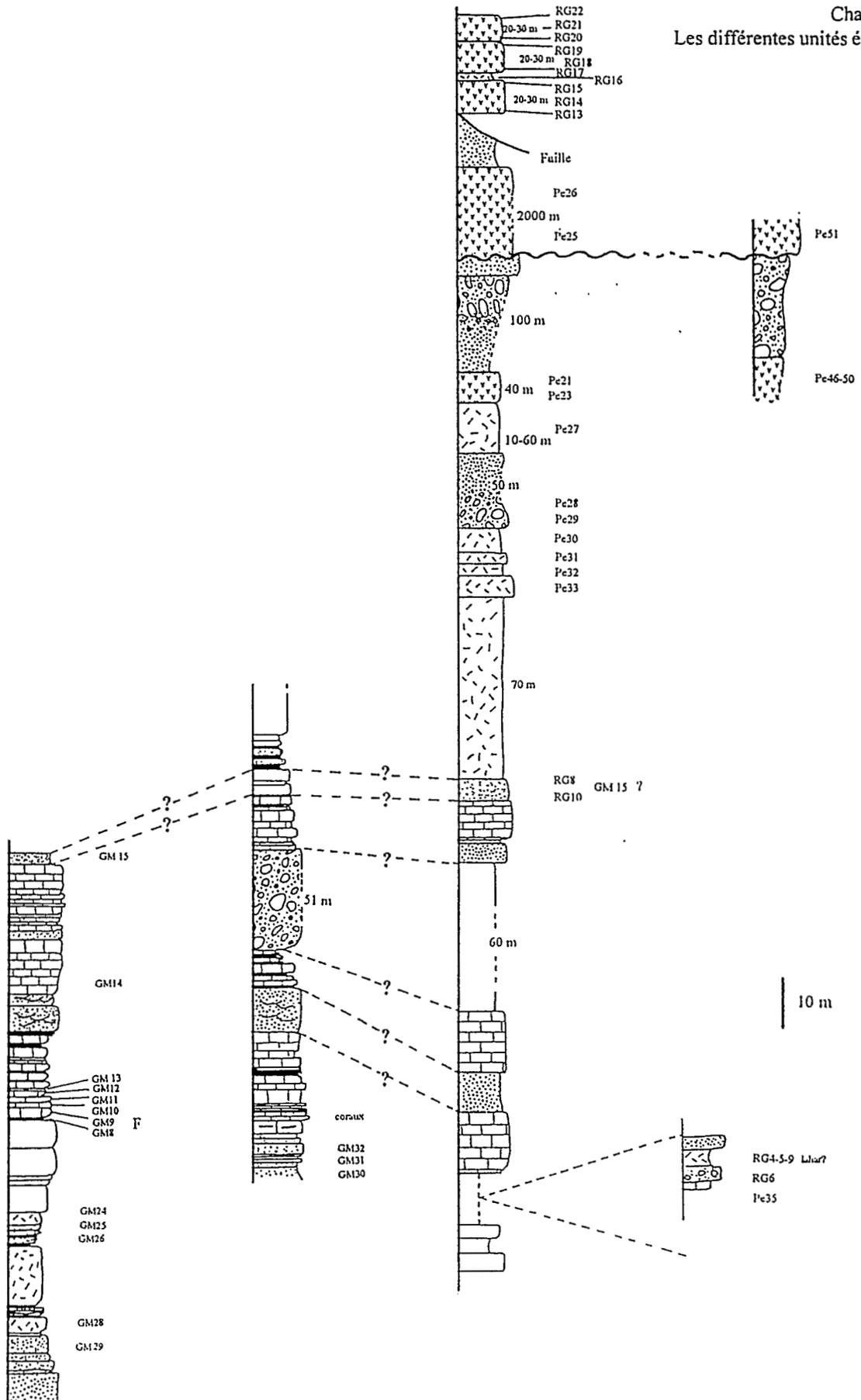


Fig.II.11. : Succession stratigraphique de la Formation Rio Grande. Cours inférieur du Rio Grande, Département d'Ica (d'après Carlier, inédit et Aguirre, inédit). Même légende que figure II.13.

III.2. La Formation Chala.

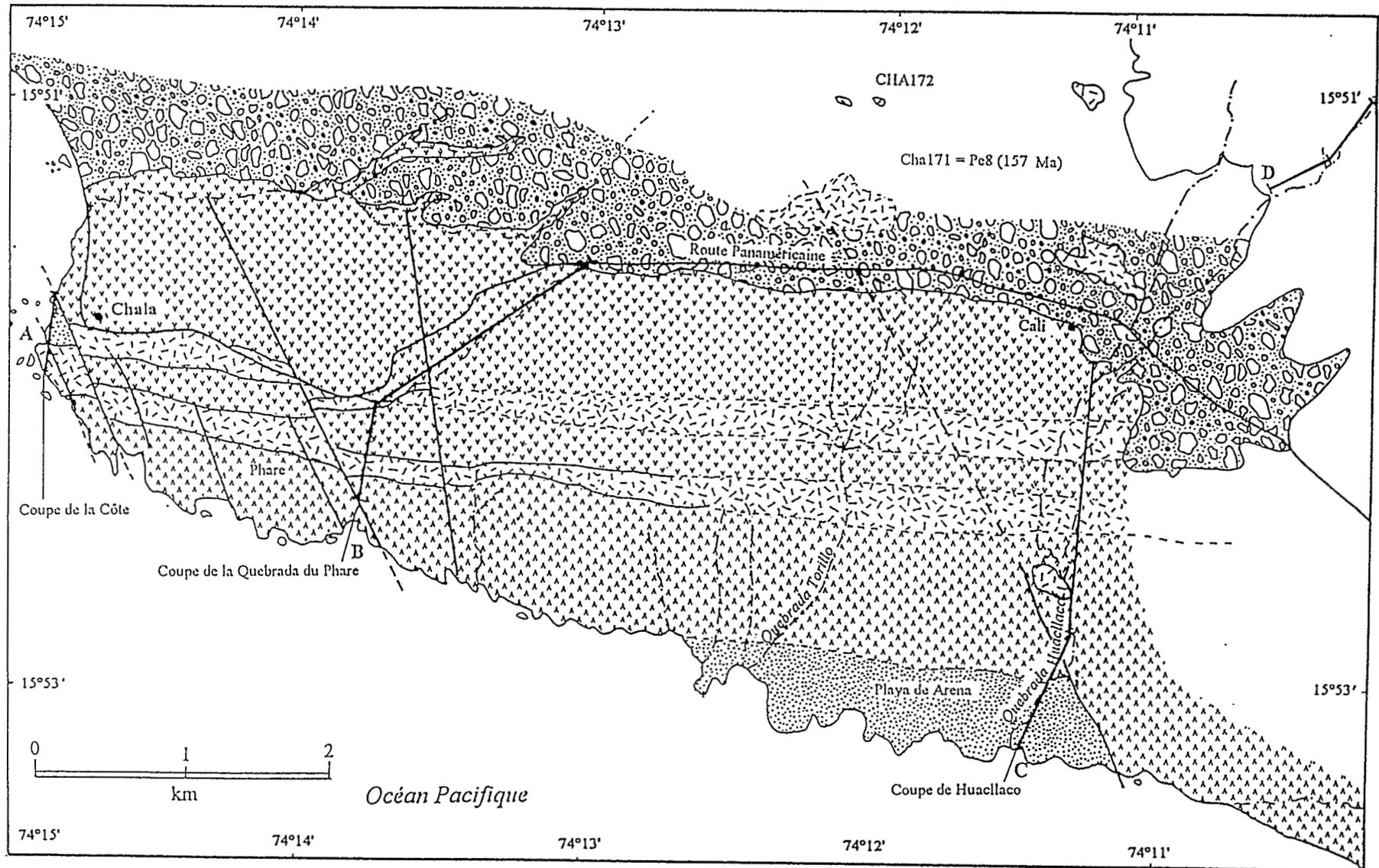
Dans le secteur de Chala (Fig.II.12), affleurent des séries épaisses de plus de 1500 mètres, constituées de coulées andésitiques, d'ignimbrites et de brèches dacitiques intercalées avec des couches rouges. Ces roches appartiennent à la Formation Chala. Initialement mise en corrélation avec la Formation Chocolate (Olchauski, 1980), la Formation Chala est aujourd'hui interprétée comme étant contemporaine de la Formation Guaneros qui affleure plus au Sud dans les secteurs de La Yarada et d'Ilo et de la Formation Río Grande (Roperch et Carlier, 1992). Cette Formation Guaneros (Jaén *et al.*, 1963), datée du Bajocien supérieur à Bathonien supérieur (Roperch et Carlier, 1992), est une séquence volcano-sédimentaire marine composée de marnes et de grès qui repose en discordance sur la Formation Chocolate. Elle est recoupée par de nombreux intrusifs porphyriques connus localement sous le nom d'ocoïtes.

Une coulée d'andésite basaltique de la Formation Chala, provenant de la région de Chala, a été datée par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (roche totale) à 177 ± 2 Ma (Roperch et Carlier, 1992). Cette formation est recoupée par des corps intrusifs hypovolcaniques de type sills et dykes de même nature et de même aspect que les coulées. L'un de ces intrusifs a été daté par la même méthode à 157 ± 1 Ma (Roperch et Carlier, 1992).

Quatre coupes détaillées ont été levées par G. Carlier et P. Soler. Ce sont les coupes de la Quebrada du Phare, de Huacllaco, de la Côte et de Cuculí (Fig.II.13. à II.16). Elles montrent que la base de la Formation Chala, constituée de grès et d'argiles, est essentiellement sédimentaire. A son sommet, la Formation Chala devient plus volcanique et est constituée de coulées de laves basaltiques à andésitiques, de coloration rouge brique, très porphyriques, à grands cristaux de plagioclase. La Formation Chala est intrudée localement par des sills et des dykes porphyriques, de même nature pétrographique que les coulées.

- La coupe de la Quebrada du Phare (Fig.II.13) montre qu'à la base, la Formation Chala est constituée essentiellement de grès et de brèches volcanogéniques et de roches pyroclastiques acides. Au sommet de la coupe, la Formation devient de plus en plus volcanique et est composée de coulées épaisses (20 à 30 m) de laves porphyriques basaltiques à grands phénocristaux de plagioclases. Localement, la Formation est intrudée par des dykes, de même nature pétrographique que les coulées.

- La coupe de Huacllaco (Fig.II.14), de plus de 800 mètres, est caractérisée à sa base par une alternance de lutites, grès, brèches et conglomérats, en bancs peu épais. La partie inférieure de la coupe présente seulement une coulée. Au sommet, les roches deviennent de plus en plus volcaniques et consistent en brèches volcanogéniques, tufs, ignimbrites et coulées basaltiques à grands phénocristaux de plagioclases. Au sommet de cette coupe, les grès redeviennent prédominants. Cette coupe est interrompue par un grand sill basaltique de plus de 200 mètres d'épaisseur qui présente les mêmes



Eboulis quaternaires
 Brèches dacitiques
 Coulées basaltiques
 Intrusifs porphyriques
 Sédiments

Fig.II.12. : Carte géologique simplifiée de la région de Chala et position des échantillons (d'après Carlier, inédit).

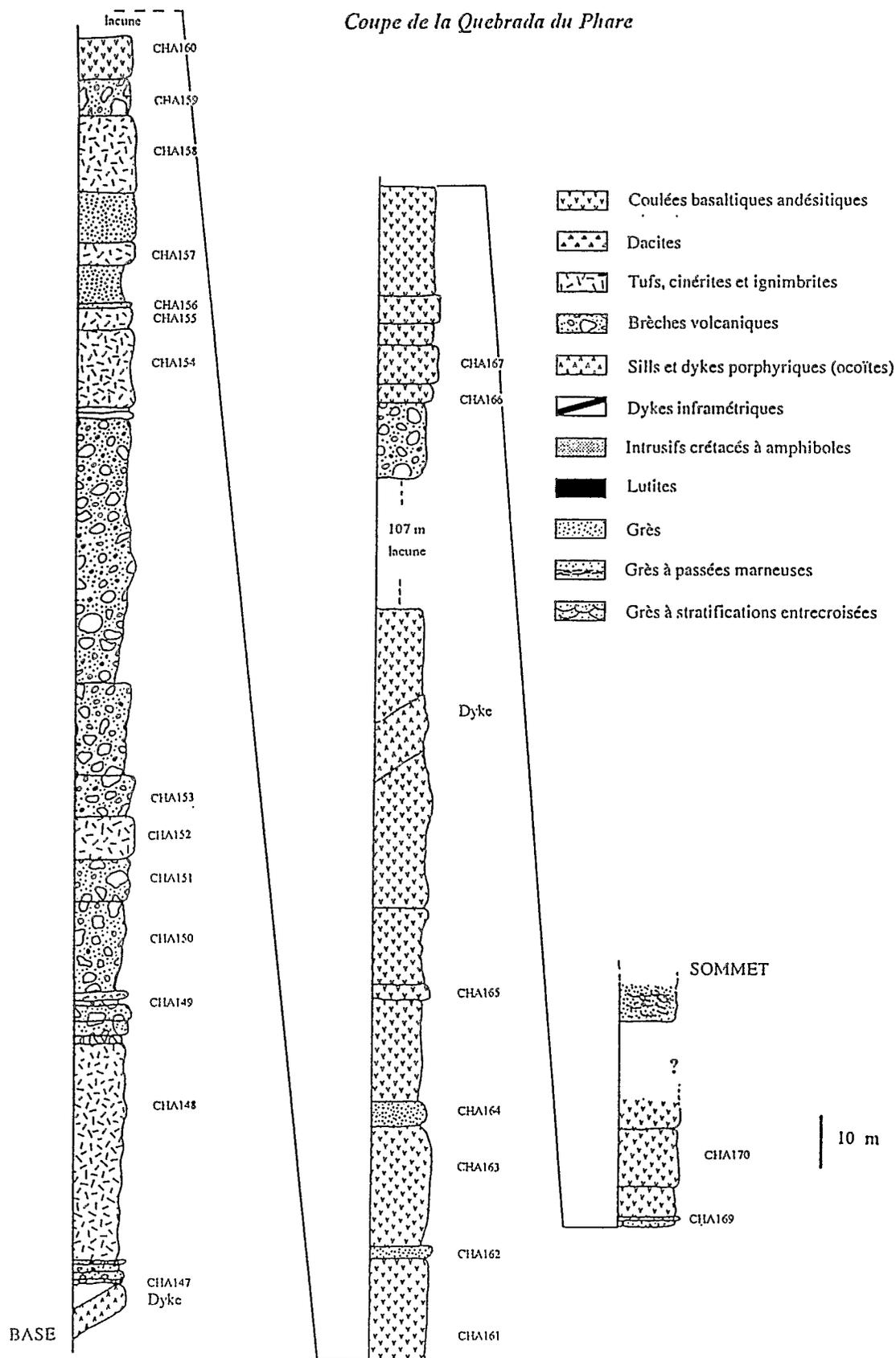


Fig.II.13. : Succession stratigraphique de la Formation Chala. Coupe de la Quebrada du Phare (d'après Carlier, inédit).

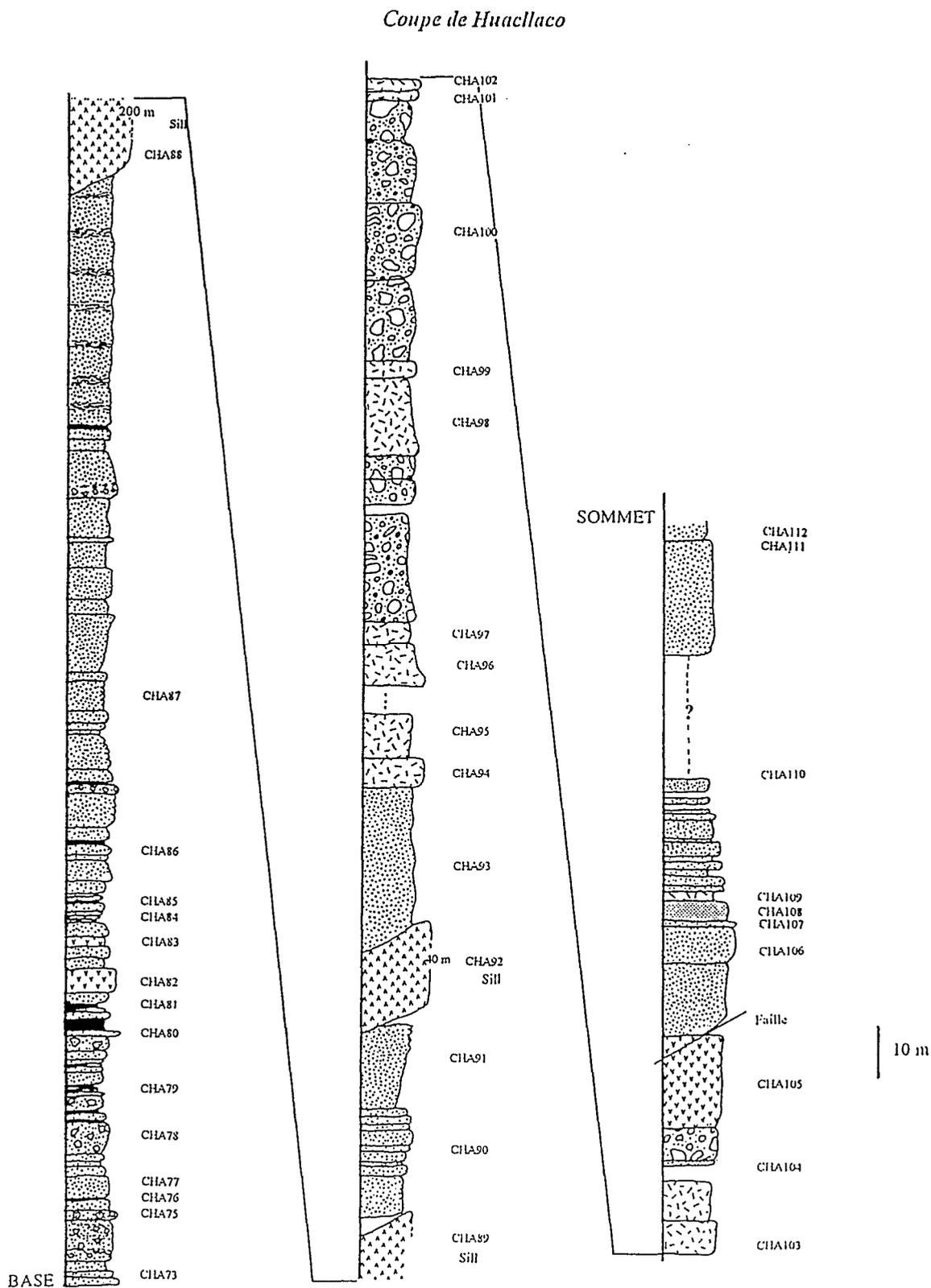


Fig.II.14. : Succession stratigraphique de la Formation Chala. Coupe de Huacllaco (d'après Carlier, inédit). Même légende que la figure II.13.

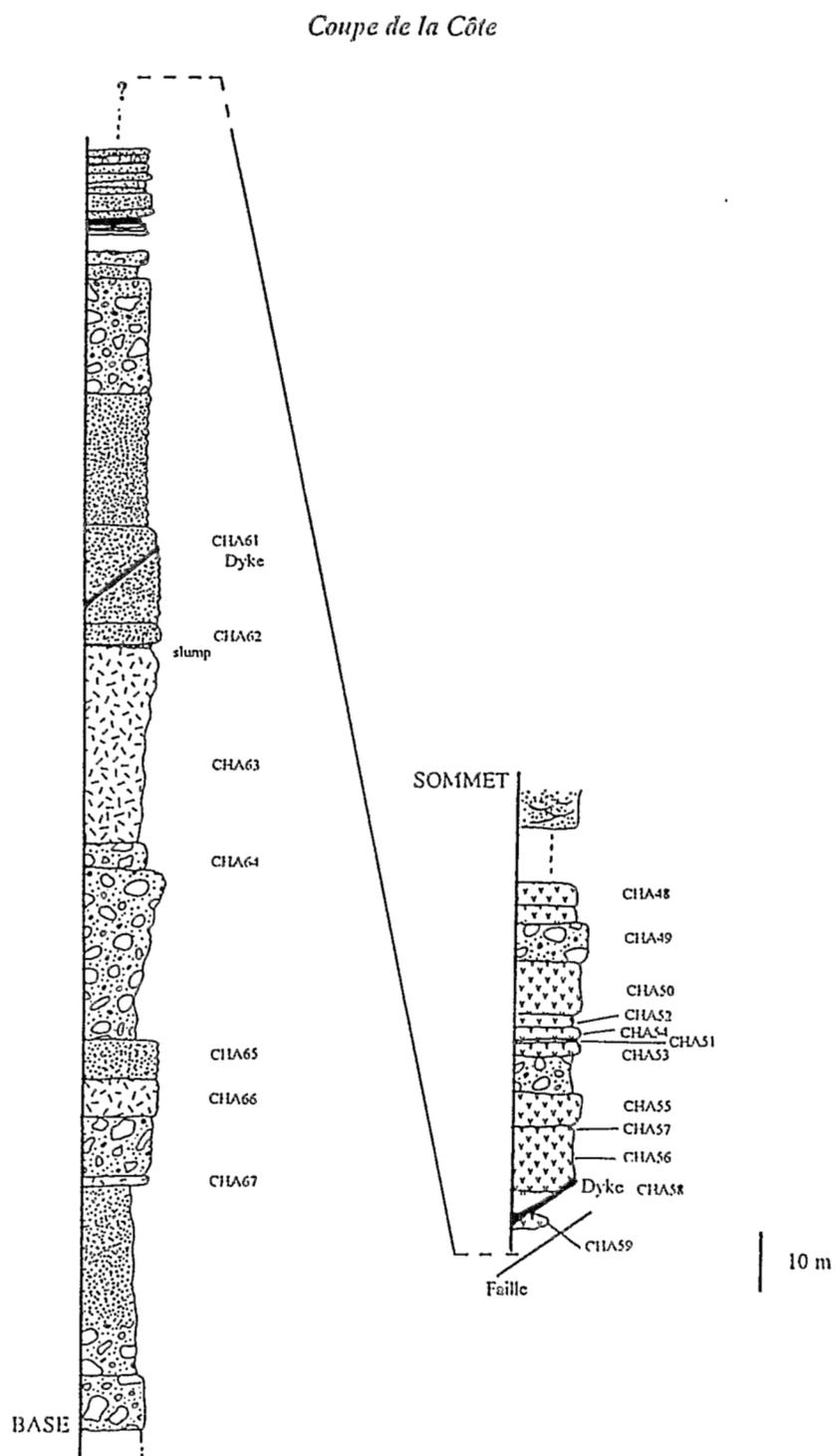


Fig.II.15. : Succession stratigraphique de la Formation Chala. Coupe de la Côte (d'après Carlier, 1993, inédit).
Même légende que la figure II.13.

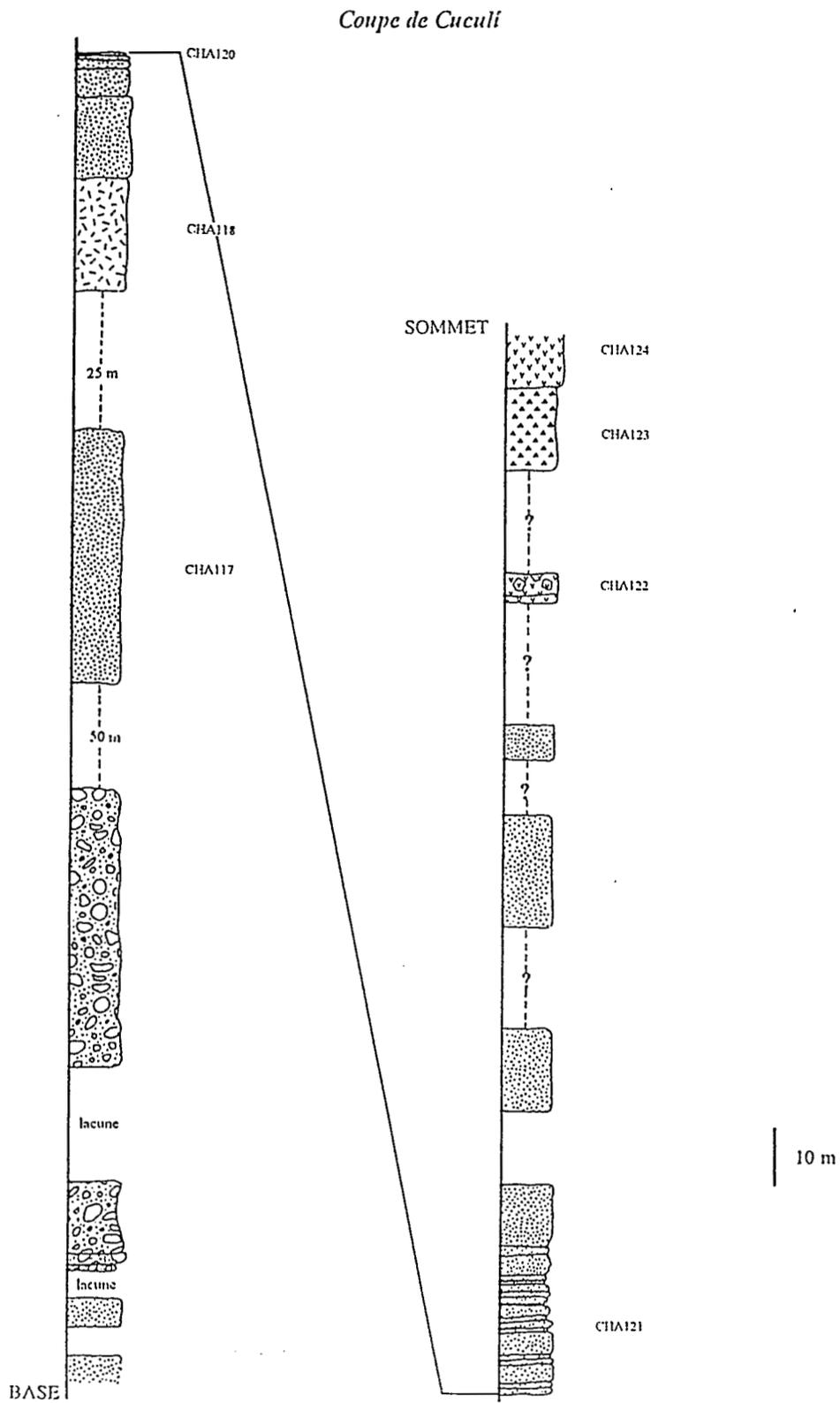


Fig.II.16. : Succession stratigraphique de la Formation Chala. Coupe de Cuculí (d'après Carlier, inédit). Même légende que la figure II.13.

caractéristiques pétrographiques que les coulées. Il s'agit de roches très porphyriques à phénocristaux centimétriques de plagioclases. Les intrusions hypovolcaniques qui recoupent la Formation Chala sont connues localement sous le nom d'*ocoïtes*. Dans la partie supérieure de la coupe, la Formation Chala est recoupée, localement, par d'autres dykes porphyriques à phénocristaux d'amphiboles.

- La coupe de la Côte (Fig.II.15) montre globalement les mêmes caractéristiques que les autres coupes. A la base, on observe des couches volcano-sédimentaires constituées de grès et brèches volcaniques, en bancs relativement épais. Localement, des niveaux de roches pyroclastiques sont observés. Au sommet, la coupe est composée d'une alternance de coulées de basaltes porphyriques et de brèches. Elle est recoupée par de petits dykes porphyriques.

- La coupe de Cuculí (Fig.II.16) montre une alternance de bancs de grès (prédominants) et de brèches volcaniques dans sa partie inférieure. La partie sommitale est constituée de laves de composition basaltique et dacitique. Cette coupe correspond essentiellement à la partie inférieure de la Formation Chala.

IV. DATATIONS $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

Neuf datations ont été réalisées au cours de ce travail par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur minéraux séparés sur monograin par sonde laser et sur populations de minéraux. Les datations sur monograins ont été réalisées à l'aide d'une sonde laser sur des amphiboles et sur des biotites. Les datations sur populations de grains ont été effectuées sur des plagioclases. L'ensemble de ces datations a été réalisé, sous la direction de G. Féraud et de G. Ruffet, à l'Institut de Géodynamique (Laboratoire de Géochronologie) de l'Université de Nice-Sofia Antipolis.

La méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ employée ici est dérivée de la méthode K/Ar basée sur la désintégration naturelle du ^{40}K en ^{40}Ar radiogénique. Cette méthode nécessite l'irradiation préalable des échantillons. Celle-ci a été effectuée sous un flux de neutrons rapides, dans le réacteur nucléaire de l'Université McMaster (Hamilton, Ontario, Canada). Au cours de l'irradiation, le ^{39}K donne naissance à ^{39}Ar . La mesure isotopique du rapport $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ au spectromètre de masse permet de calculer l'âge de l'échantillon.

Pour les monograins, l'utilisation d'un laser continu argon permet un chauffage par étapes de température. L'utilisation d'un spectromètre de masse de haute sensibilité permet l'analyse de très faibles quantités d'échantillon. Le spectre d'âge obtenu permet une interprétation de l'histoire de l'échantillon.

La méthode analytique, décrite par Ruffet (1990) et Zumbo (1993), la description du dispositif expérimental, le principe de cette méthode ainsi que les tableaux de données analytiques sont donnés en annexe (Annexe I).

IV.1. Formation Chala et intrusifs hypovolcaniques associés.

IV.1.1. MOR1 (Côte sud-péruvienne, inclus dans la Formation Guaneros).

Cet échantillon provient d'un corps intrusif hypovolcanique qui recoupe la Formation Guaneros présumée d'âge callovien et équivalente de la Formation Chala. Il a été prélevé dans la région de Tacna, (Côte du Sud Pérou). Il s'agit d'un basalte porphyrique à grands phénocristaux de plagioclase atteignant fréquemment le centimètre. Ce plagioclase est généralement frais malgré la présence, en quantité peu importante, de séricite et de calcite qui s'infiltrent dans les fractures du minéral et peuvent localement former de petites taches d'altération. On peut remarquer qu'à la séparation, le plagioclase de cet échantillon présentait un léger voile lui donnant un aspect blanchâtre, probablement lié à la présence de séricite dans les fractures. Une population de plagioclases a été analysée.

Grâce à l'utilisation d'un spectromètre de masse de haute sensibilité, il a été possible d'effectuer un grand nombre d'étapes ($n=30$), sur population de minéraux, qui ont permis de mettre en évidence des hétérogénéités d'âge et de rapports Ca/K, impossibles à détecter habituellement.

Le spectre obtenu (Fig.II.17) peut se décomposer en trois parties :

- + Une première partie, dégazée à basse température, correspond à des âges très variables et des rapports $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ très faibles. Cette partie du spectre correspond probablement à un dégazage de produits d'altération potassiques.

- + Une deuxième partie du spectre, dégazée à basse et moyenne température montre des âges moins variables autour de 154 Ma.

- + La troisième partie du spectre, dégazée à haute température fournit un âge plateau à 157.2 ± 0.4 Ma et correspond à des rapports $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ relativement élevés et assez constants.

On observe une nette corrélation entre les âges mesurés et les rapports $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$, avec une décroissance des deux données à moyenne température. Ceci peut s'interpréter comme un dégazage relativement plus important à moyenne température des phases d'altération (séricite) plus jeunes potassiques.

L'âge de 157.2 ± 0.4 Ma peut être interprété comme proche de l'âge de mise en place de la roche, car il correspond à une fraction d'argon dégazée, caractérisée par des rapports CaO/K₂O proches de ceux des plagioclases mesurés à la microsonde (Fig.II.18, Sebai *et al.*, 1991).

En résumé, un âge plateau de 157.2 ± 0.4 Ma a été obtenu pour le plagioclase de l'échantillon MOR1. Cet âge est probablement proche de l'âge de mise en place de l'intrusion. Une phase d'altération matérialisée par la présence de séricite, succède à cette mise en place et est responsable du "rajeunissement" des âges obtenus et de la perturbation du spectre à moyenne température (entre 915 et 1040°C).

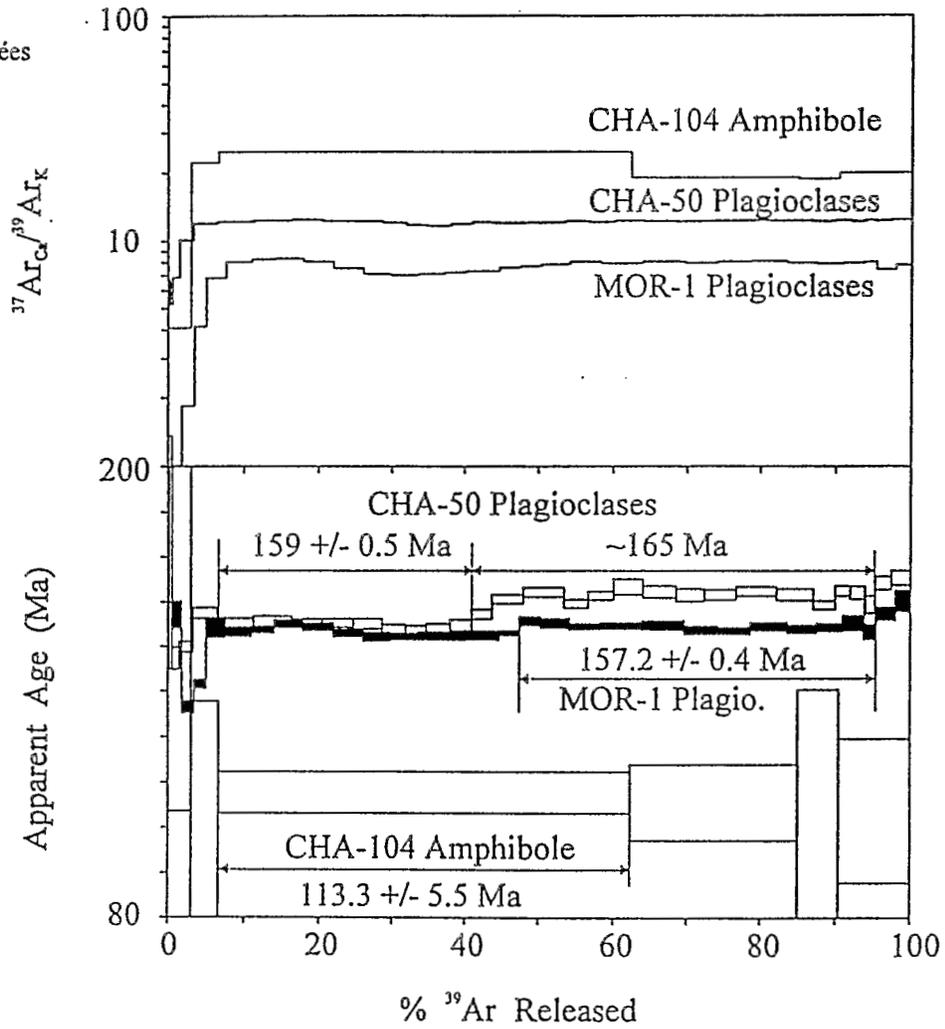


Fig.II.17. : Spectres d'âge et rapport $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ en fonction du pourcentage d'argon libéré pour les échantillons provenant du Sud du Pérou. CHA 50 est une coulée de basalte andésitique, MOR1 est un intrusif à plagioclase et cpx et CHA 104 est un intrusif à amphibole. L'âge intégré pour CHA 104 est 112.75 ± 5.97 Ma. Le rapport $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ est proportionnel au rapport Ca/K par la relation $(^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}})/(^{39}\text{Ar}_{\text{K}}) = x^*(\text{Ca}/\text{K})$.

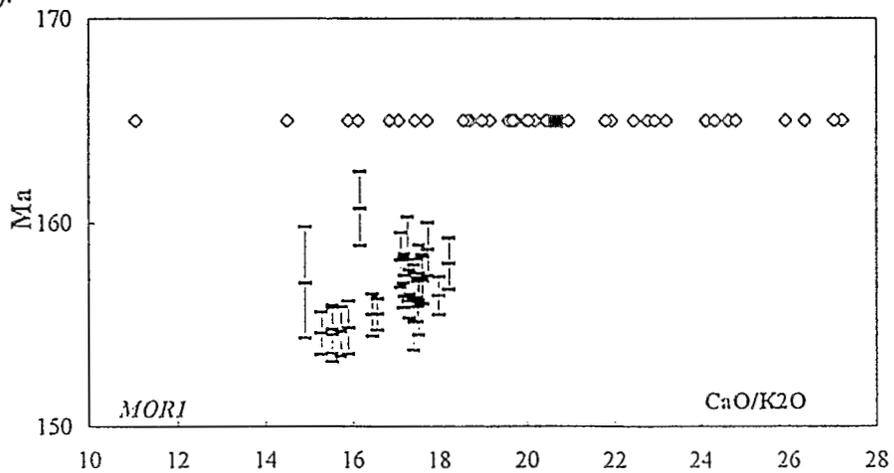


Fig.II.18. : Diagramme montrant les variations du rapport $\text{CaO}/\text{K}_2\text{O}$ déduits des isotopes de l'argon et des analyses à la microsonde pour le plagioclase MOR1 en fonction de l'âge obtenu pour chacune des étapes de chauffage. Les barres correspondent aux marges d'erreur des âges mesurés. Les losanges correspondent aux analyses microsonde. L'âge en ordonnée pour les analyses sonde n'a aucune signification. Le carré noir correspond à la moyenne des analyses de plagioclase.

Des âges peu différents ont été obtenus par méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur roche totale pour des échantillons de la même région et de même nature (Roperch et Carlier, 1992).

IV.1.2. CHA50 (Côte sud-péruvienne, Formation Chala).

Cet échantillon provient de la région côtière du Sud Pérou et correspond à une coulée de basalte andésitique appartenant à la Formation Chala. Il a été prélevé le long de la coupe de la Côte (Fig.II.12 et II.15). Une population de plagioclase a été analysée.

Il s'agit d'une coulée de basalte porphyrique à gloméroporphyrique à grands phénocristaux de plagioclase centimétrique présentant fréquemment des bordures corrodées. La mésostase de ces roches, à texture trachytique, est essentiellement composée de lattes de plagioclase orientées selon la fluidalité de la roche. Ce plagioclase est frais malgré la présence, de séricite en quantité mineure dans des fractures.

Comme dans le cas de l'échantillon précédent, le spectre d'âge obtenu (Fig.II.17) se décompose globalement en trois parties :

+ Lors des premières étapes de chauffage, le spectre d'âge obtenu est perturbé et les rapports $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ sont faibles. Cette partie du spectre correspond probablement à une phase d'altération potassique de basse température.

+ Une seconde portion, à moyenne et haute température, est caractérisée par des âges relativement constants autour de 159 Ma (moyenne = 159 ± 0.5 Ma). Dans ce segment de spectre, malgré une bonne concordance des âges mesurés, on observe une légère diminution des âges pour certaines étapes qui correspond par une très faible inflexion des rapports $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$.

De même que pour l'échantillon MOR1, cette légère diminution du rapport $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ peut être interprétée comme due à un dégazage plus important de minéraux potassiques secondaires (séricite) plus jeunes.

+ Un troisième segment du spectre livre des âges à environ 165 Ma avec un rapport $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ constant.

Remarquons que les rapports $\text{CaO}/\text{K}_2\text{O}$ déduits des isotopes 37 et 39 de l'argon s'approchent des rapports $\text{CaO}/\text{K}_2\text{O}$ des plagioclases analysés à la microsonde (Fig.II.19).

On est donc en présence de 2 régions dans le spectre d'âge caractérisés par des âges relativement constants dans chaque région, mais dont la moyenne est significativement différente. L'âge obtenu à haute température (troisième segment de spectre, en excluant les âges à très haute température) correspond probablement à l'âge magmatique car il correspond à une phase pure de plagioclase ($\text{CaO}/\text{K}_2\text{O}$ constant). Le "plateau" à plus basse température à 159 Ma pourrait être liée à une perte d'argon radiogénique par une perturbation thermique provoquée par l'intrusion des sills et dykes hypovolcaniques

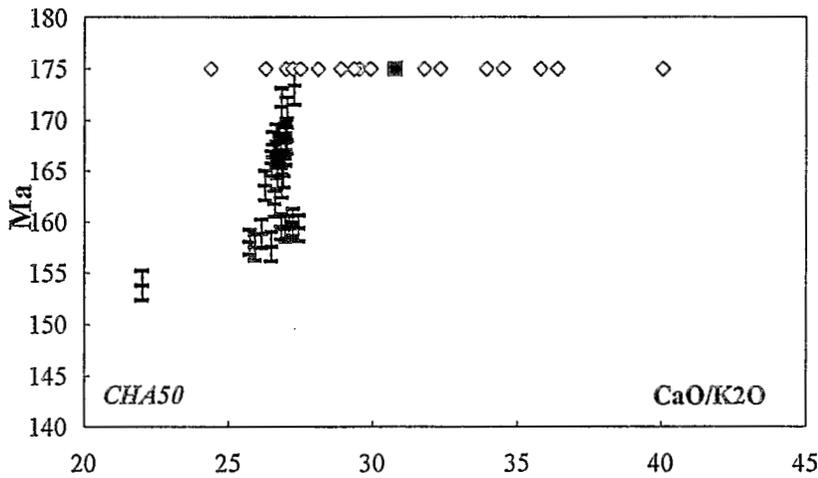


Fig.II.19. : Diagramme montrant les variations du rapport $\text{CaO}/\text{K}_2\text{O}$ obtenus pour les isotopes de l'argon et pour les analyses de plagioclases à la microsonde pour l'échantillon CHA50 en fonction de l'âge obtenu pour chacune des étapes de chauffage. Les barres correspondent aux marges d'erreur. Les losanges correspondent aux analyses microsonde. L'âge en ordonnée pour les analyses sonde n'a aucune signification.

nombreux dans cette région. Cette interprétation est en accord avec l'âge obtenu sur l'intrusif hypovolcanique MOR1 (157.2 ± 0.4 Ma).

Des âges relativement similaires ont été obtenus sur des roches de la même région :

+ Un âge à 177 Ma a été obtenu sur une autre coulée échantillonnée à la base de la Formation Chala par méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur roche totale (Roperch et Carlier, 1992).

+ Cet âge est comparable à une autre datation (164 ± 4 Ma, obtenu par méthode K/Ar sur roche totale, Aguirre et Offler, 1985 ; Aguirre, 1988) effectuée sur le coeur d'une coulée faiblement altérée appartenant à la Formation Río Grande, considérée comme équivalente de la Formation Chala.

+ Les roches de cette formation sont recoupées par des intrusifs hypovolcaniques datés à environ 157 Ma (Roperch et Carlier, 1992 et ce mémoire, échantillon MOR1 voir ci-dessus).

IV.1.3. CHA104 (Côte sud péruvienne, inclus dans la Formation Chala).

Cet échantillon correspond à un intrusif hypovolcanique provenant de la région côtière du Sud Pérou (Région de Chala) et a été prélevé dans la Quebrada de Huacllaco (Fig.II.12 et II.14). Cette roche a été datée par sonde laser sur monograin d'amphibole.

Cet échantillon est un basalte andésitique porphyrique à phénocristaux d'amphibole atteignant fréquemment 0.5 mm et appartenant à un corps intrusif dans la Formation Chala. L'amphibole est généralement fraîche et peut parfois inclure du verre volcanique. Les cristaux de taille inférieure sont dépourvus de ce type d'inclusion et sont généralement très frais. De petites écailles de séricite sont parfois localement présentes.

Les analyses à la microsonde effectuées sur les amphiboles de cet échantillon indiquent qu'il s'agit de hornblendes magnésiennes et de hornblendes édénitiques d'après la classification de Leake (1978).

Un âge à 113.3 ± 5.5 Ma a été obtenu sur une étape de température représentant plus de 55% de l'argon total libéré (Fig.II.17). La très faible quantité d'argon dégazé ne nous a pas permis d'obtenir un âge précis

Le rapport $\text{CaO}/\text{K}_2\text{O}$ obtenu à partir des isotopes de l'argon est similaire au rapport $\text{CaO}/\text{K}_2\text{O}$ mesuré à la microsonde sur les mêmes amphiboles. En outre, l'âge intégré de cet échantillon diffère peu de l'âge obtenu sur cette étape ($=112.75 \pm 5.97$). Ces deux éléments pourraient indiquer que l'âge de 113 Ma est valide.

Cet âge paraît également cohérent avec les données géologiques. En effet, bien qu'intrudant les mêmes unités que les corps intrusifs hypovolcaniques datés à environ 157 Ma, l'intrusif CHA104 diffère de ces derniers par sa minéralogie et sa géochimie. D'autre part, un volcanisme créacé est présent plus au Nord dans la région côtière du Pérou (Groupe Casma ou Formation Puente Piedra). Ce type d'intrusif pourrait correspondre aux filons qui alimentent le volcanisme créacé du Sud Pérou. Néanmoins, la mauvaise qualité de ces résultats nous obligent à interpréter cet âge avec prudence.

IV.2. La Formation Misahualli (Equateur).

IV.2.1. MI90 (Orient Nord équatorien).

Cet échantillon provient de l'Orient, au Nord de l'Equateur. Il appartient à la Formation Misahualli du Nord et a été prélevé dans la coupe d'Archidona - Coca. Cette lave a été datée par sonde laser sur monograin d'amphibole. C'est une andésite porphyrique à phénocristaux de plagioclase, de clinopyroxène et d'amphibole. Les amphiboles brunes ont un pléochroïsme marqué. Elles présentent une auréole de réaction formée de minéraux d'altération (chlorite, albite et parfois épidote) mais le coeur des phénocristaux est en général parfaitement conservé. L'analyse microsonde montre qu'il s'agit de pargasites, de pargasites ferreuses et de hornblendes pargasitiques ferreuses (voir chapitre IV)

Un âge plateau à 172.3 ± 2.1 Ma a été obtenu sur trois étapes de chauffage (Fig.II.20). Le rapport $\text{CaO}/\text{K}_2\text{O}$ obtenu à partir du rapport $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ est très constant et similaire au rapport $\text{CaO}/\text{K}_2\text{O}$ obtenu par analyse microsonde. Ceci laisse supposer que cet âge-plateau pourrait représenter l'âge de mise en place.

Cet âge est cohérent avec avec d'autres données géochronologiques obtenues en Equateur. En effet, d'une part, la Formation Misahualli est postérieure à la Formation Santiago, d'âge sinémurien (environ 190 à 200 Ma (âge connu grâce à la présence d'une faune d'ammonites) et d'autre part, elle est intrudée par le batholite d'Abitagua daté par méthode Rb/Sr à 161 ± 2 Ma (isochrone 16 points, Aspdén et Litherland, 1992 ; Aspdén *et al.*, 1992).

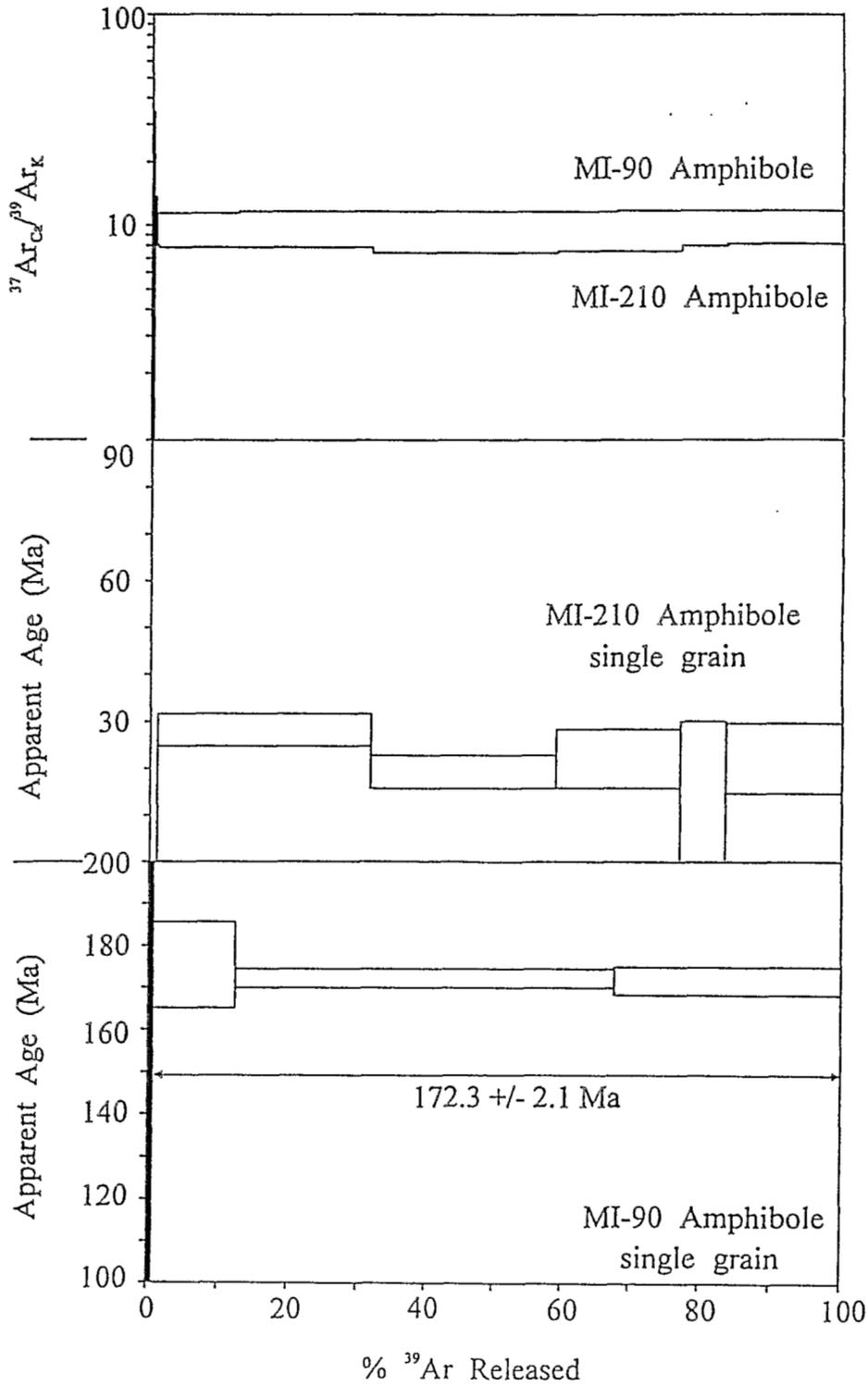


Fig.II.20. : Formation Misahualli. Spectres d'âge et rapports $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ en fonction du pourcentage d'argon libéré pour les échantillons provenant d'Equateur. MI-90 est une andésite provenant du Nord de l'Equateur et MI-210, une dacite, provient du Sud de l'Equateur L'âge intégré pour l'échantillon MI210 est proche de 22 Ma.

IV.2.2. MI210 (Oriente sud équatorien, Formation Misahualli du Sud).

Cet échantillon a été prélevé dans la Cordillère du Condor situé dans l'Oriente au Sud de l'Equateur (région de Zamora ; Fig.II.7). Il appartient à la Formation Misahualli (coupe de Zamora). Un monograin d'amphibole a été analysé.

Cet échantillon est une dacite à phénocristaux d'amphibole et de plagioclase. Cette amphibole est très altérée et seules subsistent quelques reliques de ces cristaux. Ces cristaux, au pléochroïsme bien marqué montrent une zone d'altération périphérique composée essentiellement de smectite/chlorite. Les analyses à la microsonde sur les fragments d'amphibole conservés montrent qu'il s'agit de hornblendes pargasitiques riches en fer et de magnésio-hastingsites (voir chapitre IV).

L'amphibole analysée n'a livré que très peu d'argon radiogénique, ce qui explique les fortes marges d'erreur du spectre d'âge (Fig.II.20). La moyenne pondérée des cinq principales étapes est de 22 Ma. D'un point de vue analytique, cet âge pourrait être fiable car, d'une part, le rapport $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ est relativement constant et que, d'autre part, le rapport CaO/K₂O déduit des isotopes de l'argon correspond au rapport CaO/K₂O obtenu à la microsonde.

Du point de vue de sa signification géologique, cet âge est néanmoins inattendu et nécessite des contraintes de terrain et des analyses supplémentaires.

IV.2.3. MI143 (Oriente Nord Equatorien, Formation Misahualli du Nord).

Cet échantillon provient de l'Oriente, au Nord de l'Equateur. Il a été prélevé dans la Formation Misahualli le long de la coupe d'Archidona - Coca et appartient à la même formations que l'échantillon MI90.

Cette roche a été analysée par sonde laser sur deux monograins de biotite. Il s'agit d'une rhyo-dacite porphyrique à phénocristaux de biotite et d'amphibole. La biotite est très fréquemment chloritisée. Quelques analyses de biotite fraîche ont cependant été obtenues à la microsonde.

Deux analyses ont été effectuées sur deux biotites différentes.

+ Sur la première biotite de taille assez importante et relativement altérée, aucun âge plateau n'a été obtenu, les âges apparents croissants régulièrement de 14 Ma à basse température et 245 Ma à haute température (1 sur Fig.II.21), pour redescendre finalement à 226 Ma.

+ La seconde biotite, de taille beaucoup plus réduite et apparemment moins altérée a livré un spectre relativement semblable (2 sur Fig.II.21). Cependant, après une régulière augmentation des âges de 16 à 180 Ma environ, les âges apparents semblent se stabiliser aux alentours de 180 Ma.

Ces deux spectres pourraient correspondre à un phénomène de recul tel qu'il a été mis en évidence par Ruffet *et al.* (1991). Ce phénomène, typique des biotites chloritisées, (ce qui est notre cas) se produit lors de l'irradiation des échantillons. Au cours de l'irradiation, des atomes de $^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$, formés par le flux

de neutrons rapides, subissent un déplacement de la biotite vers la chlorite. Cette migration est facilitée par l'empilement de feuillets interstratifiés de chlorite et de biotite. Les températures de dégazage en laboratoire de la chlorite et de la biotite étant différents, la chlorite, dont le premier pic de dégazage se produit à plus basse température que celui de la biotite, commence à livrer de l'argon dès les premières étapes de chauffage. Cet argon comprend une partie de l' $^{39}\text{Ar}_k$ provenant de la biotite ce qui a pour effet

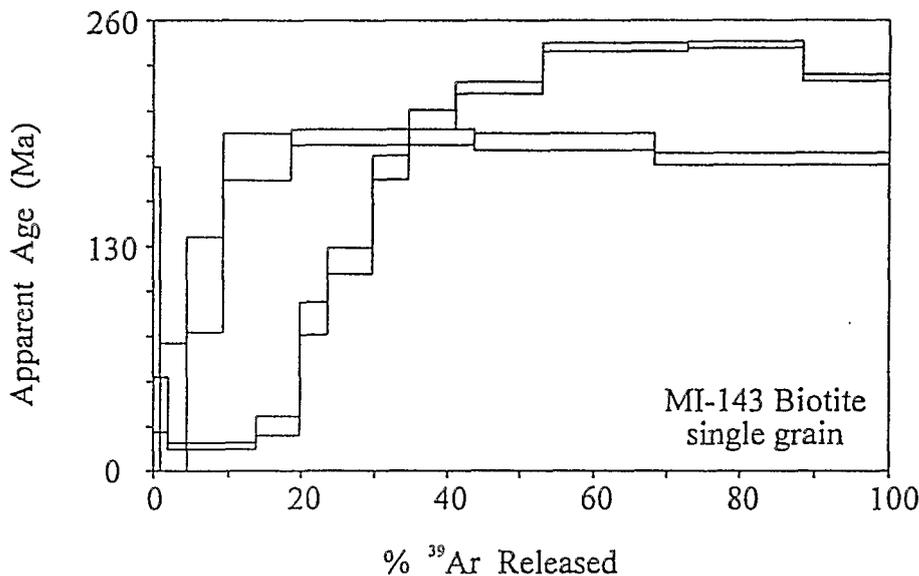


Fig. II.21. : Ages apparents en fonction du pourcentage d'argon libéré pour deux biotites de la Formation Misahualli du Nord. Les âges intégrés de ces biotites sont proches de 176 Ma.

d'abaisser l'âge. Avec l'augmentation de température, le premier pic de dégazage de la biotite est atteint. Cette biotite qui livre de l'argon est appauvrie en $^{39}\text{Ar}_k$, ce qui a pour conséquence de vieillir l'âge apparent de la biotite. En l'absence de perte d'argon entre l'irradiation et l'analyse, l'âge intégré peut correspondre ou s'approcher de l'âge magmatique de l'échantillon.

Le spectre obtenu sur la deuxième biotite semble montrer que celle-ci est nettement moins affectée par le phénomène de recul d' $^{39}\text{Ar}_k$ que la première biotite. Il présente un segment voisin de 180 Ma. Les âges apparents obtenus à haute température pourraient être proches de l'âge vrai de l'échantillon, et peut-être légèrement inférieur (déficit en $^{39}\text{Ar}_k$). La différence observée entre les deux spectres pourrait être liée à une différence de degré de chloritisation.

Il est important de remarquer que les âges intégrés des deux biotites sont identiques (environ 176 Ma, âges intégrés = 176.1 ± 1.2 Ma et 175.96 ± 3.36 Ma). Si le hasard n'est pas en cause, ce fait suggère que la perte d'argon 39 au cours de l'irradiation la a été minimale et que cet âge à 176 Ma pourrait s'approcher de l'âge de mise en place. Un âge peu différent a été obtenu pour une amphibole (MI-90 ; 172 Ma) de la Formation Misahualli (*cf* ci-dessus)

IV.3. La Formation Colán.

IV.3.1. OY13 (Nord du Pérou, Formation Colán).

Cette lave est un basalte andésitique à phénocristaux de plagioclase et de clinopyroxène. Ce plagioclase, très altéré, ne persiste souvent que sous forme de taches limpides au sein de cristaux albitisés, calcitisés et (ou) séricitisés. Certains cristaux de plagioclase sont néanmoins frais en dépit de quelques petites écailles de séricite.

Le spectre d'âge obtenu est très perturbé et on observe une relation entre les âges apparents et les rapports $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$. Aux âges les plus bas correspondent les valeurs les plus basses du rapport $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$. Ces spectres sont typiques de la présence d'une contamination potassique largement postérieure à la mise en place de la roche (Sebai *et al.*, 1991).

L'ensemble du spectre (Fig.II.22) est perturbé par la présence d'une phase minérale d'altération, probablement la séricite. La comparaison des rapports $\text{CaO}/\text{K}_2\text{O}$ obtenus à partir des isotopes de l'argon et ceux obtenus à partir des analyses à la microsonde montrent que ces deux rapports sont sensiblement différents (Fig.II.23) et que les âges sont proportionnels aux rapports $\text{CaO}/\text{K}_2\text{O}$. Ceci indique que toutes les étapes de température correspondent à un mélange en proportions variables de plagioclase et de séricite. A haute température, les valeurs du rapport $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ s'approchent de celles du rapport $\text{CaO}/\text{K}_2\text{O}$ du plagioclase sans l'atteindre. En l'absence d'excès d'argon, ce qui ne peut être démontré à partir de ces résultats, l'âge réel de cet échantillon est vraisemblablement supérieur à 100 Ma.

IV.3.3. OY3 (Nord du Pérou, Formation Colán).

Il s'agit d'une dacite à phénocristaux de plagioclase et d'amphibole. Cette amphibole est caractérisée par un pléochroïsme brun faible, elle est fraîche malgré la présence de calcite dans les clivages. Certains individus sont chloritisés et parfois du sphène est exsolvé. Ces amphiboles sont des pargasites et des hornblendes pargasitiques selon la classification de Leake (1978) (voir chapitre IV). Cet échantillon a été analysé par sonde laser sur monograin d'amphibole.

Aucun âge significatif n'a pu être obtenu pour cet échantillon en raison de la très faible quantité de gaz analysé. Le rapport isotopique $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ est cependant très constant et correspond globalement au rapport $\text{CaO}/\text{K}_2\text{O}$ obtenu par analyse microsonde des amphiboles. Une seule étape semble significative du point de vue analytique, elle a fourni un âge de 63.5 Ma.

D'autres mesures sont nécessaires avant d'envisager une interprétation des âges mesurés pour les échantillons provenant du Sud de l'Equateur et du Nord du Pérou.

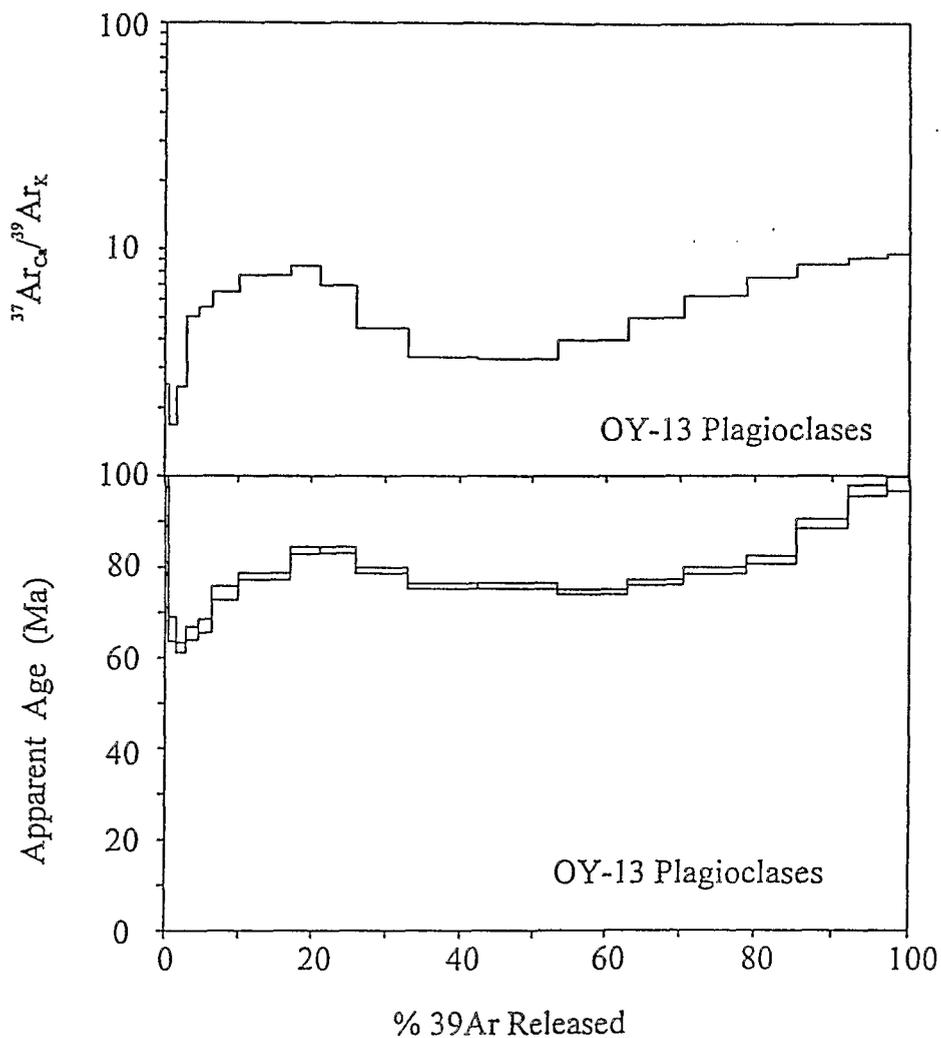


Fig.II.22. : Ages apparents et rapports $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_x$ pour des plagioclases d'un basalte andésitique de la Formation Colán

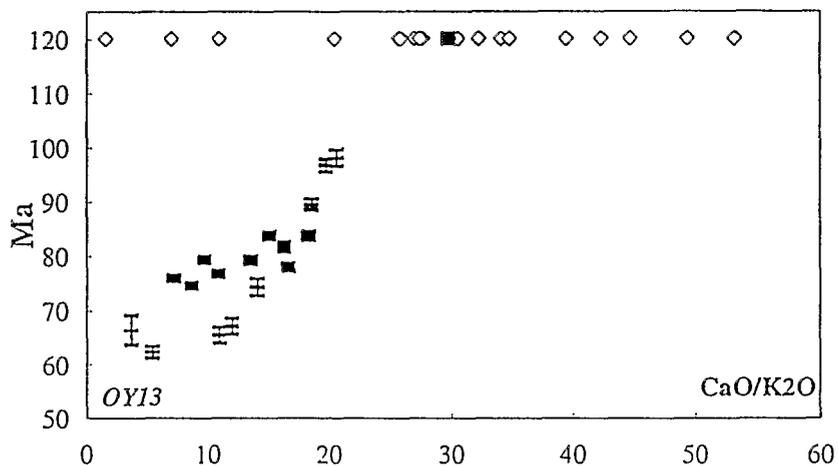


Fig.II.23. : Diagramme montrant les variations du rapport $\text{CaO}/\text{K}_2\text{O}$ obtenu pour les isotopes de l'argon et pour les analyses de plagioclases à la microsonde pour l'échantillon OY13 en fonction de l'âge obtenu pour chaque étape de chauffage. Les barres correspondent aux marges d'erreur. Les losanges correspondent aux analyses microsonde. L'âge en ordonnée pour les analyses sonde n'a aucune signification. Le carré noir est la moyenne des analyses sonde de plagioclase.

IV.4. Conclusions à l'étude géochronologique.

L'étude géochronologique réalisée par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ nous permet d'apporter des précisions à la fois d'ordre méthodologique et géologique.

- D'un point de vue méthodologique, cette étude permet de constater que malgré un fort degré d'altération (souvent potassique tardive), une interprétation des résultats a souvent été possible. L'âge de mise en place des laves analysées a probablement été mesuré dans plusieurs cas.

- Les datations obtenues sur les laves de la Formation Misahualli du Nord montrent que celles-ci sont vraisemblablement d'âge Jurassique moyen. Cet âge permet de confirmer l'hypothèse de deux épisodes volcaniques dans ce qui était connu jusqu'à présent sous le nom de Membre Misahualli (Tschopp, 1956).

+ Le premier de ces épisodes est celui que nous avons daté à environ 173 Ma (Bajocien) et que nous avons appelé Formation Misahualli. Les laves de cette Formation affleurent en zone subandine en Equateur.

+ Le second épisode, non étudié dans ce travail, correspondrait aux laves présentes au sommet de la Formation Chapiza en Orient proprement dit. L'âge de cet épisode que nous avons appelé Membre Chapiza supérieur serait environ 130 Ma (Espín in Hall et Calle, 1982).

- L'étude géochronologique effectuée sur les laves et intrusifs hypovolcaniques de la Formation Chala nous a permis :

- 1) de confirmer l'âge jurassique moyen des coulées de la Formation Chala, déjà datées par Roperch et Carlier (1992).

- 2) de montrer que les intrusifs qui recoupent cette formation correspondent probablement à plusieurs générations d'intrusions. Un premier groupe présente les mêmes caractéristiques pétrographiques, minéralogiques et chimiques (voir chapitres II, III et IV) que les laves datées à environ 157 Ma (âge déjà mis en évidence par Roperch et Carlier, 1992) et est plus ou moins contemporaine des effusions de lave. Un second groupe, d'âge Crétacé inférieur (113 Ma pour une andésite basaltique), est caractérisé par une pétrographie, une minéralogie et une composition géochimique légèrement différentes.

Cette étude nous a permis de confirmer la corrélation généralement envisagée entre les Formations Chala et Río Grande. Les laves de ces formations, situées dans des zones géographiques proches, mises en place dans le même type d'environnement, présentant des caractères pétrographiques, minéralogiques et géochimiques relativement similaires (voir chapitres III, IV et VI) sont de même âge (Bathonien à Bajocien).

- Les âges obtenus sur les Formations Chala et Misahualli montrent que ces deux formations sont globalement contemporaines.

- Des mesures supplémentaires s'avèrent nécessaires sur les Formations Misahualli du Sud et Colán.

V. CONCLUSIONS.

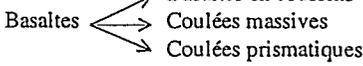
Les principales observations effectuées sur les différentes formations étudiées sont synthétisées dans le tableau II.1. Plusieurs constatations peuvent être faites en ce qui concerne les corrélations qui peuvent exister entre ces formations. Trois groupes de formations relativement semblables par leur âge, leur environnement de mise en place et la nature des produits volcaniques émis peuvent être distingués.

- Le premier groupe (I) est composé des laves de la Formation Santiago. Ces dernières sont les seules à s'être mises en place en milieu marin. De plus, ce sont les roches les plus anciennes étudiées puisqu'elles sont datées par une faune d'ammonites du Sinémurien supérieur.

- Le second groupe (II) est constitué des roches volcaniques et produits pyroclastiques associés des Formations Misahualli (Nord et Sud) et Colán. Ces formations d'âge similaire (Jurassique moyen) et géographiquement proches, déposées dans le même type d'environnement (aérien, continental) correspondent probablement à une même unité volcanique. Ces formations sont d'ailleurs classiquement mises en corrélation (Mourier, 1988). D'autre part, on remarquera que les produits volcaniques inclus dans ces formations sont relativement identiques.

- Le troisième groupe (III) correspond aux laves provenant du sud du Pérou. Les Formations Río Grande et Chala présentent, en effet, des caractéristiques très voisines tant du point de leur environnement de dépôt (littoral) que de la nature des produits volcaniques émis (coulées de lave basaltique et roches pyroclastiques acides) ou de leur âge (environ 165 Ma, Jurassique moyen).

- Les laves des groupes II et III sont globalement contemporaines (Bajocien à Bathonien) mais diffèrent par la nature des produits volcaniques émis et par leur environnement de dépôt.

Fm	Localisation	Age	Environnement de dépôt	Produits volcaniques émis
Santiago	Zone subandine Cordillère de Cutucú SUD EQUATEUR	Sinémurien supérieur (ammonites) ~ 200 Ma	Marin peu profond à deltaïque	Basaltes  Tufs et ignimbrites acides Brèches volcanogéniques
Misahualli Nord	Zone subandine Dôme de Napo NORD EQUATEUR	172±3 Ma (Ar/Ar, ce mémoire) Bajocien	Continental aérien ?	Basaltes - andésites - dacites Tufs et ignimbrites acides Brèches et grès volcaniques
Misahualli Sud	Zone subandine Cordillère du Condor SUD EQUATEUR	~ 170 Ma ? Bajocien ?	Continental aérien ?	Basaltes - andésites - dacites Tufs et ignimbrites acides Brèches et grès volcaniques
Colán	Andes de Huancabamba NORD PEROU	Sommet de la coupe Oxfordien moyen (Mourier, 1988) ~ 150 Ma	Continental aérien (présence de troncs fossiles) Mourier, 1988	Basaltes - andésites - dacites Tufs et ignimbrites acides Brèches et grès volcaniques
Río Grande	Région côtière SUD PEROU	164 Ma (K/Ar Aguirre et Offler, 1985 ; Aguirre, 1988)	Littoral	Basaltes porphyriques (ocoïtes) Tufs et ignimbrites acides Brèches et grès volcaniques
Chala	Région côtière SUD PEROU	~ 177 Ma (Ar/Ar, Roperch et Carlier 1992) 159-165 Ma (Ar/Ar; ce mémoire) recoupé par des dykes datés à ~ 157 Ma (Ar/Ar, Roperch et Carlier, 1992 ; ce mémoire)	Littoral	Basaltes porphyriques (ocoïtes). Intrusifs basaltiques porphyriques Tufs et ignimbrites acides Brèches et grès volcaniques

Tab. IV.1. : Synthèse des caractéristiques des différentes formations étudiées.

CHAPITRE III

PETROGRAPHIE

CHAPITRE III

PETROGRAPHIE

Lors de l'étude au microscope des roches constitutives des différentes formations volcano-sédimentaires jurassiques étudiées au Pérou et en Equateur, nous avons essayé de regrouper et classer les laves et les produits pyroclastiques associés sans tenir compte de leur provenance géographique. Pour établir cette classification, nous avons utilisé la présence ou l'absence de tel ou tel minéral en phénocristaux (notamment des minéraux ferromagnésiens : olivine, pyroxène, amphibole). Ainsi, la classification utilisée pour les laves est la suivante :

- ☞ Lave à clinopyroxène et/ou olivine : basalte
- ☞ Lave à clinopyroxène et amphibole : andésite
- ☞ Lave à hornblende et/ou biotite : dacite
- ☞ Lave à hornblende, quartz abondant et biotite : rhyolite.

Au cours de ce travail, nous avons préféré utiliser une classification basée sur la pétrographie des roches plutôt que sur leur composition chimique. En effet, les roches des séries étudiées sont parfois fortement altérées et leur composition chimique a pu être modifiée au cours des processus d'altération.

Dans une première partie de ce chapitre, nous décrirons ainsi successivement les différents types de basaltes (basaltes à olivine et plagioclase, basaltes à olivine, plagioclase et clinopyroxène, basaltes à olivine et clinopyroxène, basaltes à plagioclase et clinopyroxène, basaltes à plagioclase et deux générations de pyroxène...), les andésites puis les laves acides (dacites et rhyolites) tout en précisant à quelle formation ils appartiennent. Dans le paragraphe suivant, les produits pyroclastiques (ignimbrites, tufs non soudés, tufs épiciastiques), associés aux laves dans les différentes formations, feront l'objet d'une description. Enfin, les roches volcano-sédimentaires (grès, brèches et conglomérats) seront très succinctement présentées.

Au cours de cette présentation des différentes roches, nous nous attacherons à préciser les assemblages minéralogiques magmatiques des laves ainsi que leur séquence de cristallisation lorsque cela sera possible. Les différentes formations jurassiques de la marge andine ont toutes été affectées à des degrés divers par des transformations minérales secondaires, caractérisées par l'apparition d'un certain nombre de minéraux secondaires. Nous présenterons brièvement les altérations des différents minéraux. Les associations minérales secondaires feront l'objet d'une étude détaillée dans le chapitre V.

Enfin, à partir de cette description, nous tâcherons de montrer les différences et analogies qui existent entre les différentes formations.

I. LES LAVES BASIQUES A INTERMEDIAIRES.

I.1. Les basaltes à phénocristaux d'olivine et plagioclase.

Ces basaltes apparaissent essentiellement dans la **Formation Santiago** où ils se présentent sous forme de lave en coussins (échantillons MI33 à MI36 et MI57 à MI61) et de coulées massives (MI47, MI49 et MI66). Deux échantillons appartenant à ce type pétrographique ont été prélevés dans les **Formations Chala (CHA138) et Río Grande (Pe.37)** du Sud-Pérou.

Il s'agit de laves généralement finement cristallisées, microlitiques plus ou moins porphyriques à tendance trachytique. Les bordures des lave en coussins de la Formation Santiago sont généralement fortement amygdalaires avec des vacuoles de taille parfois centimétrique.

Les phénocristaux qui composent cette lave sont l'olivine et le plagioclase.

L'olivine (1 à 1.2 mm sur 0.6 mm), en général automorphe, n'est présente que sous forme de fantômes reconnaissables à leur morphologie. Elle inclut souvent de petits cristaux opaques d'oxydes arrondis, reliques probables de spinelles. Dans les laves du Sud Pérou, la taille de l'olivine est plus réduite (0.6 x 0.3 mm). Les phénocristaux de plagioclase, dont la longueur peut avoisiner 2 mm, se présentent sous forme de baguettes automorphes à subautomorphes (2 x 0.1 à 0.3 mm).

La mésostase de ces roches est composée de microlites de plagioclase, de clinopyroxène, d'oxydes ferro-titanés et de verre. Les microlites de plagioclase apparaissent sous forme de baguettes allongées dont les extrémités peuvent être effilochées. Le clinopyroxène est aciculaire dans les basaltes en coussins de la Formation Santiago et se situe en position interstitielle entre les petites lattes de plagioclase. Les oxydes ferro-titanés sont tardifs. Le verre est à présent dévitrifié.

La séquence de cristallisation de ces basaltes est représentée dans le tableau III.1.

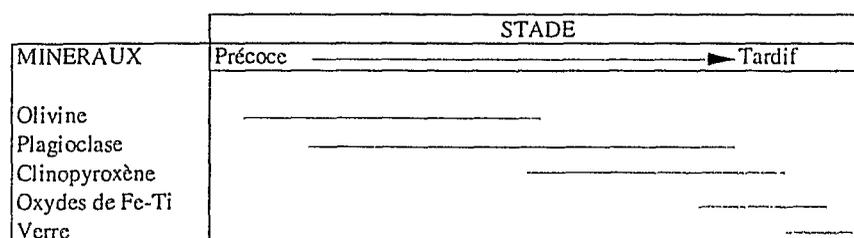


Tableau III.1. : Séquence de cristallisation des basaltes à phénocristaux d'olivine et de plagioclase.

Ces basaltes sont caractérisés par l'apparition d'un certain nombre de minéraux secondaires. L'olivine est systématiquement transformée. Elle est généralement remplacée par de la calcite, des

phyllosilicates mafiques, de la pumpellyite et/ou de la prehnite. Dans les laves du Sud du Pérou, les phénocristaux d'olivine sont transformés en chlorite et hydroxydes de fer. Les phénocristaux de plagioclase montrent fréquemment un aspect poussiéreux "sale", ce qui traduit une albitisation très prononcée. Ces minéraux peuvent également être séricitisés et présenter des taches de pumpellyite, smectite et calcite.

Dans la mésostase, les plagioclases sont albitisés, les oxydes ferro-titanés sont le plus souvent pseudomorphosés en titanite. Le verre est transformé en un assemblage d'albite, quartz, smectite, pumpellyite et prehnite. Les laves du Sud Pérou sont, en outre, affectées par une forte oxydation qui se traduit par l'apparition de nombreux hydroxydes de fer.

Les bordures de basaltes en coussins de la Formation Santiago sont très amygdalaires avec des vacuoles pouvant atteindre le centimètre et où de nombreuses paragenèses d'altération se développent (voir chapitre V).

I.2. Les basaltes à phénocristaux d'olivine et clinopyroxène.

Les basaltes de ce type apparaissent exclusivement dans les séries du Sud Pérou, dans les Formations Río Grande (Pe43 et Pe52) et Chala (CHA51, 53 56, 57 et 161) où ils sont relativement abondants.

Ce sont des laves faiblement porphyriques caractérisées par l'absence de phénocristaux de plagioclase, ces minéraux apparaissant uniquement dans la mésostase. Les seuls phénocristaux présents, de taille relativement réduite (0.9 x 0.6 mm), sont l'olivine et le clinopyroxène.

L'olivine n'est présente que sous forme de fantômes. Le clinopyroxène est le plus souvent conservé. Lorsqu'il est frais, il peut être zoné. Localement, certains de ces pyroxènes sont corrodés et montrent dans leur partie centrale des exsolutions de minéraux opaques formant une sorte de réseau parallèle. La bordure de ces cristaux est en général fraîche. Le clinopyroxène apparaît localement sous forme de microphénocristaux (0.3 x 0.2 mm) qui se groupent parfois en glomérocristaux.

La mésostase de ces roches est microlitique et montre une tendance trachytique marquée par l'orientation des lattes de plagioclases d'environ 0.15 mm de long. La mésostase inclue également de petits microlites trapus de clinopyroxène, d'environ 0.05 mm de diamètre. Le verre interstitiel est relativement rare et altéré en hydroxydes de fer. Ces derniers minéraux confèrent aux roches une couleur rouge brique sombre typique des laves jurassiques du Sud-Pérou.

Les basaltes à clinopyroxène et olivine comportent de grands xénocristaux caractérisés par une bordure de corrosion marquée par une morphologie arrondie et une limite indentée (voir en annexe Fig.A.II.2 et 3). Ces xénocristaux correspondent le plus souvent à des agrégats polycristallins ou à des

cristaux isolés plurimillimétriques de plagioclase ou de pyroxène. Les plagioclases xénocristallins sont le plus souvent caractérisés par leur limpidité, ce qui traduit la quasi-absence d'altération de ces cristaux. Toutefois, ils peuvent être localement séricitisés. Certains xénocristaux sont fortement poecilitiques et incluent des ferromagnésiens chloritisés.

La séquence de cristallisation de ces laves, déduite à partir des relations texturales entre les différents minéraux, est représentée dans le tableau suivant :

MINÉRAUX	STADE	
	Précoce	Tardif
Olivine	_____	_____
Clinopyroxène	_____	_____
Plagioclase	_____	_____
Oxydes de Fe-Ti	_____	_____
Verre	_____	_____

Tableau III.2. : Séquence de cristallisation des basaltes à phénocristaux d'olivine et clinopyroxène.

Dans ces laves, l'olivine est systématiquement et totalement altérée en chlorite/smectite et hydroxydes de fer. Le clinopyroxène est le plus souvent frais mais un début de calcitisation peut apparaître. Certains cristaux sont parfois altérés en chlorite. Les microlites de plagioclase sont le plus souvent albitisés et séricitisés et les microlites de pyroxènes sont généralement transformés en calcite et en chlorite. Cette dernière apparaît très fréquemment dans la paragenèse d'altération du verre volcanique.

Ces laves à phénocristaux d'olivine et clinopyroxène sont faiblement amygdalaires et les vacuoles renferment des associations minérales secondaires peu diversifiées : albite, quartz et calcite y prédominent.

I.3. Les basaltes à phénocristaux d'olivine, plagioclase et clinopyroxène

Ces basaltes sont présents dans les **Formations Chala** et **Río Grande** du Sud Pérou où ils sont relativement bien représentés et dans la **Formation Santiago** où ils constituent le type de basalte le plus abondant. Dans cette dernière formation, ils constituent des coulées massives (MI46 à 49, MI65) ainsi que des coulées à débit prismatique de quelques mètres d'épaisseur (MI50, 53 et 54).

Ce sont des laves porphyriques à gloméroporphyriques à mésostase microlitique parfois très cristallisée.

Le plagioclase constitue le minéral prédominant de ces laves, qu'il apparaisse en phénocristaux, microphénocristaux ou microlites dans la pâte. Il cristallise sous forme de grands cristaux tabulaires automorphes de taille exceptionnellement pluricentimétrique. La taille moyenne de ces cristaux est de

l'ordre de 6 mm sur 2-3 mm. Ces phénocristaux montrent, en général, une partie corrodée. En effet, on observe fréquemment un coeur plus ou moins altéré suivi par une zone correspondant à une déstabilisation de ces cristaux qui, à un moment de leur histoire, ne devaient plus être en équilibre avec le liquide dans lequel ils se trouvaient. Ils incorporent à ce moment là du liquide, aujourd'hui présent sous forme de verre. Cette zone de corrosion est suivie par une bordure en général dépourvue d'altération. Lorsqu'ils sont frais, les phénocristaux de plagioclase montrent un zonage oscillatoire et une macule polysynthétique. Ces phénocristaux sont en général poecilites et comprennent alors de petits globules de clinopyroxène parfois transformés en chlorite ± céladonite, d'olivine toujours pseudomorphosée, en chlorite et opaques ou en iddingsite ainsi que des opaques.

L'olivine apparaît sous forme de cristaux subautomorphes parfois regroupés en agrégats. Leur taille est d'environ 1 mm sur 0.7 mm. Elle apparaît également dans la mésostase.

Le clinopyroxène, automorphe à subautomorphe, est souvent de très grande taille (2 à 3 mm sur 1 à 1.5 mm). Il montre parfois des lacunes de croissance et contient alors de la mésostase et des oxydes de fer-titane. Ces minéraux sont tardifs par rapport au plagioclase.

Les oxydes de fer-titane cristallisent sous forme de cristaux automorphes de 0.3 mm de diamètre et sont très fréquemment hématitisés, notamment dans les laves du Sud-Pérou. Ils sont parfois associés à des microphénocristaux d'apatite.

La mésostase, en général microlitique, est presque grenue au coeur des coulées et très vitreuse à leur superficie. Elle est composée de microlites de plagioclase, de clinopyroxène, de fantômes d'olivine et d'oxydes ferro-titanés. Les microlites de plagioclase sont de deux types : des lattes trapues automorphes et des cristaux aciculaires très fins à structure en peigne et à extrémités effilochées en queue d'hirondelle, typiques de phénomènes de trempe.

La séquence de cristallisation de ce type de basaltes, aussi bien pour les laves du Sud Pérou que pour celle de la Formation Santiago d'Equateur, est synthétisée dans le tableau suivant (Tab.III.3) :

MINÉRAUX	STADE	
	Précocé	Tardif
Olivine	_____	
Plagioclase	_____	
Clinopyroxène	_____	
Oxydes de Fe-Ti	_____	
Apatite	
Verre	_____	

Tableau III.3. : Séquence de cristallisation des basaltes à phénocristaux d'olivine, plagioclase et clinopyroxène.

Dans ces basaltes, l'olivine est systématiquement altérée en un mélange chlorite, céladonite, calcite dans le cas des laves du Sud-Pérou. Dans la mésostase, l'olivine est systématiquement pseudomorphosée en calcite. Le fond de la roche initialement vitreux est à présent complètement recristallisé en smectite/chlorite, albite, silice en rosette et dans le cas des basaltes du Sud Pérou en abondants hydroxydes de fer. Ces laves, dans les Formations Río Grande et Chala, peuvent être relativement vacuolaires et les amygdales sont en général remplies de chlorite bleuâtre ou verdâtre en auréoles irrégulières plus ou moins concentriques. Ces amygdales présentent souvent une morphologie très irrégulière, en particulier dans les sommets de coulées où elles sont fréquemment anastomosées.

Les basaltes à phénocristaux d'olivine, plagioclase et clinopyroxène de la Formation Santiago sont relativement différents de leurs équivalents du Sud Pérou. Ils sont beaucoup moins porphyriques et leur matrice présente une tendance doléritique à intersertale. Les fantômes d'olivine montrent des paragenèses d'altération plus diversifiées avec notamment l'apparition de prehnite et de pumpellyite. D'autre part, les plagioclases ne montrent pas de figures de corrosion comme c'est le cas des laves des Formations Río Grande et Chala. En outre, le plagioclase ne dépasse pas quelques millimètres de longueur et n'atteint jamais la taille du plagioclase des basaltes sud-péruviens. Les microphénocristaux d'oxydes montrent également une transformation en titanite alors que dans les laves du Sud Pérou, ils sont plutôt hématitisés. Les minéraux secondaires présents dans les amygdales des laves de la Formation Santiago comprennent également la prehnite et la pumpellyite.

Au sein même des laves de la Formation Santiago, il faut noter qu'une différence apparaît entre les laves massives et les laves prismatiques. En effet, ces dernières offrent en général un aspect beaucoup plus frais que les premières et bien que l'olivine ne soit jamais conservée, les autres minéraux magmatiques semblent toujours quasiment exempts d'altération. Les plagioclases sont limpides en dépit d'une légère séricitisation présente dans des micro-craquelures et les clinopyroxènes sont parfaitement conservés. Nous reviendrons sur ces différences dans le chapitre V (transformations minérales secondaires).

I.4. Les basaltes à phénocristaux de plagioclase et clinopyroxène.

Ce type de basalte apparaît presque exclusivement dans les séries du Sud Pérou (**Formations Río Grande et Chala**), où il se présente sous forme de coulées et de corps intrusifs. Un échantillon de la Formation Colán (OY15) appartient également à ce type et présente les mêmes caractéristiques que les laves du Sud-Pérou. Dans la **Formation Río Grande**, il s'agit des échantillons Pe25, 27, 36, 38, 44, 45, GM 1 et GM5 et dans la **Formation Chala**, ce sont les échantillons CHA48, 54, 58, 59, 61, 70, 71, 72, 92 113, 125, 126 et 129.

Ces basaltes sont des roches très porphyriques à phénocristaux de plagioclase et de clinopyroxène parfois très amygdalaires, notamment au sommet des coulées, à mésostase microlitique, intersertale et parfois à tendance finement trachytique.

Les phénocristaux de plagioclase, en général relativement transformés, sont présents sous forme de cristaux de grande taille pouvant atteindre 8 mm de longueur sur 4 mm de largeur. Ces cristaux peuvent inclure à leur périphérie des oxydes de fer-titane, des clinopyroxènes frais ou altérés en smectite et minéraux opaques. Des figures de corrosion telles que texture en écumoire, présence de gouttes de verre, sont localement observées.

Le clinopyroxène cristallise après le plagioclase comme l'atteste la présence de petits cristaux de plagioclase inclus dans les phénocristaux de pyroxène. Il se présente sous forme de cristaux subautomorphes de 2 à 3 mm de diamètre et comprend fréquemment de petits opaques transformés en titanite ainsi que des plagioclases à sa périphérie. Dans les roches intrusives de la Formation Chala, le clinopyroxène est très souvent pseudomorphosé par de l'actinote.

Le plagioclase et le clinopyroxène apparaissent aussi en microphénocristaux. Ces minéraux peuvent également se regrouper avec les oxydes pour former des glomérocristaux.

Les oxydes de fer-titane cristallisent sous la forme de petits phénocristaux automorphes à subautomorphes de 0.3 à 0.6 mm de diamètre.

L'apatite peut être présente sous forme de microphénocristaux, souvent associés à des chlorites/smectites dans la matrice de ces roches mais elle est relativement rare et n'apparaît que dans un nombre limité d'échantillons.

La mésostase de ces roches est microlitique à tendance intersertale et elle est composée de microlites de clinopyroxènes à tendance aciculaire, de lattes de plagioclase, d'opaques trapus et de verre.

La séquence de cristallisation de ces basaltes est la suivante (Tableau III.4.) :

Les sommets de coulées basaltiques à phénocristaux de plagioclase et clinopyroxène sont parfois

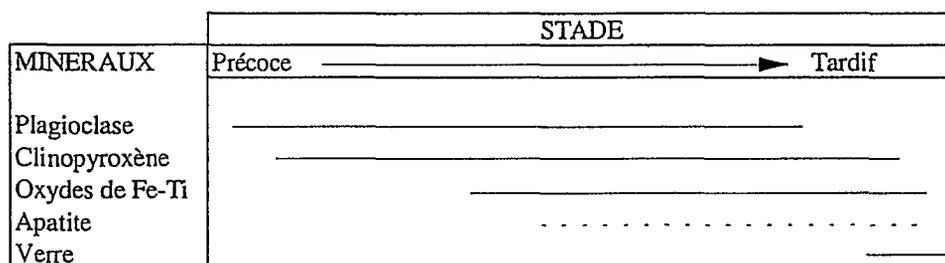


Tableau III.4. : Séquence de cristallisation des basaltes à phénocristaux de plagioclase et clinopyroxène.

fortement amygdalaires. Des minéraux d'altération remplissent systématiquement ces vacuoles.

Les minéraux qui se développent aux dépens du plagioclase sont, parmi les plus communs, la séricite, l'albite et la calcite. Des phyllosilicates de type chlorite/smectite et l'épidote peuvent apparaître notamment pour ce dernier dans les faciès intrusifs de la Formation Chala. Le coeur du plagioclase peut être parfois très séricitisé. Le pyroxène inclus dans ces laves est très fréquemment altéré en smectite,

calcite et oxydes de fer. Plus rarement, il est transformé en l'assemblage suivant : chlorite + quartz + albite + calcite \pm céladonite \pm prehnite. Dans la matrice, le clinopyroxène est altéré en calcite et chlorite, les microlites de plagioclase sont albitisés et séricitisés et les oxydes sont pseudomorphosés en titanite. Le verre, qui constituait la matrice de ces roches, a été dévitrifié et est recristallisé sous forme d'assemblage microcristallin d'albite, quartz, chlorite et smectite, calcite, titanite et hydroxydes de fer auxquels viennent s'ajouter l'actinote et l'épidote dans les faciès intrusifs de la Formation Chala.

Les paragenèses minérales secondaires de ces laves sont relativement peu diversifiées et les minéraux que l'on y observe sont la chlorite, la calcite, l'albite, la céladonite, le quartz et des minéraux opaques. Certains intrusifs présents dans la Formation Chala sont également faiblement vacuolaires et l'épidote et l'actinote viennent s'ajouter aux minéraux précédemment cités pour les coulées.

I.5. Les basaltes à phénocristaux de plagioclase et deux générations de pyroxène.

Ces basaltes apparaissent principalement dans les séries du Sud-Pérou où ils constituent le faciès le plus abondant. Dans la Formation **Río Grande** il s'agit des échantillons Pe21, 22, 23, 39, 46, 47, et 51 et dans la Formation **Chala** CHA50, 55, 89, 115, 124, 160, 163, 165, 166, 169 et 171. Ils sont également représentés dans la Formation **Misahualli** de la coupe Baeza - Lago Agrio mais ils y sont peu abondants (MI244, 245, 246 et 247).

Pour décrire ces basaltes, nous utiliserons les laves de la Formation Río Grande, puis nous compléterons avec les données sur les laves des autres formations.

Ces basaltes sont des laves extrêmement porphyriques parfois gloméroporphyriques avec de grands cristaux dont la taille approche le centimètre. Les laves du Sud-Pérou sont en outre caractérisées par leur couleur rouge brun, résultat d'une oxydation prononcée. Les phénocristaux de ces basaltes sont le plagioclase qui prédomine, un premier type de pyroxène systématiquement altéré suivi par une seconde génération de clinopyroxène en général parfaitement conservé.

Le plagioclase phénocristallin est de très grande taille. Sa longueur varie de 2 mm à 1 cm. Plusieurs étapes de croissance peuvent parfois être identifiées avec une partie centrale probablement cristallisée en profondeur, une bordure comportant des figures de corrosion, indice d'une déstabilisation et une couronne de plagioclase en général limpide, de cristallisation plus tardive. Ces phénocristaux renferment parfois des cristaux plus petits de plagioclase aux formes arrondies et reconnaissables grâce à leur orientation différente. Très souvent, les phénocristaux de plagioclases sont poecilites et renferment du clinopyroxène, des oxydes de fer-titane ainsi que de petits minéraux transformés en smectite correspondant probablement à la première génération de clinopyroxène. Ces minéraux apparaissent souvent sous forme de "gouttes" à la bordure des phénocristaux, en donnant une texture en

écumoire. Lorsqu'il est frais, le plagioclase peut montrer une zonation oscillatoire. Les différents plagioclases peuvent se grouper pour former des glomérocristaux.

Le pyroxène se présente sous forme de cristaux plus petits que le plagioclase et sa taille varie de 1 à 6 mm environ. Deux générations de pyroxènes semblent s'être succédées.

La première a donné de grands cristaux millimétriques qui sont toujours altérés en chlorite/smectite, minéraux opaques et parfois en calcite. Ces cristaux diffèrent des fantômes d'olivine présents dans les faciès précédents de par leur forme et la texture de leur altération. Ces minéraux sont inclus sous forme de "gouttes" dans le plagioclase et les phénocristaux de clinopyroxène 2.

Une seconde génération de pyroxène (Cpx2) est également présente dans ces laves. De plus grande taille (6.3 x 5 mm) que le premier type (Px1), il est en général peu altéré bien qu'un début de calcitisation puisse être visible, notamment dans les parties superficielles de coulées. En outre, des exsolutions de fer peuvent apparaître dans les clivages de certains cristaux. Lorsque cette altération est poussée, on n'observe plus qu'un amas d'oxydes ou d'hydroxydes de fer bordé par une couronne de clinopyroxène frais. Les plus gros de ces cristaux peuvent inclure de petits cristaux de plagioclases, d'opaques et de Px1 transformés en smectite. Ces cristaux montrent parfois une bordure corrodée indentée (CHA50). Dans cet échantillon les bordures de certains phénocristaux de pyroxène sont plus brune que leur coeur, ce qui est probablement dû à une nature plus ferrifère de la bordure. Les microlites de clinopyroxène sont également plus bruns que les phénocristaux.

Les oxydes de fer-titane apparaissent dans ces laves en microphénocristaux subautomorphes (0.3 à 0.8 mm de diamètre) et en petits microlites dans la mésostase.

L'apatite est relativement rare mais peut être présente sous forme de microphénocristaux automorphes en baguettes allongées (0.6 à 1 mm de longueur) dans la mésostase. Elle apparaît également en inclusion à la bordure de phénocristaux de plagioclase.

Plagioclase, pyroxène 1, clinopyroxène 2 et minéraux opaques peuvent se grouper pour former des agrégats polycristallins.

La mésostase de ces roches est microlitique, intersertale parfois à tendance trachytique et est composée de microlites de plagioclase, des deux types de pyroxènes et d'oxydes de fer-titane et d'un verre de couleur brunâtre. Deux générations de microlites de plagioclases sont présentes : de petits cristaux trapus coexistent avec de fins cristaux aciculaires dont les bordures effilochées en peigne et en queue d'hirondelle sont caractéristiques d'un phénomène de refroidissement brutal.

La séquence de cristallisation de ces laves est résumée dans le tableau suivant :

MINÉRAUX	STADE	
	Précoce	Tardif
Plagioclase	—————▶—————	
Pyroxène 1	—————	
Clinopyroxène 2	—————	
Oxydes de Fe-Ti	—————	
Apatite	-----	
Verre	—————	

Tableau III.5. : Séquence de cristallisation des basaltes à phénocristaux de plagioclase, pyroxène 1 et clinopyroxène 2.

L'altération de ces roches est marquée par l'apparition des minéraux suivants : céladonite, hydroxydes de fer, albite, séricite, quartz, calcite dans les coulées et feldspath potassique. Dans les faciès intrusifs l'épidote et l'actinote viennent s'ajouter à cette association.

D'autre part, un échantillon a pu être observé au MEB et cette observation a permis de mettre en évidence la présence de minéraux très potassiques mal cristallisés, ne résistant pas au faisceau d'électrons et dont la taille ne dépasse pas 10 μ .

Les plagioclases sont, en règle générale, bien conservés mais sont parfois partiellement altérés en albite et séricite, plus rarement en céladonite et chlorite. Dans les faciès intrusifs de la Formation Chala, l'épidote et l'actinote s'ajoutent à la paragenèse d'altération. Dans les faciès intrusifs de la Formation Chala, le pyroxène est parfois pseudomorphosé en actinote. De façon courante, le verre est transformé en chlorite, albite, céladonite et surtout hydroxydes de fer qui confèrent à ces roches leur couleur caractéristique.

Les basaltes à plagioclase et deux clinopyroxènes de la Formation Misahualli montrent globalement les mêmes caractéristiques que ceux du sud Pérou. Quelques traits particuliers peuvent cependant être dégagés de l'étude pétrographique. On note l'abondance des apatites qui apparaissent en inclusion dans les clinopyroxènes et les plagioclases. Elles sont aussi fréquemment associées à des opaques. Deux populations de plagioclases peuvent être reconnues. Une première famille, très altérée montre une texture criblée. D'autres phénocristaux sont entièrement limpides et ne montrent pas de texture réactionnelle à leur périphérie. Ces deux familles coexistent au sein des mêmes cristaux : on observe alors une partie centrale plus ou moins limpide contenant de petits opaques, une partie à texture en écumoire pouvant inclure des minéraux transformés en smectite (clinopyroxène), elle-même bordée par un frange de plagioclase limpide incorporant des cristaux d'apatite.

I.6. Les basaltes aphyriques.

Ce type de lave affleure exclusivement dans la région de Zamora au Sud de l'Equateur, dans la **Formation Misahualli** (MI160, 162, 200). Ils constituent une part peu importante de cette formation.

Ces laves ont une texture microlitique plus ou moins trachytique et sont composées de lattes de plagioclases orientées et d'oxydes ferro-titanés interstitiels. De petits fantômes de ferromagnésiens totalement pseudomorphosés sont parfois présents. La mésostase vitreuse est la plupart du temps transformée en un mélange de chlorite et épidote. Dans certaines de ces laves, quelques phénocristaux, correspondant probablement à du plagioclase, de taille réduite, calcitisé et smectitisé, peuvent aussi être présents.

I.7. Les andésites.

Les andésites sont relativement peu abondantes dans les différentes formations étudiées. Elles apparaissent dans la Formation **Misahualli du Nord** (MI88, MI90, MI248) et dans la **Formation Misahualli du Sud** (MI167). De rares échantillons de la **Formation Chala** présentent également une pétrographie d'andésite (CHA83, 104, 108, 133, 134). Cependant ces quatre derniers échantillons correspondent à des intrusifs créacés et ne seront pas décrits ici (voir chapitre II, géochronologie). Un sill présent dans la Formation Santiago est aussi de nature andésitique. (MI37 à 41).

L'échantillon MI90 de la Formation Misahualli du Nord, présente une texture microlitique peu porphyrique et est composé de phénocristaux de plagioclase, amphibole et clinopyroxène dans une mésostase microlitique.

Le plagioclase (1.4 x 1 mm) apparaît sous plusieurs morphologies : sous forme de cristaux limpides automorphes et de cristaux poecilittiques incluant de petits cristaux d'oxydes ferro-titanés et de pyroxènes. Ce dernier type de plagioclase est souvent altéré en séricite alors que les cristaux non poecilittiques sont en général frais.

Le clinopyroxène (0.8 x 0.55 à 0.275 x 0.3 mm), de plus petite taille que le plagioclase, apparaît généralement sous forme de cristaux automorphes trapus. Il est parfois inclus dans les plagioclases poecilittiques. Le plus souvent, dans cet échantillon, le pyroxène est peu altéré. Parfois ces pyroxènes se groupent en glomérocristaux.

L'amphibole, (0.7-1.2 x 0.55-0.8 mm), cristallise sous forme de cristaux subautomorphes et présente fréquemment une bordure de corrosion. Les bordures de ces cristaux sont presque toujours altérées mais leur coeur est le plus souvent conservé et présente un pléochroïsme brun peu marqué.

Les oxydes ferro-titanés apparaissent sous forme de microphénocristaux (0.275 x 0.3 mm) ainsi qu'en inclusion dans certains types de plagioclases.

La mésostase de ces roches, microlitique, est constituée de microlites de plagioclase, de pyroxène d'oxydes ferro-titanés, d'apatite et de quartz peu abondant.

L'ordre de cristallisation de ces laves est représentée dans le tableau III.6., ci-dessous.

MINÉRAUX	STADE	
	Précoce	Tardif
Plagioclase	_____	
Pyroxène	_____	
Amphibole	_____	
Oxydes de Fe-Ti	_____	
Apatite	_____	
Quartz	_____	
Verre	_____	

Tableau III.6. : Séquence de cristallisation des andésites.

II. LES LAVES ACIDES.

II.1. Les dacites à phénocristaux de plagioclase, amphibole et biotite.

Les dacites sont présentes dans la Formation Misahualli du Nord de l'Equateur où elles représentent le faciès le plus abondant, ainsi que dans la région de Zamora au Sud de l'Equateur (**Formation Misahualli du Sud**) où elles sont, cependant, moins fréquentes. Un échantillon de dacite (OY3) appartenant à la **Formation Colán** a également été échantillonné au Nord du Pérou.

Ces roches sont extrêmement porphyriques à mésostase vitreuse recristallisée. Le phénocristal prédominant est le plagioclase, suivi par l'amphibole ; la biotite est souvent présente.

Le plagioclase forme de grands cristaux tabulaires de taille comprise entre 2 et 4 mm et montre souvent des craquelures ainsi que des figures de corrosion. Les phénocristaux de plagioclases peuvent incorporer de petits opaques, de l'apatite ainsi que des minéraux transformés en chlorite/smectite et oxydes de fer à leur bordure. Lorsqu'ils sont frais, une zonation apparaît dans ces cristaux.

L'amphibole, de 1 mm à 3 mm de long, est automorphe à subautomorphe et montre parfois une forme losangique. Elle englobe souvent des petits cristaux automorphes d'apatite, de petits plagioclases et des oxydes ferro- titanés à sa périphérie. Ces cristaux sont souvent bordés par une zone de réaction de minéraux opaques. L'amphibole ne persiste souvent plus que sous forme de fantômes identifiables à leur morphologie, à leurs inclusions d'apatite et leur bordure réactionnelle.

La biotite, de taille proche de 1.8 x 0.8 mm, est plus rare dans les dacites que l'amphibole. Elle constitue généralement des cristaux automorphes. Elle est presque toujours pseudomorphosée. Seul un échantillon contient de la biotite relativement fraîche (MI.143).

Les oxydes ferro-titanés apparaissent sous forme de microphénocristaux dont le diamètre varie de 0.3 à 0.6 mm. Il sont fréquemment inclus en bordure des minéraux ferromagnésiens et sont souvent associés aux microphénocristaux d'apatite.

Plagioclases, opaques et amphiboles se groupent pour former des glomérocristaux.

L'apatite cristallise de façon relativement précoce puisqu'elle est incluse en bordure des phénocristaux de plagioclases. Elle apparaît également en microphénocristaux dans la mésostase.

De très rares cristaux de zircon, associés aux microphénocristaux d'oxydes de fer-titane, ont pu être identifiés.

Ces roches possèdent une mésostase composée de microlites de plagioclases sous forme de lattes plus ou moins orientées donnant ainsi une texture trachytique, d'oxydes de fer, d'amphibole et de biotite. La mésostase de ces roches, de nature quartzo-feldspathique, devait être initialement vitreuse mais a subi une importante recristallisation. Cependant, localement une texture perlitique a pu être reconnue. Dans quelques échantillons, une orientation du verre est observée donnant ainsi une fluidalité à la roche.

La séquence de cristallisation de ces roches est représentée dans le Tableau III.7.

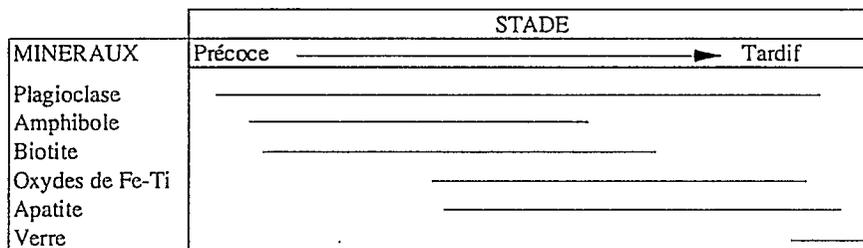


Tableau III.7. : Séquence de cristallisation des dacites à phénocristaux de plagioclase, amphibole et biotite.

Au Sud, les dacites montrent globalement les mêmes caractéristiques que leurs équivalents du Nord. La principale différence réside dans les transformations minérales secondaires qui affectent ces roches. Ces différences seront détaillées dans le chapitre V.

L'altération qui affecte ces laves est fréquemment importante. Le plagioclase est très altéré en calcite, épidote, albite, séricite, chlorite. L'amphibole est fréquemment altérée en opaques, chlorite et

épidote. La biotite est le plus souvent transformée en minéraux opaques, chlorite et titanite. Les minéraux de recristallisation de la matrice sont l'albite, les chlorites/smectites, le quartz, l'épidote et la séricite.

II.2. Les rhyolites.

Elles appartiennent essentiellement à la **Formation Misahualli**, notamment dans la partie Sud du pays, dans la région de Zamora. Ce sont des laves très porphyriques à phénocristaux de quartz, plagioclase, amphibole et plus rarement de biotite.

Le quartz, de grande taille (2 mm de diamètre), cristallise sous forme de cristaux automorphes limpides à lacunes de croissance. Le plagioclase est profondément altéré en séricite et forme des cristaux de taille généralement plus petite (1.2 à 1.5 mm). Il n'est souvent observable qu'à l'état de fantôme. L'amphibole et la biotite sont aussi systématiquement altérées en chlorite/smectite, minéraux opaques et séricite.

Les oxydes de fer-titane apparaissent sous forme de microphénocristaux subautomorphes de 0.3 mm de diamètre et sont fréquemment altérés en titanite.

La matrice de ces roches, originellement vitreuse est, aujourd'hui, vitreuse et recristallisée en un assemblage microcristallin de quartz, albite, séricite, et phyllosilicates de type chlorite/smectite. Malgré la recristallisation qui affecte la mésostase de ces roches, une texture perlitique est encore visible localement. La mésostase comprend parfois de fins microlites de plagioclase et d'oxydes de fer-titane.

III. LES PRODUITS PYROCLASTIQUES.

Des roches pyroclastiques sont intercalées au sein de toutes les formations étudiées sous forme de cinérites, de tufs lithiques non soudés, de dépôts correspondant à des retombées aériennes et des ignimbrites ou tufs soudés. On divisera ces dernières en ignimbrites rhyolitiques et ignimbrites dacitiques selon qu'elles comportent ou non des phénocristaux de quartz. Les ignimbrites dacitiques sont prédominantes dans les **Formations Misahualli et Chala** alors que les ignimbrites rhyolitiques sont plutôt intercalées dans les Formations **Río Grande et Santiago**. Dans cette dernière formation, les ignimbrites sont toutefois rares. Les dépôts correspondant à des retombées aériennes sont particulièrement abondants dans les Formations **Río Grande et Chala**. Aucun produit pyroclastique n'a été échantillonné dans la Formation **Colán**, cette dernière n'ayant fait l'objet que d'une brève reconnaissance sur le terrain.

III.1. Les ignimbrites dacitiques.

Ces pyroclastites affleurent dans la **Formation Misahualli** où elles constituent la majeure partie des produits pyroclastiques. Elles apparaissent également dans les **Formation Colán** du Nord du Pérou et dans les **Formations Chala et Río Grande** de la région côtière du Sud Pérou.

Ce sont des roches porphyriques montrant des minéraux pyrogéniques tels que plagioclase, amphibole et biotite, fréquemment brisés et d'autre part des lithoclastes de diverses natures. Ces différents éléments sont unis par une matrice plus ou moins crypto-cristalline felsitique montrant une texture axiolitique ou rubannée marquant une fluidalité souvent bien exprimée.

Les phénocristaux de plagioclases, généralement fragmentés, cristallisent sous forme de larges cristaux plurimillimétriques tabulaires. Ils sont fréquemment albitisés, séricitisés et chloritisés. L'épidote apparaît souvent dans la paragenèse d'altération des plagioclases des ignimbrites de la Formation Misahualli, notamment dans les roches de la région de Zamora au Sud.

L'amphibole et la biotite se présentent en cristaux automorphes inférieurs à 2 mm, et sont toujours altérées en chlorite/smectite et opaques.

Les oxydes de fer-titane, apparaissent sous forme de microphénocristaux de 0.3 à 0.6 mm de diamètre. Ces minéraux sont en général hématitisés ou transformés en titanite.

L'apatite cristallise sous forme de baguettes automorphes, allongées et pouvant contenir des petites inclusions fluides. Elle est essentiellement présente dans les ignimbrites de la Formation Misahualli.

De nombreux types de lithoclastes, de nature volcanique, apparaissent également dans ces ignimbrites :

- + des fragments de lave basaltique à phénocristaux de plagioclase et microlites de plagioclase et clinopyroxène pseudomorphosés.

- + des fragments de lave porphyrique à phénocristaux de ferromagnésiens (probablement des amphiboles) pseudomorphosés par de la chlorite, de plagioclases séricitisés et d'oxydes de fer-titane. Ces cristaux baignent dans une mésostase qui peut être soit vitreuse, soit intersertale à microlites de plagioclases et d'opaques. Ce type de clastes est le plus abondant.

- + des clastes de lave dacitique, vitrophyrique, contenant des phénocristaux de plagioclase.

- + des fragments d'andésite à texture porphyrique à phénocristaux de plagioclase et microlites de plagioclase et opaques, les ferromagnésiens sont absents.

- + des clastes de rhyolite perlitique, dévitrifiée, contenant de rares cristaux de plagioclase de petite taille. Ce type de fragment est très rare.

- + des clastes de lave à texture trachytique.

+ de très rares lithoclastes de roche grenue apparaissent dans les laves du Sud Pérou.

Ces différents éléments, cristaux et lithoclastes, sont réunis dans une matrice cendreuse ou vitreuse qui, outre sa fluidalité, montre localement des textures perlitiques et sphérolitiques reliques. Quelques microlites de plagioclase peuvent également se trouver dans cette matrice. Celle-ci est en général totalement recristallisée en minéraux tels que quartz, albite, feldspath potassique, chlorite, céladonite, séricite, calcite, hydroxydes de fer et dans les roches de la Formation Misahualli épidote. La matrice montre aussi de nombreuses fiammes chloritisées et céladonitisées ainsi que quelques échardes plus ou moins aplaties.

III.2. Les ignimbrites rhyolitiques.

Ce type de roches est présent essentiellement dans les Formations **Río Grande** du Sud-Pérou et **Santiago d'Equateur**. Très semblables aux ignimbrites dacitiques, elles en diffèrent cependant de par l'abondance de cristaux de quartz automorphe à lacunes de croissance. Il s'agit de tufs soudés à lapilli de nature rhyolitique dont la matrice est constituée de cendre ou de verre recristallisé en un assemblage de quartz microcristallin. De nombreuses échardes dévitrifiées sont présentes dans cette matrice où une texture fluidale à axiolitique est très fréquemment observée. De grandes fiammes transformées en chlorite ou céladonite apparaissent également dans ces roches. A l'intérieur de la matrice, on observe d'une part des fragments de cristaux et d'autre part des lithoclastes.

Dans certains échantillons, notamment ceux de la Formation Santiago, les lithoclastes prédominent largement sur les cristaux et sont en général de grande taille (millimétriques à centimétriques). Ils correspondent à des fragments de lave de nature et texture différentes.

+ Le type de claste le plus abondant est une lave de nature probablement intermédiaire, porphyrique à phénocristaux de plagioclase albitisé et d'oxydes ferro-titanés dans une mésostase qui peut être soit vitreuse (et dans ce cas dévitrifiée), soit intersertale à microlites de plagioclases, orientés ou non, et d'opagues.

+ De nombreux fragments de lave microlitique, de taille inférieure au premier type de clastes, et composé essentiellement de microlites de plagioclases sont aussi présents.

+ Un autre type de lithoclaste, très rare, correspond à du verre perlitique contenant quelques cristaux millimétriques de plagioclases albitisés. Le verre est complètement dévitrifié mais la texture perlitique est encore observable.

Des fragments de cristaux plus ou moins fracturés sont également présents. Les plus grands cristaux sont les plagioclases (1.2 x 0.4 mm) qui présentent fréquemment des lacunes de croissance et le quartz à lacunes de croissance bien marquées. Des oxydes ferro-titanés subautomorphes sont associés à de petites baguettes automorphes d'apatite très limpide. Ces minéraux accessoires présentent généralement de petites inclusions. L'apatite, relativement abondante, apparaît également sous forme

de cristaux allongés automorphes et plus rarement en cristaux tabulaires. Le zircon, exceptionnel dans ces laves, s'observe en inclusion dans les phénocristaux de plagioclase.

Le feldspath potassique, bien que rare et transformé en albite, peut être présent.

La biotite est aussi représentée sous la forme de fibres sinueuses de dimension modeste et souvent transformées en chlorite.

Ces roches sont très altérées et une calcitisation très prononcée les affecte, oblitérant parfois totalement minéraux et textures primaires.

Les ignimbrites rhyolitiques de la Formation Río Grande sont généralement beaucoup plus pauvres en lithoclastes que leurs équivalents de la Formation Santiago.

III.3. Les cinérites.

De rares niveaux de roches très fines à matrice crypto-cristalline sont également observés dans les Formations **Chala** et **Santiago**. Ce sont des niveaux riches en fragments de quartz et de plagioclase séricitisés et brisés, unis par une matrice cendreuse recristallisée. Quelques échardes sont localement présentes dans la matrice de ces roches ainsi que de rares apatites automorphes. Quelques clastes de laves de taille inférieure à 2 mm sont parfois observés. Ces fragments sont de même nature que ceux rencontrés dans les ignimbrites.

III.4. Les tufs lithiques non soudés (unwelded lapilli tuffs).

Des tufs non soudés sont présents dans toutes les formations étudiées et sont très similaires aux ignimbrites décrites ci-dessus. Cependant, ils sont caractérisés par l'absence de structure (e.g. fluidalité) de leur matrice.

Ces roches sont des tufs à lapillis composés d'un grand nombre de clastes de taille centimétrique unis par une matrice vitreuse ou cendreuse sans fluidalité. Des cristaux sont également présents dans cette matrice : il s'agit de rares quartz à lacunes de croissance, de grands plagioclases albitisés, de ferromagnésiens (probablement amphibole) remplacés par de la chlorite et de l'épidote et d'oxydes de fer-titane. L'apatite se trouve sous forme de petites baguettes subautomorphes renfermant des inclusions fluides.

Différents lithoclastes de nature volcanique sont contenus dans cette matrice. Ils comprennent :

- + des roches très porphyriques presque grenues à phénocristaux de plagioclases albitisés séricitisés et parfois chloritisés, de ferromagnésiens pseudomorphosés, et d'opagues dans une mésostase peu abondante.

- + des andésites à texture porphyrique à phénocristaux de plagioclases et microlites de plagioclases et opagues, les ferromagnésiens sont absents.

+ des rhyolites perlitiques dévitrifiées contenant de rares cristaux de plagioclase de petite taille. Ce type de fragment est très peu abondant.

+ des dacites à mésostase vitrophyrique et à phénocristaux de plagioclases et ferromagnésiens remplacés par de la chlorite.

+ des laves à texture trachytique constituées essentiellement de lattes de plagioclase et de microlites d'opagues interstitiels.

Dans les formations de la région côtière du Sud Pérou, les tufs non soudés sont extrêmement riches en échardes de verre en forme de X ou de Y correspondant à des parois de bulles de gaz après explosion. La morphologie de ces échardes est en général très bien conservée mais le verre qui les constitue est transformé en chlorite ou céladonite. Parfois ces échardes s'agglomèrent en nodules pour former des lapillis accrétiés.

IV. LES ROCHES SEDIMENTAIRES.

IV.1. Les grès volcanogéniques.

Toutes les formations étudiées, *i.e.* Misahualli, Colán, Santiago, Río Grande et Chala, comprennent des bancs de grès intercalés au sein de la série. Ces roches sont particulièrement abondantes dans les parties inférieures des formations du Sud-Pérou. En effet, la base de ces séries est constituée essentiellement de roches détritiques (grès, brèches) et de niveaux calcaires (voir chapitre II). Ce sont généralement des grès fins à ciment quartzo-feldspathique. Ces grès comprennent de nombreux fragments de lave de même nature que les laves des séries au sein desquelles ils sont interstratifiés. Dans les séries du Sud Pérou, on note aussi la présence de fragments de roches différentes et notamment de granites et de quartzites. La taille de ces clastes ne dépasse pas 3 mm.

Les minéraux détritiques inclus dans le ciment sont généralement des minéraux issus de roches volcaniques :

+ le plagioclase, très commun, est en général séricitisé et parfois pseudomorphosé en épidote.

+ lorsqu'il n'est pas fragmenté, le quartz montre de grandes lacunes de croissance.

+ l'amphibole et la biotite sont rares et toujours transformées en séricite.

+ l'apatite est parfois présente.

Les fragments de roches inclus dans ces grès sont fréquemment arrondis ce qui indique un certain transport. Il s'agit le plus souvent de :

+ clastes de lave microlitique, à tendance trachytique, souvent opacifiés. Ce type de claste est le plus abondant.

+ rares fragments ignimbritiques.

+ dans les grès du Sud Pérou, des fragments de roches grenues de granitoïdes sont

relativement abondants. Dans ces roches comprenant des fragments de granites, on observe souvent des fragments isolés de microcline. On y observe également des clastes de quartzites.

+ très rares fragments de verre perlitique.

Ces grès volcanogéniques n'incorporent que rarement des fragments de roches sédimentaires (calcaires ou grès).

Le ciment de ces grès est quartzo-feldspathique dans la majorité des cas, mais de rares échantillons montrent un ciment calcitique. Epidote, séricite, chlorite et surtout hydroxydes de fer sont les principaux minéraux d'altération de ce ciment. Ces grès sont souvent recoupés par des veinules de calcite et de quartz.

IV.2. Les brèches volcanogéniques.

Des niveaux de brèches volcaniques sont fréquemment intercalés dans les différentes séries jurassiques du Pérou et d'Equateur. Ils sont très semblables en composition aux grès, la principale différence résidant dans la taille des clastes qui peuvent atteindre plusieurs centimètres. Les fragments présents dans ces brèches sont principalement d'origine volcanique et sont similaires aux produits présents dans les séries dans lesquels ces brèches sont intercalées.

IV. 3. Les calcaires.

Les formations du Sud Pérou se caractérisent par la présence de bancs de calcaires et de calcaires gréseux intercalés notamment dans la base de la série. Certains de ces calcaires sont fossilifères et contiennent notamment de nombreux tests de gastéropodes. D'autre part, la base de la Formation Santiago est composée de séries sédimentaires que nous n'avons pas échantillonnées (voir chapitre II).

V. CONCLUSION A L'ETUDE PETROGRAPHIQUE.

Quelques caractéristiques peuvent être dégagées de l'étude pétrographique des différentes formations volcano-sédimentaires d'Equateur et du Pérou. Pour établir cette conclusion nous avons choisi de conserver les divisions établies (les Formations) afin de voir ce qui les différencie et s'il est possible d'établir des corrélations entre elles. Trois grandes divisions apparaissent au premier abord. On distinguera donc :

- + La Formation Santiago, Jurassique inférieur.
- + Les Formations Misahualli du Nord et du Sud et la Formation Colán (Jurassique moyen).
- + Les Formations du Sud Pérou (Jurassique Moyen)

Au sein de ces trois groupes, on verra s'il est possible d'établir des distinctions.

Les différents types de laves et de produits pyroclastiques associés sont synthétisés dans le tableau suivant.

ROCHES	PHENOCRISTAUX	FORMATIONS					
		SANTIAGO	MISAHUALLI ZONE NORD	MISAHUALLI ZONE SUD	COLAN	RIO GRANDE	CHALA
BASALTES	Olivine et plagioclase	●●				●	●
	Olivine et cpx					●	●
	Olivine, plagio et cpx	●●				●	●
	Plagioclase et cpx				●	●●	●●
	Olivine, px1 et cpx2		●	●	●	●●	●●
	Aphyriques			●			
ANDESITES	Cpx ± hornblende	(sill)	●	●	●		
DACITES	Hornblende, biotite		●●	●●	●		
RHYOLITES	Quartz		●	●●			
TUFFS	Ignimbrites dacitiques		●	●	●	●	●●
	Ignimbrites rhyolitiques	●●				●●	●
	Tufs non soudés	●	●	●	●	●●	●●
	Cinérites	●					●
VOLCANO- SEDIMENTAIRE	Tufs épicyclastiques	●	●	●	●	●	●
	Grès volcanogéniques	●	●	●	●	●	●●
	Brèches volcanogéniques	●	●	●	●	●	●

Tableau III.8. : Caractéristiques des différentes formations étudiées. Le nombre de cercles correspond à une approximation de l'abondance des roches les unes par rapport aux autres.

La *Formation Santiago* est une série volcano-sédimentaire caractérisée par la présence de laves basaltiques d'une part et d'autre part de produits pyroclastiques acides. A l'exception d'un sill de nature andésitique, aucun terme intermédiaire n'a été échantillonné dans cette série. Il s'agit donc essentiellement d'une série bimodale.

Au sein de cette formation, deux grands types de basaltes apparaissent : des basaltes à phénocristaux d'olivine et plagioclase dans lesquels le clinopyroxène cristallise de façon tardive et des basaltes à phénocristaux d'olivine, plagioclase et clinopyroxène. Ces laves montrent une texture microlitique à doléritique et sont parfois porphyriques. L'olivine est toujours complètement pseudomorphosée mais le clinopyroxène est fréquemment conservé. Le plagioclase peut être conservé mais il a très souvent subi une altération (albitisation, chloritisation, séricitisation...).

Les produits pyroclastiques sont généralement de nature rhyolitique et sont composés de tufs non soudés et de rares ignimbrites à fiammes et à texture axiolitique.

La *Formation Misahualli* est caractérisée aussi bien au Nord qu'au Sud par la présence d'une série quasiment continue depuis des basaltes (essentiellement des basaltes à phénocristaux de

plagioclase et clinopyroxène) jusqu'à des rhyolites. Les dacites prédominent cependant largement sur les autres termes de la "série". Les basaltes sont plus rares dans la Formation Misahualli du Nord que dans la Formation Misahualli du Sud. Des niveaux pyroclastiques représentés par des ignimbrites dacitiques et des tufs non soudés sont également abondants.

Quelques différences de nature pétrographique apparaissent entre les laves des Formations Misahualli du Nord et du Sud.

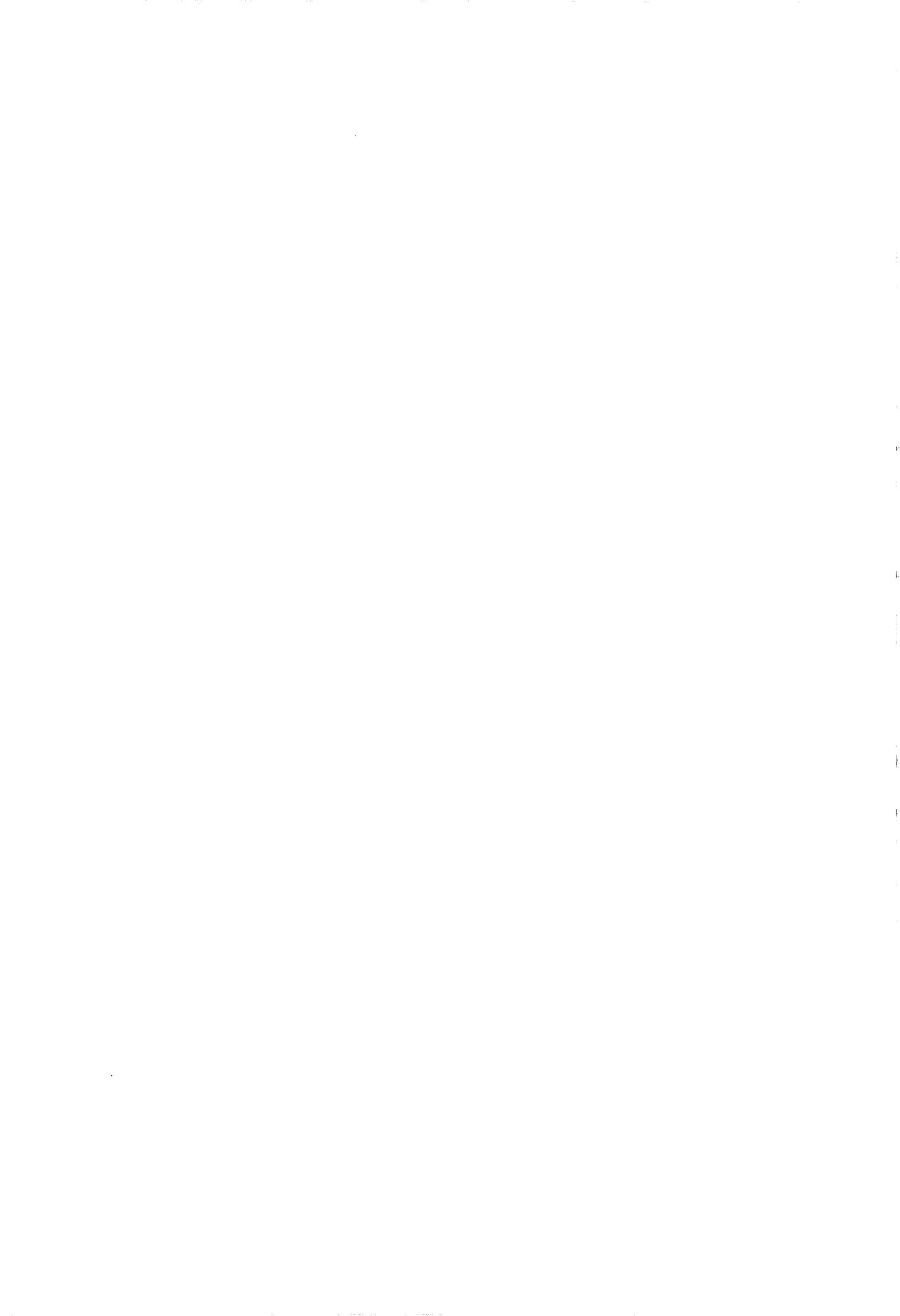
En effet, des basaltes aphyriques à texture trachytique apparaissent uniquement dans les laves de la région de Zamora-Paquisha. Les rhyolites y sont relativement plus abondantes. Les dacites bien que présentes sont plus rares que dans la région de Baeza-Archidona.

Les rares échantillons dont nous disposons pour la *Formation Colán* rattachent cette dernière aux Formations Misahualli (Nord et Sud). Cette formation comporte en effet des dacites.

Les *Formations Chala et Río Grande* du Sud Pérou sont des séries essentiellement sédimentaires à la base et deviennent plus volcaniques au sommet. Leur base est caractérisée par la présence d'abondants grès volcanogéniques intercalés avec des calcaires fossilifères. La partie sommitale volcanique constitue une série grossièrement bimodale puisqu'elle est composée d'une part de laves basaltiques à basaltiques andésitiques et d'autre part de roches pyroclastiques acides dacitiques et rhyolitiques. Ces séries du Jurassique moyen du sud Pérou sont recoupées par des corps intrusifs de type sills et dykes de même nature que les basaltes épanchés.

CHAPITRE IV

MINERALOGIE PRIMAIRE



CHAPITRE IV

MINÉRALOGIE PRIMAIRE

L'étude de la minéralogie primaire est basée sur l'analyse microsonde d'un certain nombre d'échantillons appartenant aux différentes formations volcaniques jurassiques d'Equateur et du Pérou. Ces analyses ont été effectuées à l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, Service Commun Microsonde, sous la direction de Claude Merlet à l'aide d'une microsonde CAMEBAX. L'analyse de l'ensemble des minéraux magmatiques a été réalisée dans des conditions de routine : tension d'accélération 15 kV, courant d'échantillon : 15 nA, diamètre du faisceau : 1 μm , temps de comptage : 20 s.

I. L'OLIVINE

L'olivine a été mise en évidence dans toutes les séries volcaniques étudiées. Ce minéral cristallise sous forme de phénocristaux et parfois dans la mésostase. Si ce minéral est très ubiquiste, il n'apparaît que sous forme de fantômes, reconnaissables uniquement à leur morphologie (forme et craquelures). Elle est toujours pseudomorphosée en chlorite/smectite, calcite, pumpellyite, titanite et aucune relique n'a pu être analysée.

II. LE PLAGIOCLASE.

Le plagioclase est le minéral le plus abondant quel que soit le type de lave étudiée et quelle que soit la formation où il se trouve. Il apparaît aussi bien dans les basaltes que dans les dacites et rhyolites et cristallise dans toutes ces laves sous forme de phénocristaux, de microphénocristaux et de microlites dans la mésostase. Plus rarement, il est absent sous sa forme phénocristalline dans certaines laves du Sud Pérou.

Dans une première partie, nous essaierons de dégager, de l'analyse chimique des plagioclases, les principales caractéristiques de ces minéraux, formation par formation. Au sein de chacune de ces formations, nous tenterons de voir s'il existe :

- 1) des variations de composition des cristaux, et notamment de leur teneur en anorthite et orthose, en fonction du degré de différenciation des laves présentes dans les différentes séries. En fait, cela n'est possible que dans la Formation Misahualli où les laves évoluent depuis des basaltes jusqu'à des dacites ou rhyodacites.

2) des variations de composition des cristaux entre les bordures et les coeurs de phénocristaux et les microlites de la pâte.

3) une relation entre la teneur en molécule d'orthose des plagioclases et la teneur en K_2O de la roche-hôte.

Dans une seconde partie, une brève comparaison des plagioclases des différentes formations jurassiques équatoriennes et péruviennes sera présentée afin de voir si ces séries sont caractérisées par la cristallisation de divers types de plagioclase.

Enfin, nous présenterons une comparaison des plagioclases étudiées avec des cristaux provenant de séries volcaniques tertiaires à récentes, d'affinité calco-alkaline, pauvres en K_2O , riches en K_2O et shoshonitiques. Pour ce faire, les différentes séries que nous avons choisies dans la bibliographie sont les suivantes :

1°) Séries calco-alkalines des Petites Antilles mises en place sur une croûte océanique (D'Arco, 1982 ; Escalant, 1988).

2°) Série calco-alkaline "normale" de l'Axe Trans Mexicain (Nixon, 1986).

3°) Série calco-alkaline riche en K_2O , de la *Sierra Madre Occidental*, Mexique (Delpretti, 1987).

4°) Série calco-alkaline riche en K_2O du volcan Merapi, Indonésie (Bahar, 1984)

5°) Série calco-alkaline riche en K_2O et série shoshonitique du Sud Pérou (Lefèvre, 1972).

6°) Série shoshonitique du Rif, Maroc (Hernandez, 1983).

Un des problèmes majeurs posé par les différentes formations étudiées consiste en l'altération qui les affecte. Les plagioclases de ces différentes unités sont, en effet, fréquemment albitisés, séricitisés et chloritisés. L'analyse de cristaux de plagioclase magmatique frais n'a pas toujours été possible.

II.1. Principales caractéristiques des plagioclases au sein des différentes séries.

II.1.1. Les plagioclases de la Formation Santiago.

Dans cette formation, les plagioclases apparaissent sous forme de microlites subautomorphes dans la mésostase et plus rarement de phénocristaux de grande taille.

Dans certaines laves, et notamment les basaltes à phénocristaux d'olivine et plagioclase épanchés sous forme de lave en coussins, aucune analyse de plagioclase frais n'a pu être effectuée, en raison de l'altération. Dans d'autres échantillons correspondant aux coulées massives (MI56), seules certaines zones limpides montrent des caractéristiques primaires. Dans de plus rares échantillons, notamment dans les basaltes à phénocristaux d'olivine, plagioclase et pyroxène épanchés sous forme de coulées

prismatiques, les plagioclases sont bien conservés et seule une séricitisation affectant les craquelures a été observée. C'est le cas pour les basaltes à phénocristaux d'olivine, plagioclase et clinopyroxène mis en place sous la forme de coulées prismatiques.

Les phénocristaux de plagioclase ont la composition générale $An_{27-90}Ab_{14-67}Or_{0-5.2}$ (Fig.IV.1.). On peut noter qu'en général, les bordures de ces cristaux sont légèrement moins calciques et plus potassiques ($An_{27-66}Ab_{23-31}Or_{0-5.2}$, avec la majorité des analyses appartenant à l'intervalle de composition $An_{67-85}Ab_{17-23}Or_{0-0.5}$) que les coeurs de phénocristaux. ($An_{51-87}Ab_{19-65}Or_{0-1.2}$). Les microlites de la mésostase sont également légèrement plus sodiques que les coeurs de phénocristaux avec des compositions proches de $An_{60-76}Ab_{23-39}Or_{0-0.77}$. Cependant, le nombre de microlites analysés est très faible (3 analyses). Ces cristaux sont en général très pauvres en molécules d'orthose.

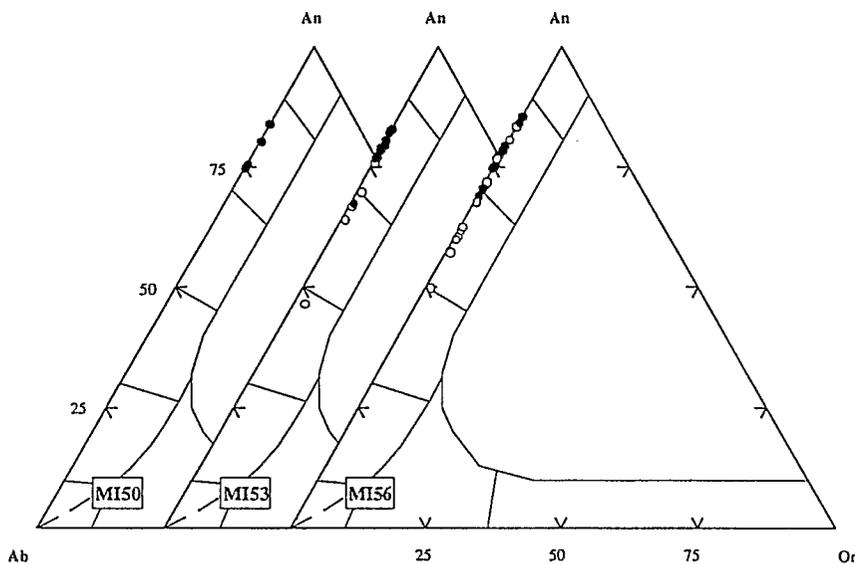


Fig.IV.1. : Diagrammes An-Ab-Or pour les plagioclases primaires de la Formation Santiago. Les basaltes analysés correspondent d'une part à une coulée massive (MI56) et d'autre part à des coulées prismatiques (MI50 et 53). Symboles pleins = coeurs de phénocristaux ; symboles vides = bordures de phénocristaux ; symboles gris = microlites.

II.1.2. Les plagioclases de la Formation Misahualli du Nord.

Le plagioclase des laves de la Formation Misahualli cristallise le plus souvent sous forme de grands phénocristaux dans lesquels des textures criblées (*sieve texture* des auteurs anglo-saxons) et des structures de résorption sont observées (cf Chapitre III).

Les plagioclases de laves montrant des degrés de différenciation différents ont été analysés : deux basaltes à phénocristaux de plagioclase et deux pyroxènes, une andésite et plusieurs dacites ont fait l'objet d'analyses. Dans ce cas encore, les phénomènes d'albitisation sont importants et aucune lave n'en est exempte. Dans certains échantillons, aucune analyse de plagioclase frais n'a pu être effectuée.

La composition des plagioclases provenant des différents types de laves de la Formation

Misahualli évoluent depuis des labradors dans les basaltes jusqu'à des andésines dans les dacites. A cette évolution normale, se surimposent des variations de composition typiques de zonages normaux et inverses dans chaque type de lave.

Les plagioclases des basaltes andésitiques de la Formation Misahualli sont des labradors de relativement grande taille (4 x 1.8 mm). Les bordures de certains phénocristaux (Fig.IV.2) sont plus calciques ($An_{52-65}Ab_{32-69}Or_{3.6-5.8}$) que leurs coeurs ($An_{52-61}Ab_{36-48}Or_{3.2-4.2}$). Cette variation, observée dans deux échantillons, est plutôt le fait d'un zonage inverse. Les microlites montrent des compositions très variables puisqu'elles appartiennent à l'intervalle $An_{47-65}Ab_{32-69}Or_{2.3-3.2}$.

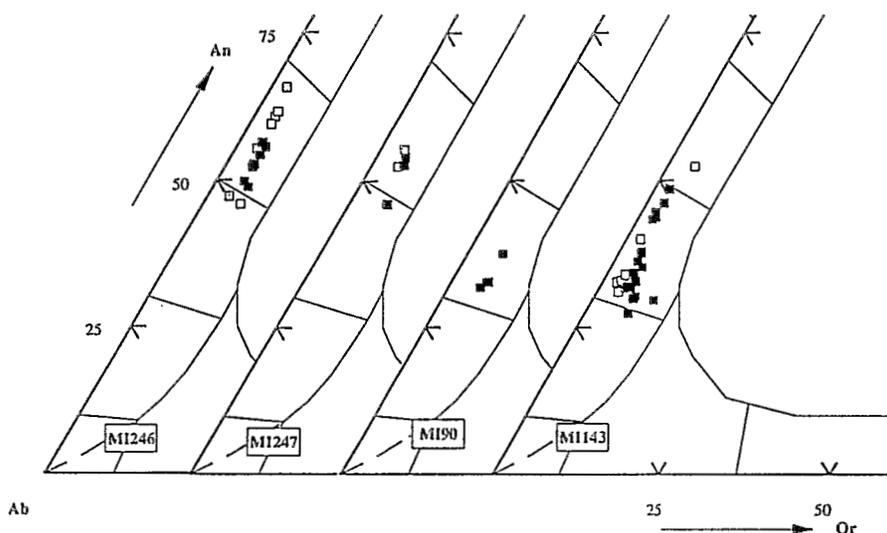


Fig.IV.2. : Diagrammes An-Ab-Or pour les plagioclases primaires de la Formation Misahualli du Nord. Symboles pleins = coeurs de phénocristaux ; symboles vides = bordures de phénocristaux ; symboles grisés = microlites. MI246 et MI247 = basaltes andésitiques ; MI190 = andésite ; MI143 = dacite.

Les plagioclases d'une andésite (MI190) de cette formation ont également été analysés. Leur altération n'a pas permis d'analyser les coeurs et les bordures de phénocristaux (1.4x1 mm). Les coeurs de phénocristaux sont préservés et montrent des compositions très homogènes ($An_{32-37}Ab_{57-62}Or_{4.9-5.6}$) tandis que les bordures et les microlites analysés sont systématiquement albitisés.

Plusieurs échantillons de dacites ont fait l'objet d'une étude microsonde mais un seul échantillon a livré des analyses de plagioclase primaire. Il s'agit d'andésines (Fig.IV.2) dont la composition varie peu. Les coeurs de phénocristaux (2.5 x 1.6 mm) répondent à la composition générale suivante $An_{30-48}Ab_{53-64}Or_{2.7-9.5}$. Les bordures sont cependant légèrement plus sodiques que les coeurs ($An_{32-34}Ab_{58-65}Or_{2.2-4.5}$).

L'analyse plus détaillée de quelques cristaux de la dacite MI143 montre des variations de l'ordre de 5 à 10% de teneur en anorthite et semble correspondre à un zonage complexe probablement de type oscillatoire.

D'autre part, les teneurs en Fe_i varient également en fonction du degré de différenciation des laves. Les plagioclases des basaltes andésitiques montrent systématiquement des teneurs en Fe_i plus élevées que les plagioclases des dacites et des andésites. Les plagioclases des basaltes sont également plus riches en molécule d'orthose que leurs équivalents des roches plus évoluées.

II.1.3. Les plagioclases de la Formation Misahualli du Sud.

Deux échantillons appartenant à cette unité ont été analysés et les plagioclases présents dans ces deux roches montrent des caractéristiques assez différentes.

Le premier échantillon, MI210, est une roche relativement évoluée à phénocristaux d'amphibole et de plagioclase. La composition des phénocristaux de plagioclase de cet échantillon est très variable ($An_{36-89}Ab_{11-60}Or_{0,04-3,5}$). Ce sont des bytownites, des labradors et des andésines (Fig.IV.3). Le plagioclase de cette roche ne renferme le plus souvent qu'un pourcentage très bas d'orthose ($Or_{0,39}$ à $Or_{3,5}$) avec une moyenne inférieure à Or_1 . Les microlites de la mésostase ($An_{36-78}Ab_{21-61}Or_{0,6-2,9}$) montrent globalement les mêmes variations de composition (Fig.IV.3). Certains d'entre eux sont très proches du pôle anorthite alors que d'autres se rapprochent du pôle albite.

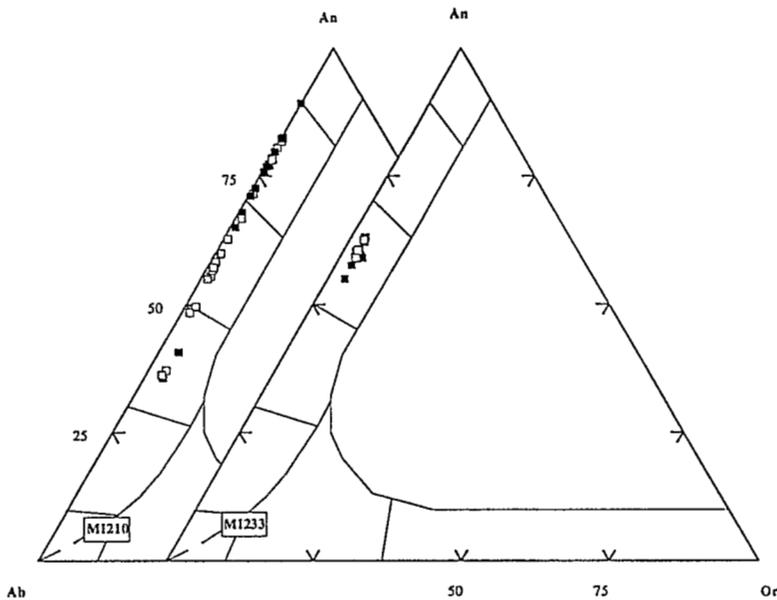


Fig.IV.3 : Diagramme An-Ab-Or pour les plagioclases des laves de la Formation Misahualli du Sud. MI210 = dacite, MI233 = basalte andésitique ; symboles pleins = coeurs de phénocristaux ; symboles vides = bordures de phénocristaux ; symboles gris = microlites.

Si on distingue les bordures ($An_{37-82}Ab_{19-60}Or_{0,8-3,1}$) et les coeurs ($An_{36-89}Ab_{11-56}Or_{0,04-3,4}$), on s'aperçoit que les variations globales de la teneur en anorthite du plagioclase de cette lave ne semblent pas liées à un zonage normal de ces cristaux. Ces variations correspondent plutôt à des zonages oscillatoires (Fig.IV.4).

Certains phénocristaux de plagioclase de cet échantillon sont, en effet, caractérisés par un zonage relativement complexe (Fig.IV.4), constitué de plusieurs zones plus ou moins concentriques. Ainsi, on distingue du coeur vers la bordure : (1) une zone centrale déstabilisée, montrant une recristallisation en calcite, séricite, minéraux argileux et albite, (2) une frange limpide plus ou moins discontinue, (3) une nouvelle zone déstabilisée, comportant des inclusions de verre et enfin, (4) la bordure qui présente un zonage oscillatoire visible optiquement. Les analyses sonde n'ont pu être effectuées que sur les zones limpides de ce cristal (*i.e.* zones 2 et 4).

La zone 2 est caractérisée par des compositions très riches en composante anorthite (An_{69-89}). Les variations de composition observées dans cette zone sont peu importantes et les analyses correspondent à des bytownites et des labradors. En revanche, la partie périphérique (zone 4) présente de très importantes variations de composition : on observe d'une part, des bytownites avec des teneurs en molécules d'anorthite proches de An_{80} et d'autre part des andésines et labradors pauvres en calcium avec une teneur minimale en anorthite proche de An_{48} .

La présence de zones de plagioclases de compositions très différentes ainsi que la composition très calcique de ces plagioclases pour une lave relativement évoluée ($SiO_2 > 57\%$) militent en faveur d'un mélange magmatique pour cet échantillon. Cependant d'autres hypothèses peuvent être invoquées pour expliquer ces zonations : zonation oscillatoire "normale" ou cristal arraché à l'encaissant puis déstabilisé. Des analyses plus détaillées sont nécessaires pour confirmer ou infirmer cette hypothèse.

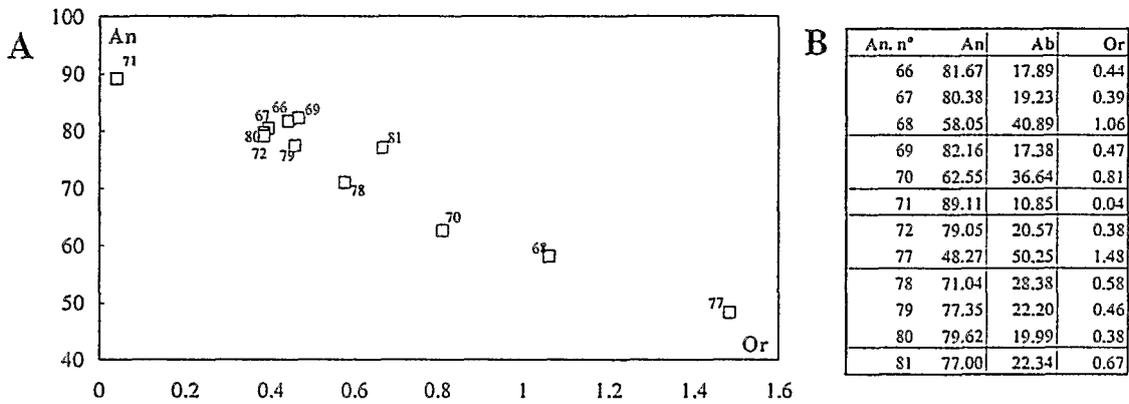
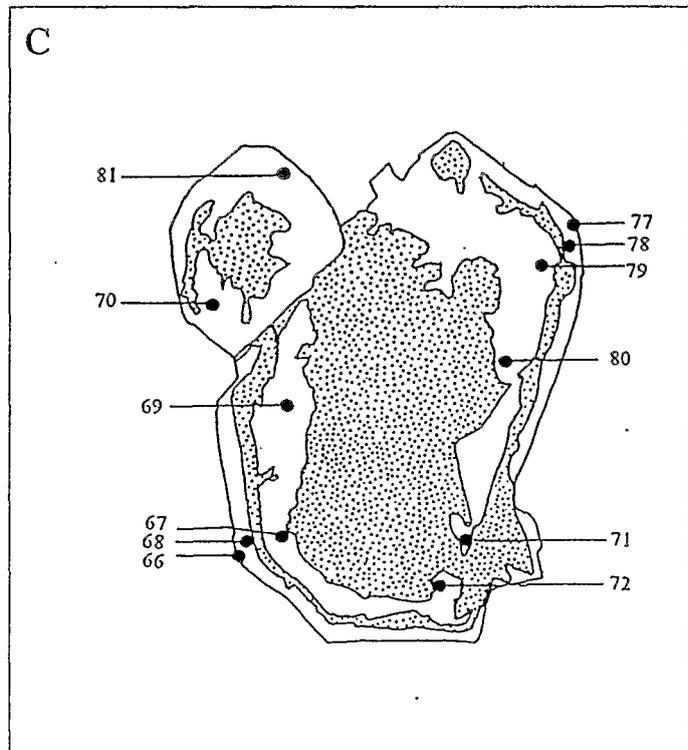


Fig.IV.4. : Variations de composition d'un phénocristal de plagioclase appartenant à une lave évoluée de la Formation Misahualli du Sud (MI210). A : Diagramme montrant les variations de la teneur en anorthite en fonction de la teneur en orthose du phénocristal, B : Composition en termes de pourcentage en molécules d'anorthite, albite et orthose, C : Schéma du phénocristal analysé. (Les points noirs correspondent aux analyses microsonde et la zone en pointillés aux zones déstabilisées.)



Le second échantillon (MI233), très altéré, est un basalte à phénocristaux de plagioclase et deux pyroxènes. Les plagioclase présents dans cette lave sont nettement plus enrichis en K_2O que ceux du premier échantillon. Les teneurs en orthose varient de $Or_{2,5}$ à $Or_{3,5}$ avec un moyenne proche de $Or_{2,7}$. D'autre part, la composition de ces plagioclases est nettement plus homogène que dans le cas précédent puisque tous les plagioclases analysés sont des labradors.

II.1.4. Les plagioclases de la Formation Colán (Nord du Pérou).

Les plagioclases des basaltes à phénocristaux de plagioclase et deux pyroxènes de la Formation Colán n'ont fait l'objet que de peu d'analyses. Ces cristaux se présentent également sous forme de phénocristaux (2 à 3 x 1.5 mm) relativement peu altérés et de microlites dans la mésostase. Les coeurs de phénocristaux sont en général très légèrement plus calciques ($An_{51-68}Ab_{29-43}Or_{1,5-3,1}$) que les bordures ($An_{48-59}Ab_{38-50}Or_{1,5-5,8}$). Les microlites de la mésostase ont une composition très semblable ($An_{51-66}Ab_{32-41}Or_{1,5-8,6}$). Coeurs et bordures de phénocristaux et microlites sont tous des labradors comportant un certain pourcentage de molécule d'orthose mais cependant moins élevé que pour les plagioclases des laves du Sud Pérou (*cf infra*).

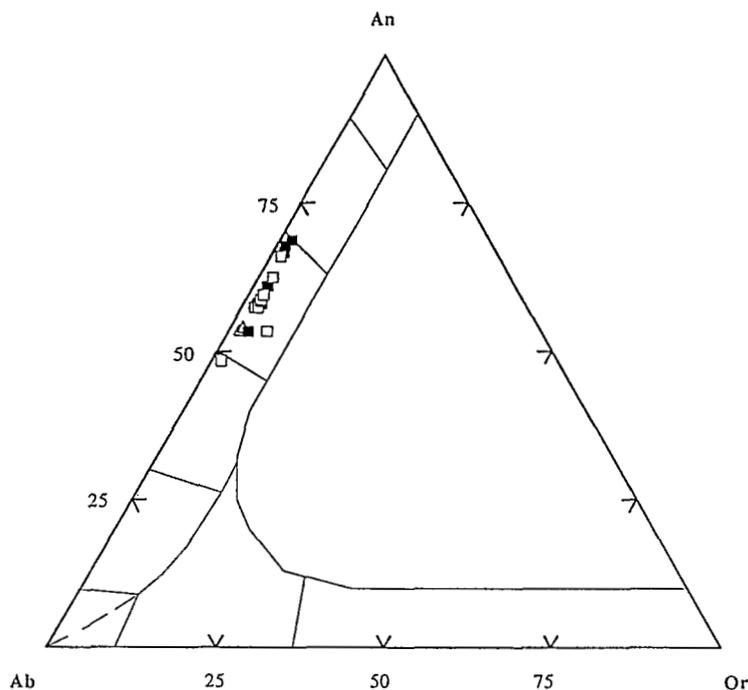


Fig.IV.5. : Diagramme An-Ab-Or pour les plagioclases de la Formation Colán. Triangles = OY11 ; Carrés = OY13. Pour cet échantillon, les symboles pleins correspondent aux coeurs de phénocristaux, les symboles vides aux bordures de phénocristaux et les symboles grisés aux microlites.

II.1.5. Les plagioclases de la Formation Río Grande (Sud du Pérou).

Les plagioclases des basaltes andésitiques se présentent sous forme de phénocristaux plurimillimétriques, microphénocristaux et de microlites. L'albitisation de ces minéraux est fréquemment très importante et peut être totale. C'est notamment le cas des parties supérieures et inférieures de coulées où aucun plagioclase primaire n'a été conservé. Outre l'albitisation, le plagioclase des basaltes de la Formation Río Grande est souvent transformé en séricite ou en feldspath potassique qui se développe sous forme de taches. Phyllosilicates de type chlorite/smectite et pumpellyite pseudomorphosent également parfois les phénocristaux de plagioclase. Dans de nombreux cristaux, seules des taches de plagioclases magmatiques persistent. L'albitisation semble affecter préférentiellement les bordures de cristaux et les microlites alors que le feldspath potassique remplace plutôt les coeurs de phénocristaux.

En dépit de cette altération, un certain nombre de caractères primaires du plagioclase peuvent être déduits de l'analyse microsonde. Les phénocristaux de plagioclase présents dans les basaltes de cette formation sont, le plus souvent, des labradors (Fig.IV.6) et montrent de faibles variations de composition. Les coeurs de phénocristaux sont, de façon globale, légèrement plus calciques ($An_{42-61}Ab_{34-44}Or_{3.6-5.1}$) que les bordures de phénocristaux ($An_{31-61}Ab_{35-66}Or_{2.5-5.4}$). Les plagioclases à faible teneur en anorthite sont cependant assez rares.

Les microlites sont également fortement albitisés et les compositions de microlites de plagioclase calcique sont rares. Les résultats obtenus sont en général très variables ($An_{22-54}Ab_{41-70}Or_{4-8}$). Les teneurs en orthose de 8% sont toutefois rares.

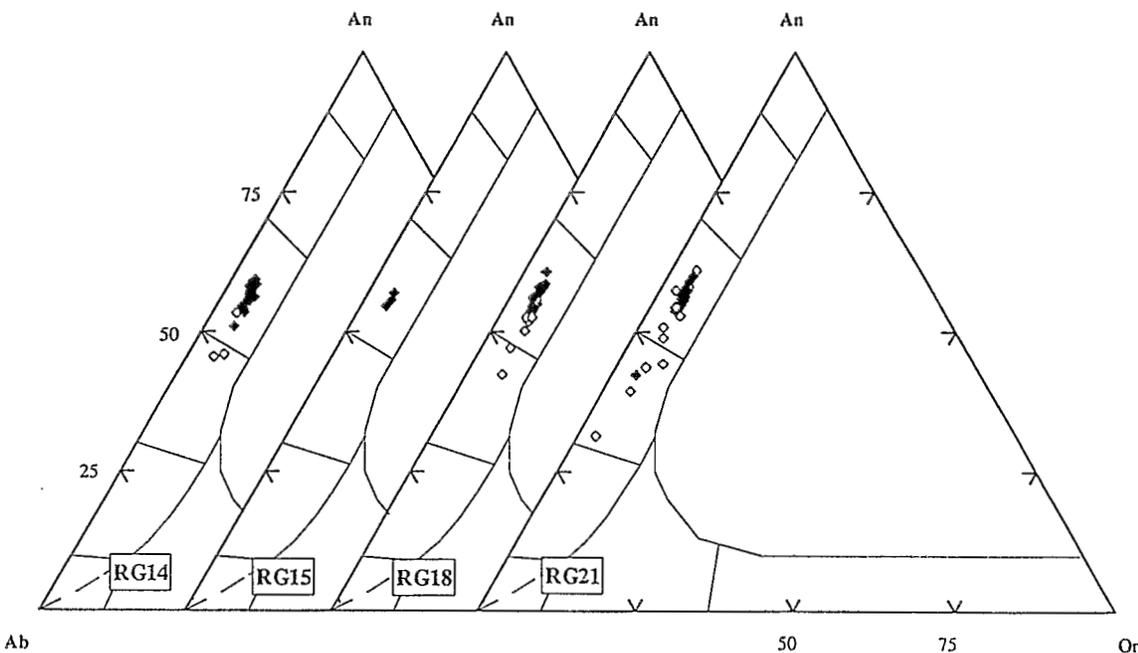


Fig.IV.6. : Diagramme An-Ab-Or pour les plagioclases de la Formation Río Grande. Pour ces échantillons, les symboles pleins correspondent aux coeurs de phénocristaux, les symboles vides aux bordures de phénocristaux et les symboles grisés aux microlites.

On remarquera, cependant, que les phénocristaux de plagioclases renferment toujours une proportion non négligeable de molécule d'orthose ce qui correspond à des teneurs relativement élevées en K_2O (0.6 à 1.4%).

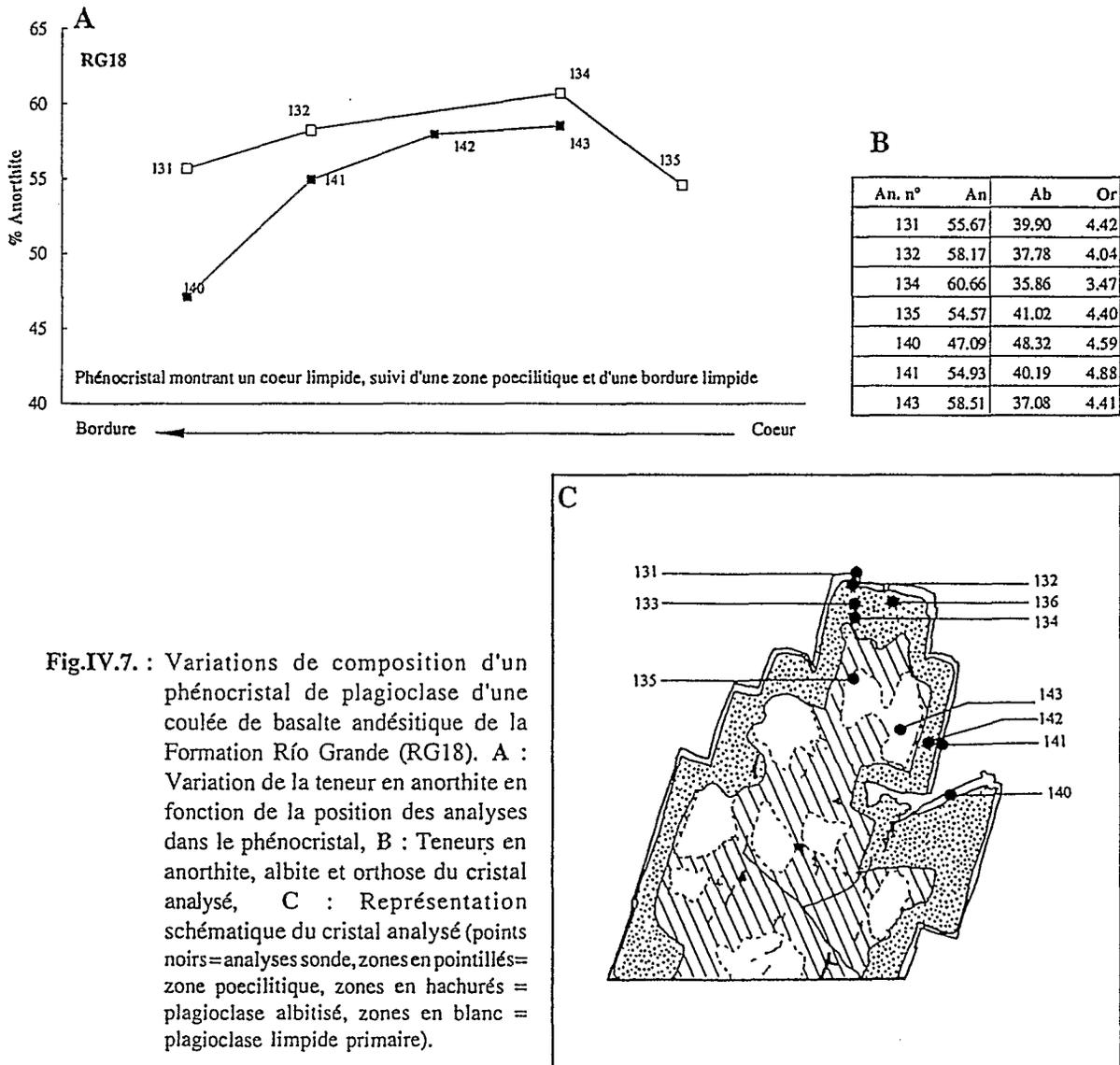


Fig.IV.7. : Variations de composition d'un phénocristal de plagioclase d'une coulée de basalte andésitique de la Formation Río Grande (RG18). A : Variation de la teneur en anorthite en fonction de la position des analyses dans le phénocristal, B : Teneurs en anorthite, albite et orthose du cristal analysé, C : Représentation schématique du cristal analysé (points noirs=analyses sonde, zones en pointillés= zone poecilitique, zones en hachurés = plagioclase albitisé, zones en blanc = plagioclase limpide primaire).

Les variations de composition entre coeurs et bordures de phénocristaux sont confirmées par un certain nombre d'analyses plus détaillées de certains cristaux (Fig.IV.7) qui montrent une diminution de la teneur en anorthite de coeur vers la bordure. Cette diminution en anorthite peut être mise en corrélation avec une augmentation en orthose. Cependant, d'autres cristaux montrent des évolutions des teneurs en anorthite et orthose typiques de zonages plus compliqués.

Les plagioclases de la Formation Río Grande ne montrent pas d'évolution particulière de la teneur en fer total.

II.1.6. Les plagioclases de la Formation Chala (Sud du Pérou).

Dans la Formation Chala, les plagioclases sont présents sous forme de phénocristaux de grande taille (parfois centimétriques), souvent poecilitiques, de microphénocristaux et de microlites. D'autre part, de grands amas de phénocristaux à bordures dentelées correspondent à des xénocristaux en déséquilibre avec la lave dans certains basaltes mis en place sous forme de coulées.

L'albitisation qui affecte les plagioclases des laves de la Formation Chala est plus développée dans les plagioclases des intrusifs hypovolcaniques que dans ceux des coulées.

Les xénocristaux présents dans les laves de la Formation Chala (CHA50 et CHA55) montrent des compositions très homogènes correspondant à des labradors (FigIV.9). Aucune variation significative de leur composition n'a été observée entre le coeur ($An_{61-63}Ab_{34-35}Or_{2.2-3.3}$) et les bordures de ces xénocristaux ($An_{31-63}Ab_{32-34}Or_{1.8-2.5}$). L'analyse d'un cristal poecilitique présent dans le même échantillon ne révèle pas non plus de variations importantes de composition ($An_{54-61}Ab_{36-40}Or_{2.4-3.8}$). Quelques diagrammes détaillés de variations de composition de plagioclase provenant des échantillons CHA50 et CHA55 sont reportés en annexe (Fig.A.II.1 à A.II.4).

Dans les intrusifs de cette formation, l'analyse des plagioclases s'est révélée plus difficile, dans la mesure où l'albitisation, la séricitisation et la pseudomorphose en feldspath potassique sont beaucoup plus fréquentes. Ce type d'altération se développe par taches au sein des cristaux. Ainsi, nous n'avons pas pu réaliser d'analyse systématique coeur/bordure de ces cristaux. De plus, certains échantillons ne possèdent aucun plagioclase frais. Toutefois, les plagioclases analysés ne présentent aucune variation importante de composition (Fig.IV.8) : tous sont des labradors à teneurs relativement élevées en K_2O . Les coeurs des cristaux analysés correspondent à la composition générale $An_{47-62}Ab_{32-45}Or_{2.3-12.7}$ et les bordures appartiennent à l'intervalle $An_{51-69}Ab_{29-45}Or_{1.6-6.5}$. Les microlites analysés ont tous été albitisés.

On remarquera cependant la richesse en orthose des différents types de cristaux analysés.

II.2. Comparaison des plagioclases des différentes séries entre elles

Un simple diagramme montrant la variation des teneurs en anorthite en fonction de la teneur en orthose des différents plagioclases présents dans les laves jurassiques équatoriennes et péruviennes permet d'apprécier les différences qui existent entre ces minéraux (Fig.IV.10). Sur ce diagramme, deux groupes de plagioclases apparaissent.

Un premier groupe (FigIV.10) est caractérisé par d'importantes variations de la teneur en anorthite, des teneurs élevées en Ca et par de faibles variations de la composition en orthose (0-2%). Ces plagioclases sont en outre caractérisés par de faibles concentrations en K_2O (% Or généralement

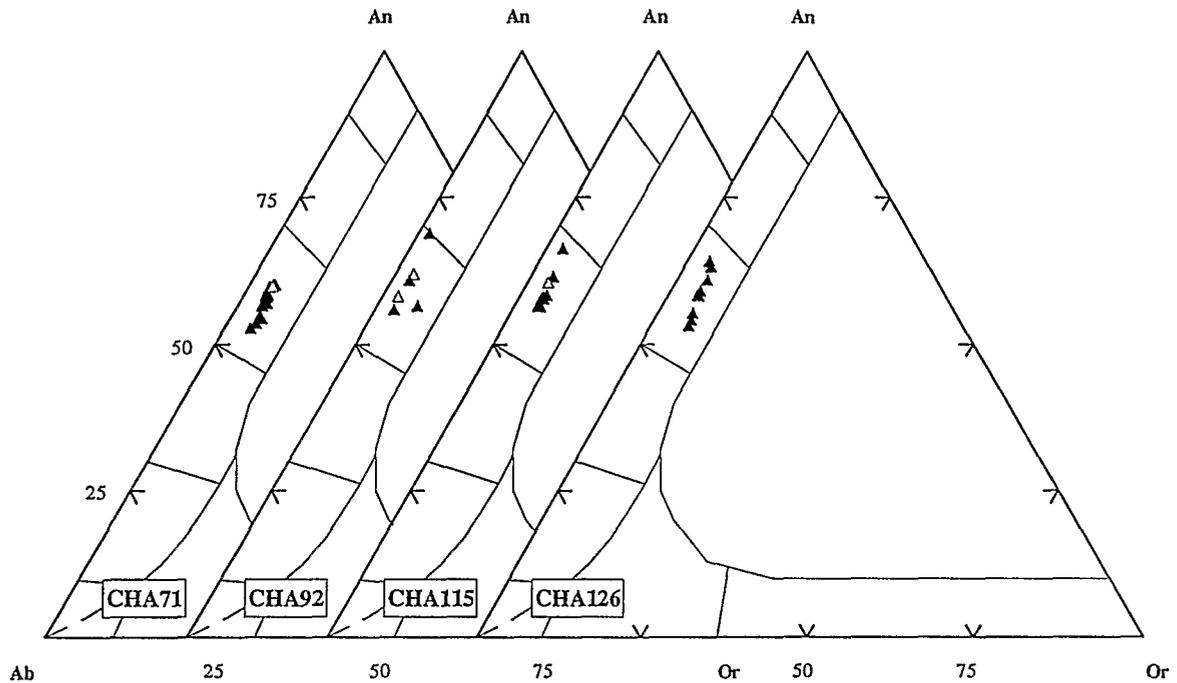


Fig.IV.8. : Diagramme An-Ab-Or pour les plagioclases des intrusifs hypovolcaniques basiques de la Formation Chala. Les symboles pleins correspondent aux coeurs de phénocristaux, les symboles vides aux bordures de phénocristaux.

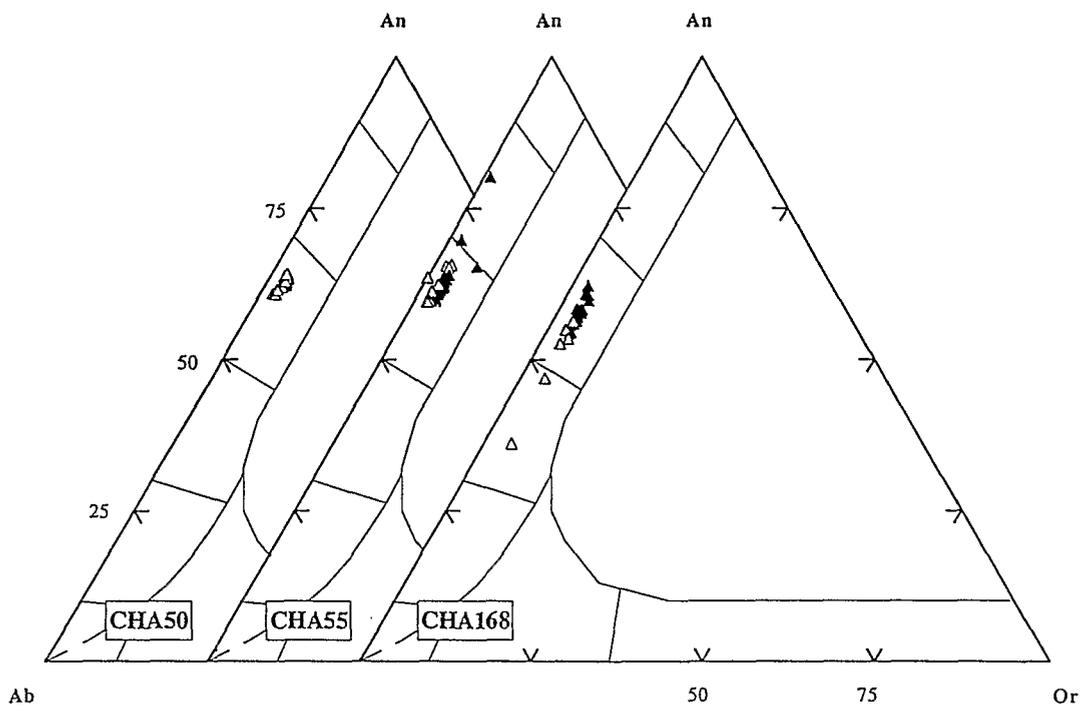


Fig.IV.9. : Diagramme An-Ab-Or pour les plagioclases des coulées de basalte andésitique de la Formation Chala. Les symboles pleins correspondent aux coeurs de phénocristaux, les symboles vides aux bordures de phénocristaux et les symboles grisés aux microlites.

inférieurs à 1). Les plagioclases de ce groupe appartiennent aux basaltes de la Formation Santiago et d'un échantillon de la Formation Misahualli Sud (MI.210). Les plagioclases de ce dernier échantillon ont un comportement atypique par rapport au reste des plagioclases de la Formation Misahualli (Nord et Sud).

Un second groupe est caractérisé par d'importantes variations de la teneur en molécule d'orthose dans le plagioclase pour de faibles variations de la teneur en anorthite. En effet, la quasi totalité de ces plagioclases sont des labradors et les teneurs en % Or évoluent globalement de 2 à 6%. Les plagioclases de ce groupe sont ceux des basaltes andésitiques des Formations sud-péruviennes Río Grande et Chala ainsi que ceux des basaltes des Formations Misahualli (échantillons MI246 ; MI247 (Nord de l'Equateur) et MI233 (Zone Sud)) et dans une moindre mesure Colán du Nord du Pérou. Les plagioclases des laves des formations équatorienne et nord-péruvienne sont toutefois légèrement moins enrichis en K_2O que leurs équivalents du Sud Pérou.

En conclusion, la nature très potassique des plagioclases des Formations Río Grande et Chala nous semble devoir être à nouveau soulignée. Les plagioclases des Formations Misahualli Nord et Colán sont également relativement riches en potassium mais leurs analyses sont plus diversifiées. En outre, les dacites de la Formation Misahualli du Nord, caractérisées par des teneurs assez basses en anorthite se distingue des analyses des plagioclases des basaltes andésitiques. Il faut remarquer que si la teneur en anorthite des plagioclases est plus faible que celle des plagioclases des laves basiques, les teneurs en K_2O évoluent peu des basaltes aux dacites. Les plagioclases des basaltes de la Formation Santiago sont quant à eux caractérisés par de faibles teneurs en K_2O . Les plagioclases de la Formation Misahualli du Sud, analysés dans deux échantillons seulement montrent des variations surprenantes dans la mesure où dans un échantillon, les analyses se rattachent au groupe 1 (MI210) et celles du second échantillon se rapprochent des analyses de plagioclases riches en K_2O (Groupe2).

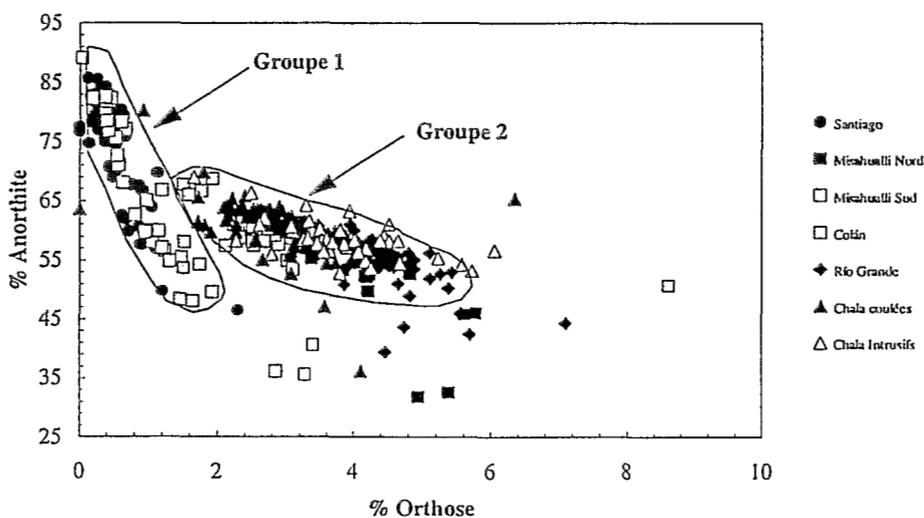


Fig.IV.10. : Variations de compositions en molécules d'anorthite et d'orthose des plagioclases des laves basiques à intermédiaires des différentes formations. (Le groupe 1 est constitué essentiellement des plagioclases de la Formation Santiago, d'un échantillon de la Formation Misahualli du Sud ainsi que de quelques analyses d'un basalte andésitique de la Formation Colán et le groupe 2 comporte les analyses de plagioclases des Formations Chala, Río Grande et quelques analyses de plagioclases des Formations Misahualli Nord et Colán). Le tracé des enveloppes correspondant aux groupes est arbitraire et ne correspond pas à des analyses statistiques.

II.3. Comparaison des plagioclases jurassiques avec des plagioclases de séries de référence.

Nous avons essayé de comparer les plagioclases ayant cristallisé dans les laves jurassiques d'Equateur et du Pérou avec des plagioclases provenant de diverses séries magmatiques tertiaires à quaternaires. Pour établir cette comparaison, nous avons utilisé des séries relativement récentes qui ne sont pas affectées par des phénomènes d'altération afin d'éviter les problèmes d'albitisation et de pseudomorphose du plagioclase par des minéraux potassiques.

Comme on l'a vu ci-dessus, les plagioclases présents dans les laves des différentes unités étudiées sont caractérisés par des teneurs en orthose très variables. Les pourcentages en orthose des plagioclases étant probablement liés à la teneur en K_2O de la roche hôte, nous avons choisi des séries tholéitiques, calco-alkalines et shoshonitiques ayant des teneurs en K_2O différentes : 1) séries orogéniques pauvres en K_2O (Petites Antilles, Fig.IV.11) mises en place sur croûte océanique ; 2) moyennement riche en K_2O (série calco-alkaline "normale" de l'Axe Trans-Mexicain, Fig.IV.12) ; 3) calco-alkalines riches en K_2O de la *Sierra Madre Occidental* du Mexique, Fig.IV.13, et du Sud du Pérou, Fig.IV.14) et enfin, des séries très riches en K_2O et shoshonitiques (Sud du Pérou, Fig.IV.14, Indonésie, Fig.IV.15 et région du Rif au Maroc, Fig.IV.16). Dans chacune de ces séries, nous avons considéré l'ensemble des analyses en essayant d'avoir des plagioclases provenant de roches de degré de différenciation divers.

- Les plagioclases des basaltes de la Formation Santiago, pauvres en K_2O , s'apparenteraient plutôt aux plagioclases de séries peu potassiques de type tholéitique ou calco-alkalin pauvres en K_2O . Leur composition s'approche de celle des plagioclases des roches tholéitiques, pauvres en K_2O des Petites Antilles (Fig.IV.1).

- Les plagioclases, extrêmement enrichis en K_2O , des basaltes des Formations Misahualli, Chala et Río Grande seraient plutôt semblables aux plagioclases de la série shoshonitique du Rif marocain (Fig.IV.16) ou aux plagioclases des laves du volcan Merapi d'Indonésie (Fig.IV.15).

- Les plagioclases des basaltes de la Formation Colán seraient, quant à eux, comparables aux plagioclases de la *Sierra Madre Occidental* mexicaine, relativement pauvres en K_2O (Fig.IV.12)

- Les plagioclases de la dacite de la Formation Misahualli semblent plus pauvres en orthose que ceux des basaltes, ce qui n'est pas caractéristique d'une évolution "normale" .

L'échantillon atypique (MI210) de la Formation Misahualli du Sud montre des plagioclases très pauvres en K_2O , qui se rapprochent des plagioclases de la Formation Santiago par exemple, c'est à dire des séries pauvres en K_2O . De plus, cet échantillon qui correspond à une dacite selon les critères que nous avons utilisés pour classer les différents faciès pétrographiques montre des plagioclases très calciques et caractérisés par des zonages complexes de type oscillatoire avec de fortes variations de composition. D'autre part, un autre échantillon de cette même formation présente des plagioclases plus sodiques (andésines) et beaucoup plus riches en K_2O . Ces observations posent le problème de savoir si des plagioclases ayant des caractéristiques si différentes (teneur en orthose, anorthite, zonage complexe) peuvent coexister au sein de la même série.

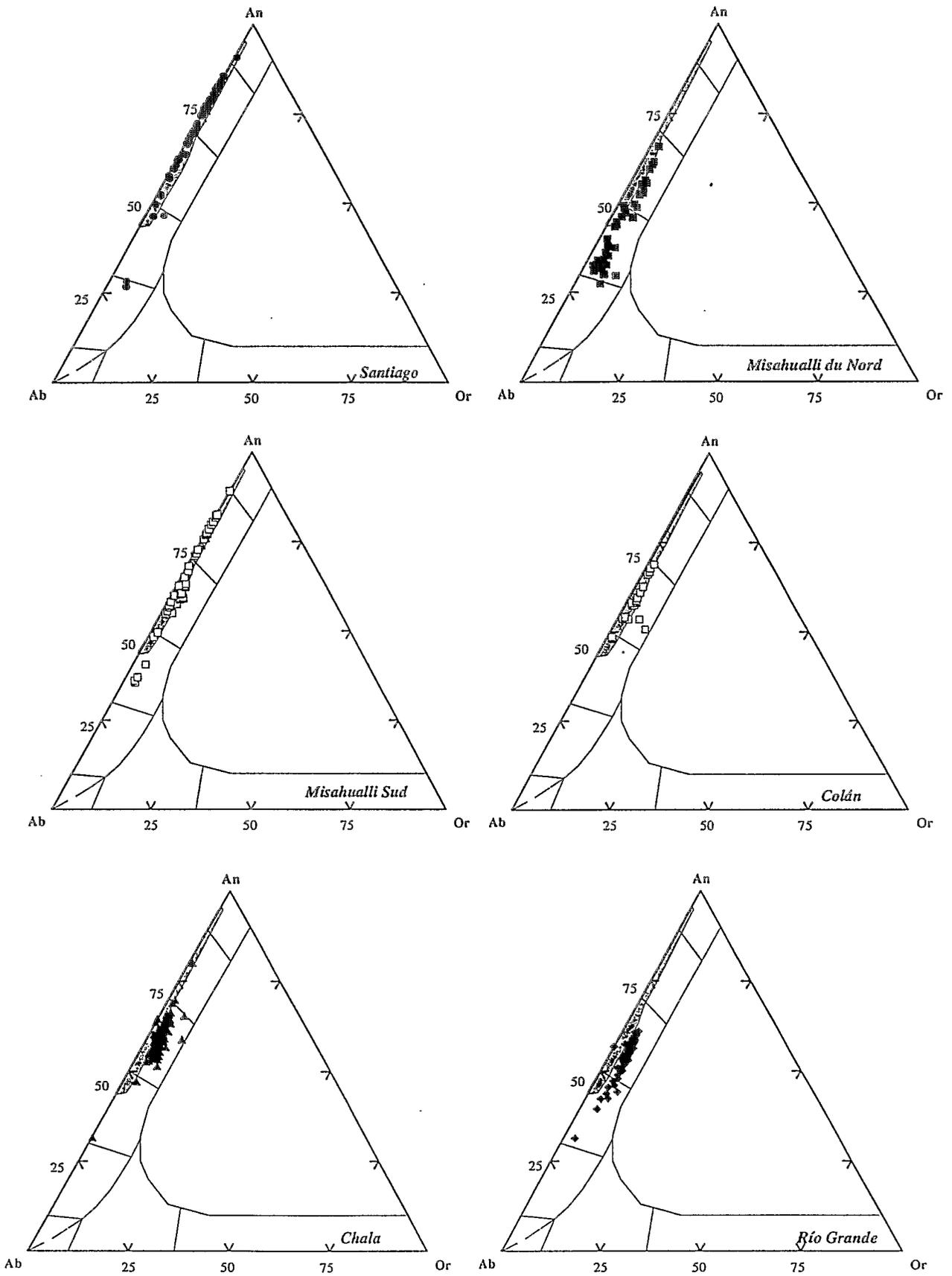


Fig.VI.11. : Comparaison des plagioclases des laves des différentes formations étudiées avec les plagioclases de laves tholéïtiques pauvres en K_2O des Petites Antilles (D'Arco, 1982 ; Escalant, 1988).

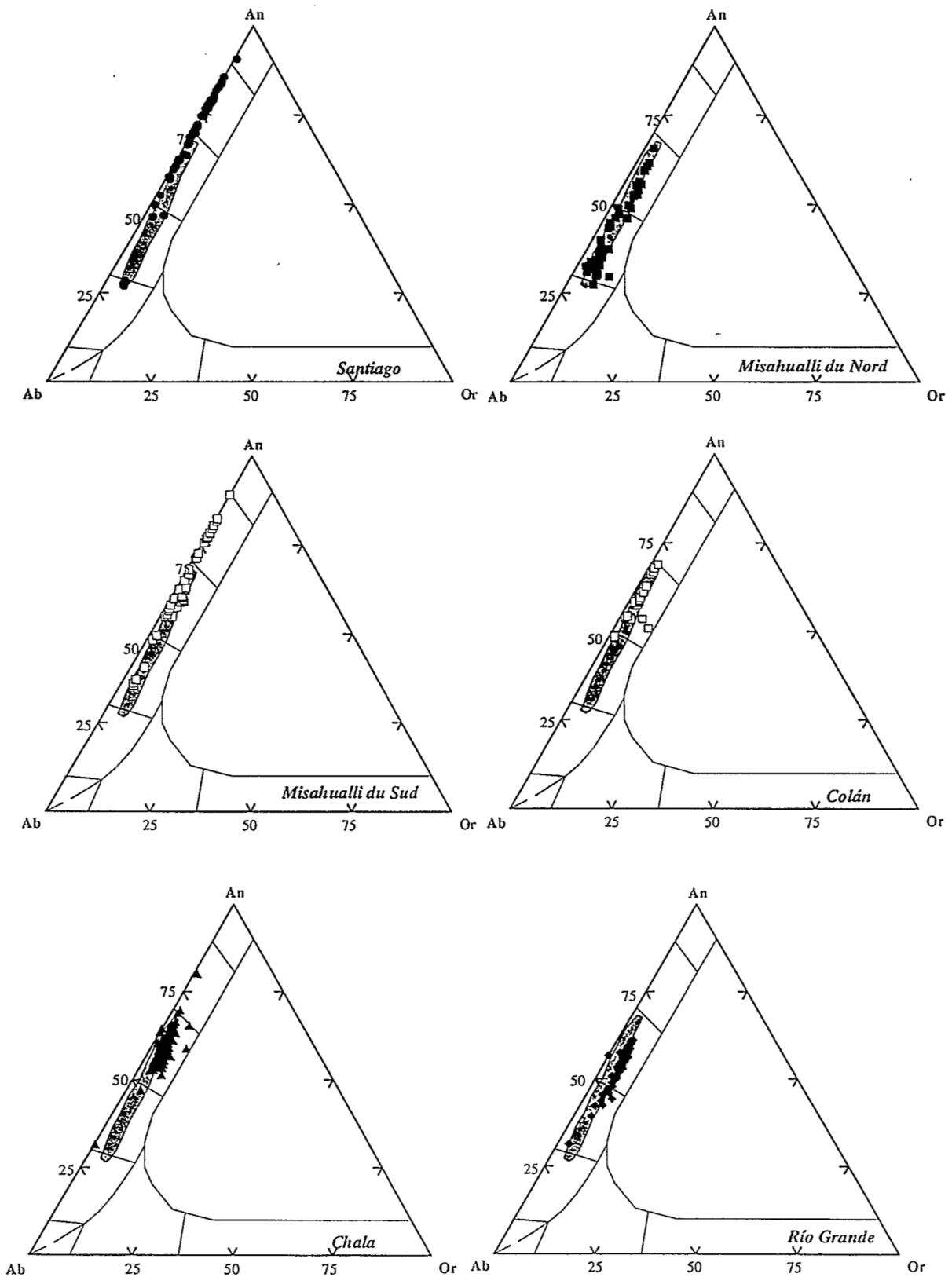


Fig.VI.12. : Comparaison des plagioclases des laves des différentes formations étudiées avec les plagioclases de laves calco-alkalines "normales" de l'Axe Trans-Mexicain (Nixon, 1986).

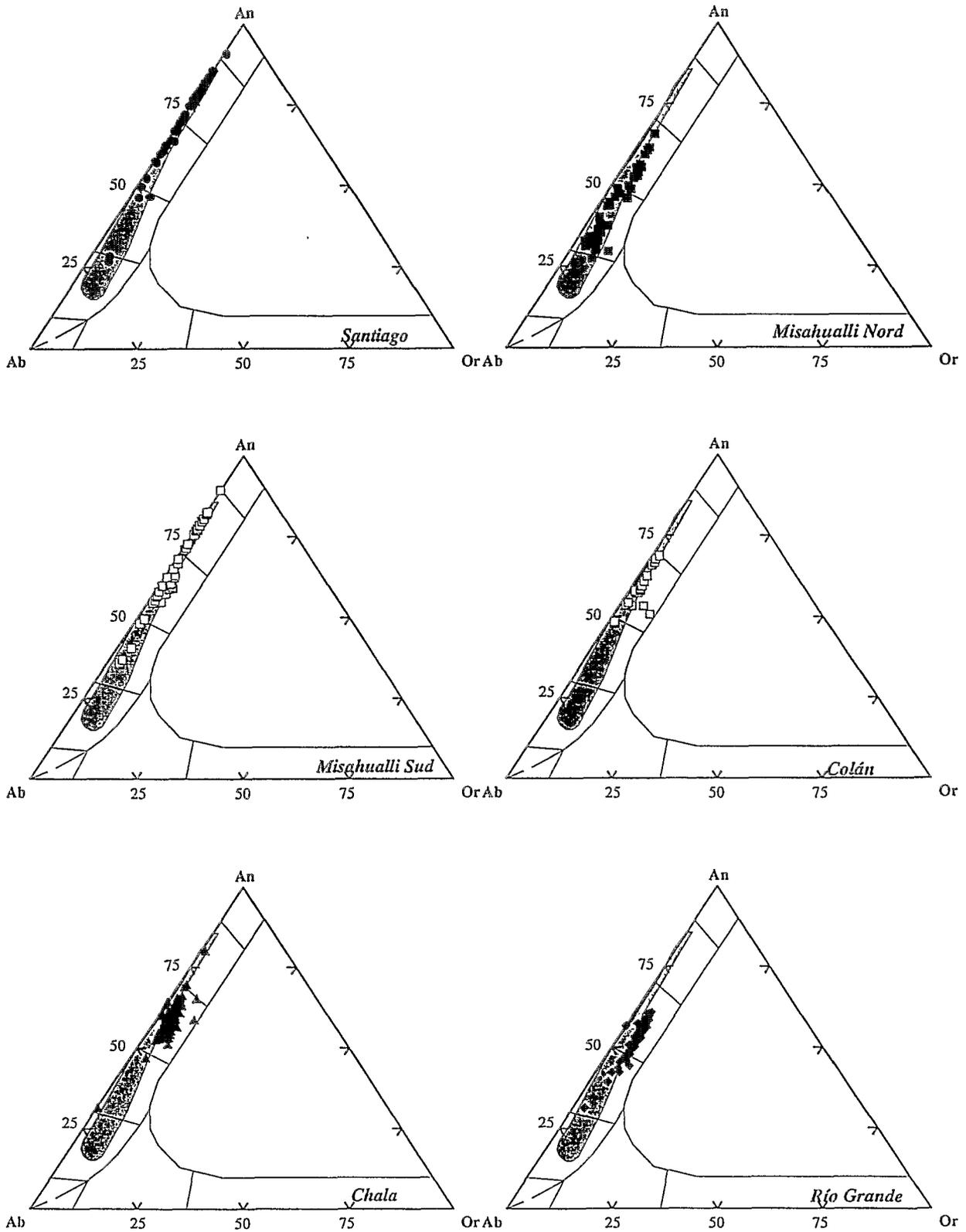


Fig.VI.13. : Comparaison des plagioclases des laves des différentes formations étudiées avec les plagioclases de laves calco-alkalines riches en K_2O de la *Sierra Madre Occidental* (Delpretti, 1987).

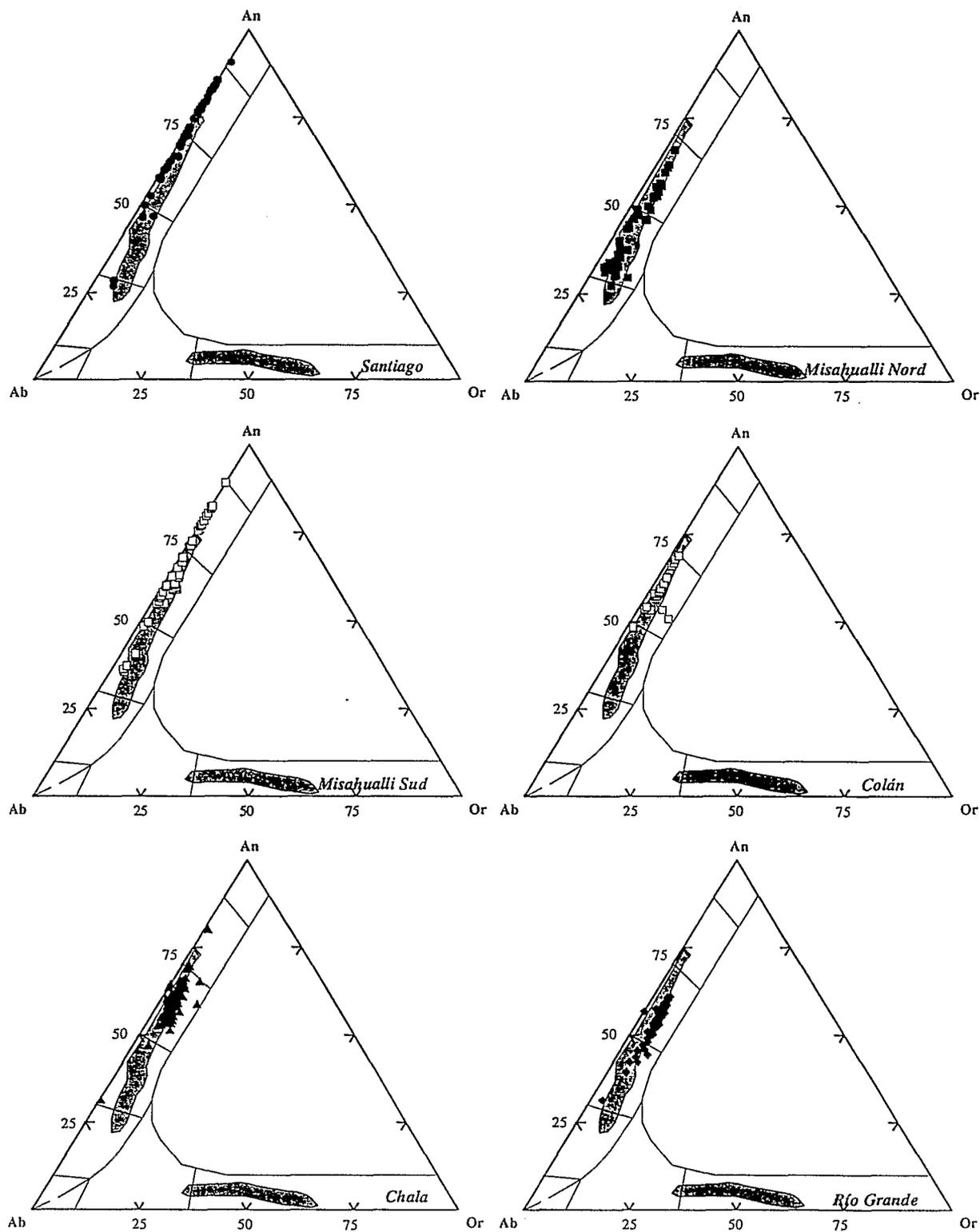


Fig.VI.14. : Comparaison des plagioclases des laves des différentes formations étudiées avec les plagioclases de laves calco-alcalines riches en K_2O et shoshonitiques du Sud Pérou (Lefèvre, 1972).

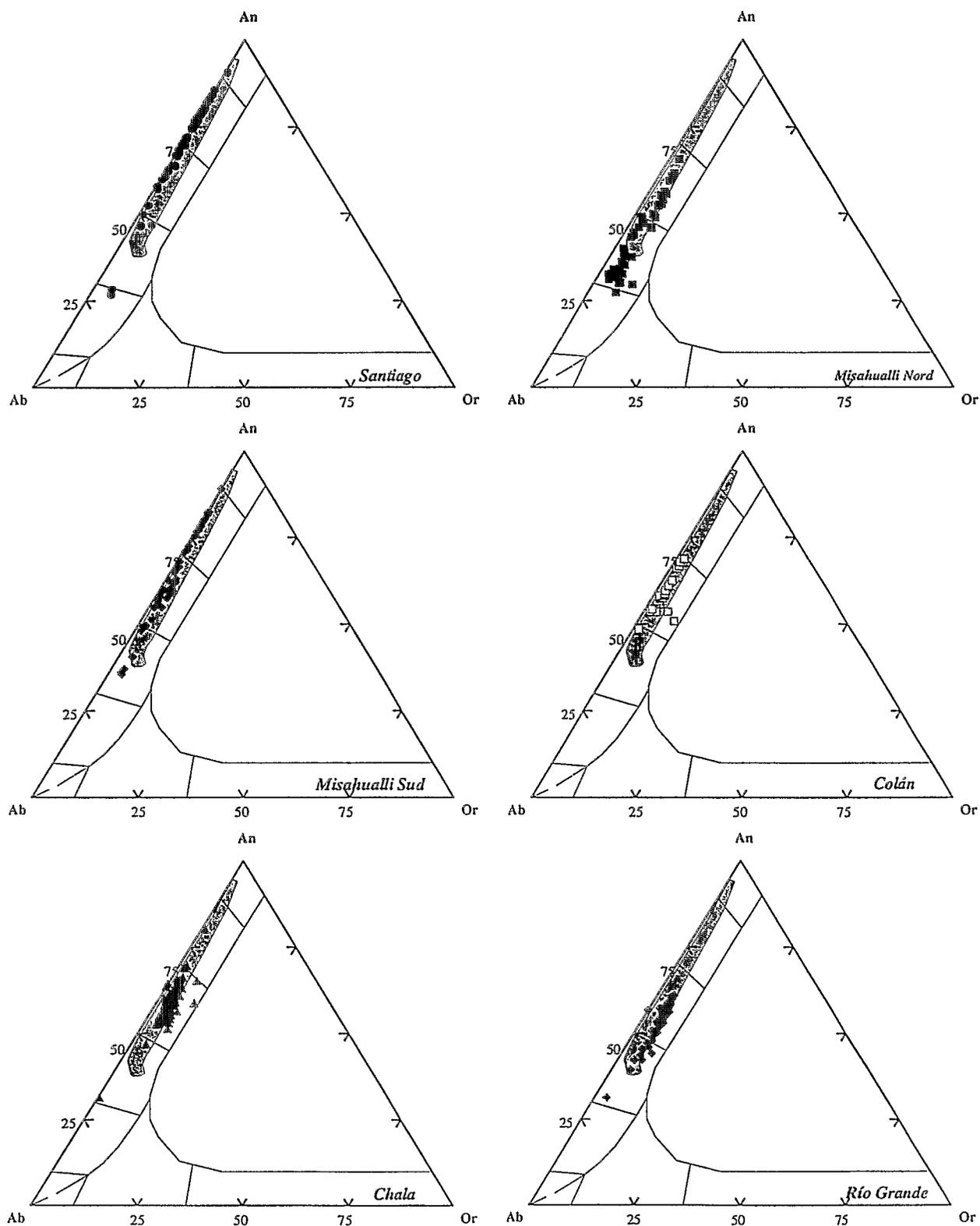


Fig. VI.15. : Comparaison des plagioclases des laves des différentes formations étudiées avec les plagioclases de laves calco-alcalines riches en K_2O du volcan Merapi, Indonésie (Bahar, 1984).

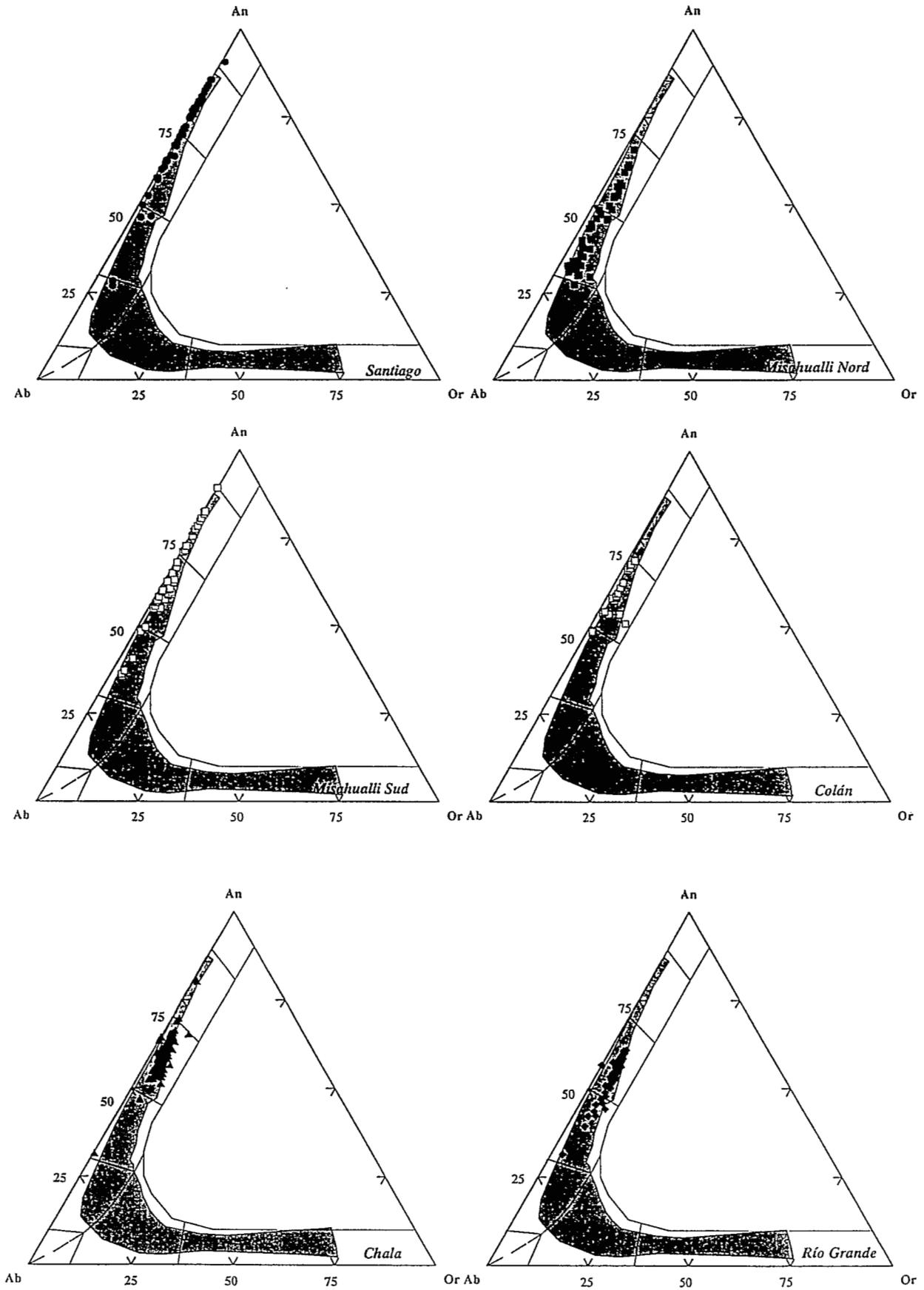


Fig.IV.16. : Comparaison des plagioclases des différentes séries avec des plagioclases de roches shoshonitiques du Rif marocain (Hernandez, 1983).

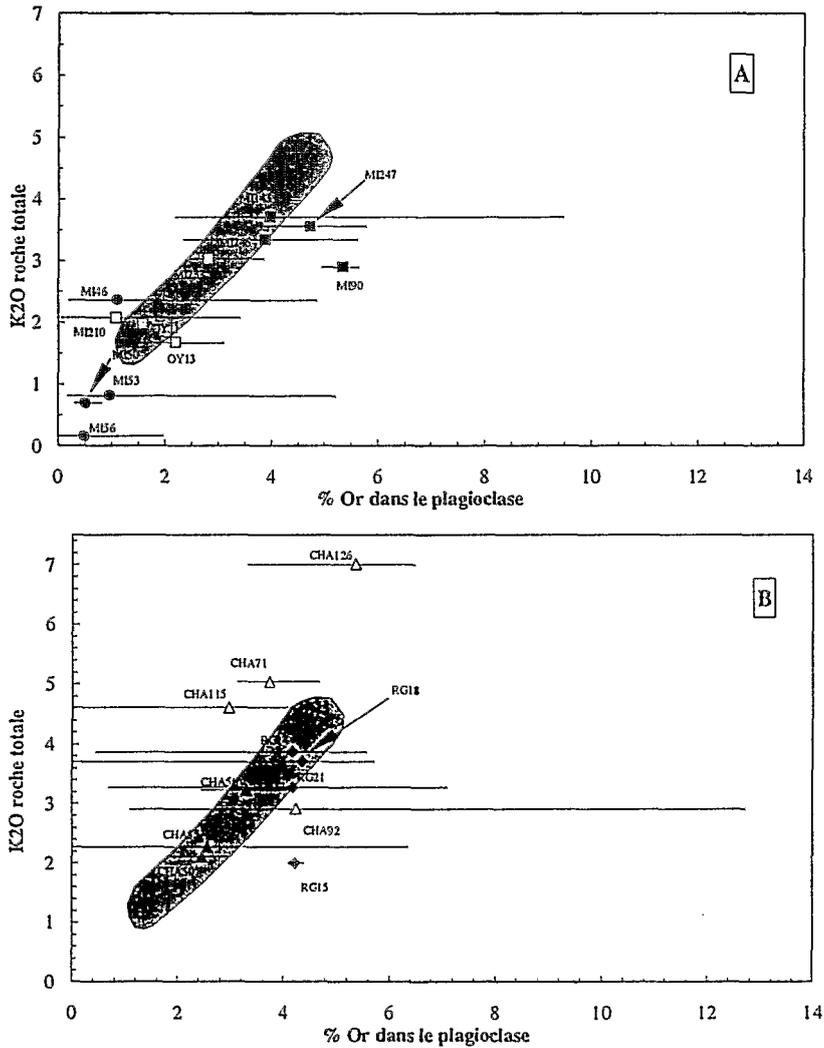


Fig.VI.17. : Variations de la composition des plagioclases appartenant aux différentes formations en fonction de la teneur en K_2O de leur roche-hôte. Le champ en grisé correspond aux moyennes des compositions de plagioclases de laves de la *Sierra Madre Occidental* (Delpretti, 1987). A = Formations d'Equateur et du Nord Pérou : Cercles pleins : Fm Santiago, Carrés pleins : Fm Misahualli du Nord ; Carrés vides : Fm Misahualli du Sud ; Carrés gris : Fm Colán ; B = Formations du Sud Pérou ; Triangles pleins : Fm Chala (coulées) ; Triangles vides : Fm Chala (intrusifs) ; Losanges : Fm Río Grande. Les barres correspondent aux intervalles de composition des plagioclases et les points aux analyses moyennes des plagioclases de chaque échantillon.

D'autre part, il reste à savoir si les teneurs en orthose des plagioclases analysés correspondent à la teneur primaire de ces minéraux en potassium ou si elles reflètent également des problèmes d'altération et de diffusion des éléments alcalins dans les cristaux. En effet, l'ensemble des plagioclases observés dans les différentes séries étudiées est le plus souvent albitisé, ou pseudomorphosé par des minéraux potassiques tels que feldspath potassique, séricite et plus rarement céladonite. D'autre part, la comparaison de la teneur en K_2O de la roche-hôte et des teneurs en molécule d'orthose du plagioclase effectuée pour les laves de la *Sierra Madre Occidental* mexicaine, montre qu'il existe une excellente corrélation entre ces deux paramètres (Fig.II.18) En revanche, dans les séries étudiées et peut être plus particulièrement pour les laves de la Formation Misahualli, cette corrélation est nettement moins bonne et pourrait être l'indice d'une altération

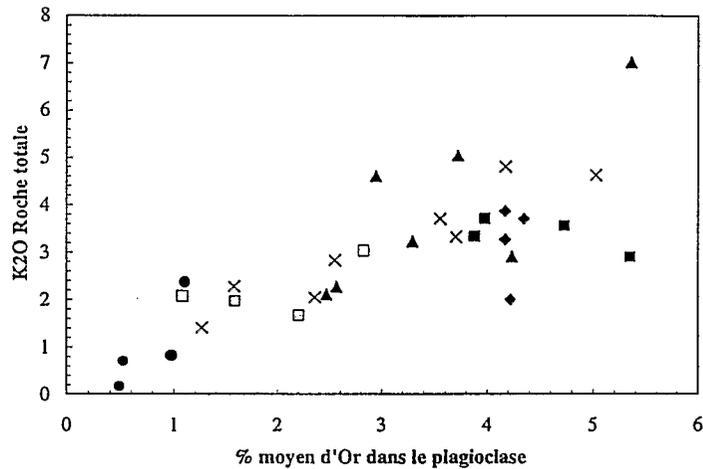


Fig.IV.18. : Variations des teneurs moyennes en molécules d'orthose dans les plagioclases des différentes formations en fonction de la teneur en K_2O des laves-hôtes. Cercles pleins = Santiago ; Carrés pleins = Misahualli du Nord ; Carrés vides = Misahualli du Sud ; Carrés grisés = Colán ; Triangles = Chala ; Losanges = Río Grande ; Croix = plagioclases de laves de la *Sierra Madre Occidental* (Delpretti, 1987)

des plagioclases (Fig.IV.17 et IV.18.) ou d'une mobilité du potassium dans les roches, cette mobilisation de potassium n'affectant que peu ou pas la teneur en molécules d'orthose des plagioclases.

Cependant, il semble que l'homogénéité des analyses de feldspath au sein des différentes formations serait plutôt compatible avec l'hypothèse d'une teneur primaire en orthose du plagioclase. En revanche, il semble important de savoir à partir de quel moment, les teneurs en K_2O deviennent le reflet de l'altération et si, par exemple des teneurs de l'ordre de 7 à 10% de molécule d'orthose, parfois observées dans les plagioclases des formations Río Grande et Chala, sont celles de minéraux magmatiques.

III. LE PYROXENE

III.1. Les pyroxènes des laves de la Formation Santiago (Sud Est équatorien).

Dans les laves à phénocristaux d'olivine et plagioclase, épanchés sous forme de lave en coussins, le pyroxène, de composition moyenne $Wo_{41-44.5}En_{31-40}Fs_{17-27}$, apparaît en petits cristaux aciculaires interstitiels entre les lattes de plagioclases. Sur le diagramme de classification des pyroxènes (Morimoto *et al.*, 1988), ces minéraux, de cristallisation tardive, se situent dans le domaine des augites et sont proches de la limite du champ des diopsides (Fig.IV.19). Ces pyroxènes montrent des teneurs relativement élevées en Na_2O (0.18 à 0.68%) et TiO_2 (0.91 à 1.17%).

Dans les basaltes à phénocristaux d'olivine, plagioclase et pyroxène des coulées massives et prismatiques, le pyroxène cristallise sous forme de phénocristaux qui se regroupent parfois en agrégats, de microphénocristaux et de microlites dans la mésostase. Ils sont habituellement relativement bien conservés. Ce sont des augites selon la classification de Morimoto *et al* (1988) et dans le diagramme Wo-En-Fs (Fig.IV.19), ils sont situés à proximité du domaine du diopside (Fig.IV.19). La composition des phénocristaux est relativement homogène ($Wo_{37-45}En_{35-50}Fs_{10-25}$). Celle des microlites ne diffère pas de cette composition de façon significative ($Wo_{42-45}En_{45-46}Fs_{11-13}$). Parmi, tous les échantillons étudiés, un seul (MI56, coulée massive) a montré des variations de composition entre les coeurs et les périphéries de phénocristaux et les microlites. On constate, en effet, un appauvrissement en calcium

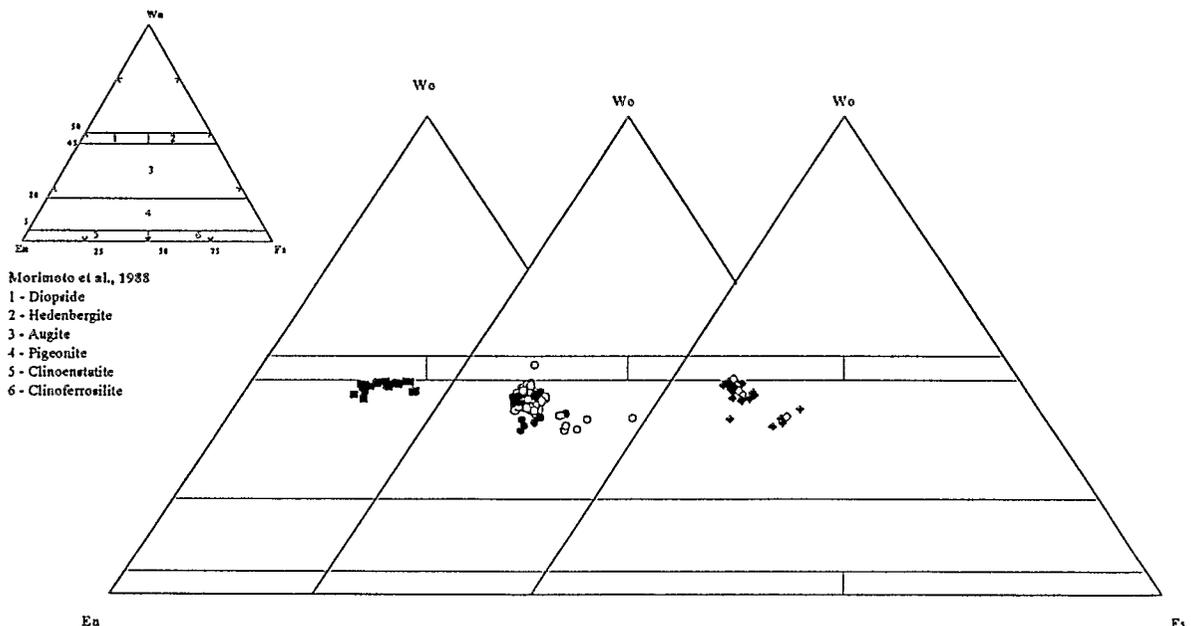


Fig.IV.19. : Diagrammes de classification des clinopyroxènes des différents types de basalte de la Formation Santiago (Morimoto *et al.*, 1988). Carrés = basaltes en coussins (microlites) ; cercles : coulées massives ; losanges : coulées prismatiques, symboles pleins : coeurs de phénocristaux, symboles vides ; bordures de phénocristaux, symboles gris : microlites et microphénocristaux.

associé à une augmentation de la teneur en fer lorsque l'on passe du coeur vers la bordure des phénocristaux et vers les microlites

L'analyse plus détaillée de certains phénocristaux montre des variations de composition de l'ordre de 5 à 10% du composant wollastonite. Cependant, ces variations ne semblent pas suivre de tendance particulière et suggèrent plutôt des zonages de type oscillatoire. Les variations de teneur en chrome de ces minéraux ne montrent pas non plus d'évolution clairement définie. Leurs teneurs en Na_2O et TiO_2 sont nettement plus faibles que celles des pyroxènes des basaltes sans phénocristaux de pyroxènes mis en place sous forme de lave en coussins puisqu'elles varient de 0.1 à 0.5%. Ces pyroxènes sont en outre plus riches en magnésium que ceux des basaltes en coussins.

La répartition de l'aluminium entre les sites tétraédriques et octaédriques des pyroxènes est classiquement utilisée afin de distinguer les pyroxènes ayant cristallisé à haute pression de ceux formés dans des conditions de basse pression (Aoki et Kushiro, 1968 ; Pe-Piper et Jansa, 1988 ; Pradal, 1990 ; Paz-Moreno, 1992). Pour établir ce diagramme, nous avons utilisé diverses méthodes pour calculer la formule structurale des pyroxènes (Vieten et Hamm, 1978 ; Papike *et al.*, 1974 ; et calcul du fer total sous forme de FeO et du fer total sous forme de Fe_2O_3) afin de d'apprécier l'influence de la méthode de calcul sur la distribution de l'Al dans les sites tétraédriques et octaédriques. Nous avons ensuite sélectionné les analyses selon les critères recommandés par Papike *et al.* (1974). Les différents critères utilisés par cet auteur sont ;

- + $\text{Si} + \text{Al}^{\text{IV}} = 2$,
- + somme des cations octaédriques (Al^{VI} , Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mn, Mg, Ti, Cr) supérieure à 0.98,
- + somme des cations octaédriques excédentaires (ceux au dessus de l'atome nécessaire au remplissage du site M1) et du calcium inférieur à 1.02,
- + remplissage du site M2 égal à 1 ± 0.02 (somme des cations octaédriques excédentaires + Na+Ca),
- + équilibre des charges à 0.02 près ($\text{Fe}^{3+} + \text{Al}^{\text{VI}} + 2\text{Ti}^{4+} + \text{Cr}^{3+} = \text{Na} (\text{M2}) + \text{Al}^{\text{IV}}$),

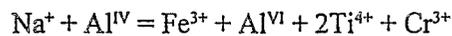
L'utilisation de ces critères a conduit dans certains cas à l'élimination de plus de 50% des analyses sonde pour établir le diagramme Al^{VI} vs Al^{IV} . D'autre part, la méthode de calcul, sans partage du fer et mettant tout le fer sous forme de Fe_2O_3 , conduisant à l'élimination de toutes les analyses n'a pas été utilisée.

L'utilisation des différentes méthodes de calcul de la formule structurale avec une répartition entre FeO et Fe_2O_3 ne semblant pas introduire de grandes variations quant à la distribution de l'aluminium, nous avons utilisé la méthode de Vieten et Hamm (1978) pour construire le diagramme Al^{VI} vs Al^{IV} . Cette méthode est recommandée par Morimoto *et al.* (1988).

Les augites des basaltes à phénocristaux d'olivine et plagioclase, de cristallisation tardive se situent dans le domaine des pyroxènes de basse pression. Par contre les clinopyroxènes des basaltes à phénocristaux d'olivine, plagioclase et pyroxène se situent à cheval entre le domaine des pyroxènes

de basse pression et celui des pyroxènes de plus haute pression (domaine des granulites et enclaves des roches basaltiques d'Aoki et Kushiro, 1968). Leur position près de la droite séparant les deux domaines suggère cependant qu'il s'agit plus de pyroxènes de basse pression. En effet, aucune évolution claire n'est observée entre les phénocristaux (coeurs et bords) et les microlites.

Une estimation de la teneur en Fe^{3+} des pyroxènes peut être réalisée en suivant la méthode de Papike *et al.* (1974). Cette estimation permet d'approcher les conditions de fugacité d' O_2 régnant au moment de la cristallisation de ces minéraux (Pradal, 1990 et références à l'intérieur). L'équation permettant d'estimer la teneur en Fe^{3+} est la suivante :



Sur le diagramme $\text{Na}^+ + \text{Al}^{\text{IV}}$ vs $\text{Al}^{\text{VI}} + 2\text{Ti}^{4+} + \text{Cr}^{3+}$ (Fig.IV.21), la droite matérialise la présence de Fe^{3+} dans le pyroxène. Les points situés au dessus de cette droite indiquent la présence de fer trivalent dans les minéraux, ce qui indique des conditions de fugacité d' O_2 élevées (Papike *et al.* 1974 *in* Pradal, 1990). Pour la Formation Santiago, tous les points sont situés au dessus de la droite, ce qui suggère que les pyroxènes ayant cristallisé dans les laves de cette formation se sont formés sous des conditions de $f\text{O}_2$ élevées.

Les pyroxènes sont fréquemment utilisés afin de déterminer le cadre géodynamique dans lequel les laves hôtes se sont mises en place. Ainsi, Leterrier *et al.* (1982) utilisent les teneurs en Cr, Ti, Al Ca et Na des phénocristaux de pyroxène pour discriminer les basaltes tholéiitiques, calco-alcalins et alcalins, orogéniques ou anorogéniques. Cependant, afin d'éviter les problèmes de taux de refroidissement plus ou moins élevés des laves entraînant des variations de composition chimique (Mével et Velde, 1976 ; Coish et Taylor, 1979), seuls les coeurs de phénocristaux doivent être utilisés. Les pyroxènes de cristallisation tardive des basaltes à phénocristaux d'olivine et plagioclase ont, de ce fait, été écartés pour l'utilisation de ce diagramme. De même, les analyses correspondant aux bordures de phénocristaux et aux microlites des basaltes à phénocristaux d'olivine, plagioclase et clinopyroxènes n'ont pas été choisis pour ce diagramme.

Les teneurs en Cr, Ti, Al, Ca et Na des coeurs de phénocristaux indiquent une affinité orogénique, à tendance tholéiitique pour les laves à phénocristaux d'olivine, plagioclase et clinopyroxène épanchées sous forme de coulée massive (Fig.IV.22). Les laves à phénocristaux d'olivine, clinopyroxène et plagioclase à débit prismatique de la Formation Santiago sont situées à proximité de la limite entre domaines des laves tholéiitiques et calco-alcalines. On constate en outre, que les pyroxènes de ces basaltes ont des teneurs en Cr+Ti élevées qui placent certaines analyses dans le domaine des roches non orogéniques.

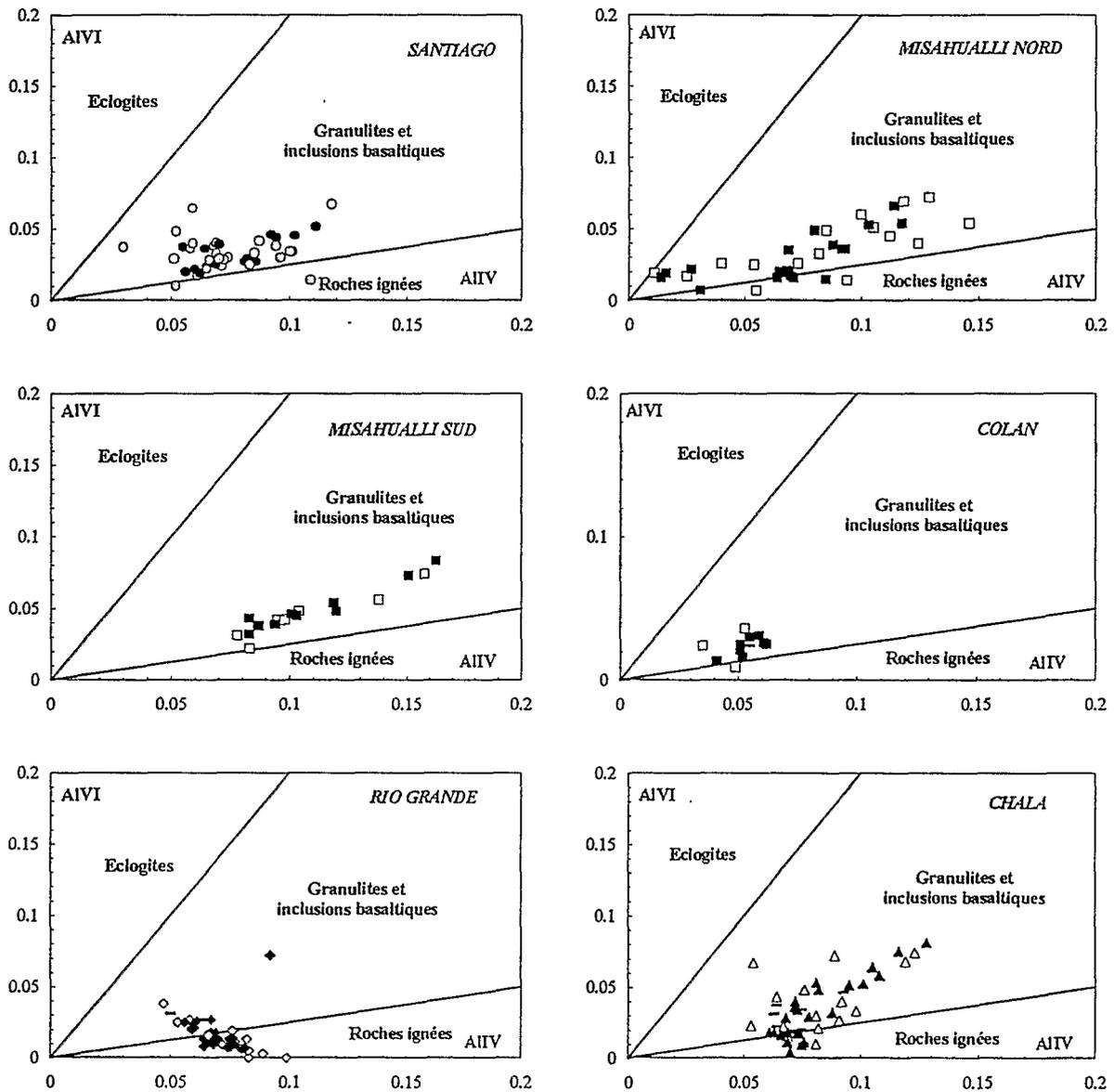


Fig.IV.20. : Diagrammes Al^{VI} en fonction de Al^{IV} des clinopyroxènes des laves des différentes formations (d'après Aoki et Kushiro, 1968). Symboles noirs = coeurs de phénocristaux ; symboles blancs = bordures de phénocristaux ; symboles gris = microlites ; traits = cristaux globuleux inclus dans les plagioclases poecilites.

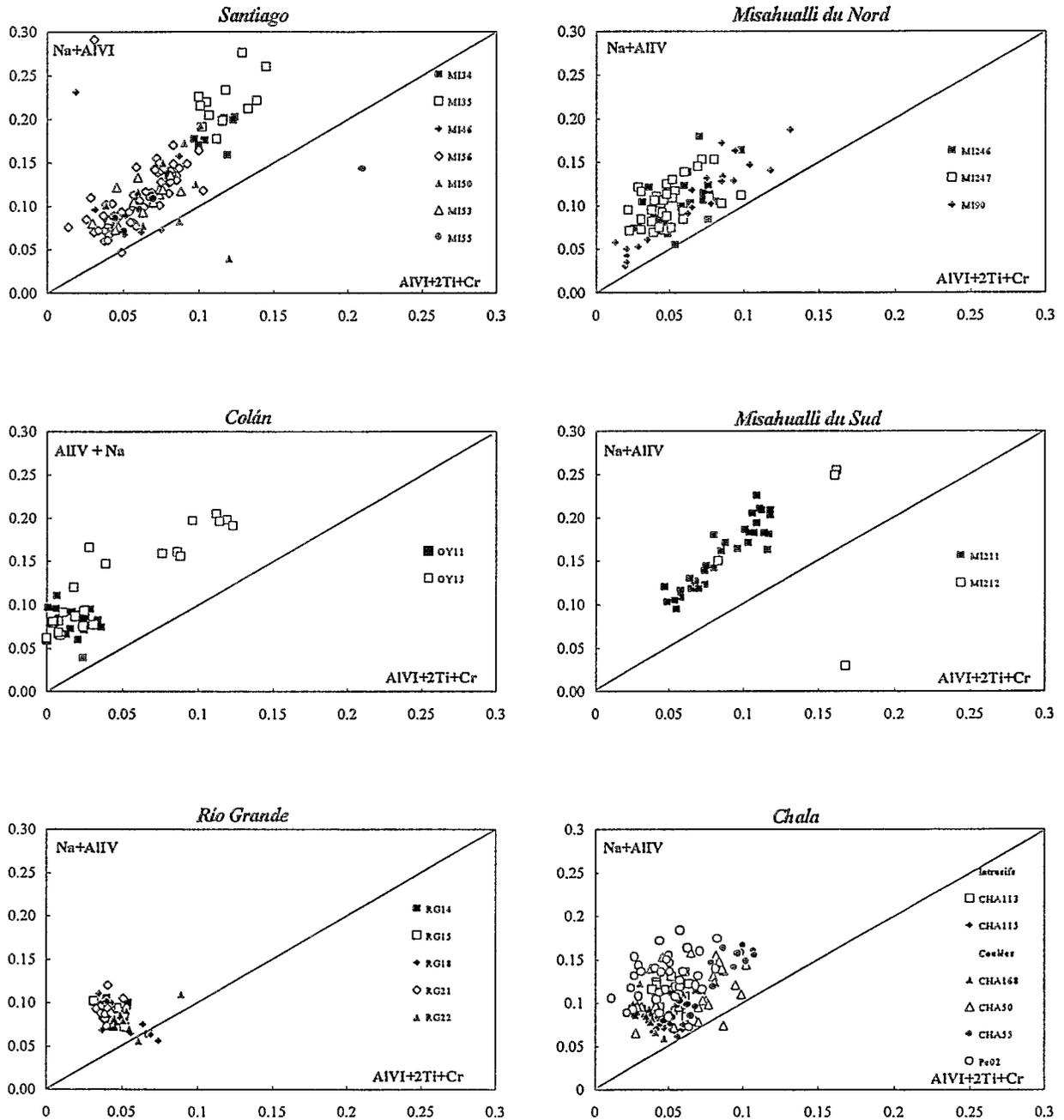


Fig.IV.21. : Diagrammes Na + Al^{IV} en fonction de Al^{VI}+2Ti+Cr des clinopyroxènes des laves des différentes formations (d'après Papike *et al.*, 1974). Les différents symboles correspondent à différents échantillons dans chaque formation sans distinction de position de l'analyse dans un cristal.

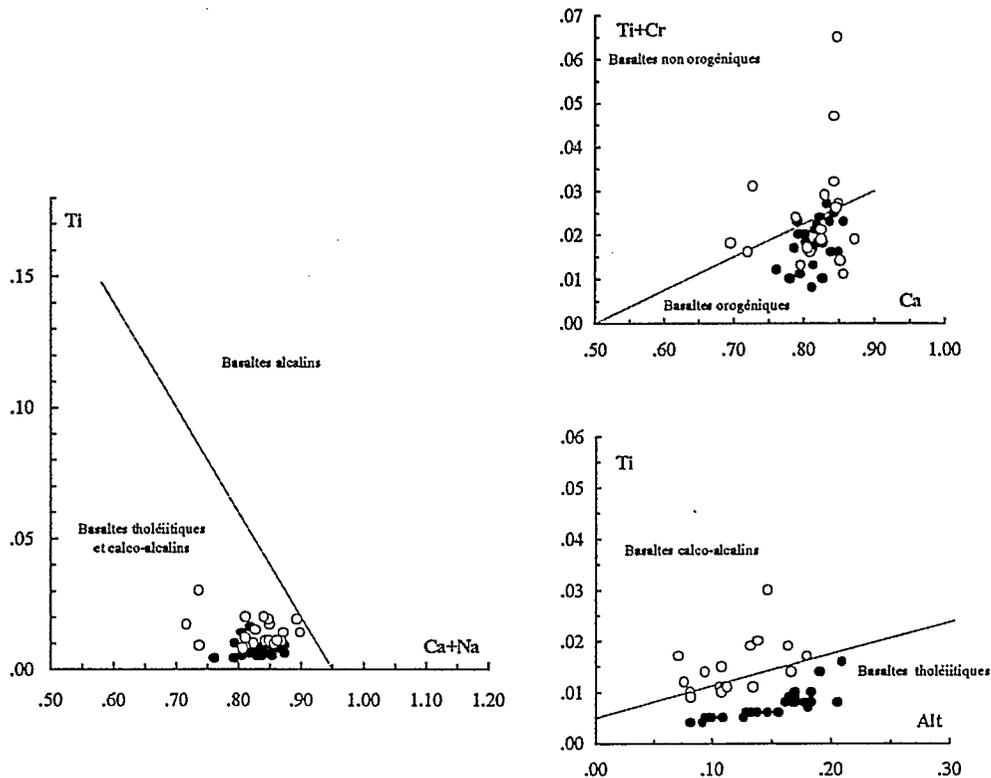


Fig.IV.22 : Position des coeurs de phénocristaux de pyroxènes des basaltes de la Formation Santiago dans les diagrammes discriminants de Letterrier *et al.*, (1982). Cercles pleins : coulées massives ; cercles vides : coulées prismatiques.

III.2. Les clinopyroxènes des laves de la Formation Misahualli (Orienté Nord et Sud d'Equateur).

Les pyroxènes présents dans les laves de la Formation Misahualli ont été analysés dans des échantillons provenant des régions Nord et Sud de l'Equateur. Les analyses ont porté sur deux basaltes andésitiques (MI246 et MI247) et une andésite (MI90) de la région Nord et sur deux basaltes de la région Sud (MI155 et MI211). Quelques analyses ont également été faites sur des reliques de clinopyroxènes d'un basalte très altéré de la région Sud (MI212).

Dans les basaltes andésitiques à phénocristaux de plagioclase et deux pyroxènes, les pyroxènes apparaissent sous forme de phénocristaux (1.2 x 0.7 mm), contenant parfois de nombreuses inclusions, et des microlites. D'autre part, ces basaltes comportent deux générations de pyroxène. Un premier type est complètement altéré et ne subsiste qu'à l'état de fantôme reconnaissable uniquement à sa morphologie. Ce premier type de phénocristaux est suivi par une seconde génération qui est parfaitement conservée. On observe fréquemment le premier type de pyroxène complètement pseudomorphosé entouré d'une couronne de pyroxène appartenant probablement à la seconde génération.

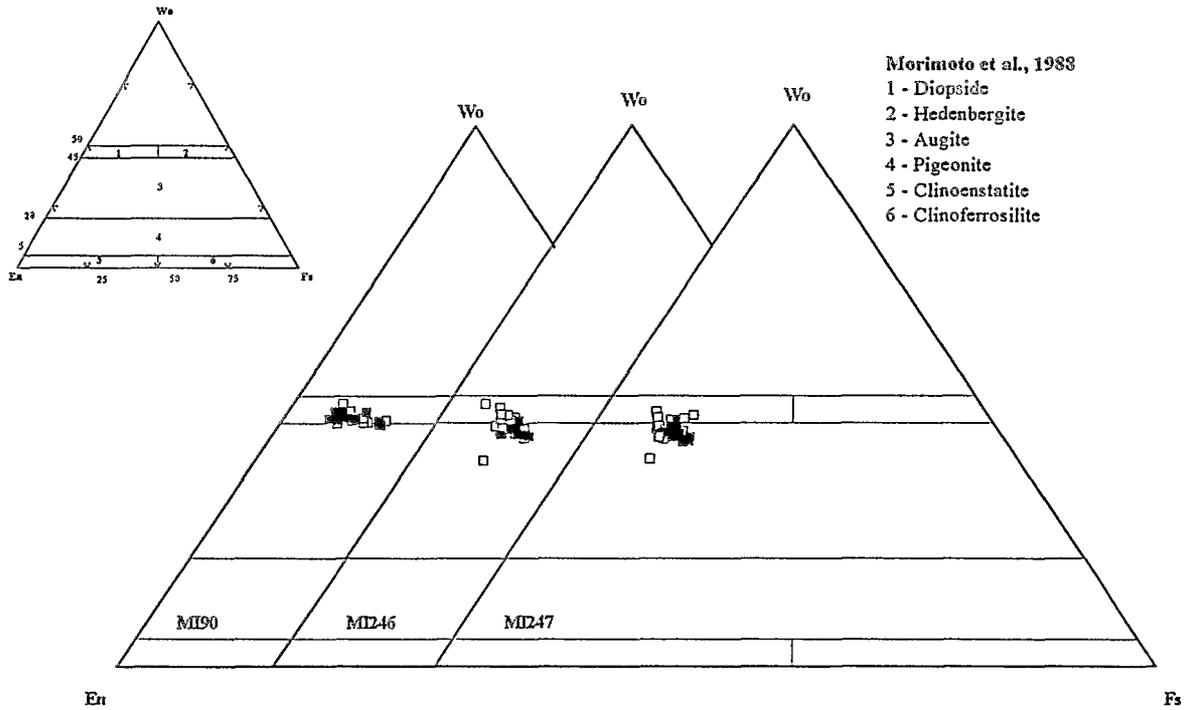


Fig.IV.23. : Diagrammes de classification Wo-En-Fs des clinopyroxènes de basaltes andésitiques (MI246 et MI247) et d'andésite (MI90) de la Formation Misahualli du Nord (Morimoto *et al.*, 1988). Carrés pleins : coeurs de phénocristaux, carrés vides ; bordures de phénocristaux, carrés gris : microlites et microphénocristaux.

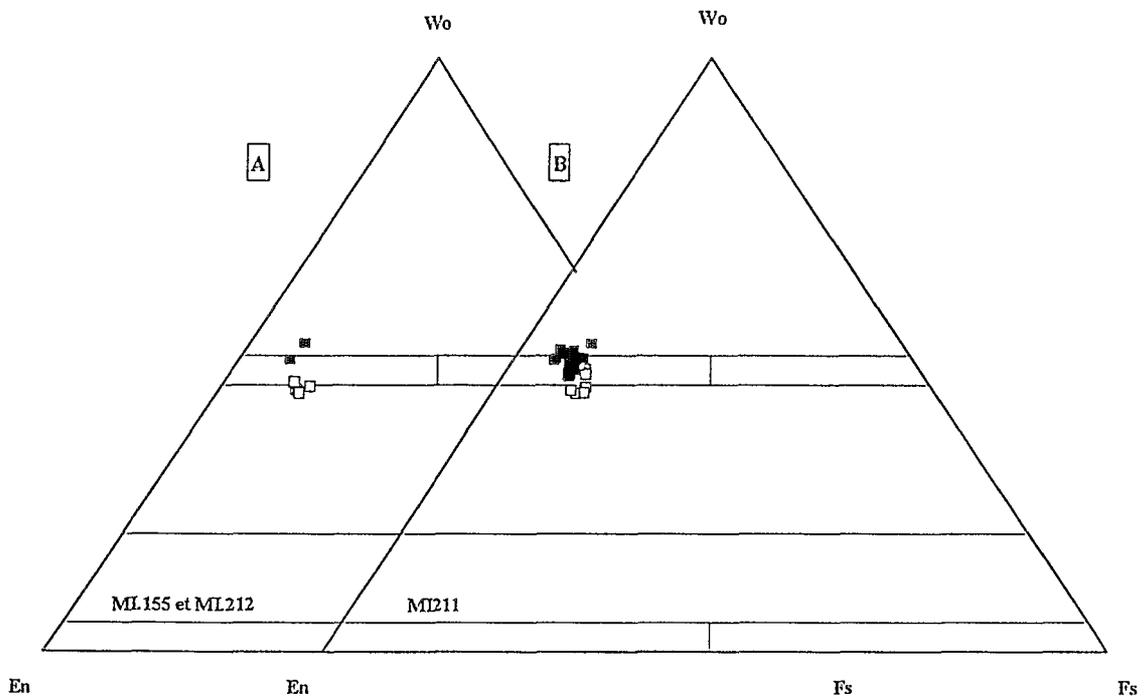


Fig.IV.24. : Diagrammes de classification Wo-En-Fs des clinopyroxènes (Morimoto *et al.*, 1988) des basaltes andésitiques de la Formation Misahualli du Sud. A : échantillons MI155 : carrés blancs : et MI212 carrés noirs, B : carrés pleins : coeurs de phénocristaux, carrés vides : bordures de phénocristaux..

Les phénocristaux de pyroxène présents dans les basaltes andésitiques de la Formation Misahualli du Nord sont des augites très calciques et des diopsides selon la classification de Morimoto *et al.* (1988). Sur le diagramme Wo-En-Fs (Fig.IV.23), ils se situent à la limite entre les domaines des augites et des diopsides. Les périphéries de ces cristaux ($Wo_{42-48}En_{43-46}Fs_{8-15}$) ne montrent pas de variations systématiques de composition par rapport aux coeurs de phénocristaux ($Wo_{41-46}En_{43-46}Fs_{10-15}$). Les couronnes de pyroxènes situées autour de coeurs altérés ont également la même composition que les phénocristaux non altérés ($Wo_{43-48}En_{43-47}Fs_{5-11}$). La composition des microlites ne diffère pas non plus de celle des phénocristaux ($Wo_{38-46}En_{40-52}Fs_{9-13}$).

Les pyroxènes d'une roche andésitique de la Formation Misahualli Nord (0.3 mm de diamètre maximum), ont été analysés (MI90) à la microsonde. Il s'agit d'augite calcique à la limite du domaine du diopside (Fig.IV.1.23), d'après la classification de Morimoto *et al.*, (1988). Aucune zonation chimique n'a pu être mise en évidence et coeurs et bordures de phénocristaux montrent des compositions très semblables ($Wo_{44-45}En_{40-45}Fs_{11-15}$ pour les coeurs et $Wo_{44-45}En_{40-47}Fs_{9-15}$ pour les bordures).

Dans la Formation Misahualli du Sud, les pyroxènes (1.2 mm de diamètre) analysés sont en général plus calciques que les clinopyroxènes de la région Nord. Ils sont situés majoritairement dans le domaine du diopside du diagramme Wo-En-Fs (Fig.IV.24). Les coeurs des cristaux sont des diopsides ($Wo_{45-48}En_{36-43}Fs_{12-14}$) et les bordures de ces cristaux ($Wo_{42-47}En_{40-43}Fs_{12-16}$) se situent à la limite des domaines de l'augite et du diopside.

Plusieurs "traversées" de différents cristaux ont été réalisées lors de l'étude microsonde des différents échantillons analysés. Ils révèlent des variations de composition en Wo de l'ordre de 2 à 3% pour les échantillons provenant de la Formation Misahualli du Nord. Ces variations semblent plutôt correspondre à un zonage de type oscillatoire. Dans d'autres cristaux, les bordures sont appauvries en calcium. Un seul échantillon (MI211) provenant de la région Sud a fait l'objet de telles analyses pour la Formation Misahualli du Sud. Dans cet échantillon, les cristaux semblent s'appauvrir en calcium vers la bordure de façon plus systématique. De plus, les variations de composition sont de l'ordre de 2 à 7% Wo pour un seul cristal.

La distribution de l'aluminium entre les sites tétraédriques et octaédriques semble indiquer des conditions de basse pression lors de la cristallisation des pyroxènes de la Formation Misahualli. En effet, ils se répartissent majoritairement dans le domaine des roches magmatiques du diagramme Al^{VI} vs Al^{IV} de Aoki et Kushiro (1968). Cependant de nombreuses analyses se situent dans le domaine des pyroxènes de plus haute pression (Fig.IV.20).

L'estimation de la teneur en Fe^{3+} de ces pyroxènes suggère qu'ils ont cristallisé sous des conditions de fugacité d'oxygène relativement élevées (Fig.IV.21).

Pour les échantillons provenant du Nord de l'Equateur (MI90, MI246, MI247), les teneurs en Cr, Ti, Na, Ca et Al (Leterrier *et al.*, 1982) des coeurs de phénocristaux de clinopyroxènes suggèrent que les basaltes hôtes ont un affinité orogénique sans qu'il soit possible de déterminer si les laves sont calco-alcalines ou tholéiitiques (FigIV.25). En effet, les teneurs en Ti de ces minéraux sont telles que dans le diagramme permettant de discriminer les pyroxènes de basaltes tholéiitiques des pyroxènes de laves calco-alcalines, les points représentatifs des analyses se situent sur la droite séparant les deux domaines. Pour les basaltes de la région Sud, une affinité orogénique tholéiitique pour les laves hôtes semble plus évidente.

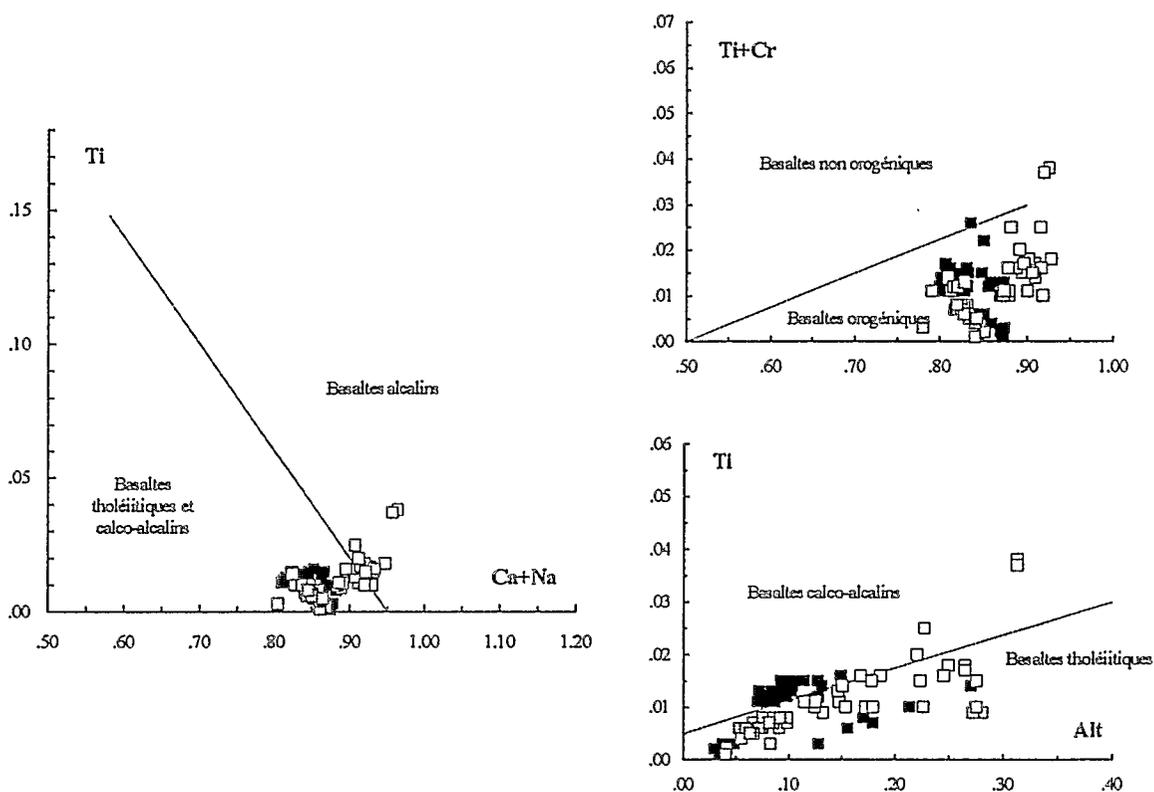


Fig.IV.25. : Position des coeurs de phénocristaux de pyroxènes des Formations Misahualli du Nord, Misahualli du Sud et Colán dans les diagrammes discriminants de Leterrier *et al.*, (1982). Carrés pleins : Misahualli du Nord, carrés vides Fm Misahualli du Sud, carrés gris : Fm Colán.

III.3. Les clinopyroxènes des laves de la Formation Colán (Nord du Pérou).

Le clinopyroxène de deux basaltes à phénocristaux de plagioclase et deux pyroxènes de la Formation Colán a été analysé. Il se présente sous forme de phénocristaux (1.5-1.8 x 1.2 mm), parfois corrodés incluant des minéraux opaques, de microlites et d'inclusions dans les plagioclases poecilites. Ces clinopyroxènes sont des augites se situant à la limite du domaine des diopsides dans le diagramme

Wo-En-Fs (Fig.IV.26) de classification des pyroxènes de Morimoto *et al.* (1988). Aucune différence chimique n'a pu être mise en évidence entre les différents types de cristaux. Les bordures des cristaux et les inclusions dans les plagioclases poecilitiques ont la même composition ($Wo_{43-45}En_{41-48}Fs_{7-17}$) alors que celle des coeurs de phénocristaux est $Wo_{41-46}En_{41-46}Fs_{9-18}$. Dans le diagramme de Letierrier *et al.* (1982), où seules les analyses des coeurs de pyroxènes ont été reportées (Fig.IV.25), les pyroxènes des basaltes analysés se situent dans les domaines des pyroxènes des laves orogéniques à tendance plutôt tholéiitique. Les teneurs en Cr_2O_3 et TiO_2 sont peu élevées (respectivement 0 à 0.11% et 0.05 à 0.43%). De même que pour les laves de la Formation Misahualli le partage entre Al^{IV} et Al^{VI} suggère des conditions de cristallisation à basse pression (Fig.IV.20). La teneur en Fe^{3+} estimée à partir de l'équation de Papike *et al.* (1974) semble indiquer des conditions de relativement haute fugacité d' O_2 (Fig.IV.21).

La traversée de quelques phénocristaux de clinopyroxènes de la Formation Colán à la microsonde n'a pas révélé de variations d'amplitude importante de leur composition.

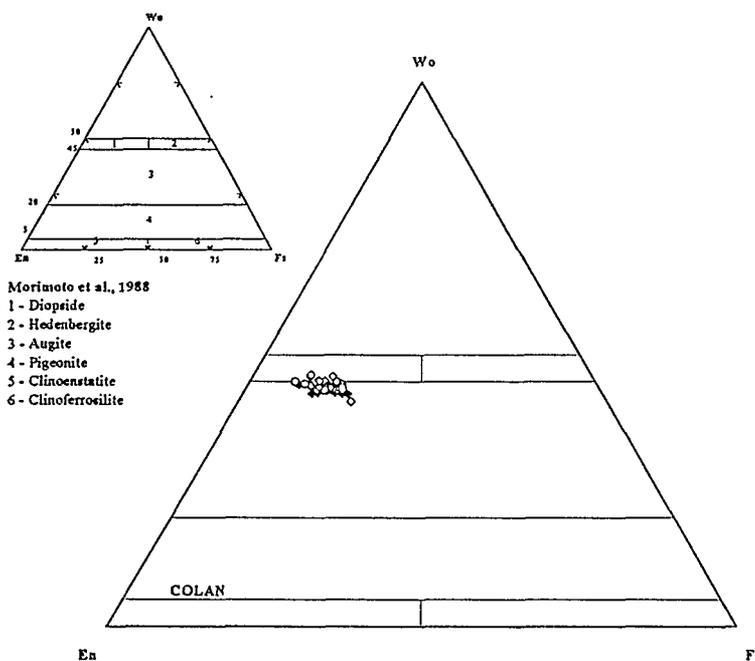


Fig.IV.26. : Diagramme de classification Wo-En-Fs (Morimoto *et al.*, 1988) pour les pyroxènes des basaltes andésitiques de la Formation Colán. Symboles pleins : coeurs de phénocristaux ; symboles vides : bordures de phénocristaux ; symboles gris : microlites.

III.4. Les clinopyroxènes des laves de la Formation Río Grande (Sud du Pérou).

Les clinopyroxènes de plusieurs coulées basaltiques à olivine, plagioclase et clinopyroxène de la Formation Río Grande ont été analysés à la microsonde (RG14, 15, 18, 21 et 22). Ils apparaissent sous forme de phénocristaux (6.3 x 5 mm), de microlites et d'inclusions dans les phénocristaux de plagioclases. Les pyroxènes des échantillons correspondant aux sommets et bases de coulées sont fréquemment pseudomorphosés, notamment par de la chlorite et de la calcite. Ceux des centres de

coulées sont le plus souvent dépourvus d'altération. Aucune variation significative de composition n'a pu être mise en évidence dans les microlites, les phénocristaux (bordures et coeurs) ou dans les inclusions (Fig.IV.27). Tous ces minéraux sont des augites (Fig.IV.27). La composition générale des coeurs de phénocristaux est $Wo_{36-43}En_{40-47}Fs_{9-23}$ et celle des bordures de phénocristaux $Wo_{35-38}En_{41-46}Fs_{14-22}$. La composition des microlites ($Wo_{37-40}En_{41-46}Fs_{14-19}$) et celle des "inclusions plagioclasiques" ($Wo_{35-48}En_{42-45}Fs_{17-21}$) ne diffèrent pas de manière significative de celle des phénocristaux. Coeurs et bordures de phénocristaux sont relativement pauvres en TiO_2 (0.4 à 0.7%) et en Na_2O (0-0.7%). Seules les teneurs en Ca, Na, Al, Ti et Cr des coeurs de phénocristaux ont été prises en compte pour l'établissement des diagrammes de Leterrier *et al.* (1982). La position des analyses dans ces diagrammes suggère que les clinopyroxènes des laves de la Formation Río Grande appartiennent à des laves orogéniques calco-alkalines (Fig.IV.28).

La répartition de l'aluminium en sites tétraédriques et octaédriques, montre qu'en général les analyses des pyroxènes sélectionnés se situent dans le domaine des pyroxènes ayant cristallisé dans des conditions de basse pression (Fig.IV.20). L'estimation de leur teneur en Fe^{3+} semble indiquer qu'ils ont cristallisé sous des conditions de fugacité d'oxygène importantes (Fig.IV.21).

L'analyse détaillée de quelques cristaux à la microsonde n'a pas montré de variation systématique de la teneur en pourcentage de wollastonite de ces laves. Le chrome ne varie pas non plus de façon cohérente bien que dans quelques cristaux il semble être moins concentré dans les bordures. Les teneurs en Cr de ces minéraux sont cependant très faibles puisque les valeurs du Cr_2O_3 ne dépassent en général pas 0.08%.

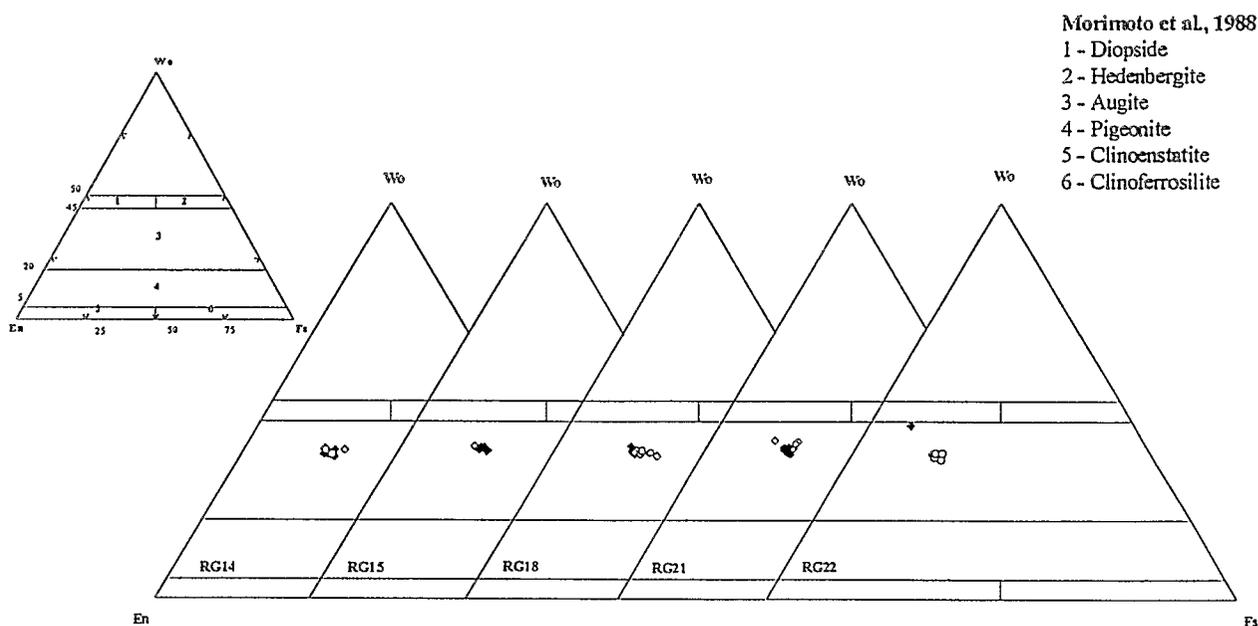


Fig.IV.27. : Diagrammes de classification des clinopyroxènes des basaltes andésitiques de la Formation Río Grande (Morimoto *et al.*, 1988). Losanges pleins : coeurs de phénocristaux, losanges vides ; bordures de phénocristaux, losanges gris : microlites et microphénocristaux, cercles blancs : cristaux inclus dans les plagioclasses poecilitiques.

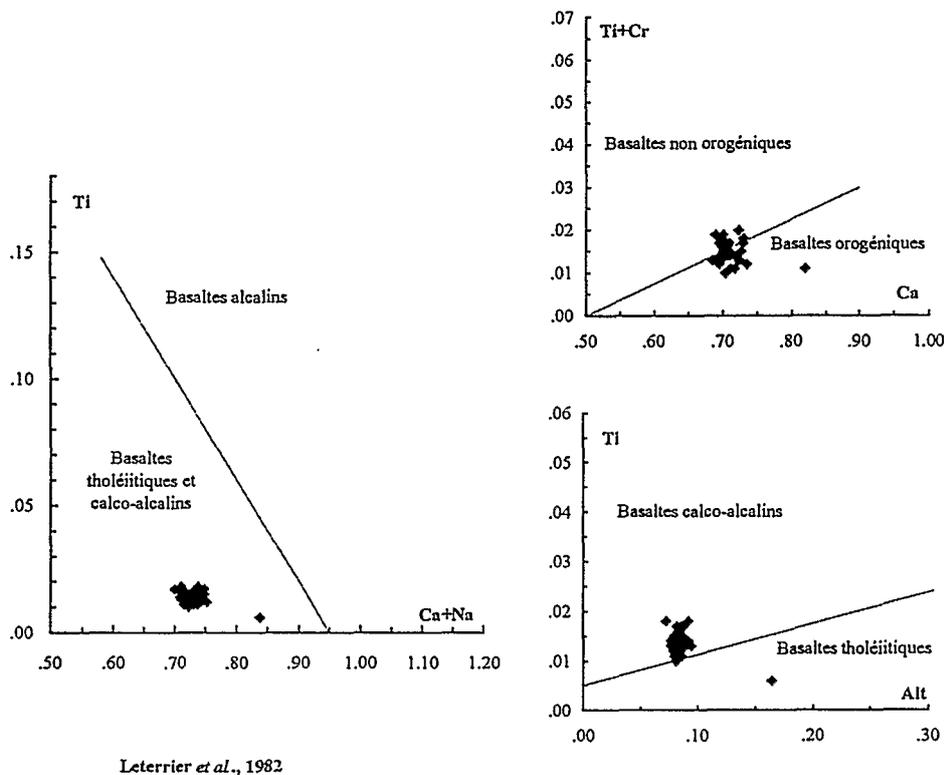


Fig.IV.28. : Position des coeurs de phénocristaux de pyroxènes des basaltes andésitiques de la Formation Río Grande dans les diagrammes discriminants de Letterrier *et al.*, (1982) Alt = aluminium total.

III.5. Les clinopyroxènes des laves de la Formation Chala (Sud du Pérou).

Le clinopyroxène frais apparaît dans de rares échantillons de basalte andésitique intrusif appartenant à la Formation Chala où il est fréquemment pseudomorphosé. Seules quelques reliques ont été analysées à la microsonde. Il s'agit d'une augite dont la composition évolue peu (Fig.IV.30. ; $Wo_{36-44}En_{45-49}Fs_{10-20}$) pour les phénocristaux. De petites inclusions augitiques apparaissent également dans le coeur de phénocristaux de plagioclases poecilites. Leur composition ne diffère pas vraiment de celle des phénocristaux ($Wo_{37-40}En_{46-48}Fs_{13-17}$). Les teneurs en Ca, Na, Al, Ti et Cr (Fig.IV.31) des coeurs de phénocristaux sont caractéristiques de pyroxènes de laves orogéniques calco-alcalines (Letterrier *et al.*, 1982).

Le clinopyroxène de composition augitique ($Wo_{34-43}En_{43-55}Fs_{5-22}$) constitue le minéral ferromagnésien prédominant des coulées de basaltes andésitiques jurassiques de la région de Chala. Il est présent sous forme de phénocristaux (0.5 - 2 x 1 mm), parfois groupés en glomérules, de microlites et d'inclusions dans les plagioclases poecilite. Sa composition ne varie que très peu en fonction de son habitat (Fig.IV.29). Ce pyroxène est relativement pauvre en TiO_2 (0.1-0.6%). La teneur en Cr_2O_3 des phénocristaux de deux sur les trois échantillons analysés est faible (généralement < 0.1%) mais dans le troisième échantillon (CHA50), elle est élevée (entre 0.5 et 1%). De façon générale, il semble que les inclusions de pyroxène dans les plagioclases soient pauvres en chrome (valeurs très proches de 0%).

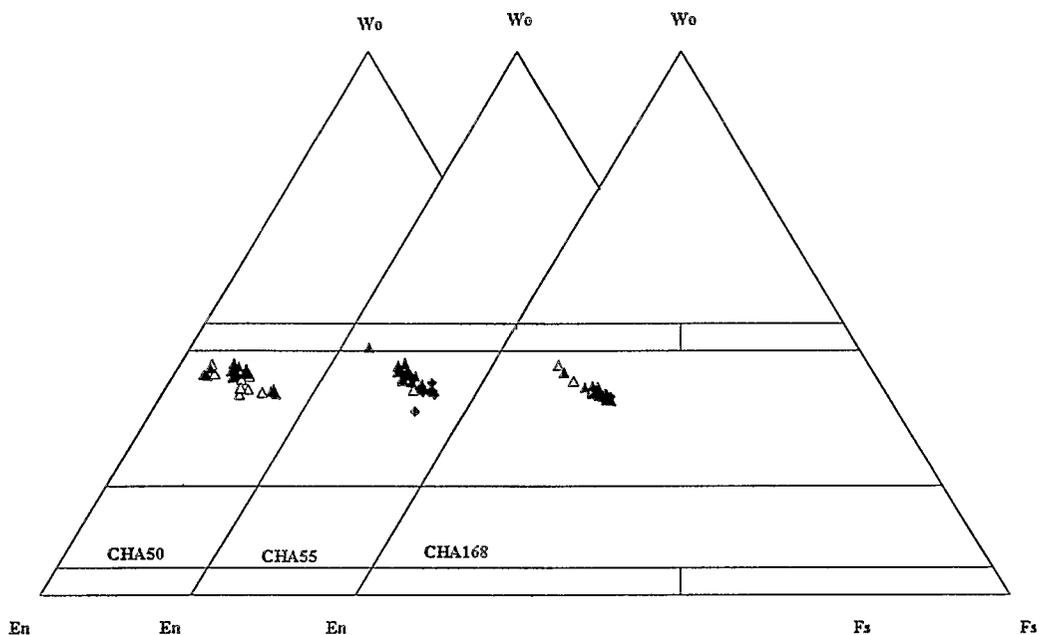


Fig.IV.29. : Diagrammes de classification des clinopyroxènes des basaltes andésitiques de la Formation Chala mis en place sous forme de coulées (Morimoto *et al.*, 1988). Triangles pleins : coeurs de phénocristaux, triangles vides : bordures de phénocristaux, triangles gris : microlites et microphénocristaux, losanges : inclusions.

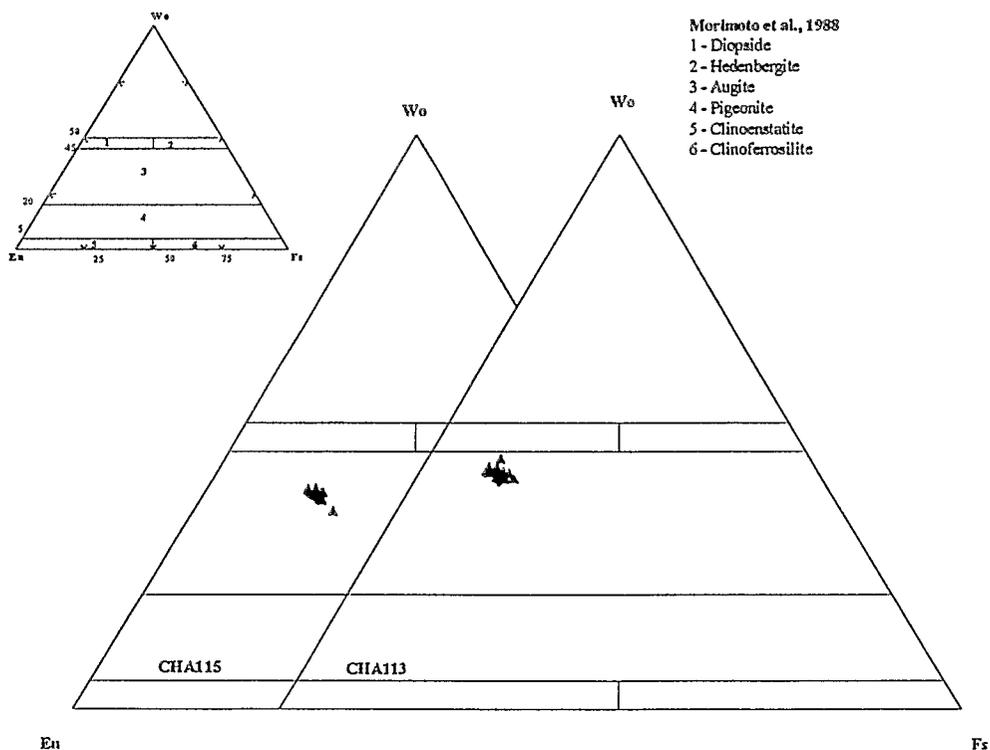


Fig.IV.30. : Diagrammes de classification des clinopyroxènes des basaltes andésitiques intrusifs de la Formation Chala (Morimoto *et al.*, 1988). Triangles pleins : coeurs de phénocristaux, triangles vides : bordures de phénocristaux, triangles gris : microlites et microphénocristaux, losanges : inclusions.

Dans les diagrammes de Leterrier *et al.* (1982) où seules les analyses de coeurs de phénocristaux ont été reportées (Fig.IV.31), elles sont situées dans les domaines des pyroxènes de laves orogéniques calco-alcalines ou tholéïtiques. En effet, leur position, très proche de la droite séparant les deux champs, dans le diagramme Ti vs Al, ne permet pas d'établir de discrimination entre ces deux types de laves.

Les variations de composition à l'intérieur des phénocristaux de clinopyroxène montrent des différences de l'ordre de 4% à l'intérieur d'un même cristal. Le plus souvent on constate une diminution de la teneur en wollastonite vers la bordure (zonage normal). Dans d'autres cristaux (Fig.IV.32), on observe des variations d'amplitude relativement importante (4 à 6 %) de type oscillatoire (éch. CHA50). Ces variations correspondent également à des différences de la teneur en Cr. Les variations de la teneur en calcium vers la périphérie des cristaux peuvent être mises en corrélation avec celles du Cr.

Les teneurs en Al^{IV} et Al^{VI} de ces pyroxènes sont comme pour toutes les séries étudiées plutôt typiques de cristallisation sous des conditions de basse pression bien que quelques analyses se localisent dans le champ des pyroxènes de haute pression (Fig.IV.20).

La teneur en Fe³⁺ correspondrait ici encore à des conditions de fugacité d'oxygène élevée (Fig.IV.21)

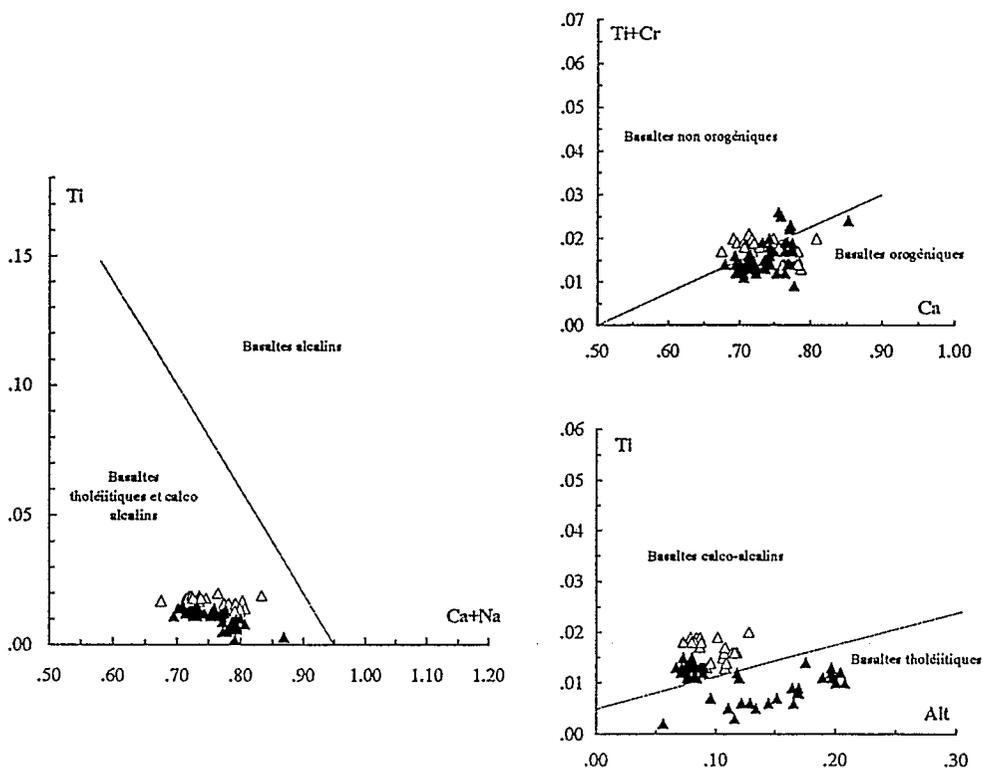
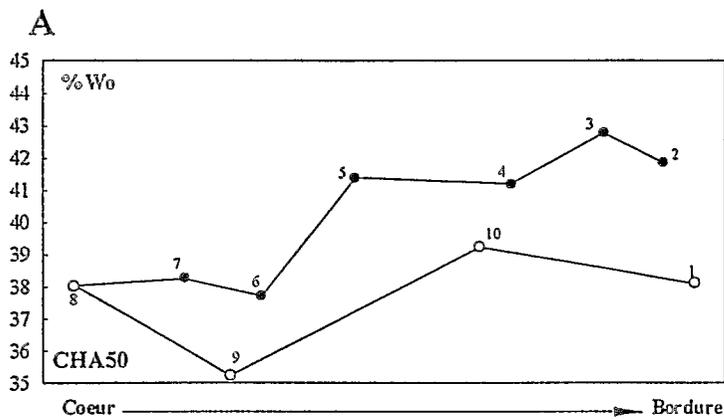


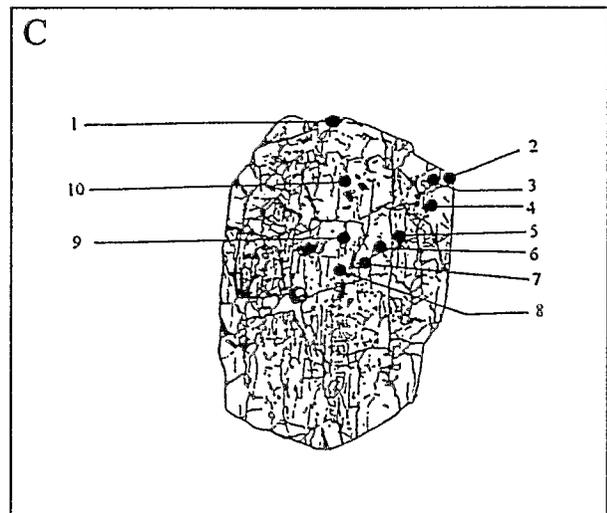
Fig.IV.31. : Position des coeurs de phénocristaux de pyroxènes des basaltes andésitiques de la Formation Chala dans les diagrammes discriminants de Leterrier *et al.*, (1982). Triangles pleins : coulées ; triangles vides intrusifs.



B

Type	An n°	Wo	En	Fs
PYb	1	38.09	47.39	14.52
PYb	2	41.86	49.92	8.22
PYb	3	42.78	50.38	6.84
PYb/c	4	41.19	43.88	14.93
PYb/c	5	41.39	46.98	11.63
PYc	6	37.71	40.67	21.62
PYc	7	38.25	43.71	18.04
PYc	8	38.04	45.4	16.55
PYc	9	35.22	40.87	23.91
PYb/c	10	39.23	42.34	18.42

Fig.IV.32. : Variations de composition d'un phénocrystal d'augite dans un basalte andésitique de la Formation Chala. A : Diagramme montrant ces variations de composition en fonction de la position dans le cristal. B : Composition en terme des composantes wollastonite-ferrosilite et enstatite de ce cristal, C : Schéma du cristal analysé (les cercles noirs correspondent aux analyses sonde).



III.6. Conclusions partielles sur les pyroxènes.

- Les clinopyroxènes des différentes formations volcaniques jurassiques équatoriennes et péruviennes sont en général des augites ou des diopsides cristallisant sous forme de phénocristaux, à l'exception des pyroxènes présents dans les basaltes en coussins de la Formation Santiago (microlites seulement) et de microlites.

- Ces pyroxènes ont une composition chimique typique de pyroxènes appartenant à des laves de zones orogéniques. La plupart de ces minéraux auraient cristallisé dans des laves d'affinité tholéiitique si l'on se réfère aux diagrammes discriminants de Leterrier *et al.* (1982). Cette affinité tholéiitique demandera à être confrontée aux résultats de la géochimie des roches totales (voir chapitre VI).

- Ces cristaux présentent une teneur en Ca relativement élevée mais il faut remarquer que la tendance observée pour les plagioclases (richesse en K_2O typique de laves riches en potassium) n'est pas suivie par les pyroxènes. En effet, les pyroxènes présents associés aux plagioclases les plus riches en orthose ne sont pas particulièrement riches en composante wollastonite, ce qui est généralement le cas pour des roches riches en K_2O (Gill, 1981).

IV. L'AMPHIBOLE.

L'amphibole est un minéral qui n'apparaît que dans les laves relativement différenciées (andésites à dacites) des Formations Misahualli et Colán. Elle est absente de toutes les autres formations étudiées.

Dans la plupart des échantillons, elle est complètement transformée et ne persiste (souvent que partiellement) que dans de rares échantillons.

Dans la Formation Misahualli, deux échantillons à amphiboles ont pu être analysés à la microsonde. Le premier (MI90), de nature andésitique a été échantillonné au nord du pays. Le second provient d'une dacite (MI210) de la région de Zamora.

Dans l'andésite (MI90) provenant du Nord de l'Oriente équatorien, l'amphibole coexiste avec des phénocristaux de clinopyroxène. Elle apparaît sous forme de phénocristaux xénomorphes (0.7 x 1.2 mm) montrant probablement des bordures de résorption. En effet, il s'agit de cristaux anguleux à formes très irrégulières, bordés par une zone composée de minéraux d'altération constituée d'albite, chlorite et titanite. Dans cet échantillon, l'amphibole est très peu pléochroïque et inclut des apatites allongées automorphes.

D'après la classification de Leake (1978), il s'agit d'une amphibole calcique ayant des compositions de pargasites, de hornblendes pargasitiques riches en fer et d'édénites (Fig.IV.33, teneurs en SiO₂ de l'ordre de 42.77 à 46.22%). Les compositions des coeurs et bordures (lorsqu'elles subsistent) n'ont révélé aucune variation significative de composition. Les teneurs moyennes de Si (formule structurale

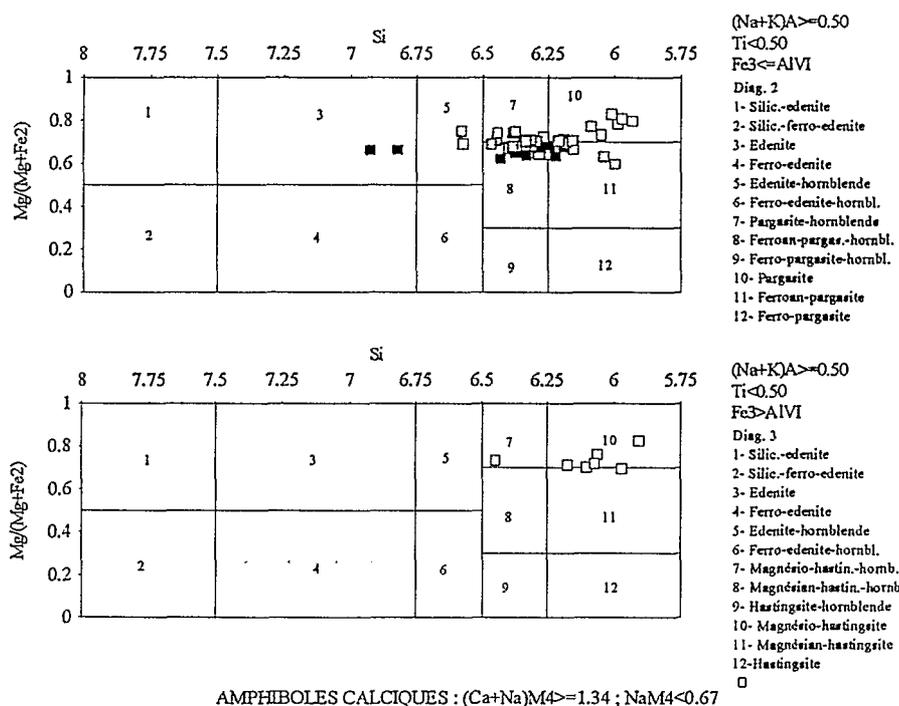


Fig.IV.33. : Diagramme de classification (Leake, 1978) pour les amphiboles des différentes formations. Carrés pleins: Misahualli du Nord (andésite MI90) ; Carrés vides : Fm Misahualli du Sud (dacite MI210) ; Carrés gris : Fm Colán (dacite OY3).

calculée sur 23 oxygènes) sont assez faibles 6.36 ce qui d'après Jakeš et White (1972) et Gill (1981) serait typique d'amphiboles de laves mises en place en contexte d'arc insulaire. Les laves de marge continentale active seraient en effet, caractérisées par amphiboles montrant des teneurs en Si supérieures à 6.5 cations (pour 23 oxygènes). De plus, la teneur en Na+K dans le site A de ces minéraux est en général supérieure à 0.5 (0.63-0.89), ce qui, d'après Gill (1981), serait un caractère commun des amphiboles de laves orogéniques et en particulier de roches de la série calco-alcaline riche en potassium.

Les amphiboles de l'échantillon MI210 du sud équatorien, sont présentes sous forme de phénocristaux automorphes (1 à 3 mm de long) à pléochroïsme vert sombre très marqué. La plupart du temps, ces amphiboles sont presque totalement transformées en phyllosilicates de type chlorite et smectite. Il ne subsiste plus que quelques fragments d'amphiboles bordés par de la chlorite. Cependant, la morphologie de ces amphiboles est souvent bien conservée.

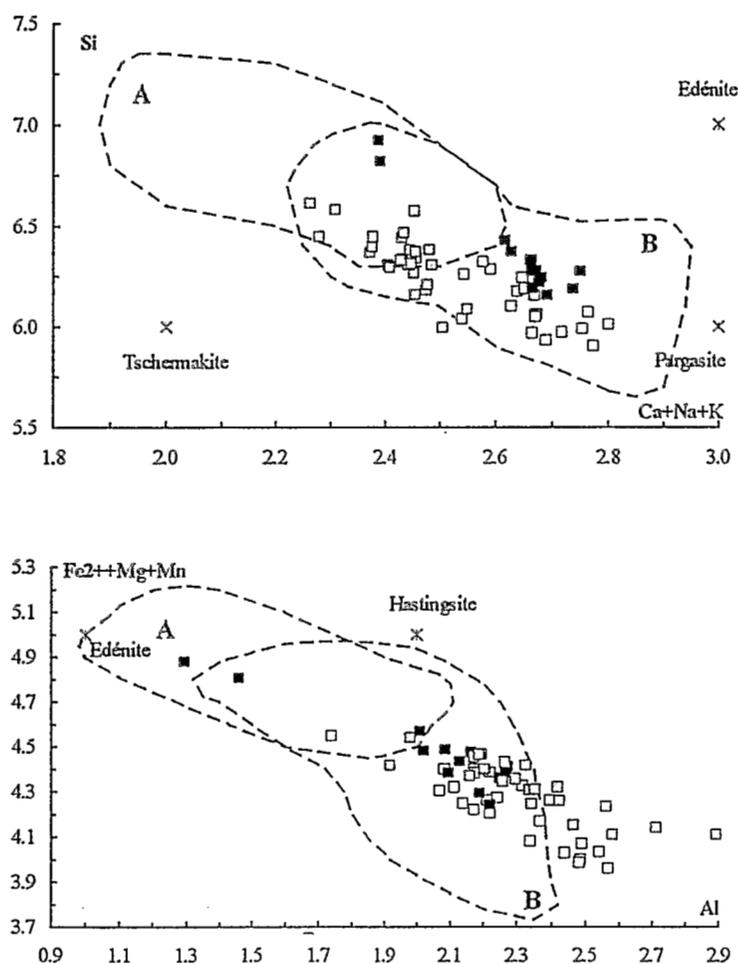


Fig.IV.34. : Position des amphiboles des laves des Formations Misahualli (Nord et Sud) et Colán dans les diagrammes Si - (Ca+Na+K) et (Fe²⁺+Mn+Mg) - Al. (A, B champs des amphiboles des laves orogéniques ; A : rhyolites et dacites Ewart, 1979 ; B : andésites, basaltes andésitiques et basaltes, Ewart, 1982). Carrés pleins : Fm Misahualli du Nord ; carrés vides : Misahualli du Sud, carrés gris : Colán.

D'après la classification de Leake (1978), il s'agit d'amphiboles calciques : pargasites, ferro-pargasites, ferro-hornblendes pargasitiques et magnésio-hastingsites prédominant (Fig.IV.33.). Ce sont des amphiboles peu siliceuses avec une composition moyenne en SiO_2 de 41.36%, ce qui correspond à des teneurs moyennes de cations Si de 6.12 cations caractéristiques d'amphiboles provenant de laves mises en place en contexte d'arc insulaire (Jakeš et White, 1972 ; Gill, 1981). Les teneurs en $(\text{Na}+\text{K})_A$ de ces minéraux sont également supérieures à 0.5 (0.65-0.85).

Les amphiboles de la Formation Colán se présentent sous forme de phénocristaux automorphes de grande taille (2.5-3.5 x 1.5 mm) et sont relativement bien conservées dans un échantillon dacitique. Cependant, une altération marquée par l'apparition de calcite se développe le long des clivages de l'amphibole. Ici encore, il s'agit d'amphiboles calciques (hornblendes pargasitiques plus ou moins riches en fer, pargasites riches en fer et pargasite selon la classification de Leake, 1978) (Fig.IV.33). Par comparaison avec les amphiboles de la Formation Misahualli, elles montrent globalement les mêmes caractéristiques : teneurs élevées en $(\text{Na}+\text{K})_A$ (0.57 à 0.77) et relativement faibles en Si (6 à 6.57 cations de Si avec une moyenne de 6.31 cations).

Les teneurs en Al^{VI} de l'ensemble des amphiboles étudiées sont faibles (comprises globalement entre 0.22 et 0.89), ce qui suggère une cristallisation sous des conditions de $\text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$ inférieures à 9 kb (Ujike et Onuki, 1976 ; Green, 1972 ; Allen et Boettcher, 1978 *in* Gill, 1981).

Ewart (1979 ; 1982) a montré qu'une relation existait entre la teneur en SiO_2 de la roche hôte et un certain nombre de cations. On constaterait un changement de composition des amphiboles avec la diminution de la teneur en SiO_2 des laves (*i.e.* ; augmentation de Si et $\text{Fe}^{2+}+\text{Mn}+\text{Mg}$ et diminution de $\text{Ca}+\text{K}+\text{Na}$ et Al). Les teneurs en Si et $\text{Ca}+\text{Na}+\text{K}$ des amphiboles des laves de la Formation Misahualli seraient plutôt typiques de roches relativement basiques alors que celles des amphiboles de la Formation Colán suggéreraient leur cristallisation dans des roches plus évoluées. Cependant, les concentrations en Al et $\text{Fe}^{2+}+\text{Mn}+\text{Mg}$ ne semblent pas suivre la même évolution que pour Si et $\text{Ca}+\text{Na}+\text{K}$ (Fig.IV.34).

V. LA BIOTITE.

La biotite est présente sous forme de microphénocristaux automorphes (1.8 x 0.8 mm) dans la plupart des dacites et rhyodacites de la Formation Misahualli où elle coexiste avec l'amphibole. Cependant, la biotite est systématiquement altérée. Deux types d'altération sont développés : la plupart des cristaux sont oxydés et des minéraux opaques les pseudomorphosent ; un autre type d'altération apparaît avec le remplacement partiel ou total de la biotite par des phyllosilicates de type chlorite/smeectite. En conséquence, la biotite n'a pu être analysée que dans un seul échantillon (MI143) où elle est partiellement pseudomorphosée par de la chlorite. Lorsqu'elle subsiste, elle apparaît sous forme de baguettes automorphes. Seule une dizaine d'analyses semble correspondre à des biotites fraîches. La

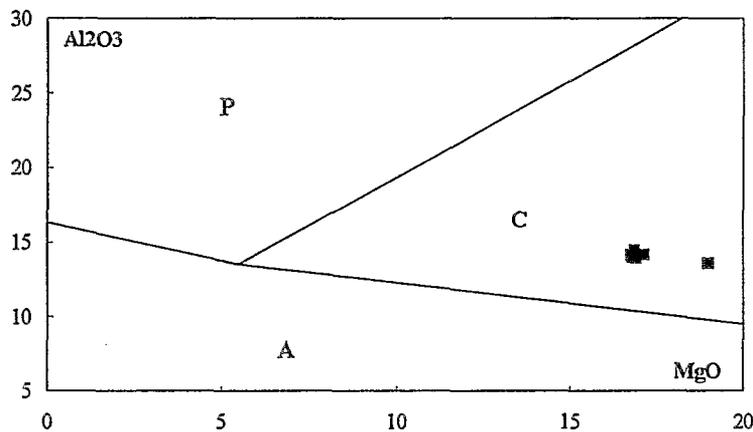


Fig.IV.35. : Diagramme Al_2O_3 en fonction de MgO (Abdel-Rahman, 1994), pour les biotites de la Formation Misahualli du Nord. A = biotites de lave alcaline, P = biotites de lave hyper-alumineuse et C = biotites de lave calco-alcaline.

valeur du rapport X_{Mg} de ces biotites est relativement constant puisqu'il est compris entre 0.72 et 0.78. Leur teneur en TiO_2 est assez élevée (3.66% à 4.98).

Carmichael (*in* Luhr *et al.*, 1984) a établi un géothermomètre basé sur les teneurs en Ti et Fe^{2+} des biotites de roches volcaniques acides. Ce géothermomètre est basé sur la formule suivante :

$$T = 838 / (1.0337 - Ti/Fe^{2+})$$

D'après ces auteurs, le fait de calculer le fer total sous forme de Fe^{2+} n'engendre pas de grosses erreurs sur la température estimée.

Ce géothermomètre, appliqué aux biotites de la dacite MI143 donne des températures comprises dans l'intervalle 875-1008°.

Récemment, Abdel-Rahman (1994) a proposé l'utilisation d'un diagramme discriminant entre les biotites provenant de roches calco-alcalines, hyperalumineuses et alcalines basé sur les teneurs en FeO , MgO et Al_2O_3 de ces minéraux. Le report des analyses des biotites des laves de la Formation Misahualli dans ce diagramme (Fig.IV.35) indique que ces minéraux proviennent de laves calco-alcalines.

VI. LES OXYDES DE FER-TITANE.

Les oxydes de fer-titane sont le plus souvent présents sous forme de microphénocristaux et ont tous subi une hydratation. Cependant, dans les dacites, les oxydes de fer-titane cristallisent également sous forme de phénocristaux automorphes. Tous les échantillons analysés ont fourni des analyses, bouclant entre 70 et 80%, qui correspondent à des hématites ou des titano-hématites, laissant supposer qu'au départ les minéraux opaques devaient être des magnétites et des titano-magnétites (Fig.IV.36). Aucune ilménite n'a été observée quelle que soit la formation concernée.

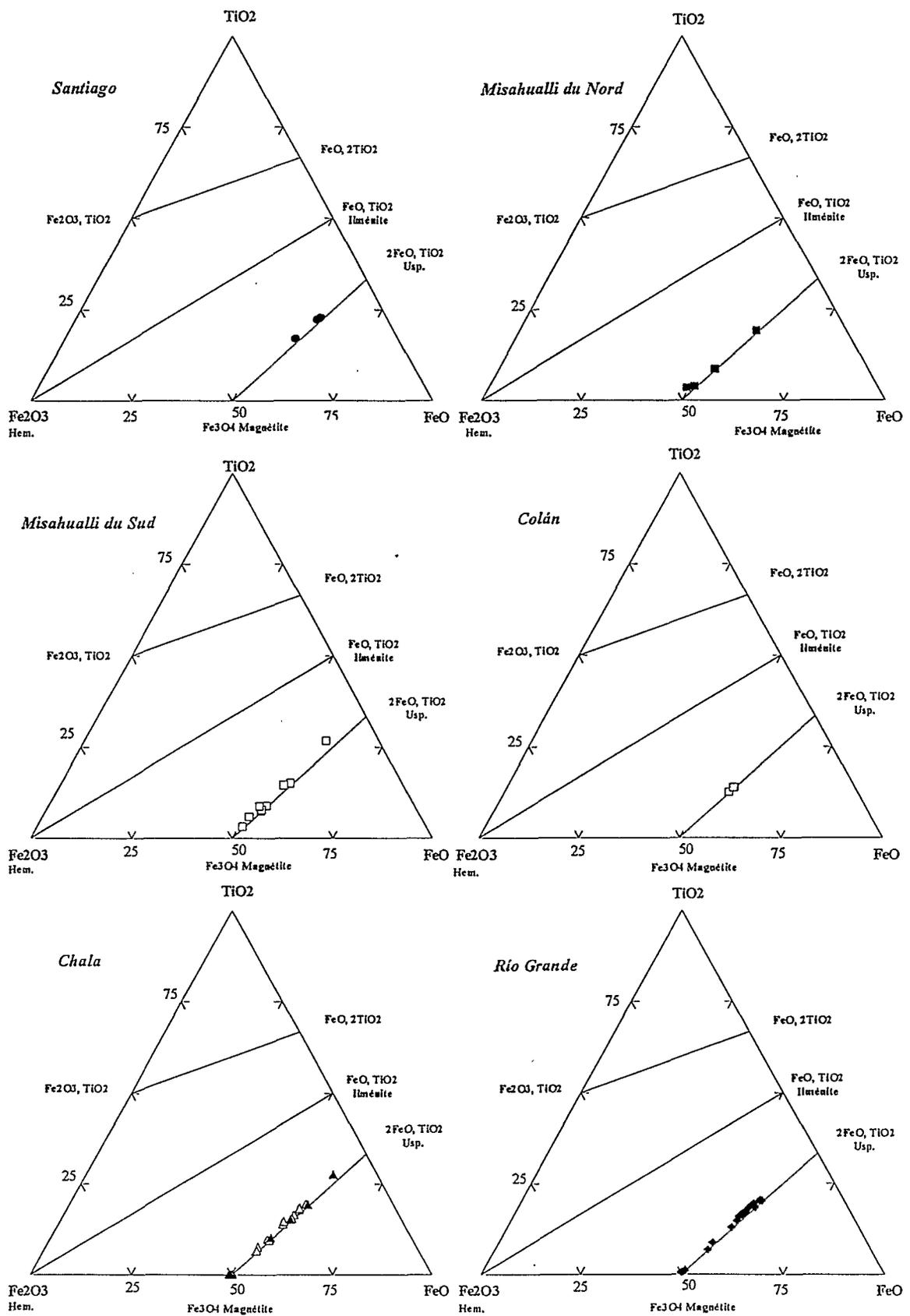


Fig.IV.36. : Diagrammes TiO_2 - Fe_2O_3 - FeO pour les oxydes de Fe-Ti des laves des différentes formations

VII. CONCLUSIONS A L'ETUDE MINERALOGIQUE.

Les principaux résultats de l'étude minéralogique sont synthétisés dans le tableau III.1. Ces résultats demanderont à être confrontés à la composition chimique des roches (cf chapitre VI).

- Cette étude a montré que les plagioclases des laves des différentes formations étudiées présentaient des teneurs en K_2O variables selon les formations auxquelles les laves appartiennent. **Ainsi, les basaltes de la Formation Santiago ainsi qu'une dacite de la Formation Misahualli du Sud sont pauvres en K_2O . En revanche, les plagioclases des laves des autres formations sont très riches en K_2O .**

- Les plagioclases des basaltes de la Formation Santiago (essentiellement des bytownites) sont typiques de laves tholéïtiques pauvres en K_2O .

- Les plagioclases de la dacite analysée dans la Formation Misahualli du Sud (MI210) montrent d'importantes variations de composition au sein des mêmes phénocristaux. En effet, les plagioclases de cette dacite (andésite selon des critères géochimiques) montrent de hautes teneurs en molécules d'anorthite de certains cristaux. Dans cette roche, des analyses de bytownite et d'andésine ont été obtenues au sein des mêmes phénocristaux.

- La richesse en potassium des plagioclases (labradors essentiellement) des Formations Misahualli du Nord, Misahualli du Sud (éch. MI233), Colán, Río Grande et Chala (coulées et intrusifs) suggère leur cristallisation dans des laves relativement riches en K_2O . En effet, une teneur en molécule d'orthose élevée est généralement considérée comme étant typique de laves d'affinité calco-alcaline riche en K_2O (Gill, 1981).

- Les pyroxènes analysés dans les laves des différentes formations sont de deux types : des diopsides et des augites plus ou moins riches en calcium.

- Les pyroxènes de la Formation Santiago sont des augites présentant une composition proche de celle des diopsides. Ces minéraux riches en Ca sont présents dans des roches où les plagioclases sont les plus pauvres en K_2O .

- A l'inverse des plagioclases, les augites des Formations Río Grande et Chala (coulées et intrusifs) ne présentent pas des teneurs en Ca (ou composante wollastonite) typiques de laves riches en K_2O . En effet, Gill (1981), montre que les pyroxènes des séries magmatiques riches en K_2O sont généralement riches en calcium.

- Les diagrammes discriminants de Leterrier *et al.* (1982) montrent qu'en général, les pyroxènes sont typiques de laves orogéniques. Dans le cas des coulées prismatiques de la Formation Santiago, ces diagrammes ne semblent pas être discriminants dans la mesure où les analyses des coeurs de pyroxènes se situent dans les domaines correspondant aux roches orogéniques et non-orogéniques. A l'exception des pyroxènes de la Formation Río Grande et des intrusifs de la Formation Chala, d'affinité calco-alcaline, les teneurs en Al et Ti de ces minéraux suggèrent qu'ils ont cristallisé dans des laves

Formations	Nature des laves	PLAGIOCLASE		PYROXENE			AMPHIBOLE	BIOTITE	OXYDES FERRO-TITANES
		Classification	% Or	Classification Morimoto et al., 1988	% Wo	Cadre géodynamique Leterrier et al., 1982	Classification Leake (1978)	Affinité des laves hôtes Abdel-Rahman (1994)	Usp(c)
Santiago	Pillow lavas	(Albitisé)	-	Augite (proche diopside)	46-49	-	-	-	-
	Coulées massives	Bytownite → Labrador	0 - 1.2	Augite (proche diopside)	35-46	Orogénique tholéiitique	-	-	63.2
	Coulées prismatiques	Bytownite	0.3 - 2.3	Augite (proche diopside)	38-48	Non discriminant	-	-	58.6 - 60.3
Misahualli Nord	Basaltes andésitiques	Labrador	2.3-5.8	Augite + Diopside	38-46	Orogénique	-	-	-
	Andésites	Andésine	5-5.6	Diopside	45-48	tholéiitique	-	-	8 - 37.3
	Dacites	Andésine	2.2-5.6	-	-	-	Pargasite, Hb pargasitique et édénite	Calco-alkalin	50.5
Misahualli Sud	Basaltes andésitiques	Labrador	2.4 - 3.9	Diopside	-	Orogénique tholéiitique	-	-	25.9 - 36
	Dacites	Bytownite → Andésine	0.2 2.9	-	-	-	Pargasite, ferro-pargasite, magnésio-hastingsite	+	9.2 - 20.9
Colán	Basaltes andésitiques	Labrador	1.5-5.8	Augite + Diopside	41-46	Orogénique tholéiitique	-	-	25 - 29.4
	Dacites	-	-	-	-	-	Pargasite, ferro-pargasite	-	-
Río Grande	Basaltes andésitiques	Labrador	2.5-8	Augite	35-43	Orogénique calco-alkalin	-	-	16.2 - 57.3
Chala	Coulées (basaltes andésitiques)	Labrador	2.2-3.8	Augite	34-43	Orogénique tholéiitique	-	-	7.6 - 50.2
	Intrusifs (basaltes andésitiques)	Labrador	1.8-12.7	Augite	36-44	Orogénique calco-alkalin	-	-	0.5 - 55.7

Tab. IV.1. : Principales caractéristiques des minéraux primaires des laves des différentes formations.

d'affinité tholéiitique. Ces données demanderont à être confirmées par la composition chimique des laves des différentes formations.

- Les amphiboles fraîches n'apparaissent que dans les Formations Misahualli (Nord et Sud) et Colán, dans des roches relativement évoluées. Dans les échantillons où elles ont été analysées, ces amphiboles sont des pargasites, des ferro-pargasites et plus rarement des édénites et des magnésio-hastingsites. Ces minéraux présentent des caractéristiques chimiques typiques de laves calco-alkalines riches en K_2O .

- De même, les biotites ne sont présentes que dans les roches acides de la Formation Misahualli. Le plus souvent, elles ont cependant été déstabilisées et seules quelques reliques subsistent. La composition chimique des biotites analysées est typique de roches calco-alkalines.

CHAPITRE V

LES TRANSFORMATIONS MINERALOGIQUES SECONDAIRES

CHAPITRE V

LES TRANSFORMATIONS MINÉRALES SECONDAIRES

I. INTRODUCTION

L'ensemble des formations volcaniques étudiées a été à des degrés divers affecté par des transformations secondaires qui se matérialisent par la cristallisation d'un certain nombre de minéraux secondaires de basse température. Ces minéraux, répartis de manière très hétérogène, apparaissent (1) en remplissage de vacuoles et de veines, (2) en pseudomorphose totale ou partielle de minéraux primaires et (3) en remplacement du verre des laves ou de la matrice des roches pyroclastiques et détritiques sous forme de taches ou de recristallisation plus complète.

D'autre part, des textures de recristallisation de la matrice de certaines roches de la Formation Misahualli (Nord et Sud) sont typiques d'un métamorphisme thermique lié à l'intrusion de plutons. Ces plutons pourraient correspondre aux différents batholites jurassiques (Abitagua au nord et Zamora au sud) qui affleurent à proximité des laves de la Formation Misahualli et qui sont probablement plus ou moins contemporains de ces dernières.

Ces transformations minéralogiques (et chimiques) sont caractérisées par l'absence totale de déformation pénétrative des roches. Les textures magmatiques sont systématiquement conservées.

Ces transformations sont de plus marquées par leur caractère incomplet, à l'échelle de l'échantillon comme le souligne la coexistence de minéraux magmatiques reliques et de minéraux secondaires au sein des mêmes échantillons (persistance de pyroxènes non altérés et de cristaux complètement transformés dans la même lame mince) et même à l'échelle du micro-milieu, comme l'atteste la coexistence dans un même phénocrystal de plages limpides de plagioclase primaire et de parties albitisées, chloritisées ou séricitisées.

Par ailleurs, à l'intérieur d'un même niveau volcanique, ces paragenèses secondaires sont, de manière assez systématique, différentes selon l'habitat où elles sont observées (vacuoles, veines, pseudomorphose, remplacement du verre ou de la matrice).

Ces transformations minéralogiques impliquent qu'il y ait eu, au moins à l'échelle de l'échantillon, mobilité (apport et lessivage) d'un certain nombre d'éléments chimiques autres que les volatils.

Ces caractères fondamentaux des transformations minéralogiques subies par les roches volcaniques étudiées indiquent sans ambiguïté que celles-ci sont liées à la circulation de fluides (aqueux essentiellement) de "basse" température (inférieure dans tous les cas à 400°C comme nous le verrons) au sein des piles volcaniques. Ceci implique en particulier qu'il nous faudra raisonner sur des réactions en système ouvert.

Cette première conclusion ne nous dit pas en elle-même à quel type de transformations métamorphiques et/ou hydrothermales nous avons à faire.

Au travers de ce chapitre, en décrivant les associations et en essayant d'établir les conditions physico-chimiques de leur apparition, nous tenterons de répondre aux questions suivantes :

Les transformations secondaires observées correspondent-elles à un métamorphisme d'enfouissement au sens de Coombs (1961)? Sont-elles les manifestations de très bas degré d'un métamorphisme régional dynamothermique (au sens de Miyashiro, 1973, par exemple)? Peuvent-elles être liées à de l'extension (métamorphisme diastathermique au sens de Robinson et Bevins, 1989)? S'apparentent-elles à des phénomènes d'altération hydrothermale (métamorphisme de plancher océanique ou champ géothermique actif) comme celles observées par exemple dans les basaltes océaniques? Correspondent-elles enfin dans certains cas à un métamorphisme thermique de contact?

Des réponses à ces questions, qui demanderont à être confortées par la discussion des compositions chimiques des roches (voir chapitre VI), dépendent évidemment des interprétations géodynamiques que l'on pourra (ou non) tirer des assemblages minéralogiques secondaires.

Pour cette discussion, nous avons été confrontés à trois difficultés :

+ Dans plusieurs des séries étudiées, nous ne disposons pas de coupes lithostratigraphiques continues détaillées et leur soubassement n'est pas observé.

+ Dans les paragenèses secondaires, il existe souvent plusieurs générations de minéraux mais leur chronologie relative est difficile à établir dans de nombreux cas. Démontrer l'équilibre éventuel entre phases d'une même génération est également problématique. C'est là une question classique de la pétrographie métamorphique particulièrement pour les faciès de très bas degré.

+ Les paragenèses secondaires observées ne permettent pas, en général, de définir de faciès métamorphiques au sein de chacune des formations volcaniques étudiées. Les assemblages diagnostiques des différents faciès (zéolite, prehnite-pumpellyite, prehnite-actinote, pumpellyite-actinote, schistes verts) n'ont jamais été observés au sein d'un micro-domaine ou même à l'échelle d'une lame mince.

Dans ce qui suit, nous aborderons successivement la présentation générale des paragenèses secondaires observées dans les différentes formations volcaniques étudiées, la composition chimique des minéraux et la signification physico-chimique de leur présence et de leurs variations de composition. Enfin, nous tenterons dans la synthèse de répondre aux questions posées plus haut.

II. LES PARAGENESES SECONDAIRES.

II.1. La Formation Santiago.

Les paragenèses secondaires présentes dans les trois types morphologiques de coulées, *i.e.* **basaltes en coussins, coulées massives et coulées prismatiques** sont légèrement différentes. Aussi, nous conserverons, la distinction entre ces trois types de coulée pour décrire les assemblages métamorphiques. Puis, nous présenterons les assemblages minéralogiques secondaires présents dans les roches volcaniques et volcano-détritiques acides.

+ Les assemblages minéralogiques secondaires caractéristiques des *laves en coussins* de la Formation Santiago sont constitués par diverses associations des minéraux suivants (Tab.V.1) :

**albite ± calcite ± phyllosilicates mafiques ± titanite ± hématite ± pumpellyite ± prehnite ±
séricite+ feldspath potassique.**

Les zéolites, l'épidote et le feldspath potassique n'ont jamais été observés dans ces laves. Le feldspath potassique est cependant systématiquement présent dans les spectres de diffraction aux rayons X effectués sur les roches totales.

Ces minéraux se répartissent essentiellement dans les amygdales, notamment dans les bordures de coussins, mais également en pseudomorphose de minéraux primaires et en taches dans la mésostase.

Des différences systématiques de paragenèse secondaire entre coeur et bordure des coussins sont observées. Ces différences sont synthétisées dans les tableaux V.2 et V.3, ci-dessous.

Dans *les bordures de laves en coussins*, très vacuolaires, on remarque, en particulier, l'omniprésence de la calcite, la relative abondance de silicates calco-alumineux tels que la prehnite et la pumpellyite et la quasi-absence de phyllosilicates mafiques comme les smectites, les interstratifiés smectite/chlorite (ou interstratifiés S/C) ou les chlorites. **Pour ces derniers minéraux, nous utiliserons indifféremment le terme de phyllosilicate mafique ou de "chlorite"**. Au *coeur des coussins*, en revanche, les phyllosilicates mafiques sont omniprésents en remplissage de vacuoles, en remplacement du verre volcanique dans la mésostase. Les silicates de Ca-Al sont relativement moins abondants que dans les parties superficielles de coussins. Dans ces échantillons, la calcite est relativement plus rare qu'en bordure des coussins. L'olivine est systématiquement pseudomorphosée en un mélange de "chlorite" et de calcite, qu'elle apparaisse dans les bordures ou le coeur des basaltes en coussins.

Les variations observées entre coeur et bordure de basaltes en coussins sont probablement liées à la plus ou moins grande perméabilité des roches et de rapport eau/roche au cours de l'altération.

FORMATION SANTIAGO

Echantillon	Nature de la roche	Morphologie	Albite	Mica blanc	Quartz	Calcite	Phyllosilicates mafiques	Céladonite	Prehnite	Pumpellyite	Sphène	Mx Opaques
MI33	Basalte	Pillow lava										
MI34*	Basalte	Pillow lava										
MI35*	Basalte	Pillow lava										
MI36*	Basalte	Pillow lava										
MI37	Andésite	Sill										
MI38	Andésite	Sill										
MI39	Andésite	Sill										
MI40	Andésite	Sill										
MI41	Andésite	Sill										
MI42	Cinérite											
MI43	Cinérite											
MI44	Tuf											
MI46*	Basalte	Coulée massive										
MI47*	Basalte	Coulée massive										
MI49*	Basalte	Coulée massive										
MI50*	Basalte	Coulée prismée										
MI51	Ignimbrite											
MI52	Ignimbrite											
MI53*	Basalte	Coulée prismée										
MI54	Basalte	Coulée prismée										
MI55*	Basalte	Coulée massive										
MI56*	Basalte	Coulée massive										
MI57	Basalte	Pillow lava										
MI58*	Basalte	Pillow lava										
MI59*	Basalte	Pillow lava										
MI60	Basalte	Pillow lava										
MI61	Basalte	Pillow lava										
MI62	Basalte	Coulée bréchique										
MI63	Brèche	Brèche										
MI64	Basalte	Coulée massive										
MI65	Basalte	Coulée massive										
MI66	Basalte	Coulée massive										
MI68	Brèche	Pyroclastique										
MI69	Basalte	Coulée massive										
MI70	Ignimbrite											
MI71	Tuf											
MI72	Tuf											
MI73	Tuf											
MI74	Tuf											
MI75	Tuf											
MI76	Tuf											
MI77	Tuf											
MI78*	Tuf											
MI79	Tuf											
MI80	Tuf											
MI81	Tuf											
MI82	Tuf											
MI83	Tuf											
MI84	Tuf											
MI85	Tuf											

Tab.V.1. : Assemblages minéralogiques secondaires des roches de la Formation Santiago. Les échantillons marqués d'une étoile correspondent aux échantillons analysés à la microsonde.

		Coeur		Bordure
		MI 33	MI 34 MI 35	MI 36
Phénocristaux	Olivine	"chlorite" brune ± prehnite ± pumpellyite ± calcite		calcite
	Plagioclase	albite - séricite (peu abondante) ± "chlorite"		albite - séricite (abondante)
Matrice	Mésostase	Verre transformé en "chlorite" ± pumpellyite Cpx conservé Oxydes ferro-titanés transformés en sphène		Matrice = albite + calcite + pumpellyite + silice (?) Pumpellyite interstitielle Verre essentiellement transformé en albite Cpx transformé en calcite Oxydes ferro-titanés transformés en sphène
	Amygdales	chlorite" + calcite	prehnite+calcite+"chlorite"	prehnite - pumpellyite ± albite ± "chlorite" albite + calcite albite ± smectite pumpellyite + calcite ± "chlorite" calcite + albite + pumpellyite ± "chlorite" calcite prehnite

Tab. V.2. : Minéraux secondaires présents dans les différentes parties de basaltes en coussins en fonction de leurs habitats.

		Coeur				Bord
		MI 57	MI 58	MI 59	MI 60	MI 61
Phénocristaux	Olivine	chlorite"+calcite+(prehnite)	calcite ± "chlorite"	calcite+prehnite+pumpellyite	calcite massive	"chlorite"+calcite
	Plagioclase	albite séricite	albite séricite	albite séricite pumpellyite	albite séricite pumpellyite	séricite
Matrice	Mésostase	"chlorite"±calcite± pumpellyite (verre) cpx aciculaire conservé peu de calcite dans la matrice opaques transformés en sphène plagioclase séricitisé et albitisé	"chlorite" pumpellyite opaques ==> sphène+hématite cpx conservés	cpx conservé? "chlorite" calcite opaques ==> sphène	"chlorite" opaques ==> sphères	"chlorites" abondantes calcite cpx relativement altérés opaques ==> sphène
	Amygdales	"chlorite" calcite fibronadiée (tardive) "chlorite" + prehnite "chlorite" (bord) + calcite	"chlorite" calcite "chlorite" + albite	calcite prehnite "chlorite"+calcite "chlorite"+prehnite calcite+prehnite+sphène calcite+pumpellyite+"chlorite"	"chlorite" calcite fibronadiée calcite massive "chlorite"+prehnite	calcite "chlorite" calcite+"chlorite" calcite+prehnite calcite+pumpellyite "chlorite"+calcite+albite calcite+prehnite+"chlorite"

Tab.V.3. : Répartition des minéraux secondaires dans des laves en coussins en fonction de leur habitat.

+ Dans les *basaltes massifs* de la formation Santiago, la paragenèse secondaire comporte les minéraux suivants (Tab.V.1) :

albite ± "chlorite" ± pumpellyite ± titanite ± micas ± hématite ± feldspath potassique ± calcite

Dans ces laves, le feldspath potassique, la prehnite et l'épidote n'ont jamais été observés en lame mince. Le feldspath potassique a cependant été identifié sur les spectres de rayons X effectués sur roche totale.

+ Les basaltes à phénocristaux d'olivine, plagioclase et pyroxène épanchés sous forme de *coulées prismatiques* sont caractérisés par des transformations minérales très peu prononcées (Tab.V.1). Les

plagioclases primaires sont en effet toujours parfaitement conservés. On observe, toutefois, un développement important de phyllosilicates mafiques, de couleur brune, en altération du verre volcanique ainsi que dans les microfissures des plagioclases.

+ Dans les *produits pyroclastiques et volcano-détritiques* de la Formation Santiago, la paragenèse secondaire est constituée par les minéraux suivants (Tab.V.1) :

**calcite ± albite ± séricite ± quartz ± phyllosilicates mafiques ± hématite ± céladonite
± titanite ± feldspath potassique**

Les transformations minérales qui affectent la Formation Santiago sont caractérisées par d'importantes hétérogénéités, présentes à toutes les échelles.

A l'échelle de la formation, on peut remarquer des différences dans les paragenèses minérales secondaires des différents types de coulées. En effet, les assemblages minéralogiques des coulées prismatiques sont de plus bas "degré" que ceux des basaltes en coussins et des coulées massives. Les paragenèses observées dans ces deux derniers sont en effet caractérisées par la présence de silicates calco-alumineux (prehnite et pumpellyite) et de chlorites en quantité relativement importante alors que dans les coulées prismatiques, seuls des phyllosilicates mafiques sont observés. On note également une différence dans l'intensité de l'albitisation subie les plagioclases magmatiques. Ces derniers sont entièrement albitisés dans le cas des basaltes en coussins alors que dans les coulées massives, des reliques de plagioclase primaire persistent sous forme de taches plus ou moins limpides. Dans les coulées prismatiques, les plagioclases sont peu affectés par l'albitisation et seuls quelques phyllosilicates sont présents dans les craquelures des minéraux.

Les paragenèses minérales observées dans les laves de la Formation Santiago sont, en outre, caractérisées par l'absence d'un certain nombre de minéraux index grâce auxquels on pourrait attribuer, de façon plus précise, un faciès métamorphique aux transformations minérales observées ici. En effet, en dépit de la présence de prehnite et de pumpellyite, on ne trouve ni zéolites ni épidotes qui permettraient de rattacher le métamorphisme subi par les laves de la Formation Santiago au faciès zéolite ou prehnite-pumpellyite respectivement. D'autres arguments devront être utilisés pour approcher les conditions pression-température des transformations minérales secondaires affectant ces laves.

En outre, dans l'ensemble des roches étudiées, la chronologie relative de l'apparition des différents minéraux est difficile à mettre en évidence, à l'exception de la calcite qui, dans la plupart des cas, est postérieure à la prehnite. En effet, si dans le cas des basaltes en coussins, par exemple, la prehnite et la pumpellyite coexistent au sein de la même lame mince et parfois de la même amygdale, ces minéraux n'apparaissent que rarement accompagnés de phyllosilicates mafiques. Cependant dans quelques amygdales, les phyllosilicates mafiques se répartissent en bordure d'amygdale ce qui laisse supposer qu'ils peuvent représenter une phase plus précoce de l'altération.

Les assemblages minéralogiques observés dans ces micro-domaines sont par ailleurs généralement de haute variance puisqu'ils ne comportent le plus souvent qu'un ou deux, exceptionnellement trois, minéraux différents.

II.2. La Formation Misahualli du Nord.

Les transformations minérales qui affectent les roches de la Formation Misahualli du Nord sont définies par différentes associations des minéraux suivants (Tab. V.4.) :

albite ± séricite ± quartz ± calcite ± épidote ± phyllosilicates mafiques ± titanite ± minéraux opaques ± (prehnite) ± actinote ± feldspath potassique ± (céladonite) ± (rutilite).

Albite, calcite, quartz, séricite, chlorite et épidote sont très courants dans la paragenèse d'altération des roches de cette formation. La prehnite et la pumpellyite n'apparaissent que de façon sporadique et restent très peu abondantes. L'actinote n'a été observée que dans de rares échantillons où elle peut être relativement abondante. De façon très accessoire, la céladonite et le rutilite sont présents dans certaines roches.

Les rares amygdales présentes sont de petite taille, de forme plus ou moins allongée et sont, le plus souvent, observées dans les laves basiques. Epidote, chlorite, albite et quartz constituent le remplissage le plus courant de ces amygdales.

L'altération est surtout caractérisée par des remplacements de minéraux magmatiques et par d'importants phénomènes de recristallisation de la mésostase des roches, notamment du verre dans les roches acides. On observe plusieurs types de recristallisation :

+ de grandes plages poecilitiques de quartz incluant de petits cristaux d'albite d'aspect plus ou moins poussiéreux ;

+ des "tachés" à texture granoblastique isogranulaire à quartz, albite et quelquefois actinote plus ou moins localisées dans les fiammes ou dans certaines zones des laves et produits pyroclastiques ;

+ des zones à quartz de forme très irrégulière, engrenés de taille différente.

Ces textures de recristallisation semblent propres à un métamorphisme lié à un réchauffement important. Dans certains cas, et notamment dans les laves où l'actinote est présente, il s'agit de cornéennes.

Une différence relativement importante apparaît dans les paragenèses métamorphiques des laves basiques et acides. En effet, dans les laves basiques, les phyllosilicates mafiques sont relativement abondants alors que les roches acides sont plutôt caractérisées par l'abondance de séricite, albite, quartz et calcite. Dans les roches acides, les phyllosilicates mafiques sont presque exclusivement cantonnés au remplacement de minéraux magmatiques ferromagnésiens (amphibole et biotite). Ce fait suggère

FORMATION MISAHUALLI DU NORD

Echantillon	Nature de la roche	Albite	Micas blancs	Quartz	Calcite	Phyllosilicates mafiques	Céladonite	Prehnite	Pumpellyite	Epidote	Actinote	Sphène	Mx Opaques
M187	Ign. acide												
M188	Andésite												
M190*	Andésite												
M191	Dacite												
M192	Dacite												
M193	Ign. acide												
M196	Tuf acide												
M197	Tuf acide												
M198	Tuf acide												
M199	Ignimbrite dacitique												
M1100	Ignimbrite dacitique												
M1101	Ignimbrite dacitique												
M1102*	Ignimbrite dacitique												
M1103	Ignimbrite dacitique												
M1104	Brèche												
M1105*	Ignimbrite dacitique												
M1106	Tuf acide												
M1109	Tuf												
M1110	Tuf												
M1111	Brèche												
M1112	Brèche												
M1113	Tuf												
M1114	Tuf												
M1115	Dacite												
M1117	Ign. dacitique												
M1118	Dacite												
M1120	Dacite												
M1121	Dacite												
M1122	Dacite												
M1123*	Dacite												
M1124	Basalte												
M1125	Ign. acide												
M1128	Tuf												
M1129	Ign. acide												
M1131	Ign. dacitique												
M1132	Tuf acide												
M1133	Tuf acide												
M1134	Tuf												
M1135	Tuf												
M1136	Ign. acide												
M1137	Brèche												
M1138	Brèche												
M1139	Dacite?												
M1140	Tuf acide												
M1141	Ign. Dacitique												
M1142	Tuf acide												
M1143*	Tuf acide												
M1144	Tuf acide												
M1145	Tuf rhyolitique												
M1146	Tuf acide												
M1147	Brèche												
M1235	Ign. acide												
M1236	Dacite												
M1237	Dacite												
M1238	Ign. acide												
M1239	Grès												
M1241	Dacite												
M1242	Dacite												
M1243	Tuf												
M1244*	Basalte andésitique												
M1245	Basalte andésitique												
M1246*	Basalte andésitique												
M1247*	Basalte andésitique												
M1248	Andésite												
M1249	Ign. acide												

Tab.V.4. : Assemblages minéralogiques secondaires des roches de la Formation Misahualli du Nord. Les échantillons marqués d'une étoile correspondent aux échantillons analysés à la microsonde.

un contrôle de l'apparition et de la distribution des minéraux secondaires par la composition chimique de la roche et/ou des minéraux hôtes, les phyllosilicates mafiques se développant aux dépens de roches ou de minéraux riches en fer et en magnésium.

Dans les roches de la Formation Misahualli du Nord, l'épidote, l'actinote, la chlorite et l'albite sont fréquemment associées, ce qui indique un métamorphisme de relativement haute température, développé sous des conditions de **faciès schistes verts**.

II.3. La Formation Misahualli du Sud.

Les minéraux du métamorphisme qui affecte les roches de la Formation Misahualli du Sud sont les suivants (Tab.V.5) :

quartz ± albite ± calcite ± phyllosilicates mafiques ± micas blancs ± feldpaths potassiques ± (grenat) ± (biotite) ± épidote ± actinote ± titanite ± (tourmaline)

Le grenat, la tourmaline et la biotite, très accessoires, n'apparaissent que dans de très rares échantillons. En revanche, le quartz, l'albite, les phyllosilicates mafiques, l'épidote et l'actinote sont relativement abondants.

Le métamorphisme qui affecte les produits volcaniques de la Formation Misahualli du Sud, est caractérisé par des phénomènes de recristallisation typique de métamorphisme lié à l'intrusion de batholites. Ces recristallisations affectent essentiellement la mésostase des laves et la matrice des roches volcano-détritiques. Elles sont, cependant, nettement mieux marquées que dans les laves de la Formation Misahualli du Nord. Des textures granoblastiques isogranulaires, typiques de cornéennes sont relativement fréquentes et dans de rares cas, la roche peut être entièrement recristallisée en un assemblage granoblastique d'épidote, calcite, et grenat (éch. MI.158). Cependant, des reliques de minéraux primaires et les textures magmatiques des laves sont conservées dans de nombreux cas. Parfois, les minéraux magmatiques primaires apparaissent sous forme de fantômes entourés d'une auréole granoblastique de minéraux métamorphiques.

Certains échantillons, dépourvus de recristallisation de la mésostase, sont caractérisés par l'apparition de minéraux secondaires en remplissage d'amygdales. C'est le cas notamment d'un échantillon (MI212) où l'on observe des amygdales dans lesquelles coexistent prehnite et pumpellyite. Ces minéraux appartiennent-ils au métamorphisme thermique qui affecte la majorité des roches de la Formation Misahualli? S'agit-il de transformations minérales postérieures à ce métamorphisme? Ou s'agit-il de minéraux reliques d'une phase d'altération antérieure?

L'hypothèse d'une origine contemporaine de la pumpellyite et de l'actinote. Cette hypothèse ne peut être envisagée dans la mesure où le faciès de plus bas degré du métamorphisme de contact est le faciès de cornéenne à albite-épidote dans lequel on observe de l'actinote et jamais de pumpellyite. La coexistence de pumpellyite et d'actinote ne s'observe que dans les roches métamorphisées sous une pression relativement élevée (Frey *et al.*, 1991).

FORMATION MISAHUALLI DU SUD

Echantillon	Type de roche	Albite	Micas blancs	Quartz	Calcite	Phyllosilicates mafiques	Zéolites	Prehnite	Pumpellyite	Epidote	Actinote	Sphène	Mx Opaques	Grenat	Tourmaline
MI152	Grès														
MI153	Basalte														
MI154	Grès														
MI155*	Basalte														
MI156	Basalte														
MI157	Skarn														
MI158	Skarn														
MI159	Cornéenne														
MI160	Basalte														
MI161	Basalte														
MI162	Basalte														
MI163	Tuf bréchique														
MI167	Cornéenne														
MI169	Cornéenne														
MI170	Cornéenne														
MI171	Dacite														
MI172	Andésite														
MI173	Andésite														
MI174	Cornéenne														
MI181	Cornéenne														
MI182	Cornéenne														
MI183	Cornéenne														
MI184	Cornéenne														
MI185	Brèche														
MI186	Cornéenne														
MI187	Cornéenne														
MI188	Cornéenne														
MI189	Dacite														
MI190	Cornéenne														
MI191	Cornéenne														
MI192	Cornéenne														
MI193	Rhyolite														
MI195	Cornéenne														
MI196	Cornéenne														
MI197	Rhyolite														
MI200	Basalte														
MI205	Dacite														
MI206	Dacite														
MI210*	Andésite acide														
MI211*	Basalte														
MI212*	Basalte														
MI214	Tuf bréchique														
MI215	Dacite														
MI216	Brèche														
MI217	Brèche														
MI218	Ignimbrite														
MI219	Tuf														
MI220	Ignimbrite														
MI221	Ignimbrite														
MI222	Dacite														
MI224	Cornéenne														
MI227	Tuf														
MI228	Tuf														
MI229	Ignimbrite														
MI230	Cornéenne														
MI231	Cornéenne														
MI232	Basalte														
MI233*	Basalte														
MI234	Andésite														

Tab.V.5. : Assemblages minéralogiques secondaires des roches de la Formation Misahualli du Sud. Les échantillons marqués d'une étoile correspondent aux échantillons analysés à la microsonde.

L'hypothèse de transformations minérales antérieures au métamorphisme thermique paraît la plus plausible.

Enfin, dans certains échantillons, il est possible d'observer des veines à **prehnite ± heulandite ± séricite ± albite ± quartz ± phyllosilicates mafiques** recoupant des cristaux d'actinote. Cette paragenèse représente donc un stade tardif, postérieur au métamorphisme thermique et de plus faible intensité que celui-ci.

II.4. La Formation Colán du Nord du Pérou.

Bien que présentant également des phénomènes de recristallisation, les laves de la Formation Colán sont nettement moins affectées par le métamorphisme thermique que leurs équivalents du sud de l'Equateur. En effet, dans quelques échantillons, on observe des zones recristallisées en assemblage en mosaïque alors que le reste de la roche est dépourvu de ce type de recristallisation.

Elles ont toutefois subi un certain nombre de transformations minérales secondaires. Ces laves n'étant pas vacuolaires, les minéraux d'altération se disposent dans des veines, en remplacement des phases ignées ainsi qu'en taches dans la mésostase.

FORMATION COLAN

Echantillon	Type de roche	Minéraux secondaires									
		Albite	Micas blancs	Quartz	Calcite	Phyllosilicates mafiques	Prehnite	Pumpellyite	Epidote	Sphène	Minéraux opaques
OY3*	Dacite										
OY4	Brèche										
OY5	Andésite										
OY6	Grès										
OY7	Dacite										
OY8	Intrusif?										
OY10*	Basalte										
OY11*	Basalte										
OY13*	Basalte										
OY14	Basalte										
OY15	Basalte										
OY16	Ignimbrite										

Tab.V.6. : Assemblages minéralogiques secondaires des roches de la Formation Colán. Les échantillons marqués d'une étoile correspondent aux échantillons analysés à la microsonde.

Les paragenèses secondaires incluent les minéraux suivants (Tab.V.6.) :

albite ± quartz ± phyllosilicates mafiques ± titanite ± calcite ± épidote ± minéraux opaques ± prehnite ± pumpellyite.

L'association de ces minéraux est proche des paragenèses reportées pour les laves de la Formation Misahualli (Nord et Sud).

II.5. La Formation Río Grande.

Les transformations minérales qui affectent les roches de la Formation Río Grande sont marquées par la cristallisation d'un certain nombre de minéraux secondaires parmi lesquels (Tab.V.7.) :

albite + séricite + calcite + quartz + "phyllosilicates mafiques" + minéraux opaques + titanite + céladonite ± zéolites ± (prehnite) ± pumpellyite ± feldspath potassique.

La présence de ces minéraux secondaires avait déjà été signalée à l'intérieur d'une coulée basaltique de la Formation Río Grande (Aguirre, 1988) .

Les minéraux les plus abondants et les plus ubiquistes de cette paragenèse sont l'albite, la calcite, les phyllosilicates mafiques, la céladonite, la séricite et les minéraux opaques. En revanche, la pumpellyite, la prehnite, les zéolites et la titanite sont très peu répandus et sont généralement cantonnés à un type de transformation.

Les minéraux comme l'albite, le quartz, les minéraux argileux et les zéolites sont plus abondants dans les laves acides de la Formation Río Grande alors que dans les basaltes, les phyllosilicates mafiques et la céladonite sont beaucoup plus fréquents. Cette caractéristique montre le contrôle de la composition du micro-domaine ou de la roche-hôte sur la genèse des phases minérales.

Les minéraux secondaires se présentent dans des veines et vacuoles et en remplacement de minéraux magmatiques et du verre.

Un trait marquant de l'altération des basaltes appartenant à la Formation Río Grande est l'importante ferruginisation qui affecte la mésostase et notamment le verre volcanique. En effet, dans les faciès où la mésostase est relativement bien cristallisée, les hydroxydes de fer sont rares. Cette ferruginisation confère aux roches de la Formation Río Grande une couleur rouge brique sombre caractéristique.

La Formation Río Grande est caractérisée par l'absence de zonation minéralogique verticale à l'échelle de la coupe. En revanche, une forte différence d'altération apparaît entre base, coeur et sommet de chaque coulée dans cette formation (Tab.V.8). Cette différence a déjà été soulignée par Aguirre (1988). En effet, les minéraux primaires (à l'exception de l'olivine) situés au coeur d'une coulée donnée sont beaucoup moins altérés que lorsqu'ils se situent à la base et au sommet de la coulée.

FORMATION RIO GRANDE

Echantillon	Type de roche	Minéraux secondaires									
		Albite	Micas blancs	Calcite	Quartz	Phyllosilicates mafiques	Céladonite	Zéolites	Prehnite	Pumpellyite	Sphène
GM1	basalte							?			
GM2	basalte							?			
GM4	"tuf"										
GM5	basalte										
GM15	brèche										
GM16	grès										
GM19											
GM20	brèche										
GM21	"tuf"										
GM22	"tuf"										
GM23	"tuf"										
GM24	"tuf"										
GM26	"tuf"										
GM27	"tuf"										
GM28	"tuf"										
GM29	grès										
GM33	calcaire										
RG1	"tuf"										
RG2	cinérites										
RG4	"tuf"										
RG5	"tuf"										
RG8	"tuf"										
RG9	"tuf"										
RG10	"tuf"										
RG11	brèche										
RG14*	basalte							?			
RG15*	basalte										
RG16*	"tuf"										
RG17	basalte										
RG18*	basalte										
RG19	basalte										
RG20	basalte										
RG21*	basalte										
RG22*	basalte										
Pe17	"tuf"										
Pe18	"tuf"										
Pe20	"tuf"										
Pe21	basalte										
Pe22	basalte										
Pe23	basalte										
Pe24	"tuf"										
Pe25	basalte										
Pe26	basalte										
Pe27	"tuf"										
Pe29	grès							?			
Pe30	"tuf"										
Pe31	"tuf"										
Pe32	"tuf"										
Pe33	"tuf"										
Pe34	"tuf"										
Pe35	"tuf"										
Pe36	basalte										
Pe37	basalte										
Pe38	basalte										
Pe39	basalte										
Pe40	basalte										
Pe41	basalte										
Pe42	basalte										
Pe43	basalte										
Pe44	basalte										
Pe46	basalte										
Pe47	basalte										
Pe48	basalte										
Pe49	basalte										
Pe50	basalte										
Pe51-b	basalte										
Pe51-3	basalte										
Pe51-8	basalte										
Pe51-30	basalte										
Pe51-t	basalte										
Pe52	basalte										

Tab.V.7. : Assemblages minéralogiques secondaires des roches de la Formation Río Grande. Les échantillons marqués d'une étoile correspondent aux échantillons analysés à la microsonde.

		Coulée 1		Coulée 2			Coulée 3		
		Coeur RG14	Sommet RG15	Base RG17	Coeur RG18	Sommet RG19	Base RG20	Coeur RG21	Sommet RG22
Phénocristaux	Olivine	Opaques Iddingsite Opaques + Chl + Célad Chl + Cc	Opaques Cc+opaques Phyllosilicates mafiques rares	Opaques Iddingsite	Opaques + Cc Phyllosilicates + Opaques Célad + Ab		Opaques + phyllosilicates mafiques Iddingsite Céladonite rare	Opaques + chlorites Iddingsite	Cc + Opaques
	Plagioclase	Albitisation incomplète (Séricite)	Calcitisation très importante Albitisation Séricite	Albitisation incomplète Séricite	Plagioclase frais (Ab) ; (Séricite)	Albitisation quasi-complète Séricite abondante	Albitisation incomplète Albite Séricite	Grandes plages non altérées (Ab) ; (Séricite)	Entièrement albitisés Cc abondante Pumpellyite
	Pyroxène	Frais	Conservé Phyllosilicates mafiques	Conservé Parfois céladonite	Frais	Conservé	Nuageux Phyllosilicates mafiques Cc	Frais	Peu abondants
Mésostase	Pl. albitisés Px + Ol = phyllosilicates Taches Chl/Célad Opaques = Hématite	Pl entièrement albitisés Opaques = Hématite	Taches de chlorites Opaques = Hématite	Pl frais Opaques = Hématite	Nbreuses taches de chlorite Opaques = Hématite	Pl = albitisé Opaques = Hématite	Pl conservé Px = phyllosilicates ou frais Opaques = Hématite	Vitreuse Pl albitisé Opaques = Hématite Grandes taches Chl/Célad	
Amygdales	Non vacuolaire	Chl Cc+Ab+"Chl" Cc+Ab+"Chl"+Analcite Chl+Cc+Opaques Chl + Opaques	Non vacuolaire Chl + Céladonite	Non vacuolaire	Chl	Non vacuolaire	Non vacuolaire	Chl+Analcite+Cc+Opaques Cc Chlorite Chl+Ab	

Tab.V.8. : Variations des paragenèses minérales secondaires dans plusieurs coulées de basalte andésitique de la Formation Río Grande en fonction de la position de l'échantillon dans la coulée.

Au coeur des coulées, les plagioclases montrent un aspect très frais et ne sont albitisés et de séricitisés que très localement et très faiblement. En revanche, les bases et sommets de coulées ont très souvent des plagioclases magmatiques très albitisés. Dans quelques cas, les plagioclases semblent être préférentiellement séricitisés.

Dans les parties centrales de coulées, les pyroxènes sont également exempts de transformations en dépit de rares phyllosilicates mafiques qui peuvent apparaître dans les clivages ou cassures de ces minéraux.

En revanche, l'olivine est toujours totalement altérée, qu'elle se situe au coeur des coulées ou dans les bordures dans lesquelles elle est moins abondante.

Une calcitisation très importante affecte les parties superficielles de coulées plus vacuolaires et plus fracturées que les parties centrales. Les phyllosilicates mafiques sont également relativement rares dans les parties centrales de coulées.

Ce type de zonation minéralogique à l'échelle d'une coulée a déjà été décrit par Levi *et al.* (1982) dans une pile volcano-sédimentaire du Chili central puis par Schmidt (1990 ; 1993) dans une série volcanique du Minnesota.

En ce qui concerne l'altération des divers minéraux ferromagnésiens, une différence d'altération apparaît entre l'olivine et le pyroxène. En effet, les pyroxènes sont préférentiellement transformés en calcite et en chlorite alors que les olivines sont pseudomorphosées par des minéraux opaques (iddingsite et hématite), des phyllosilicates mafiques et de la céladonite.

II.6. La Formation Chala.

Les assemblages minéralogiques secondaires correspondant aux phénomènes de transformations minéralogiques subies par les roches de la Formation Chala sont différents de ceux décrits pour la Formation Río Grande. En effet, des minéraux de plus haute température tels que l'actinote ou l'épidote apparaissent dans la Formation Chala, notamment dans les faciès intrusifs alors qu'ils sont absents de l'association minéralogique secondaire des laves de la Formation Río Grande.

Deux assemblages secondaires doivent être indiqués pour les roches de la Formation Chala : le premier (1) pour les coulées de basalte andésitique et le second (2) pour les intrusifs hypovolcaniques qui recourent la formation (Tab.V.9 et V.10) :

- (1) albite ± séricite ± calcite ± quartz (calcédoine) ± phyllosilicates mafiques (± zéolites) ± feldspaths potassiques ± titanite ± minéraux opaques (± prehnite).
- (2) albite ± séricite ± calcite ± quartz ± phyllosilicates mafiques ± actinote ± épidote ± prehnite (± pumpellyite) ± feldspaths potassiques ± minéraux opaques ± titanite

Les minéraux métamorphiques les plus abondants dans les roches de la Formation Chala sont, comme dans le cas de la Formation Río Grande, l'albite, la séricite, les minéraux opaques, la calcite, le quartz et les phyllosilicates mafiques. L'actinote est presque toujours restreinte aux intrusifs basiques

FORMATION CHALA

Echantillon	Type de roche	Albite	Mica blanc	Quartz	Calcite	Phyllosilicates mafiques	Prehnite	Pumpellyite	Epidote	Actinote	Sphène	Mx Opaques	Calcédoine
-------------	---------------	--------	------------	--------	---------	--------------------------	----------	-------------	---------	----------	--------	------------	------------

Coupe de la Côte (~ 280 m)

CHA34	Basalte												
CHA43	Basalte												
CHA44	Basalte												
CHA48	Basalte												
CHA49	Brèche												
CHA50*	Basalte												
CHA51	Basalte												
CHA52	Basalte												
CHA53	Basalte												
CHA54	Basalte												
CHA55*	Basalte												
CHA56	Basalte												
CHA57	Basalte												
CHA58	Basalte												
CHA59	Basalte											
CHA60	Brèche												
CHA61	Basalte												
CHA62	Basalte												
CHA63	Cinérite											
CHA64	Brèche												
CHA65	Grès												
CHA66	Tuf soudé												
CHA67	Tuf soudé												
CHA68	Grès												
CHA69	Grès											
CHA70	Intrusif basaltique												
CHA71*	Intrusif basaltique												
CHA72*	Intrusif basaltique												

Coupe de la Quebrada du Phare (> 600 m)

CHA148	Tuf soudé												
CHA149	Cinérite												
CHA150	Brèche												
CHA152	Tuf soudé												
CHA153	Brèche												
CHA154	Tuf soudé												
CHA155	Tuf soudé												
CHA156	Grès												
CHA157	Tuf soudé												
CHA158	Tuf non soudé												
CHA160	Basalte												
CHA161	Basalte												
CHA162	Grès												
CHA163	Basalte												
CHA165	Basalte											
CHA166	Basalte												
CHA167	Grès??											
CHA168*	Basalte												
CHA169	Basalte												
CHA171	Basalte												
CHA172	Tuf soudé												
CHA173	Tuf soudé												
CHA175	Tuf soudé												

Tab.V.9. : Assemblages minéralogiques secondaires des roches de la Formation Chala, coupes de la Côte et de la Quebrada du Phare. Les échantillons marqués d'une étoile correspondent aux échantillons analysés à la microsonde.

FORMATION CHALA

Echantillon	Type de roche	Albite	Mica blanc	Quartz	Calcite	Phyllosilicates mafiques	Preninite	Pumpellyite	Epidote	Actinote	Sphène	Mx Opaques	Calcédoine
<i>Coupe de Huacllaco (~ 800 m)</i>													
CHA73	Grès												
CHA74	Grès												
CHA75	Grès												
CHA77	Grès												
CHA78	Grès												
CHA79	Grès												
CHA80	Grès												
CHA81	Grès												
CHA82	Basalte												
CHA83	Basalte												
CHA84	Conglomérat												
CHA85	Grès												
CHA86	Conglomérat												
CHA87	Grès												
CHA88	Intrusif basaltique												
CHA89*	Intrusif basaltique												
CHA90	Grès												
CHA91	Grès												
CHA92	Intrusif basaltique												
CHA94	Tuf soudé												
CHA95	Tuf non soudé												
CHA96	Tuf soudé												
CHA97	Cinérite												
CHA98	Tuf non soudé												
CHA100	Brèche												
CHA101	Tuf non soudé												
CHA102	Tuf non soudé												
CHA103	Tuf non soudé												
CHA104*	Intrusif crétaé												
CHA107	Grès												
CHA108*	Intrusif crétaé												
CHA109	Grès												
CHA110	Grès												
CHA111	Grès												
CHA112	Grès												
CHA113*	Intrusif basaltique												
CHA114	Tuf soudé												
CHA115*	Intrusif basaltique												
<i>Coupe de Cuculí (~ 400m)</i>													
CHA119	Grès												
CHA121	Tuf soudé												
CHA123	Dacite												
CHA124	Basalte												
CHA125*	Basalte												
CHA126*	Intrusif basaltique												
CHA128	Roche sédimentaire												
CHA129	Intrusif basaltique												
CHA138*	Basalte												

Tab. V.10. : Assemblages minéralogiques secondaires des roches de la Formation Chala, coupes de Huacllaco et de Cuculí. Les échantillons marqués d'une étoile correspondent aux échantillons analysés à la microsonde.

hypovolcaniques (dykes et sills). La titanite apparaît dans de nombreux échantillons. La calcédoine est présente dans quelques laves. L'épidote apparaît dans la majorité des intrusifs ainsi que dans quelques échantillons de grès sans qu'il soit possible de déterminer son origine. La prehnite et la pumpellyite sont très rares. Il s'agit donc de paragenèses relativement pauvres et caractérisées par une importante hétérogénéité.

Quatre coupes ont été levées en détail sur le terrain par G. Carlier et P. Soler en 1987 : ce sont les coupes de la Côte, de la Quebrada du Phare, de Huacllaco et de Cuculí (Fig. V.9 et V.10.). Ces coupes, dont l'épaisseur est comprise entre 300 et 800 mètres permettent de constater l'absence de zonation métamorphique liée à la position stratigraphique et donc à la profondeur d'enfouissement des roches. En effet, on n'observe aucune variation systématique dans les assemblages minéralogiques, la nature des phyllosilicates mafiques ou la composition chimique des minéraux avec la position de leur roche-hôte dans la pile stratigraphique. Ainsi, des échantillons présentant de l'actinote surmontent des niveaux à albite, séricite, calcite et phyllosilicates mafiques. Il semble que la nature des minéraux secondaires formés dépende du type de roche et de son mode de mise en place. L'hypothèse d'un métamorphisme d'enfouissement semble donc à exclure pour expliquer l'origine des transformations minérales observées dans les roches de la Formation Chala. En revanche, les assemblages minéralogiques sont plus diversifiés et de plus haut degré dans les sills et dykes basiques qui recoupent la série (*cf* chapitre II) que dans les coulées basaltiques (Tab. V.9 et V.10). Les intrusifs, de même composition chimique et minéralogique que les coulées, sont caractérisés par la présence d'actinote, d'épidote, d'albite et de chlorite alors que les coulées sont généralement dépourvues des deux premiers minéraux.

Les paragenèses métamorphiques présentes dans des roches détritiques qui forment la base de la Formation Chala sont données dans les tableaux V.9 et V.10. Il est cependant difficile de déterminer si les minéraux secondaires présents dans ces grès sont d'origine détritique ou s'ils liés aux processus secondaires ayant affecté les basaltes de cette formation. Le ciment des roches détritiques ne livre en effet que peu de renseignements quant à l'altération subie par les grès et conglomérats de la base de la Formation Chala. Il faut également remarquer que les laves basiques de la Formation Chala, de même que celles de la Formation Río Grande ont été affectées par une importante ferruginisation qui leur confère aussi une couleur rouge brique.

Enfin, il nous paraît important de souligner d'ores et déjà les différences et similarités d'altération qui existent entre la Formation Chala et la Formation Río Grande de même âge et géographiquement proches. Les coulées des Formations Río Grande et Chala sont caractérisées par des paragenèses secondaires relativement semblables alors que les intrusifs de la Formation Chala diffèrent nettement des coulées avec l'apparition de minéraux secondaires plus diversifiés et de plus haute température.

III. LES MINÉRAUX METAMORPHIQUES.

III.1. Les phyllosilicates.

III.1.1. Les "chlorites".

III.1.1.1. Généralités.

Les phyllosilicates mafiques de type smectite/chlorite sont des minéraux secondaires très courants dans de très nombreuses roches soumises à différents types d'altération dans plusieurs contextes métamorphiques tels que métamorphisme régional, d'enfouissement, altération hydrothermale de la croûte océanique ou champs géothermiques actifs (références dans Bettison et Schiffman, 1988). Ils sont présents dans des roches soumises à des températures très basses (50°C) et persistent jusqu'à des températures de plus de 400°C (Bevins *et al.*, 1991). Avec l'augmentation du degré métamorphique, la transition de smectites à des chlorites en passant par des interstratifiés smectite/chlorite (irréguliers puis réguliers) est fréquemment observée. A basse température, les smectites et les interstratifiés S/C riches en smectite dominent alors que sous des conditions de métamorphisme plus sévères, les interstratifiés S/C riches en chlorite et les chlorites sont favorisés.

Dans la suite de cet exposé, nous emploierons indifféremment les termes "chlorites" et phyllosilicates mafiques pour l'ensemble de ces minéraux qu'il s'agisse de chlorite "vraie" (CHL dans les tableaux et figures), d'interstratifiés smectite/chlorite (S/C) ou de smectite (Sm dans les tableaux et figures). Lorsque nous disposerons des éléments d'analyse, nous distinguerons ces différents types de "chlorites".

Deux méthodes complémentaires ont été utilisées afin d'appréhender la nature des "chlorites" : (i) la diffraction des rayons X et (ii) l'analyse à la microsonde. De nombreux auteurs ont montré la complémentarité de ces deux méthodes pour identifier les phyllosilicates mafiques (Bettison et Schiffman, 1988 ; Chau *et al.*, 1990 ; Bevins *et al.*, 1991 ; Bettison-Varga *et al.*, 1991 ; Robinson *et al.*, 1993). Les tableaux de composition des phyllosilicates mafiques analysés à la microsonde (Tab.A.III.1 à A.III.16.) ainsi qu'un certain nombre de diffractogrammes sont reportés en annexe (Fig.A.III.1 à A.III.21.). Les principaux résultats sont synthétisés dans le tableau V.11. Ce tableau présente les résultats de la diffraction ainsi que divers paramètres utilisés pour identifier les phyllosilicates mafiques.

La formule structurale de ces minéraux, calculée à partir de leur composition en oxydes, est basée sur 28 oxygènes, qu'il s'agisse de chlorite, d'interstratifiés smectite/chlorite ou de smectite. Tout le fer (FeO_i de la sonde) est exprimé sous forme de Fe^{2+} .

Plusieurs paramètres, obtenus à partir de l'analyse sonde, sont classiquement utilisés pour déterminer la nature des phyllosilicates mafiques.

+ **La teneur en cations Si.** Pour des chlorites, la teneur en Si est généralement inférieure à 6.5 cations pour 28 oxygènes (Schiffman et Fridleifsson, 1991).

+ **La somme des cations interfoliaires (Ca+Na+K).** Les chlorites sont caractérisées par des valeurs de la somme des cations interfoliaires Ca+Na+K inférieures à 0.10 cations pour 28 oxygènes (Bevins et Merriman, 1988 ; Bettison et Schiffman, 1988 ; Shau *et al.*, 1990). Le cation interfoliaire prédominant est le plus souvent le calcium. On admet généralement que des minéraux présentant plus de 0.10 cation interfoliaire contiennent une certaine proportion de smectite interstratifiée dans leur structure.

+ **La somme des cations non interfoliaires Si+Al_T+Fe_T+Mg+Mn.** Cette somme est proche de 17.82 lorsqu'il s'agit de smectite (terme extrême : saponite) et est égale à 20 pour les chlorites (Bettison-Varga *et al.*, 1991 ; Robinson *et al.*, 1993).

+ **La valeur X_{chl}** représente le pourcentage de molécules de chlorite au sein de la structure d'un phyllosilicate mafique. Ce paramètre a été calculé selon la méthode de Wise (communication personnelle dans Bettison et Schiffman, 1988, modifiée par Bevins et Robinson). Ce paramètre est proche de l'unité lorsque les phyllosilicates mafiques sont des chlorites et proche de 0 lorsqu'il s'agit de smectites pures. Les valeurs intermédiaires correspondent aux interstratifiés S/C.

Pour représenter les analyses chimiques des phyllosilicates mafiques, les diagrammes des cations interfoliaires en fonction de la silice et de la somme des cations non interfoliaires en fonction de l'aluminium (Schiffman et Fridleifsson, 1991) ont été utilisés. Sur le graphique des cations non interfoliaires en fonction de l'aluminium, les pôles des smectites tri-octaédriques (saponite) et dioctaédriques (beidellite) ainsi que la chlorite sont représentés (Fig.V.1).

Dans la suite de cet exposé nous décrirons, dans une première partie, les phyllosilicates mafiques en précisant les minéraux auxquels ils sont associés dans chacune des formations auxquelles ils appartiennent. Ces minéraux seront décrits en tenant compte de l'habitat sous lequel ils apparaissent. Dans une seconde partie, les caractéristiques chimiques des différents phyllosilicates mafiques (smectite, S/C, chlorite) ainsi que les résultats de la diffraction des rayons X seront présentés. Dans une troisième partie, nous présenterons les valeurs de température obtenues à partir du géothermomètre des chlorites (Cathelineau et Nieva, 1985 ; Cathelineau, 1988). Enfin, nous synthétiserons les principales conclusions tirées de cette étude sur les phyllosilicates mafiques en comparant leurs caractéristiques dans chaque formation.

III.1.1.2. Mode de gisement.

Les phyllosilicates mafiques constituent probablement le minéral secondaire le plus abondant quelle que soit la formation dans laquelle on l'observe. Ils apparaissent seuls ou associés à d'autres phases secondaires sous plusieurs habitats différents : (i) pseudomorphose de minéraux magmatiques tels que plagioclase, pyroxène, olivine, amphibole et biotite, (ii) remplacement du verre et de la matrice des roches étudiées ainsi qu'en (iii) remplissage de vacuoles et de veines.

Les phyllosilicates mafiques sont plus abondants dans les laves basiques que dans les roches acides où ils interviennent généralement sous forme de pseudomorphose de minéraux ferromagnésiens primaires. Dans certaines roches pyroclastiques acides, ils sont mieux développés dans les clastes de roches basiques que dans les fragments de roches acides. Dans ces dernières, les phyllosilicates mafiques pseudomorphosent également les fiammes et plus rarement les échardes de verre. Ces caractéristiques (remplacement de minéraux ferromagnésiens primaires et prédominance dans les laves basiques) suggèrent un contrôle de l'apparition et de la distribution spatiale des "chlorites" par la composition de la roche-hôte et/ou par la composition du minéral ou du micro-domaine aux dépens duquel elles se développent.

Des minéraux argileux, souvent associés à des séricites, dessinent fréquemment un réseau qui suit plus ou moins la fluidalité des roches acides. Dans quelques roches pyroclastiques incluant des fragments à texture perlitique de la **Formation Misahualli (Nord)**, la "chlorite" se situe dans des cassures concentriques et dessine ainsi la morphologie des craquelures des perlites. On peut également remarquer que dans les basaltes en coussins de la **Formation Santiago**, les "chlorites" sont bien développées dans la plupart des échantillons sauf dans ceux où la prehnite et la pumpellyite sont relativement abondantes.

III.1.1.2.1. Les "chlorites" en remplacement total ou partiel de minéraux magmatiques

Les "chlorites" présentes en altération du plagioclase magmatique apparaissent généralement sous forme de taches irrégulières, plus ou moins étendues, dans les phénocristaux qu'elles ne remplacent jamais complètement. Lorsque le plagioclase incorpore du verre en cours de croissance, ce verre est la plupart du temps transformé en "chlorite". Lorsque la "chloritisation" des plagioclases est relativement peu prononcée, les phyllosilicates mafiques se répartissent essentiellement dans les micro-cassures du plagioclase. De même, la "chlorite" est présente dans les lacunes de croissance du quartz dans certaines roches acides de la **Formation Río Grande**. Lorsque ces cristaux de quartz sont fracturés, la chlorite remplit également les fractures.

Les "chlorites" pseudomorphosent le pyroxène primaire dans toutes les laves basiques où ce minéral est présent. En effet, peu d'échantillons sont totalement dépourvus de transformation du pyroxène. Ces "chlorites" sont généralement homogènes et présentent le plus souvent des couleurs d'interférence bleu sombre. Dans les **Formations Misahualli (Nord et Sud)** et **Colán** ainsi que dans les intrusifs de la **Formation Chala**, les "chlorites" sont associées à des cristaux tabulaires d'albite, à des cristaux jaunes subautomorphes d'épidote et à des amas globuleux de titanite. D'autre part, des minéraux opaques se répartissent souvent en bordure des cristaux transformés. Dans la **Formation Río Grande**, les minéraux secondaires associés aux "chlorites" sont la titanite, la céladonite et parfois l'albite. Dans cette formation, les pyroxènes inclus dans les plagioclases poecilites sont aussi souvent transformés en "chlorites".

Si le remplacement du plagioclase par des "chlorites" est le plus souvent très partiel, la pseudomorphose de pyroxène et d'olivine, quand elle existe, est en général totale. En revanche, à l'échelle de la lame mince, des cristaux de pyroxènes frais coexistent souvent avec des cristaux pseudomorphosés. D'autre part, dans certains cristaux de pyroxène présents dans la **Formation Misahualli (Nord)**, seul le coeur de ces cristaux est altéré alors qu'il subsiste une couronne de pyroxène non altéré. Ceci laisse supposer la présence de deux générations de pyroxènes ; les pyroxènes de première génération, de composition peut être différente (et plus facilement altérables?), sont complètement altérés alors que ceux de la seconde génération sont conservés.

Les "chlorites" apparaissent également en pseudomorphose complète d'olivine et ce, notamment, dans les laves de la **Formation Santiago** où ces minéraux sont parfois associés à de la prehnite, de la pumpellyite, de la calcite et de la titanite. Certains basaltes de la **Formation Río Grande** sont également caractérisés par la transformation des olivines en "chlorite", minéraux opaques, albite, calcite et céladonite.

Lorsque les "chlorites" sont observées en remplacement partiel de biotite, elles coexistent avec de la titanite.

III.1.1.2.2. Les "chlorites" en remplacement de la matrice des roches.

Les "chlorites" sont également présentes en altération de la mésostase, notamment du verre, des laves basiques de toutes les formations étudiées. Le plus souvent, elles apparaissent sous forme de taches brunâtres ou verdâtres plus ou moins irrégulières. Dans certains échantillons de laves massives de la **Formation Santiago**, les phyllosilicates mafiques sont associés à de la calcite et de la pumpellyite pour former de grandes taches irrégulières en remplacement du verre (B sur la planche V.1). Dans les basaltes aphyriques de la **Formation Misahualli (Sud)**, relativement peu affectés par les phénomènes de recristallisation de la matrice, les phyllosilicates mafiques sont présents dans la mésostase et remplacent le verre interstitiel entre les lattes de plagioclase. Dans les échantillons plus affectés par le métamorphisme thermique, les "chlorites" présentent fréquemment des couleurs d'interférence mauves typiques de "chlorite vraie".

III.1.1.2.3. Les "chlorites" en remplissage de veines et de vacuoles.

Dans la **Formation Misahualli du Sud**, les "chlorites" tapissent souvent la paroi interne de veinules. Dans certains cas, la "chlorite" est associée avec de l'épidote et dans d'autres cas, elle coexiste avec la heulandite.

Les "chlorites" sont le plus souvent impliquées dans le remplissage de vacuoles dans les basaltes plus ou moins amygdalaires des différentes formations étudiées. Dans un échantillon provenant d'un coeur de basaltes en coussins de la **Formation Santiago**, une amygdale montre le remplissage centripète suivant : smectite/chlorite - prehnite - smectite/chlorite - pumpellyite - prehnite. Dans de

nombreux échantillons de lave en coussins de la Formation Santiago, la chlorite intervient en remplissage concentrique d'amygdales constituées seulement de "chlorites". Les minéraux présents au coeur des amygdales sont incolores à vert-pâle et ont des couleurs d'interférence bleu sombre. Ces minéraux sont en général mieux cristallisés que les phyllosilicates mafiques bruns. Dans les laves massives de la formation Santiago, les "chlorites" apparaissent principalement en remplissage de vacuoles dans lesquelles une zonation optique est parfois observée. En effet, en bordure des amygdales, il s'agit fréquemment de "chlorites" brun-verdâtre alors qu'au centre des amygdales, ces minéraux sont plus limpides. En outre, cette zonation est due à un aspect plus ou moins cryptocristallin des phyllosilicates de la bordure.

III.1.1.3. Nature et composition chimique des phyllosilicates mafiques.

Les diffractogrammes utilisés pour étudier la nature des phyllosilicates mafiques ont été effectués sur broyage obtenu à partir de roches totales. Les poudres ont été mises en suspension dans de l'eau et le surnageant a été récupéré et mis sur des lames de verre. Trois types d'enregistrement ont été réalisés : sur lame séchée à l'air, sur lame traitée au glycol et sur lame chauffée. Les diffractogrammes RX ont été principalement réalisés au Centre ORSTOM de Bondy avec l'aide de Martine Gérard.

Les diffractogrammes réalisés sur roche totale n'ont pas permis de distinguer la nature di- ou tri-octaédrique des phyllosilicates mafiques, en raison de la présence d'hématite dont le pic 100, situé aux alentours de 1,35 Å, masque le pic 060 des phyllosilicates mafiques. Cette remarque est valable pour toutes les unités étudiées.

En revanche, la diffraction des rayons X a généralement permis de mettre en évidence la présence de plusieurs types de "chlorite" au sein des formations étudiées. Ces différents types de phyllosilicates mafiques coexistent parfois à l'intérieur d'une même lame mince et parfois même à l'intérieur d'un micro-domaine.

Les subdivisions utilisées dans la suite de ce chapitre sont basées essentiellement sur les résultats des diffractogrammes que nous avons essayé de confronter aux analyses chimiques.

(1) La *smectite* a été décelée dans un certain nombre d'échantillons provenant de diverses formations. Le spectre de ces smectites est caractérisé par la migration du pic à 14 Å après traitement au glycol et chauffage. En effet, le pic 001 de ces minéraux, situé entre 14 et 15 Å, se déplace vers 18 Å après traitement au glycol et s'effondre à 10 Å au chauffage.

Les smectites sont prédominantes dans les coulées prismatiques de la **Formation Santiago**. Elles sont également présentes, en quantité restreinte, dans un échantillon provenant de la partie superficielle d'un basalte en coussins de la Formation Santiago. On la trouve enfin dans de rares échantillons provenant de coulées des **Formations Chala** et **Río Grande**. Le plus souvent, la smectite a été

identifiée dans des échantillons en association avec d'autres phyllosilicates mafiques : interstratifiés S/C ou chlorite. Ce fait suggère que l'équilibre n'est probablement pas atteint dans les échantillons concernés et que les différents types de phyllosilicates mafiques présents dans un même échantillon peuvent correspondre à différentes "phases" d'altération, liées à des circulations de fluides de composition différente. ou à plusieurs stades d'altération.

Certains échantillons sont caractérisés par la présence conjointe de smectite et de chlorite. C'est le cas d'une lave de la **Formation Río Grande** (RG18), de deux coulées prismatiques de la **Formation Santiago** (MI50 et 54) et de deux coulées de la **Formation Chala** (CHA59 et 170). Généralement dans ces roches, la smectite est plus abondante que la chlorite. La smectite coexiste avec des interstratifiés S/C dans certaines coulées de la Formation Chala (CHA56, 125 et 166), dans un échantillon de coulée prismatique de la Formation Santiago (MI53) et enfin dans un échantillon de la **Formation Misahualli du Sud** relativement peu affecté par le métamorphisme thermique (MI162).

La smectite mise en évidence par la diffraction des rayons X a été analysée à la microsonde dans quelques échantillons. Il s'agit de deux échantillons de coulées prismatiques de la Formation Santiago (MI50 et 53), d'un échantillon provenant de la partie centrale d'une coulée de la Formation Río Grande (RG18) et d'une coulée de la Formation Chala (CHA125).

Dans le cas des **coulées prismatiques** de la **Formation Santiago**, les analyses microsonde confirment les résultats de la diffraction. En effet, la majorité des analyses correspondent à des smectites (Tab.V.11.). Leurs teneurs en cations Si sont en général largement supérieures à 6.5 (sur la base de 28 oxygènes), la somme des cations interfoliaires (Ca+Na+K) dépasse 0.10 et les valeurs minimales de la somme des cations non interfoliaires (Si+Al_t+Fe_t+Mg+Mn) s'approchent de la valeur communément admise pour les smectites (17.82). Le paramètre X_{chl} est en général peu élevé (compris entre 0.06 et 0.70 avec une moyenne de 0.37 et 0.49 pour les deux échantillons).

Si la présence des smectites dans les coulées prismatiques de la Formation Santiago est confirmée par les analyses microsonde, aucune smectite n'a pu être identifiée dans les analyses sonde des roches des **Formations Río Grande** et **Chala**. Dans ces deux cas, les phyllosilicates mafiques analysés correspondent à des interstratifiés S/C ou à des chlorites. Ceci est probablement lié au fait que les smectites prédominent dans les laves prismatiques de la Formation Santiago alors que dans les échantillons étudiés des formations Río Grande et Chala, ce sont des phases mineures.

Sur le diagramme des cations non interfoliaires en fonction de l'aluminium total (Fig.V.1.), les analyses de phyllosilicates mafiques se répartissent entre les termes extrêmes de la saponite et de la chlorite. Dans le cas des smectites des coulées prismatiques de la Formation Santiago, les points représentatifs de ces analyses constituent un champ qui s'étend à proximité du pôle de la saponite (Fig.V.1). Selon la classification de Hey (1954), tous ces minéraux sont des diabantites ou des talc-chlorites.

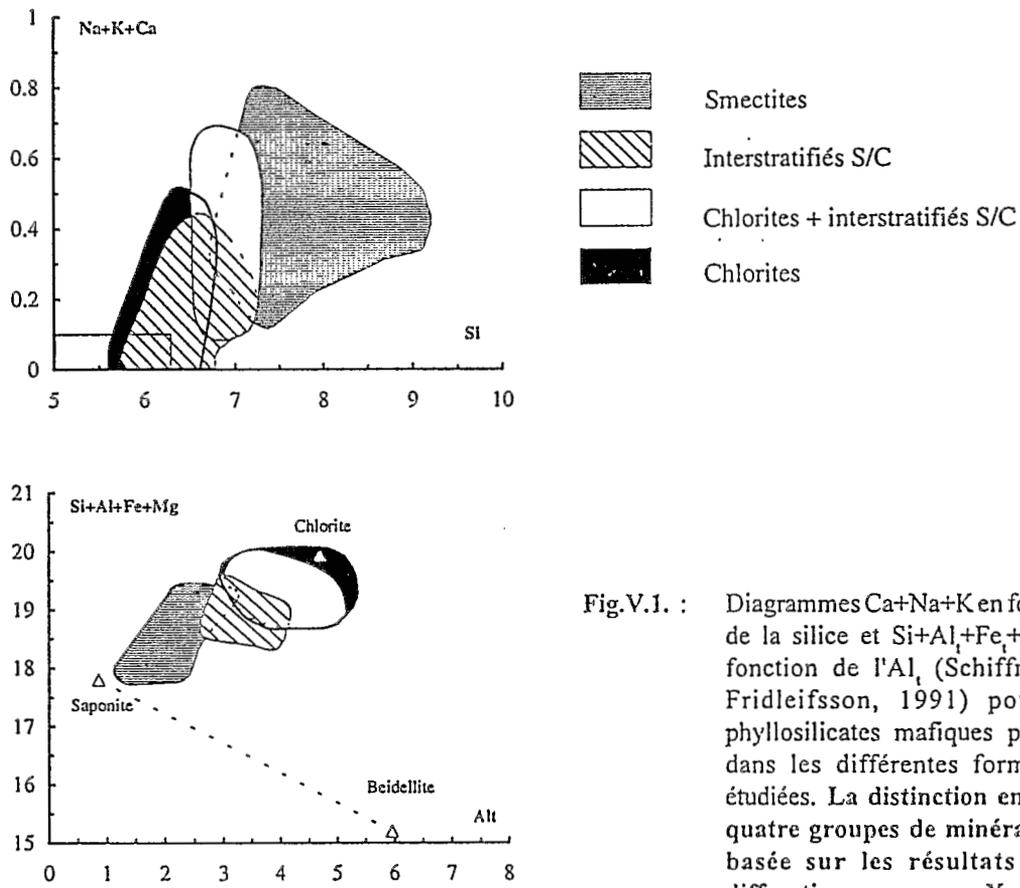


Fig.V.1. : Diagrammes Ca+Na+K en fonction de la silice et Si+Al_i+Fe_i+Mg en fonction de l'Al_i (Schiffman et Fridleifsson, 1991) pour les phyllosilicates mafiques présents dans les différentes formations étudiées. La distinction entre les quatre groupes de minéraux est basée sur les résultats de la diffraction aux rayons X.

(2) Des *interstratifiés S/C* sont identifiés dans les spectres de diffraction de deux échantillons qui correspondent à une dacite de la Formation Misahualli du Sud (MI210) et à une coulée massive de la Formation Santiago (MI56) (Tab.V.11). Ce type de spectre est caractérisé par le gonflement des phyllosilicates après traitement au glycol ce qui se traduit par la migration du pic à 14 Å à environ 16 Å. Ce même pic passe à 12 Å après chauffage. Les analyses microsonde confirment les résultats de la diffraction. En effet, tous les individus analysés correspondent à des interstratifiés S/C et sont caractérisés par des valeurs de X_{chl} comprises entre 0.42 et 0.82. La somme des cations interfoliaires (Ca+Na+K) est toujours supérieure à 0.10 pour 28 oxygènes et peut atteindre 0.67. La somme des cations non interfoliaires (Si+Al_i+Fe_i+Mg+Mn) est comprise entre 18.63 et 19.77. Sur la figure V.1, les points représentatifs de ces phyllosilicates mafiques déterminent un champ qui se situe entre le pôle chlorite et le pôle saponite. Selon la classification de Hey (1954), ces phyllosilicates sont des diabantites.

(3) La présence conjointe d'*interstratifiés S/C* et de *chlorite* a été mise en évidence dans de nombreux échantillons (Tab.V.11). Dans ces spectres, le pic à 14 Å se divise en deux après traitement au glycol. On observe alors un pic entre 16 et 18 Å caractéristique des interstratifiés S/C et un pic à 14

Å qui correspond aux chlorites. Au chauffage, le pic à 16-18 Å passe à environ 12 Å tandis que le pic à 14 Å reste stable.

Ce type de spectre est observé pour la majorité des échantillons appartenant à la **Formation Santiago** et notamment pour les basalte en coussins. Dans ce cas, les interstratifiés S/C prédominent sur les chlorites. On observe également la coexistence d'interstratifiés S/C et de chlorite dans les bases et coeurs des coulées de la **Formation Río Grande**, mais dans ce cas, c'est la chlorite qui prédomine.

Les analyses microsonde corroborent globalement les résultats de la diffraction X. En effet, les phyllosilicates mafiques analysés dans les roches de la **Formation Santiago** sont caractérisés par d'importantes variations de composition dont les valeurs correspondent aux chlorites et aux interstratifiés S/C (Tab.V.11). La teneur en cations Si de ces phyllosilicates mafiques est comprise entre 6.02, valeur typique d'une chlorite et 7.14 qui correspond à un interstratifié S/C. La somme des cations interfoliaires et la somme des cations non interfoliaires sont également caractéristiques de la transition interstratifiés S/C vers des chlorites. Dans ces échantillons, les valeurs du X_{chl} évoluent de 0.19 à 0.98. La première de ces valeurs définit les interstratifiés S/C où la composante smectite domine et le second correspond à des chlorites.

Sur la figure V.1, ces analyses sont réunies en un champ (interstratifiés S/C + chlorites) qui s'étend entre le pôle saponite et le pôle chlorite à proximité de ce dernier.

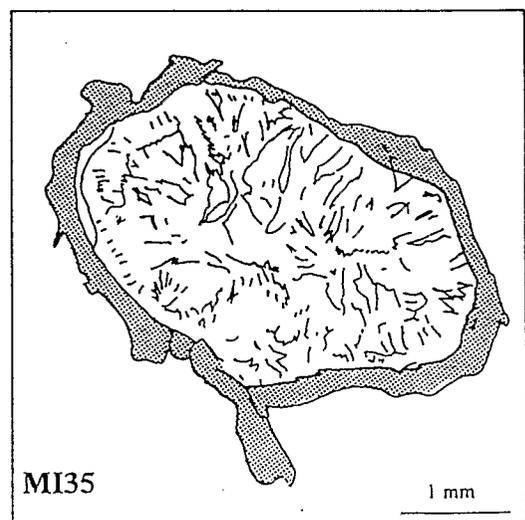
Dans un certain nombre d'échantillons provenant des **basaltes en coussins** et des **coulées massives** de la **Formation Santiago**, quelques amygdales ont fait l'objet d'analyses plus détaillées. Ces amygdales sont généralement constituées de phyllosilicates mafiques dont la composition et parfois l'aspect évoluent au sein d'une même amygdale.

★ Dans un échantillon provenant du coeur d'un basalte en coussins (MI35) de la **Formation Santiago**, certaines amygdales, de taille inframillimétrique, sont composées de deux types de phyllosilicates mafiques.

- A la bordure de ce type d'amygdale, des interstratifiés S/C bruns en lumière naturelle et polarisée, présentent généralement un aspect cryptocristallin et sont associés avec de la prehnite et de la pumpellyite.

- Au coeur de l'amygdale, le remplissage consiste en chlorites mieux cristallisées, vert pâle en lumière naturelle, présentant des couleurs d'interférence bleu sombre.

Ces deux types de "chlorites", nettement différents, correspondent à des remplissages successifs et ne sont probablement pas à l'équilibre entre eux.



Amygdale montrant un double remplissage. La zone en grisé correspond aux S/C bruns et la zone sans trame centrale aux chlorites vert-pâle.

D'autres amygdales, atteignant le millimètre, présentes dans des **laves massives** et des **laves en coussins** de la **Formation Santiago** ont fait l'objet de traversées (profils) systématiques à la sonde. Plusieurs types d'amygdales ont été mis en évidence et sont détaillés ci-dessous. Des graphiques montrant l'évolution de quelques paramètres ont été réalisés pour quelques-unes de ces amygdales (Fig.V.2 à V.6). Sur les profils, les différents paramètres utilisés sont représentés en ordonnée en fonction de leur position dans l'amygdale (abscisse).

A -Un premier type d'amygdale (A, Fig.V.2), de taille millimétrique, présent dans un **basalte en coussins** de la **Formation Santiago** (MI58) est constitué uniquement de phyllosilicates mafiques bruns dépourvu de zonation optique. Cette amygdale est caractérisée par des variations de la nature des phyllosilicates. En effet, la bordure est constituée d'interstratifiés S/C tandis que les phyllosilicates mafiques au coeur de cette amygdale s'approchent du terme extrême des chlorites (Fig.V.1) . Dans ces amygdales, on observe des variations du X_{chl} , de la somme des cations interfoliaires et de la somme des cations non interfoliaires. En revanche, le rapport $X_{Fe^{2+}}$ est constant. La silice et l'aluminium total quant à eux varient peu. La répartition de ces phyllosilicates (interstratifiés S/C en bordure et chlorites au centre) grossièrement symétrique par rapport au centre de l'amygdale, ce qui donne une courbe en cloche.

B- Un second type d'amygdale, situé dans le même échantillon de **basalte en coussins** (MI58, Fig.V.3.) est également dépourvu de zonation optique. Cependant, les analyses sonde montrent la coexistence d'interstratifiés S/C et de chlorite dont la répartition ne semble régie par aucune loi particulière. Dans cette amygdale, le rapport $X_{Fe^{2+}}$ est constant et est sensiblement équivalent à celui des phyllosilicates de l'amygdale A. La silice et l'aluminium total de ces phyllosilicates sont également constants.

C- Un troisième type d'amygdale, présent dans une **coulée massive** de la **Formation Santiago** (MI47a ; Fig.V.4) montre une zonation optique, différente toutefois des amygdales à double remplissage décrites ci-dessus (MI35, p.157). Ces amygdales circulaires sont composées de phyllosilicates mafiques légèrement bruns et plusieurs auréoles concentriques peuvent être repérées. Les phyllosilicates sont légèrement plus bruns en bordure d'amygdale qu'au centre.

L'analyse sonde montre que des chlorites et des interstratifiés S/C coexistent dans cette amygdale. Des traversées selon trois rayons ont été effectuées. La répartition des différents types de phyllosilicates est la même selon ces trois directions. De la bordure au centre de l'amygdale, on observe :

- des interstratifiés S/C,
- un phyllosilicate qui tend vers le pôle des smectites.
- un passage plus ou moins graduel à des chlorites.
- interstratifiés S/C au coeur de l'amygdale.

Cette répartition considérée le long d'un diamètre a une allure de courbe bimodale. Sur les graphiques correspondant à une amygdale (Fig.V.4), on constate que le rapport $X_{Fe^{2+}}$ de ces minéraux au travers des profils effectués est constant indépendamment de la nature des phyllosilicates, qu'il s'agisse de chlorite ou d'interstratifiés S/C. En revanche, les paramètres permettant d'apprécier la nature des

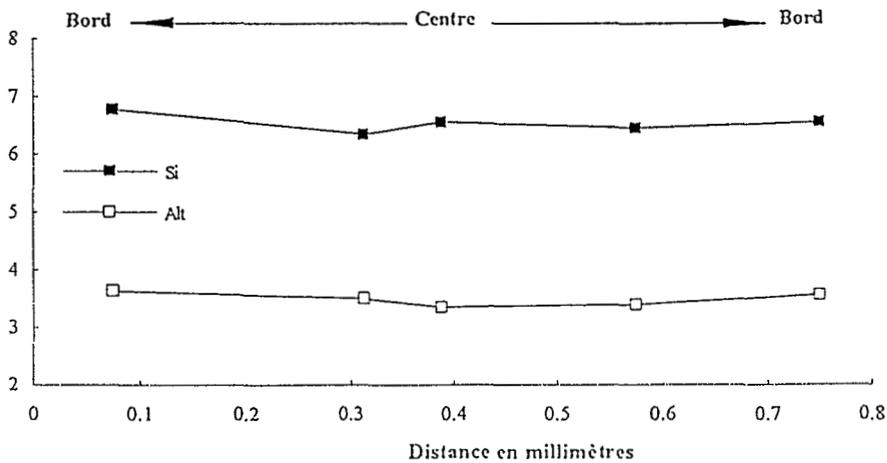
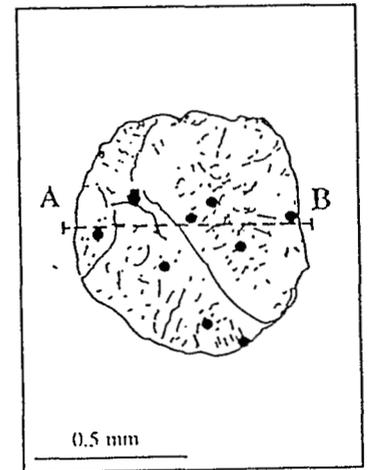
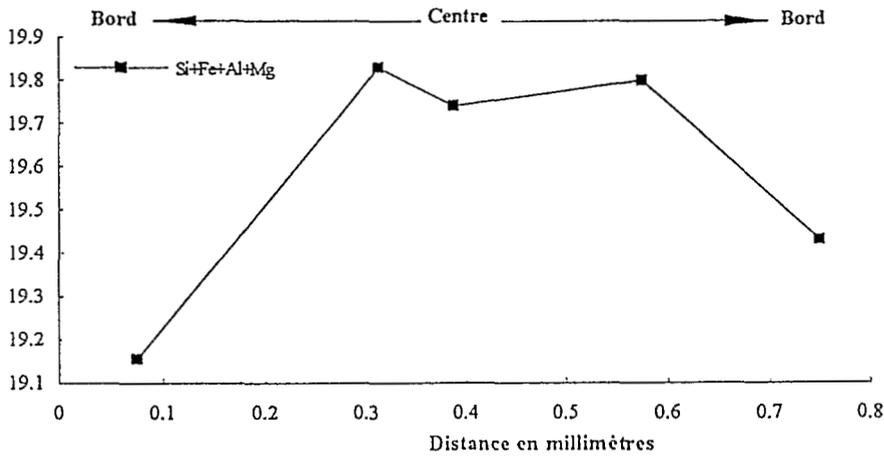
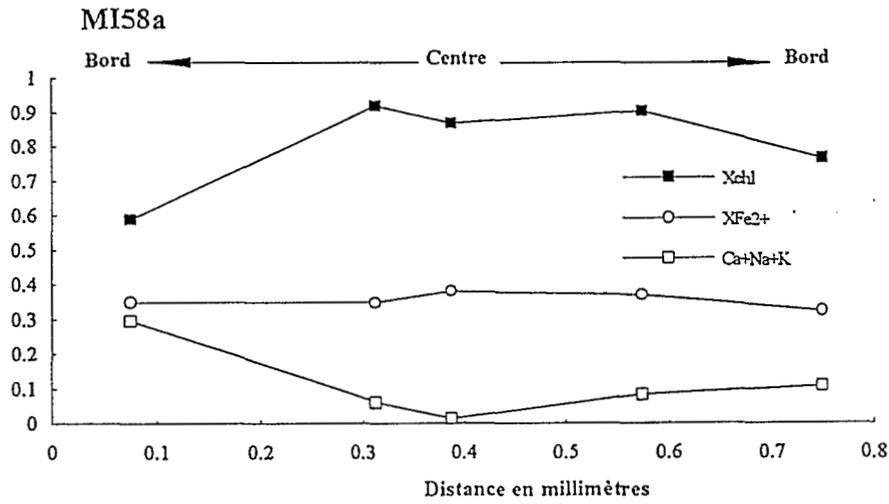


Fig.V.2. : Variations de divers paramètres des phyllosilicates mafiques en fonction de la position de l'analyse dans une amygdale présente dans un basalte en coussins de la Formation Santiago (éch. MI.58, amygdale a, Type A).

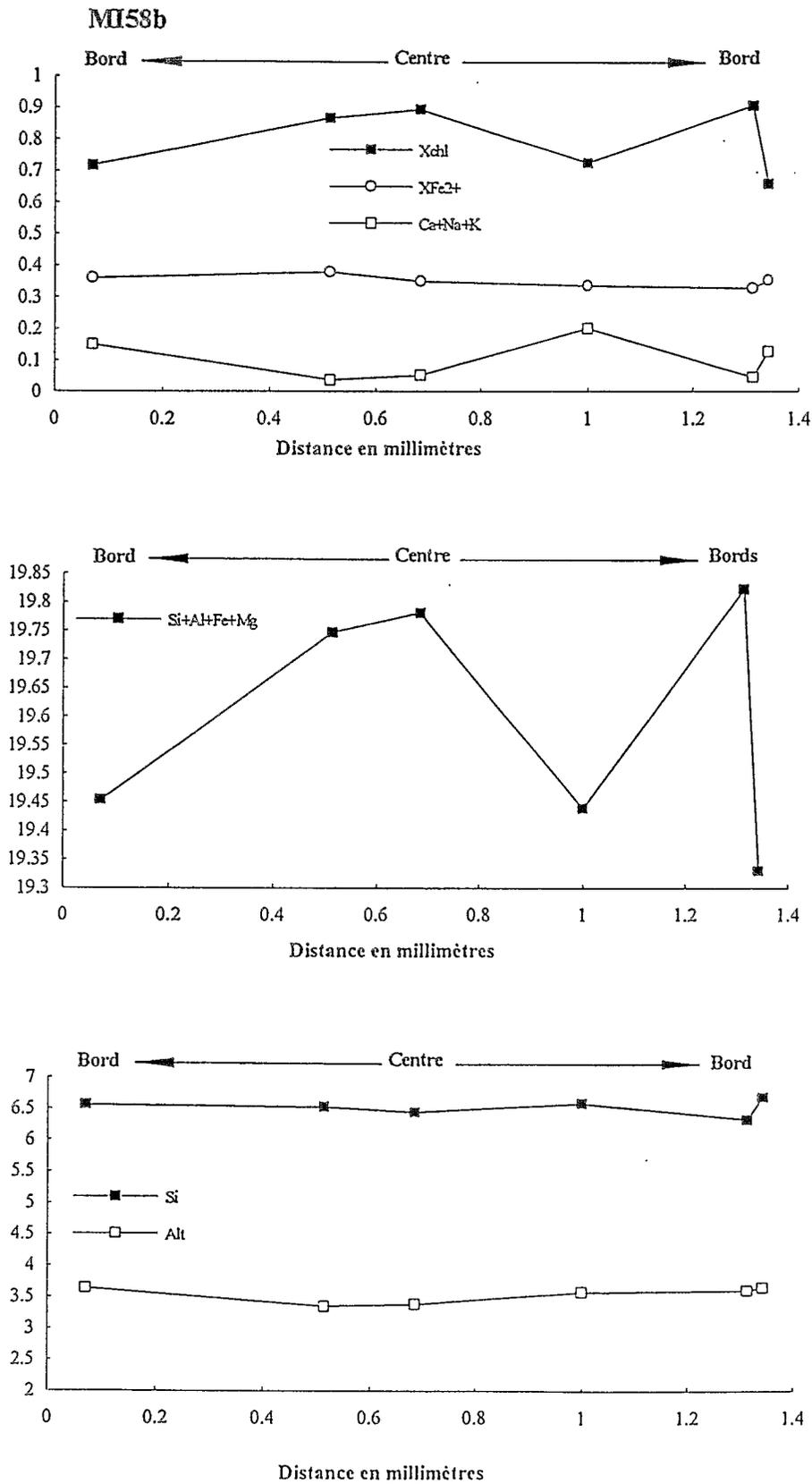


Fig.V.3. : Variations de divers paramètres des phyllosilicates mafiques en fonction de la position de l'analyse dans une amygdale présente dans un basalte en coussins de la Formation Santiago (éch. MI.58, amygdale b, Type B).

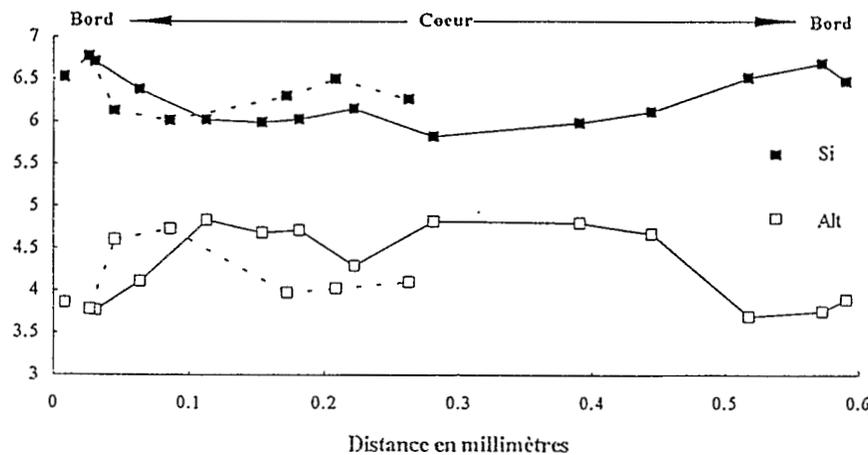
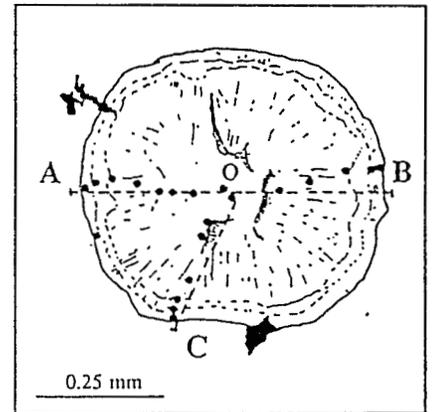
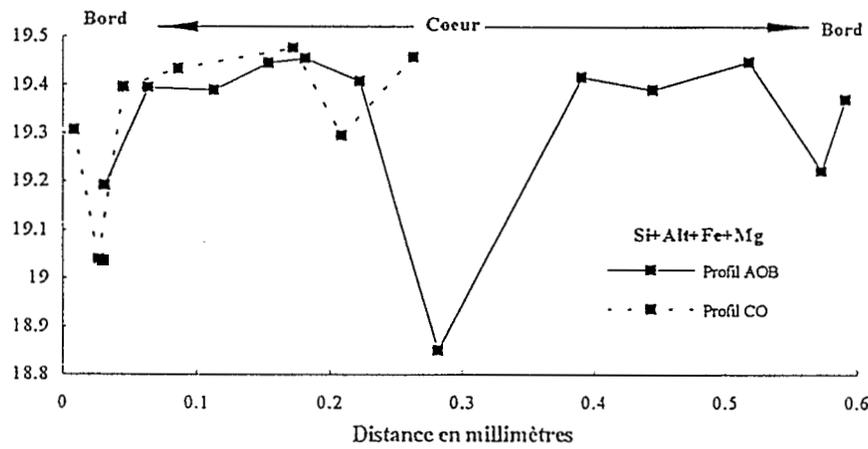
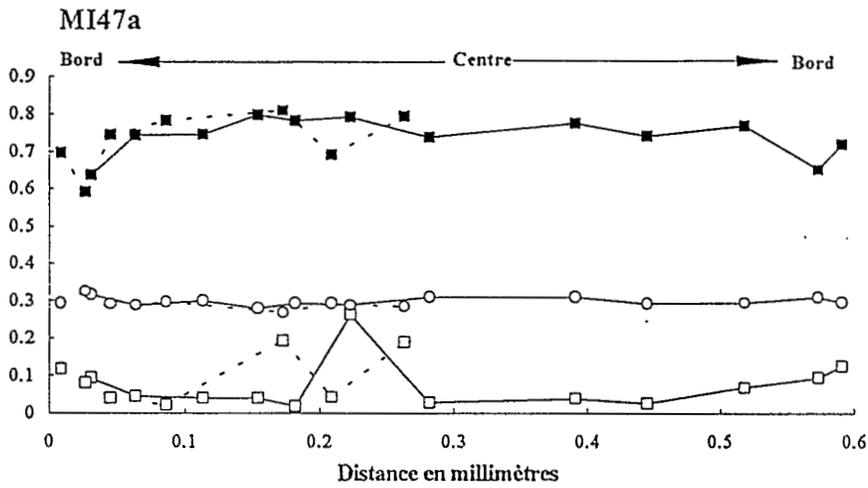


Fig.V.4. : Variations de divers paramètres des phyllosilicates mafiques en fonction de la position de l'analyse dans une amygdale présente dans une coulée massive de la Formation Santiago (MI47 amygdale a, Type C).

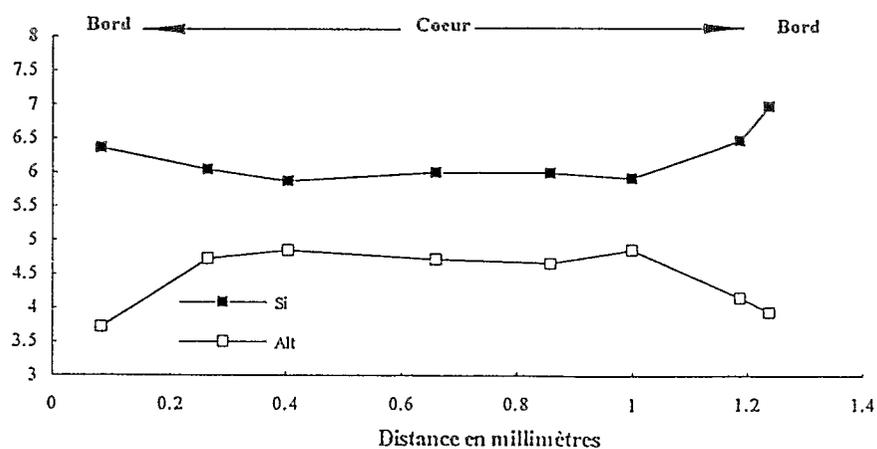
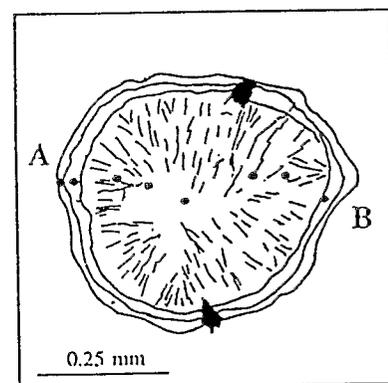
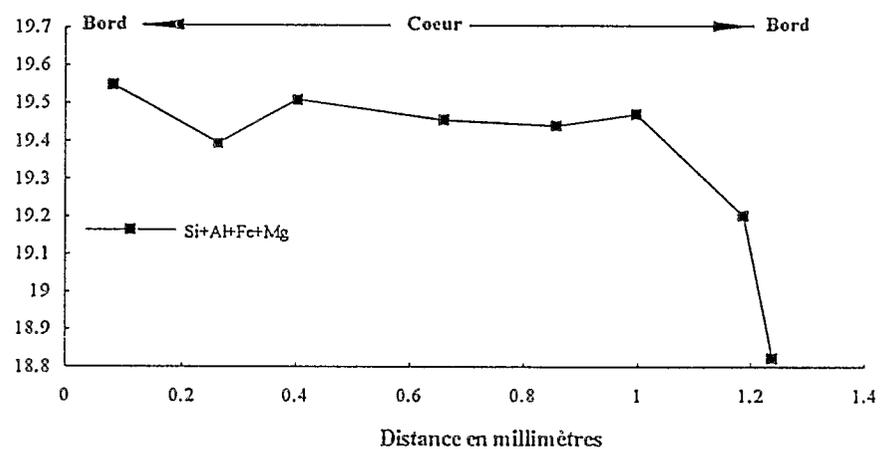
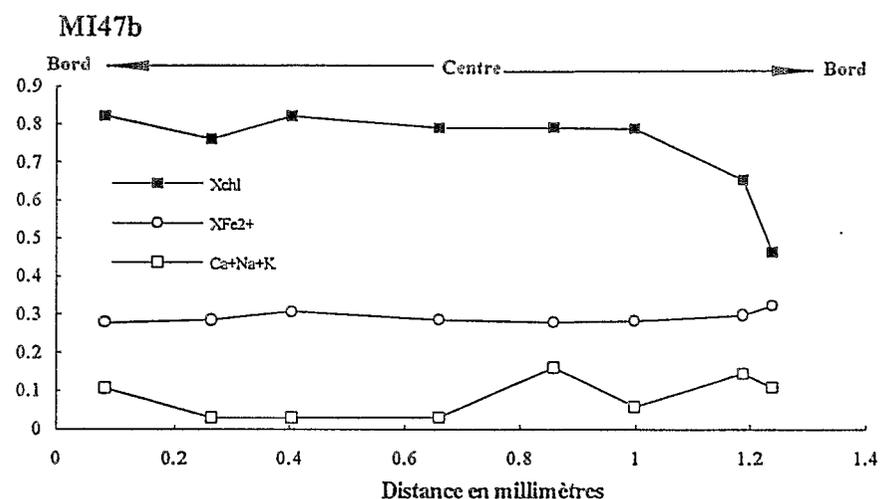


Fig.V.5. : Variations de divers paramètres des phyllosilicates mafiques en fonction de la position de l'analyse dans une amygdale présente dans une coulée massive de la Formation Santiago (MI47, amygdale b, Type D).

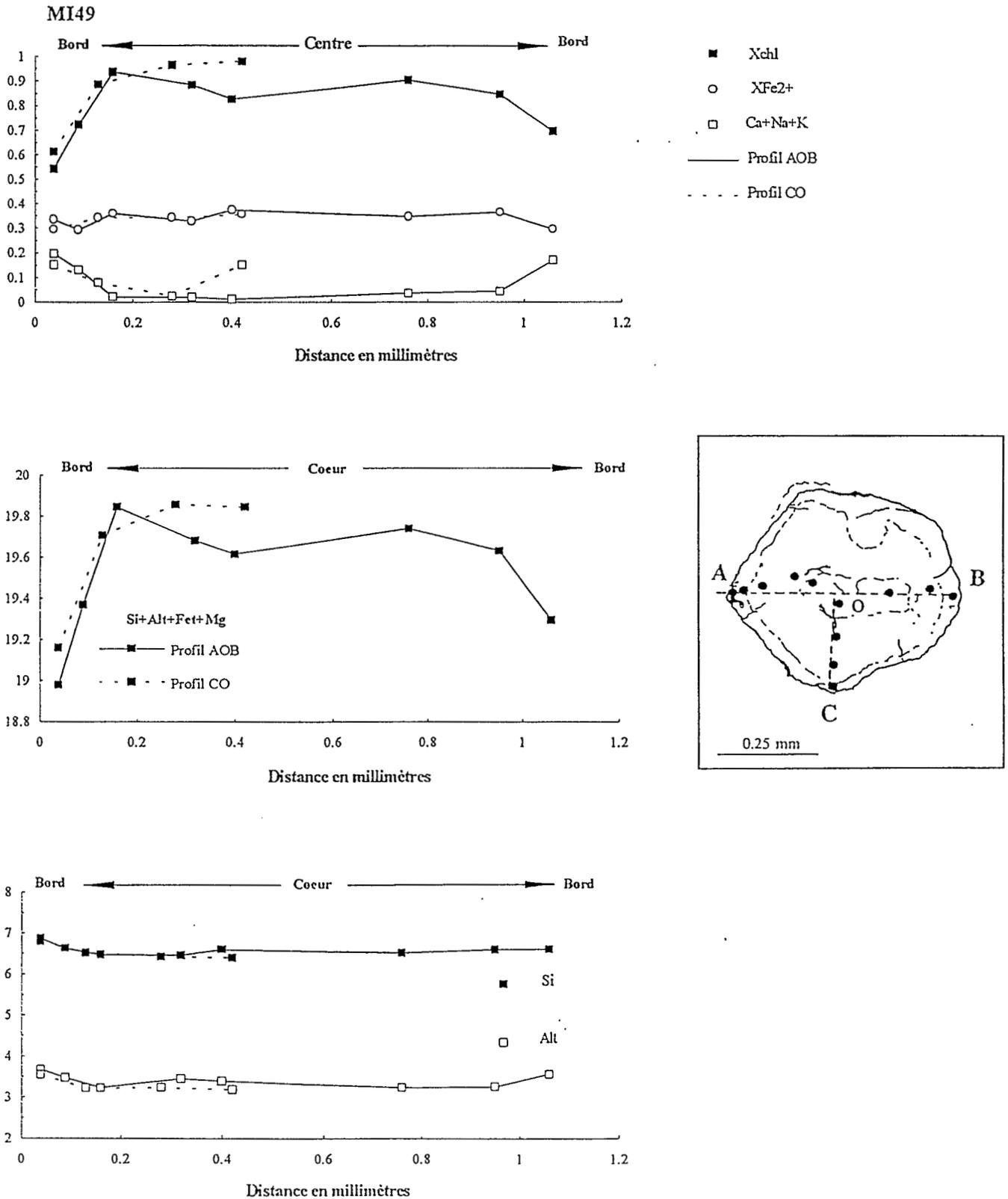


Fig.V.6 : Variations de divers paramètres des phyllosilicates mafiques en fonction de la position de l'analyse dans une amygdale présente dans une coulée massive de la Formation Santiago (MI49).

phyllosilicates mafiques montrent des variations parfois importantes. La comparaison des analyses correspondant à des traversées d'amygdale et d'analyses effectuées de façon plus aléatoire, dans d'autres amygdales, montre que les phyllosilicates mafiques situés en bordure d'amygdale ne sont pas de façon systématique des interstratifiés S/C mais qu'ils peuvent correspondre à des chlorites. La coexistence de chlorites et d'interstratifiés en zones plus ou moins concentriques suggère que le remplissage de ces amygdales s'est peut-être effectué en plusieurs fois et que l'alternance de différents types de phyllosilicates mafiques correspond peut-être à plusieurs venues de fluides.

D- Une dernière amygdale présente dans le même échantillon (MI47b ; Fig.V.5) et montrant le même type de zonation optique a également été étudiée en détail. Les divers paramètres utilisés soulignent la coexistence de chlorite et d'interstratifiés S/C bien que la répartition de ces minéraux, dans ce cas, semble plus aléatoire que dans l'exemple précédent si l'on considère la somme des cations non-interfoliaires et le X_{chl} . En revanche, les teneurs en Si et Al total de ces phyllosilicates sont relativement variables et évoluent de façon symétrique par rapport au centre de l'amygdale. Ici encore, le $X_{Fe^{2+}}$ des minéraux est constant, qu'il s'agisse de chlorites ou d'interstratifiés S/C.

Ces différentes zones, à l'intérieur des amygdales décrites où coexistent chlorite et interstratifiés S/C, soulignent l'hétérogénéité du type de phyllosilicates présents au sein d'un micro-domaine. Ceci suggère que l'équilibre n'est probablement pas atteint à cette échelle. D'autre part, les différentes zones où apparaissent divers types de phyllosilicates mafiques pourraient correspondre à des fluides de composition variée qui ont circulé à des moments différents. Dans les amygdales où une zonation optique est observée, les limites entre les différents phyllosilicates ne sont pas tranchées et seules la taille et la couleur des cristaux évoluent. En revanche, lorsque deux types de phyllosilicates distincts pétrographiquement et chimiquement (amygdale du basalte en coussins MI.35, p.157) apparaissent, il s'agit probablement de circulations qui pourraient être éloignées dans le temps. Pour vérifier l'hypothèse de la venue de plusieurs fluides de composition variée au cours du temps il faudrait connaître le mécanisme de remplissage des amygdales dans un basalte au cours d'une altération. S'agit-il d'un processus relativement continu dans le temps? Quelle est la durée de remplissage d'une amygdale? Les fluides pénètrent-ils dans la vacuole par l'intermédiaire de fissures ou par les joints de grains? Sous quelle phase (vapeur, liquide) circulent-ils? Comment expliquer la répartition concentrique des minéraux dans une amygdale?

De ces graphiques, il ressort également que le rapport $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ est constant au sein d'une amygdale et d'un même échantillon alors que les autres paramètres (X_{chl} , somme des cations non-interfoliaires et interfoliaires) peuvent varier considérablement. La silice et l'aluminium total sont parfois constants. Ceci suggère que la composition des fluides responsables de la cristallisation des phyllosilicates mafiques a peu varié au cours du temps, tout au moins en ce qui concerne ces éléments. Si les interstratifiés S/C et les chlorites correspondent à plusieurs venues de fluides à des périodes différentes, cela implique que la composition de ces fluides puisse être contrôlée par la composition de la roche-hôte. Les éléments Si, Al, Fe et Mg, sont des éléments majeurs qui entrent à la fois dans la

composition des phyllosilicates mafiques et dans celle des laves basiques à intermédiaires dans lesquelles les phyllosilicates mafiques cristallisent. Ceci appuie l'hypothèse d'un contrôle de la composition des phyllosilicates mafiques par celle de la roche-hôte.

(4) La présence de *chlorite* seule a été observée sur les spectres de diffraction correspondant aux **Formations Misahualli (Nord et Sud)** et **Colán** ainsi que dans ceux des **intrusifs basaltiques hypovolcaniques** de la **Formation Chala** (Tab.V.11). Ces spectres sont caractérisés par un pic relativement bien marqué à 14 Å, ce qui témoigne du degré de cristallisation de ces minéraux. Ce pic ne migre pas après traitement au glycol et chauffage. D'autre part, on remarque, dans la plupart des cas, une inversion d'intensité des pics à 14 et 7 Å après le chauffage qui a été interprétée comme la caractéristique des chlorites ferrifères (Holtzappffel, 1985). On peut constater que dans les échantillons où l'influence du métamorphisme thermique est clairement visible (notamment dans certains échantillons de la Formation Misahualli du Sud), les pics de diffraction des chlorites sont très bien marqués. La chlorite est également le seul phyllosilicate mafique présent dans quelques coulées des **Formations Chala** (CHA124, 129, 138), **Santiago** (coulées massives MI46 et 65) et **Río Grande** (RG15, 22). Dans cette dernière formation, les échantillons où la chlorite est seule présente proviennent des parties sommitales de coulées. Au cœur et à la base des coulées, la chlorite coexiste avec des interstratifiés S/C (cf ci-dessus).

De façon générale, les analyses microsonde s'accordent avec les spectres de diffraction. C'est en effet dans les échantillons où seule la chlorite a été mise en évidence par les rayons X, que les phyllosilicates mafiques s'approchent le plus de chlorites avec des valeurs du X_{chl} proche de 1. La somme des cations non-interfoliaires ($Si+Al_t+Fe_t+Mg+Mn$) de ces phyllosilicates est proche de 20 (pour 28 oxygènes) et la somme des cations interfoliaires est en général basse (Fig.V.1 et Tab.V.11). Selon la classification de Hey (1954), ces phyllosilicates mafiques sont en majorité des pycnochlorites et des brunsvigites.

En revanche, quelques analyses se situent dans le domaine des diabantites dans le diagramme de classification de Hey, ce qui est habituellement interprété comme étant dû à la présence de feuillets de smectite interstratifiés dans la structure du minéral (Bettison et Schiffman, 1988). Ces analyses correspondent de fait à des interstratifiés S/C si l'on considère les différents paramètres de référence utilisés. Le fait que ces interstratifiés S/C n'aient pas été mis en évidence par la diffraction des rayons X est peut-être lié à la méthode employée pour réaliser cette analyse (roche totale). Les chlorites sont probablement beaucoup plus abondantes que les interstratifiés S/C, ce qui masque la présence de ces derniers sur les spectres de diffraction. Les analyses microsonde ponctuelles sont à ce titre beaucoup plus précises.

III.1.1.4. Contrôle de la composition des phyllosilicates mafiques par la roche-hôte.

Une comparaison de la composition de l'ensemble des phyllosilicates mafiques présents dans les différentes formations, et notamment du rapport MgO/FeO , et de la composition chimique des roches dans lesquelles ces minéraux cristallisent, a été effectuée (Fig.V.7 et V.8). En général, une bonne corrélation existe entre les rapports $MgO/(FeO)$ des phyllosilicates mafiques et de la roche hôte. Cette corrélation pourrait indiquer un contrôle de la composition des phyllosilicates mafiques par la composition chimique de la roche-hôte. On a vu par ailleurs (*cf* p. 164) que dans certaines amygdales composées de chlorites et d'interstratifiés S/C, présentes dans les basaltes en coussins et les coulées massives de la Formation Santiago, le rapport $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ restait constant pour tous les phyllosilicates d'un même échantillon, indépendamment de leur type. Cette constance appuie l'hypothèse d'un contrôle de la composition chimique des phyllosilicates mafiques par la composition chimique de la roche-hôte. D'autre part, le fait que les variations de composition des phyllosilicates en terme de $X_{Fe^{2+}}$ soient restreintes montre que la composition des roches où ces phyllosilicates mafiques ont été analysés varie peu. Il s'agit en effet, le plus souvent, de basaltes.

Selon de nombreux auteurs (Kawachi, 1975 ; Bevins et Rowbotham, 1983 ; Shikazono et Kawahata, 1987 ; Bettison et Schiffman, 1988 ; Bevins et Merriman, 1988 ; Schiffman et Fridleifsson, 1991 ; Bevins *et al.*, 1991 ; Bettison-Varga *et al.*, 1991 ; Morin *et al.*, 1993), le rapport $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ des phyllosilicates mafiques est effectivement contrôlé par la composition des roches-hôtes.

D'autre part, on constate sur la figure V.7 que, dans le cas des Formations Santiago, Misahualli et Colán, la droite de régression des moyennes des compositions des phyllosilicates mafiques, exprimées en terme du rapport MgO/FeO , s'approche de la droite 1:1. Selon Shikazono et Kawahata (1987), ceci pourrait indiquer que la composition des phyllosilicates est fortement influencée par la composition de la roche-hôte. En revanche, on remarque que les droites de régression calculées pour les phyllosilicates mafiques des Formations Río Grande et Chala s'éloignent considérablement de la droite 1:1, même si les coefficients de corrélation restent proches de 0.9. La valeur élevée des coefficients de corrélation suggère qu'il existe toujours un contrôle de la composition des "chlorites" par la composition de la roche. Cependant, à d'importantes variations de composition de la roche-hôte, correspondent, comparativement, de plus faibles variations de la composition des phyllosilicates mafiques, ce qui pourrait indiquer que le contrôle de la composition des "chlorites" par la roche est moins important que dans le cas des Formations Misahualli, Colán et Santiago et que d'autres paramètres comme la composition chimique du fluide peuvent intervenir pour contrôler la composition des phyllosilicates mafiques. D'après Shikazono et Kawahata (1987), le fait que la composition des "chlorites" diffère significativement de la composition de la roche-hôte montre que le rapport MgO/FeO des "chlorites" n'est pas contrôlé uniquement par la composition de la roche-hôte.

Dans le cas de la Formation Misahualli, on constate qu'un échantillon de rhyodacite (MI143) s'écarte considérablement de la droite de régression. Dans cet échantillon, les phyllosilicates mafiques

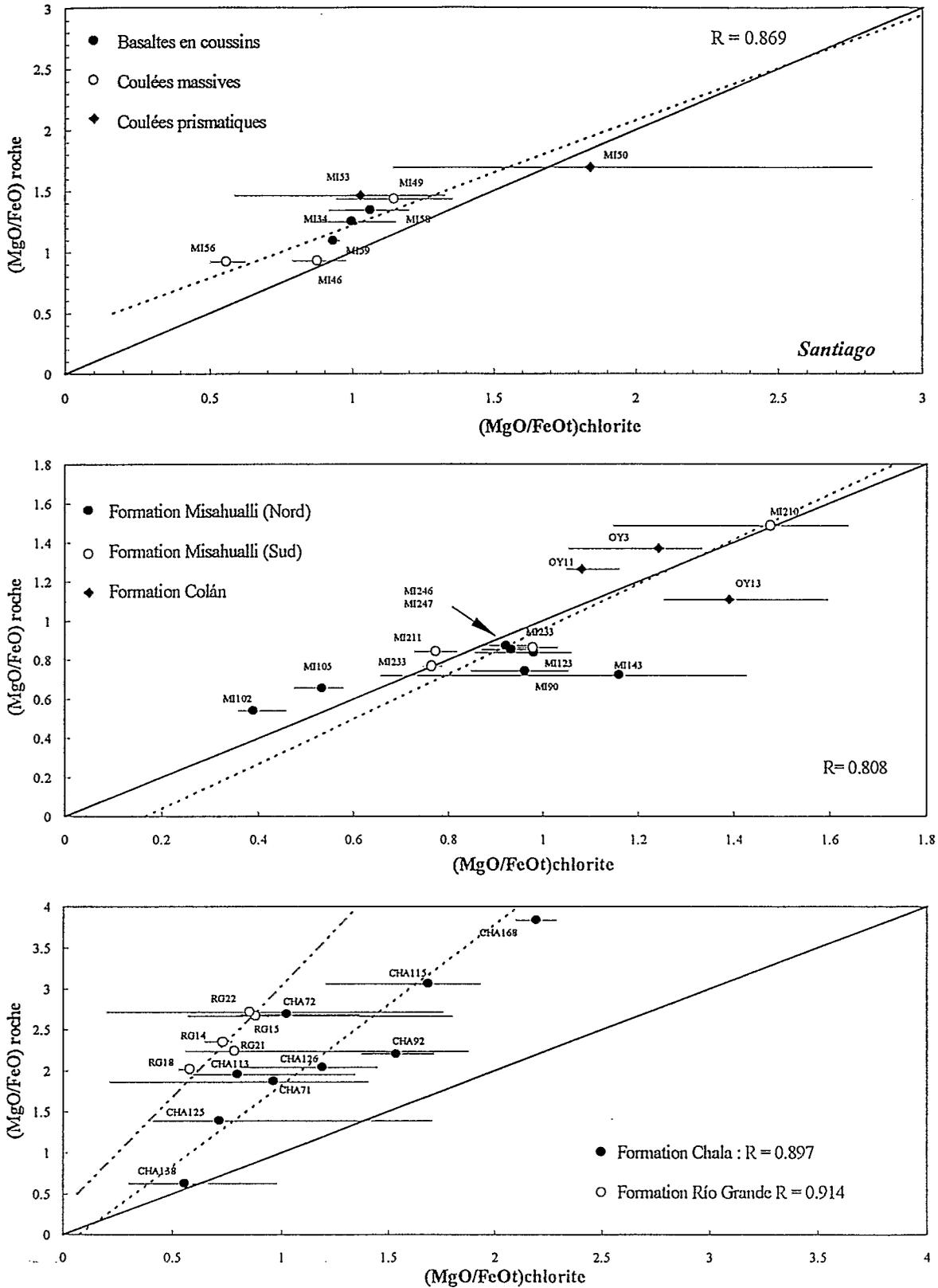


Fig.V.7. : Comparaison des compositions chimiques des phyllosilicates mafiques et de leur roche-hôte en terme du rapport MgO/FeO. Les barres horizontales représentent les intervalles de composition de phyllosilicates et les points correspondent aux moyennes. Les droites en tiretés correspondent aux droites de régression linéaire calculées pour chaque formation ou groupe de formations (Misahualli et Colán). Les coefficients de corrélation sont indiqués dans les diagrammes.

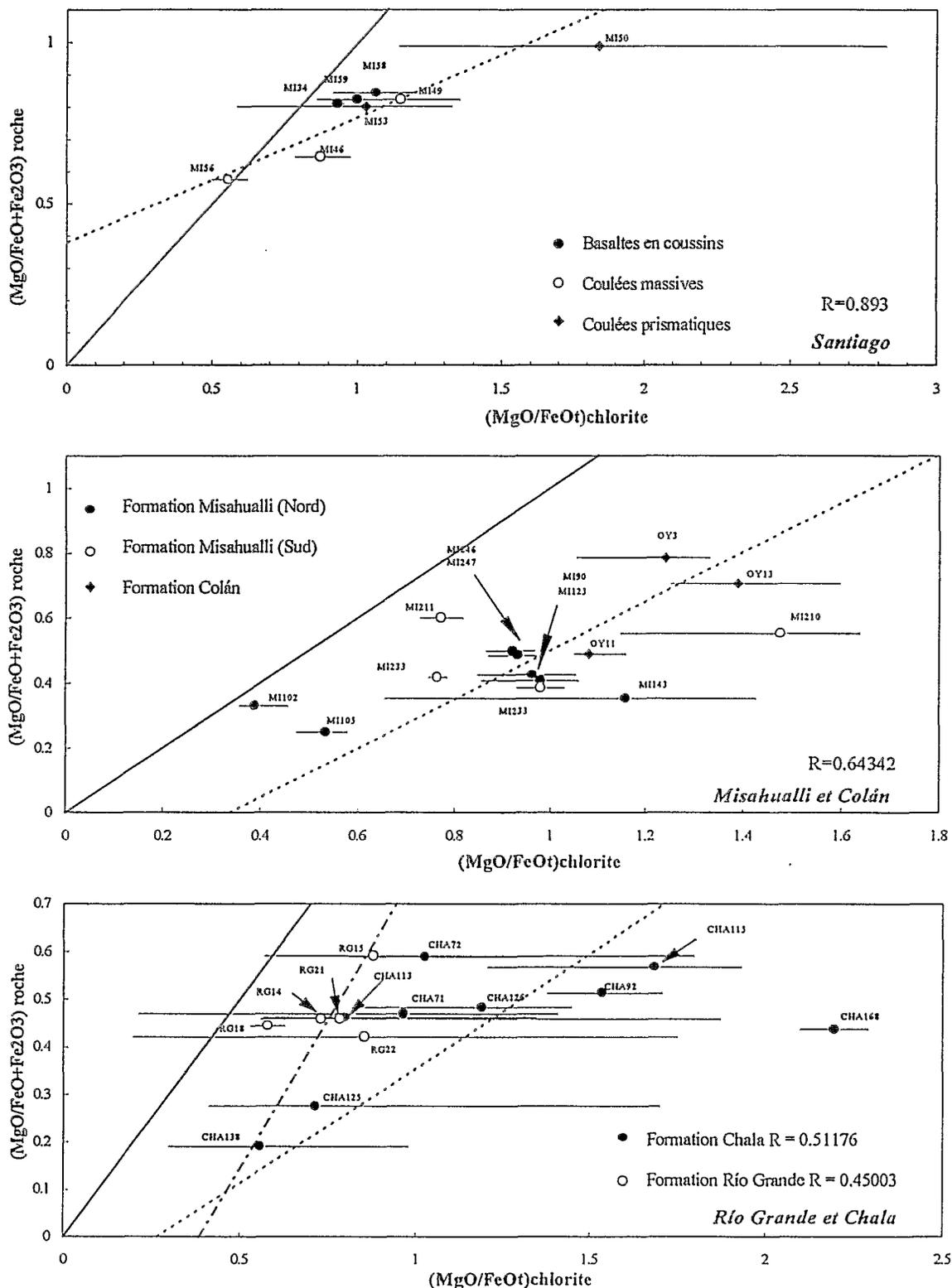


Fig.V.8. : Comparaison des compositions chimiques des phyllosilicates mafiques et de leur roche-hôte en terme du rapport $\text{MgO}/\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$. Les barres horizontales représentent les intervalles de composition de phyllosilicates et les points correspondent aux moyennes. Les droites en tiretés correspondent aux droites de régression linéaire calculées pour chaque formation ou groupe de formations (Misahualli et Colán). Les coefficients de corrélation sont indiqués dans les diagrammes.

remplacent partiellement les biotites et sont caractérisés par la présence de potassium dans leur structure. Ce potassium est probablement hérité des biotites préexistantes. Ceci expliquerait que cet échantillon soit situé loin de la droite de régression.

Pour effectuer la comparaison entre la composition des chlorites et de celle de la roche totale, nous n'avons considéré dans un premier temps que le fer ferreux des roches totales. En effet, dans la mesure où dans les phyllosilicates mafiques analysés à la microsonde tout le fer est exprimé sous forme de Fe^{2+} , il nous paraissait plus logique de ne considérer que le fer ferreux de l'analyse des roches totales. Cependant, nous avons également calculé les droites de régression et les coefficients de corrélation des rapports fer/magnésium entre les chlorites et la roche-hôte en prenant tout le fer ($FeO+Fe_2O_3$). Lorsque l'on compare ainsi les rapports MgO/FeO des roches et des chlorites qu'elles comportent, on constate une diminution considérable des coefficients de corrélation (Fig.V.8). C'est notamment dans les Formations Río Grande et Chala où le rapport Fe_2O_3/FeO est beaucoup plus élevé que dans les laves des Formation Colán, Misahualli et Santiago, que les coefficients de corrélation sont les plus bas. Ce point sera développé dans la partie chimie (cf Chapitre VI). Les différences observées entre les phyllosilicates mafiques des Formations Santiago, Misahualli et Colán et ceux des Formations Río Grande et Chala, seraient donc liées à un problème d'oxydation des roches. Dans la première partie de ce chapitre, on a constaté que les laves des Formations Chala et Río Grande présentaient un aspect rouge typique de l'oxydation subie par ces laves.

III.1.1.5. "Géothermométrie" des phyllosilicates mafiques.

Certains auteurs (Cathelineau et Nieva, 1985 et Cathelineau, 1988), ont proposé l'utilisation des chlorites comme géothermomètre, basé sur une relation linéaire qui existe entre la température mesurée *in situ* dans des puits de forage et la teneur en Al^{IV} de ces minéraux.

Pour établir ce géothermomètre, Cathelineau et Nieva (1985) ont utilisé des chlorites présentes dans des andésites et des rhyolites du champ géothermique actif de Los Azufres (Mexique). Ces phyllosilicates mafiques sont situés dans la mésostase, en remplissage de veines et de vacuoles et en remplacement de minéraux ferromagnésiens primaires. Ils sont associés à d'autres minéraux d'altération comme l'albite, la calcite, le quartz, la titanite ou l'épidote (entre autres). Ces minéraux sont d'origine hydrothermale. Dans ces roches, aucune évidence de plusieurs phases d'altération superposées ou de métamorphisme rétrograde n'a été observée. L'ensemble de ces caractéristiques ne diffère pas fondamentalement des caractéristiques des transformations minéralogiques secondaires observées dans les formations jurassiques du Pérou et d'Equateur. Aussi l'emploi du géothermomètre des chlorites dans le cas des altérations anciennes ne semble pas *a priori* dénué de fondement. En outre, Bevins *et al.* (1991), ont montré que l'utilisation de ce géothermomètre pouvait être valide dans des metabasites soumises à un métamorphisme régional dans des conditions allant du faciès zéolite au faciès schistes verts.

Formation	Echantillon	Type de lave	T°C (Cathelineau et Nieva, 1985)				
			Nbre d'analyse	MINIMUM	MAXIMUM	MOYENNE	σ
SANTIAGO	MI34	Basalte en coussins	5	152	190	168	15
	MI35	Basalte en coussins	24	111	257	173	38
	MI58	Basalte en coussins	23	110	211	170	24
	MI59	Basalte en coussins	17	76	228	153	42
	MI46	Coulée massive	7	149	195	176	14
	MI47	Coulée massive	28	103	289	217	50
	MI49	Coulée massive	14	121	195	166	21
	MI55	Coulée massive	12	60	163	123	31
	MI56	Coulée massive	21	66	132	110	17
	MI50	Coulée prismatique	3	55	87	66	18
	MI53	Coulée prismatique	4	42	140	76	44
MISAHUALLI	MI102	Ignimbrite	15	221	292	269	18
	MI105	Ignimbrite	5	163	282	227	50
	MI123	Dacite	8	224	280	250	23
	MI143	Rhyo-dacite	17	100	299	201	57
	MI244	Basalte andésitique	12	267	320	291	17
	MI246	Basalte andésitique	10	196	251	230	15
	MI247	Basalte andésitique	6	237	259	248	8
	MI90	Andésite	15	166	286	254	34
	MI155	Basalte andésitique	5	164	258	201	38
	MI210	Dacite	6	89	157	130	23
	MI211	Basalte andésitique	15	199	230	214	8
	MI212	Basalte andésitique	2	277	282	279	3
	MI233	Basalte andésitique	2	165	244	204	56
Colán	OY11	Basalte andésitique	12	248	272	258	9
	OY13	Basalte andésitique	7	154	194	177	15
	OY3	Dacite	7	128	249	192	45
Río Grande	RG14	Coeur de coulée	11	76	268	227	54
	RG15	Sommet de coulée	24	13	234	194	44
	RG18	Coeur de coulée	2	242	252	247	7
	RG21	Coeur de coulée	18	49	265	221	67
	RG22	Sommet de coulée	8	25	218	141	76
CHALA	CHA113	Intrusif basaltique	20	203	320	250	35
	CHA115	Intrusif basaltique	15	69	255	217	47
	CHA126	Intrusif basaltique	9	160	258	221	38
	CHA71	Intrusif basaltique	18	146	252	212	39
	CHA72	Intrusif basaltique	26	171	291	236	28
	CHA92	Intrusif basaltique	15	145	245	225	24
	CHA125	Coulée basaltique	9	138	227	183	34
	CHA138	Coulée basaltique	12	233	337	284	40
	CHA168	Coulée basaltique	2	152	171	161	13

Tab.V.12. : Résultats du géothermomètre des chlorites (Cathelineau et Nieva, 1985) appliqué aux phyllosilicates mafiques présents dans les différentes formations étudiées.

Cathelineau et Nieva (1985) ont comparé la composition chimique des chlorites présentes dans la série volcanique du champ géothermique de Los Azufres avec des mesures de température *in situ*, et des données sur les inclusions fluides. Ils ont observé une bonne corrélation ($R^2 = 0.97$) entre l'aluminium tétraédrique des phyllosilicates mafiques analysés et la température mesurée *in situ*. Une estimation de la température de cristallisation des chlorites peut être faite en utilisant l'équation suivante qui correspond à l'équation de la droite de régression entre l'aluminium tétraédrique et la température (Cathelineau et Nieva, 1985) :

$$T \text{ } ^\circ\text{C} = -61.9229 + 321.9772 (\text{Al}^{\text{IV}})$$

Ce géothermomètre a été établi au départ pour des chlorites vraies mais Cathelineau utilise en fait des analyses d'interstratifiés S/C avec un certain pourcentage en cations interfoliaires (Ca, Na et K). De plus, Cathelineau (1988) montre que l'extrapolation de la droite de régression à plus basse et plus haute température peut être faite.

Les résultats de l'application du géothermomètre de Cathelineau aux phyllosilicates mafiques sont résumés dans le tableau V.12. Les températures obtenues sont représentées en fonction du paramètre X_{chl} (Fig.V.9. Sur cette figure nous avons conservé la distinction faite entre les types de phyllosilicates mafiques basée sur les résultats de la diffraction X.

Une bonne corrélation existe entre le paramètre X_{chl} et la température estimée à partir du géothermomètre des chlorites (Cathelineau et Nieva, 1985 ; Cathelineau, 1988). En effet, les températures les plus basses ont été obtenues pour les smectites présentes dans les coulées prismatiques de la Formation Santiago tandis que dans les laves où seule la chlorite a été mise en évidence par les rayons X, les phyllosilicates mafiques sont caractérisées par les plus hautes températures. Des valeurs intermédiaires sont obtenues pour les roches où les interstratifiés S/C sont dominants (Fig.V.9 et Tab.V.12).

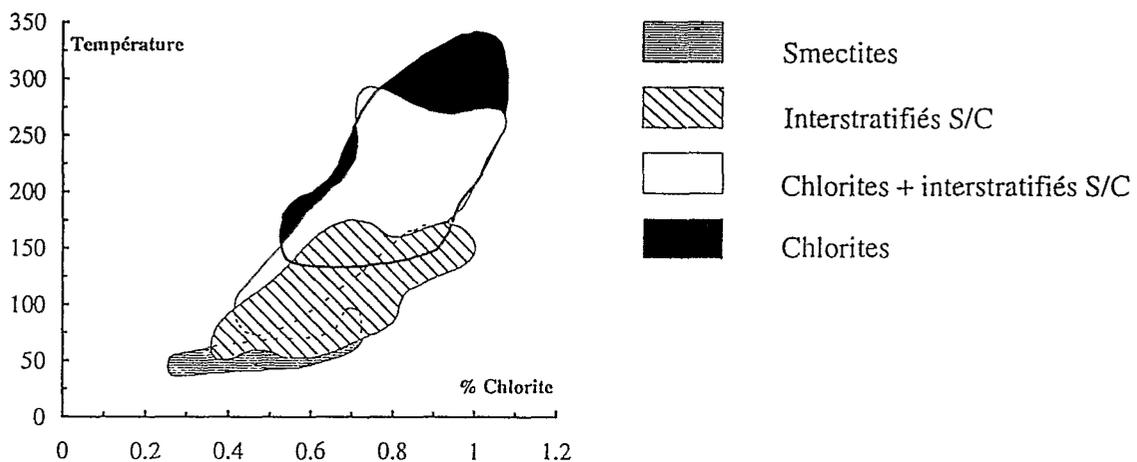


Fig.V.9. : Diagramme des températures (géothermomètre des chlorites de Cathelineau et Nieva, 1985) pour les différents types de phyllosilicates mafiques présents indépendamment des formations auxquelles ils appartiennent.

Les températures moyennes suivantes ont été établies pour les groupes de roches différenciés grâce à la diffraction.

★ Les températures moyennes calculées pour les smectites présentes dans les coulées prismatiques de la Formation Santiago sont d'environ 70°C.

★ Les échantillons où seuls des interstratifiés S/C ont été identifiés à l'aide de la diffraction des rayons X sont caractérisés par des températures moyennes comprises entre 110 et 130°C. Ces échantillons correspondent à une dacite de la Formation Misahualli du Sud (MI210) et à une coulée massive de la Formation Santiago (MI55 et 56 qui sont deux échantillons provenant d'une même coulée).

★ Les roches où l'association interstratifiés S/C + chlorite a été observée montrent des températures moyennes comprises entre 150 et 220°C environ. Ces échantillons appartiennent aux coulées massives et aux basaltes en coussins de la Formation Santiago (respectivement MI34 ; 35 ; 58 et 59 et MI46, 47 et 49) ainsi qu'aux Formations Chala (CHA115 et 125) et Río Grande (RG15 et 21).

★ Enfin, les températures moyennes, correspondant aux échantillons où seule la chlorite est présente, oscillent entre 180 et 280° C. Ces moyennes correspondent aux phyllosilicates mafiques provenant des laves des Formations Misahualli (Nord et Sud) et Colán, de la quasi-totalité des échantillons d'intrusifs de la Formation Chala ainsi qu'à quelques coulées de cette même formation et aux sommets de coulées de la Formation Río Grande.

Si les moyennes de température calculées à l'échelle d'un échantillon (Tab.V.12.) sont globalement cohérentes entre les différents échantillons renfermant le même type de phyllosilicate mafique présent ou appartenant à la même formation, on pourra remarquer qu'à l'intérieur d'un même échantillon, les températures calculées varient souvent considérablement (Tab.V.12) et que les écarts-types sont parfois très élevés. Il faudrait déterminer si les écarts de températures calculés à l'échelle d'une seule lame mince correspondent à différentes générations de phyllosilicates ou si la composition chimique du milieu aux dépens duquel les phyllosilicates mafiques se développent, influence celle des phyllosilicates et donc la température. En effet, cette température n'est qu'un reflet de la composition du minéral par la nature même du calcul effectué suivant Cathelineau. Un élément de réponse peut être apporté par les phyllosilicates mafiques présents dans les dacites et rhyodacites des Formations Misahualli et Colán où ces minéraux semblent comporter un certain nombre d'éléments chimiques hérités du minéral aux dépens duquel ils cristallisent (K_2O).

D'autre part, dans les amygdales des laves massives et des basaltes en coussins de la Formation Santiago où des profils systématiques ont été effectués, on remarque que la température calculée évolue au sein d'une même amygdale depuis la bordure vers le cœur (Fig.V.10). Ces variations correspondent globalement aux différents types de phyllosilicate mafique présents dans ces amygdales (cf ci-dessus). L'évolution observée est généralement plus ou moins symétrique par rapport au centre de l'amygdale. On remarquera que les écarts de température obtenus sont parfois très importants pour

des points relativement proches les uns des autres. Dans les amygdales optiquement zonées (MI47), les profils de température calculée selon la méthode de Cathelineau sont caractérisés par une distribution grossièrement "bimodale" des températures. En effet, dans certaines amygdales zonées (MI47a), on remarque que la température commence à diminuer dans une première zone, puis elle semble évoluer de façon relativement progressive en augmentant du bord vers le coeur jusqu'à un maximum. Enfin, la température décroît. Cette progression est relativement symétrique de part et d'autre de l'amygdale. Ceci appuie l'hypothèse de plusieurs fluides hydrothermaux ayant circulé dans la roche à des températures différentes ou avec des compositions différentes, le géothermomètre de Cathelineau reflétant la teneur en aluminium dans le site tétraédrique des phyllosilicates mafiques.

L'augmentation de la température vers le centre de l'amygdale peut être expliquée par un refroidissement du fluide plus rapide au début du remplissage de l'amygdale lorsque la paroi de celle-ci est plus ou moins froide. Avec le temps, l'intérieur de l'amygdale atteint une température plus élevée et les fluides (qu'il s'agisse d'une nouvelle venue ou que le remplissage soit constant dans le temps) circulant dans la roche se refroidissent moins au contact de l'amygdale. Ainsi, les phyllosilicates qui cristallisent au centre de l'amygdale refléteraient plus la température effective du fluide. Seule la partie centrale de l'amygdale pourrait être alors considérée comme à l'équilibre avec le fluide qui circule dans la roche. Pour cela, il faut également que la circulation des fluides dans la roche soit un phénomène qui persiste dans le temps, avec des fluides qui arrivent en permanence dans la vacuole jusqu'à ce que la totalité de cette amygdale soit remplie. Ce phénomène dépendrait alors de la taille des vacuoles ainsi que de la perméabilité de la roche.

Une autre hypothèse peut être faite en ce qui concerne l'augmentation de température (ou le passage des interstratifiés S/C vers des chlorites ou des interstratifiés S/C plus riches en chlorite) vers le centre de l'amygdale. En effet, si l'on considère qu'un seul fluide pénètre dans une amygdale, considérée alors comme un système clos, à une température donnée, un certain type de phyllosilicate mafique va cristalliser avec une certaine teneur en Si. Dans le cas des amygdales de la Formation Santiago, les premiers phyllosilicates à cristalliser sont des interstratifiés S/C avec une teneur élevée en Si. Après la cristallisation de ces minéraux, le fluide restant est appauvri relativement en Si et les phyllosilicates qui vont cristalliser plus tardivement seront plus pauvres en Si et donc plus proches des chlorites. Les phyllosilicates qui cristallisent alors sont relativement enrichis en aluminium tétraédrique et la température de Cathelineau sera augmentée de façon excessive par rapport à la réalité. Le problème est de connaître le mécanisme par lequel les fluides arrivent dans la vacuole et si cette dernière peut être considérée comme un système clos.

De façon globale, les températures obtenues à l'aide du géothermomètre de Cathelineau sont en accord avec ce qui est connu par ailleurs sur les domaines de stabilité des phyllosilicates mafiques. En effet, d'après Kristmannsdóttir (1975 ; 1979) qui étudie la transition des smectites vers les chlorites dans un champ géothermique actif d'Islande, les assemblages secondaires où la smectite est dominante

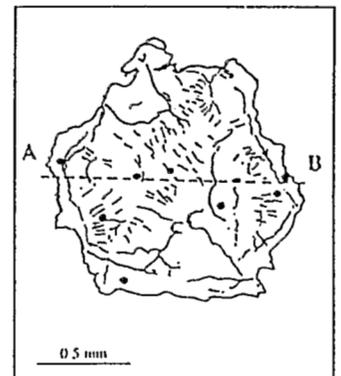
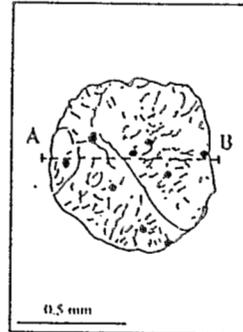
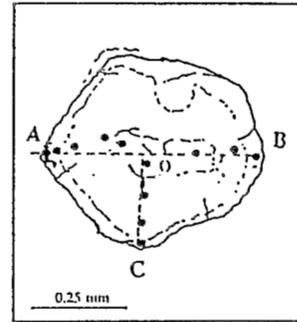
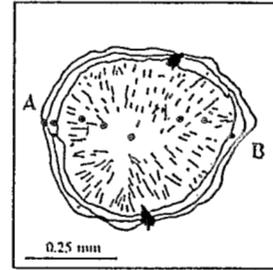
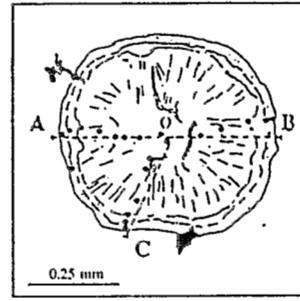
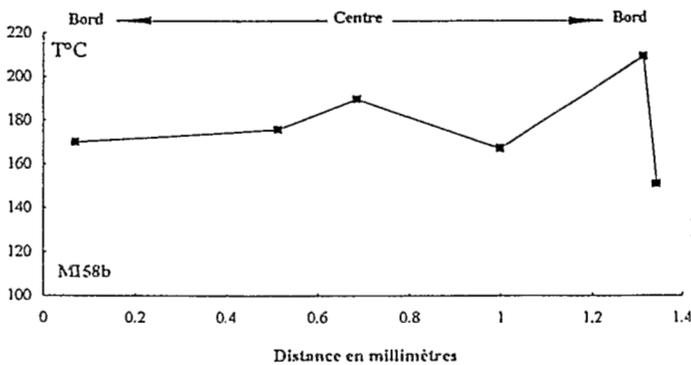
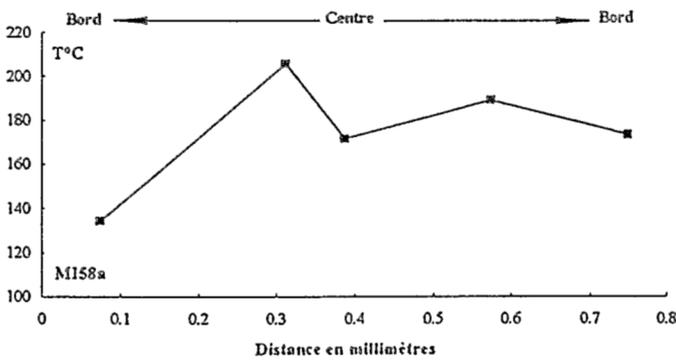
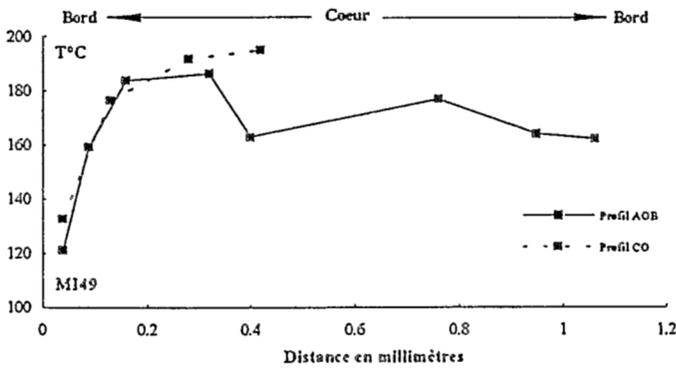
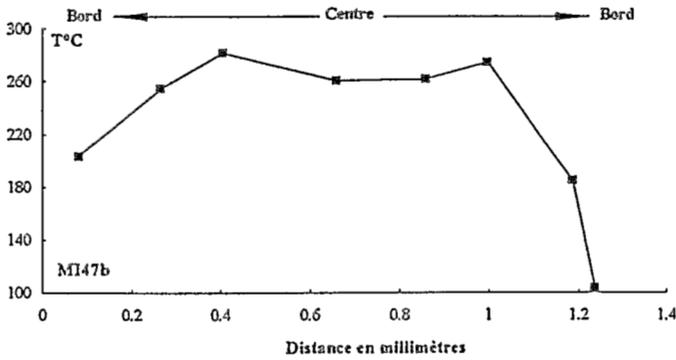
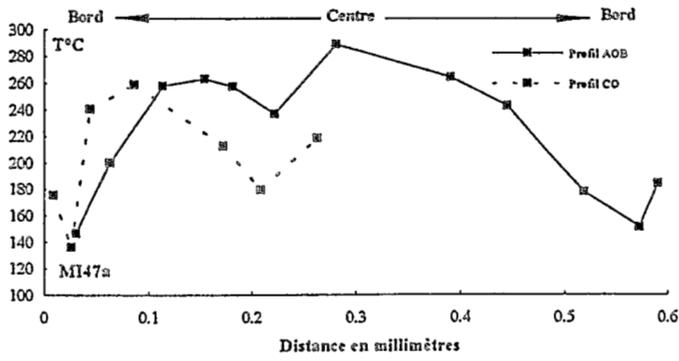


Fig.V.10. : Profils de températures calculées à partir du géothermomètre des chlorites (Cathelineau et Nicva, 1985) pour des amygdales monominérales de la Formation Santiago.

sont observés à des températures inférieures à 180 °C. La chlorite ne deviendrait dominante qu'à environ 240 °C (*in* Bettison et Schiffman, 1988 ; Bevins *et al.*, 1991). Pour Schiffman et Fridleifsson (1991), les chlorites ne deviennent prédominantes qu'à partir de 275°C. Santana de Zamora et Robinson (1994) ont étudié également la transition des smectites vers des chlorites dans des roches intermédiaires à acides du champ géothermique actif de Chipilapa (Salvador). Leur étude est basée sur la diffraction aux rayons X couplée à des analyses microsonde. Cette étude montre qu'il existe une transition très rapide des smectites à des températures inférieures à 125° C aux chlorites au dessus de 160°C. Les interstratifiés S/C seraient alors restreints à l'intervalle 125 et 160°C.

Enfin, on peut remarquer que les températures calculées à l'aide du géothermomètre de Cathelineau sont globalement en accord avec les températures de stabilité des minéraux secondaires auxquels les phyllosilicates mafiques sont associés dans les différentes séries. On remarquera par exemple que l'épidote est toujours absente des échantillons de la Formation Santiago alors qu'elle apparaît dans les laves des Formations Colán et Misahualli ainsi que dans les intrusifs de la Formation Chala. D'après Cho *et al.* (1986), l'épidote apparaîtrait à environ 200°C dans des metabasites. Les températures moyennes calculées pour les phyllosilicates présents dans la Formation Santiago sont généralement inférieures à 200°C. D'autre part, dans la Formation Misahualli et dans les intrusifs de la Formation Chala, l'actinote est fréquemment présente ce qui implique des températures supérieures à 300°C (Bird *et al.*, 1984). En revanche, les températures calculées pour les phyllosilicates de la Formation Río Grande, semblent en général trop élevées (globalement entre 140 et 227°C) par rapport aux minéraux associés parfois au sein d'un même micro-domaine. Dans certains cas, on observe, en effet, la coexistence des phyllosilicates mafiques et de céladonite dont la température de stabilité est beaucoup plus basse. Ceci suggère que la céladonite et les chlorites observées dans ces micro-domaines ne sont probablement pas à l'équilibre.

Shau et Peacor (1992) étudient la distribution des phyllosilicates mafiques dans la croûte océanique du puits ODP 504B. Ces auteurs observent des changements systématiques de la nature des phyllosilicates en fonction de leur distribution dans la croûte océanique et notamment avec la profondeur. La saponite serait dominante dans la zone de transition affectée par une altération hydrothermale de basse température. La température de cette altération, basée sur des données d'isotopes de l'oxygène, serait inférieure à 150°C (Honnorez *et al.*, 1983, Alt *et al.*, 1985). Les interstratifiés S/C et les chlorites sont présents dans la zone d'altération de haute température dont les valeurs ont été estimées entre 200 et 380°C d'après les inclusions fluides, les isotopes de l'oxygène et les assemblages minéraux (Honnorez *et al.*, 1983, Alt *et al.*, 1985). Ces données sont globalement en accord avec les températures estimées à partir du géothermomètre de Cathelineau pour les phyllosilicates mafiques présents dans les formations volcaniques jurassiques étudiées.

D'autre part, Shau et Peacor (1992) montrent que les saponites sont présentes dans des roches exemptes de zéolitisation et d'albitisation *pervasiva*, ce qui est observé dans les coulées prismatiques de la Formation Santiago.

Enfin, ces mêmes auteurs montrent des variations de composition, notamment dans les rapports $Si/(Si+Al)$ et $Fe/(Fe+Mg)$ en fonction des zones d'altération de basse ou de haute température. Les phyllosilicates mafiques présents dans les roches de la zone soumise à une altération *pervasiv*e sont caractérisées par de hauts rapports $Fe/(Fe+Mg)$ et des rapports $Si/(Si+Al)$ peu élevés.

La comparaison des rapports $Si/(Si+Al)$ et $Fe/(Fe+Mg)$ dans le cas de la Formation Santiago (Fig. V.11), montre que les phyllosilicates mafiques présents dans les différents types de coulées plus ou moins affectés par l'albitisation montrent des différences. Les coulées où l'albitisation est restreinte (coulées prismatiques) montrent des phyllosilicates mafiques qui sont des saponites et sont caractérisés par de hauts rapports $Si/(Si+Al)$ et de faibles rapports $Fe/(Fe+Mg)$. Shau et Peacor (1992) interprètent ces caractéristiques comme étant liées au degré d'altération qui affecte une roche et donc à sa perméabilité. D'autre part, dans le cas des basaltes en coussins, très amygdalaires, et où l'albitisation du plagioclase primaire est totale (*pervasiv*e albitization des auteurs anglo-saxons), on constate que la composition des phyllosilicates mafiques est relativement restreinte en terme des rapports $Si/(Si+Al)$ et $Fe/(Fe+Mg)$. Les coulées massives où le plagioclase n'est pas entièrement albitisé sont caractérisées par les variations de composition, en particulier pour le rapport $Fe/(Fe+Mg)$, des phyllosilicates mafiques plus importantes. Ceci suggère, que lorsque l'altération est très répandue, la composition des cristaux est d'autant plus contrôlée par la composition de la roche-hôte et que l'équilibre est plus facilement atteint. Ce phénomène est également lié à la perméabilité des roches et au rapport eau/roche lors de l'altération.

La comparaison du rapport $Si/(Si+Al)$ en fonction du rapport $Fe/(Fe+Mg)$ a également été réalisée dans le cas des phyllosilicates mafiques des autres formations étudiées mais aucune variation systématique n'apparaît de façon évidente, que l'on considère la roche-hôte ou l'habitat selon lequel les minéraux se présentent. On peut cependant remarquer que globalement les variations du rapport $Si/$

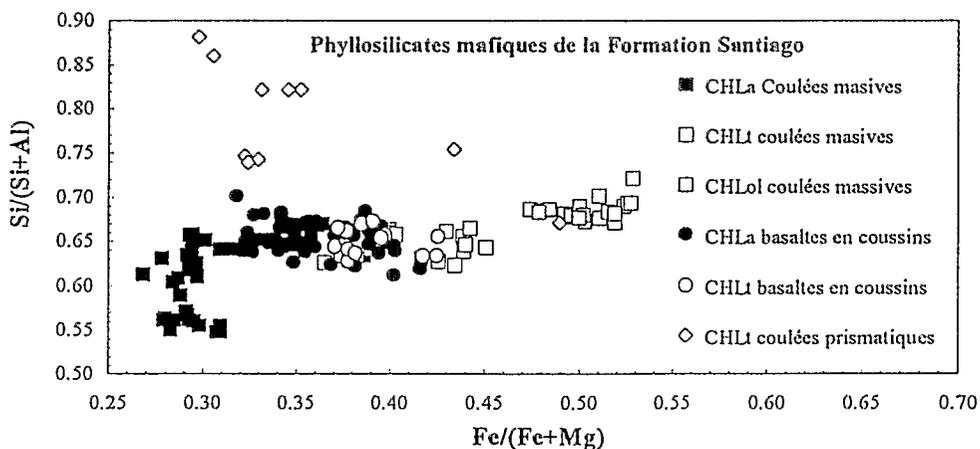


Fig. V.11. : Diagramme $Si/(Si+Al)$ vs $Fe/(Fe+Mg)$ pour les phyllosilicates mafiques présents dans les différents types de coulées de la Formation Santiago en fonction de leurs habitats (CHLa=amygdal ; CHLoI=remplacement d'olivine, CHLl=tache dans la mésostase).

(Si+Al) des phyllosilicates mafiques sont plus faibles dans le cas des autres formations étudiées. Les assemblages métamorphiques observés dans ces dernières formations sont en général de plus haut degré que dans les cas de la Formation Santiago. Les plus faibles variations de composition observées montrent que l'intensité de l'altération joue probablement un rôle dans les variations de composition des minéraux secondaires.

III.1.1.6. Conclusion à l'étude des phyllosilicates mafiques.

Plusieurs points doivent être soulignés :

+ Le type de phyllosilicates mafiques est généralement différent selon la formation dans laquelle ils apparaissent. Dans la Formation Santiago, les interstratifiés S/C et, dans une moindre mesure, les smectites prédominent alors que dans les Formations Misahualli (Nord et Sud) et Colán ainsi que dans les intrusifs hypovolcaniques basiques de la Formation Chala, les chlorites sont plus répandues. La présence de divers types de phyllosilicates est probablement due à des conditions de température différentes pour chaque formation étudiée (cf ci-dessous).

+ En outre, dans la Formation Santiago ainsi que dans un certain nombre de coulées des Formations Río Grande et Chala, deux types de phyllosilicates mafiques appartenant à la série des phyllosilicates tri-octaédriques sont fréquemment présents dans les mêmes échantillons. Ainsi, les spectres de diffraction aux rayons X montrent la présence conjointe de chlorites et d'interstratifiés S/C, de smectite et d'interstratifiés S/C et de smectite et de chlorite. L'analyse détaillée de certaines amygdales composées uniquement de phyllosilicates mafiques de la Formation Santiago a montré que ces phyllosilicates coexistent au sein des mêmes micro-domaines. Ceci traduit probablement une absence d'équilibre à l'échelle des micro-domaines. Ces types de phyllosilicates ont probablement cristallisé à partir de fluides différents dont la composition était contrôlée par la composition chimique de la roche ce qui explique que le rapport $X_{Fe^{2+}}$ soit constant alors que les autres paramètres (X_{chl} , somme des cations interfoliaires...) varient de façon considérable.

+ La Formation Santiago est, en outre, caractérisée par des variations entre les types de phyllosilicates présents dans les différentes coulées. Les coulées prismatiques sont caractérisées par la présence d'abondante smectite alors que dans les coulées massives et les laves en coussins, on note la présence de chlorite associée à des interstratifiés S/C. Cette différence d'altération est probablement liée à des perméabilités différentes pour chaque type de coulées. Dans les coulées massives, moins perméables que les basaltes en coussins, les fluides circuleraient moins facilement. Dans les coulées prismatiques, les fluides responsables de la cristallisation des smectites seraient canalisés entre les prismes atteignant ainsi plus difficilement le centre de ces derniers. Plusieurs auteurs ont mis en évidence le rôle de la perméabilité des roches sur le degré de l'altération.

Dans la Formation Río Grande, les spectres de diffraction aux rayons X montrent que les

sommets de coulées sont caractérisés par des chlorites alors qu'à la base et au coeur des coulées on remarque la coexistence de chlorite.s.s. et d'interstratifiés S/C . De la même façon que pour les différents types morphologiques de coulées de la Formation Santiago, cette différence est probablement liée à la plus ou moins grande facilité qu'ont les fluides pour circuler dans une coulée (ou au rapport eau/roche). Dans les parties superficielles de coulées, plus fracturées et plus amygdalaires, les fluides circulent plus facilement qu'au coeur massif.

+ La coexistence de chlorites et de smectites au sein des mêmes échantillons, et parfois au sein d'un même micro-domaine, montrent que l'équilibre n'est probablement pas atteint dans ces échantillons.

+ Des variations dans la nature des phyllosilicates sont également observées entre les coulées et les intrusifs basaltiques de la Formation Chala. Les premières sont plutôt caractérisées par la présence d'interstratifiés S/C alors que dans les seconds, la présence de chlorite seule est systématique. Dans les intrusifs, la prédominance de chlorite aux dépens d'interstratifiés S/C et de smectite est vraisemblablement lié à un processus d'autométamorphisme (Beiersdorfer, 1992).

+ Dans les Formations Misahualli (Nord et Sud ; échantillons MI210 ; MI143) et Colán (OY3), on peut remarquer que les roches où les phyllosilicates mafiques sont les plus riches en interstratifiés S/C correspondent à des types relativement acides (dacites et rhyodacites). Dans ces échantillons, les phyllosilicates mafiques pseudomorphosent généralement des minéraux ferromagnésiens primaires de type hornblende et biotite. Dans les phyllosilicates mafiques, le cation interfoliaire prédominant est le potassium alors que dans la majorité des interstratifiés S/C présents dans les autres formations, c'est le calcium qui domine. Ceci suggère un **contrôle de la composition des phyllosilicates mafiques par le minéral aux dépens duquel ils cristallisent. Le potassium est probablement hérité des ferromagnésiens préexistants.**

III.1.2. Le mica blanc.

III.1.2.1. Mode de gisement.

Le mica blanc apparaît dans toutes les formations étudiées en quantité parfois relativement importante. Généralement, ce minéral est plus abondant dans les roches acides (notamment dans les roches pyroclastiques) que dans les roches plus basiques.

Dans la majorité des roches, il est présent sous forme de petites écailles en remplacement partiel, et plus rarement total, du plagioclase magmatique. Dans les roches où le plagioclase est relativement peu affecté par la séricitisation, le mica blanc se dispose préférentiellement dans les microfractures de ce minéral. Dans les roches acides, la séricitisation peut affecter la matrice des roches. Dans certaines dacites de la Formation Misahualli, la séricite apparaît en transformation de la biotite. Plus rarement, dans quelques roches de la Formation Misahualli du Sud affectées par le métamorphisme thermique, quelques veines sont constituées de micas blancs associés à de l'albite et de la prehnite. Elles recoupent les minéraux remplaçant la mésostase tels que l'actinote. Dans les roches de la Formation Misahualli les plus affectées par les phénomènes de recristallisation de la mésostase, la séricite se situe entre les grains de quartz en mosaïque. Elle peut parfois constituer de grandes zones sériciteuses dans ces échantillons.

III.1.2.1. Composition chimique du mica blanc.

L'analyse à la microsonde des micas blancs étant en général difficile en raison de leur faible taille, nous ne disposons que d'un petit nombre d'analyses. La diffraction aux rayons X montre cependant que ce minéral est présent dans presque tous les échantillons analysés et souvent en quantité non négligeable.

La teneur en cations Si du mica blanc analysé est proche de 6.5, valeur qui correspond à la limite muscovite/phengite (Kawachi, 1975 ; Coombs *et al.*, 1976) alors que le rapport Si/Al dans le site tétraédrique, toujours supérieur à 3:1, suggère que les micas blancs sont de nature phengitique (Kawachi, 1975 ; Coombs *et al.*, 1976 ; Baltatzis et Katagas, 1984 ; Bevins et Rowbotham, 1983 ; Aguirre et Offler, 1984 ; Lucchetti *et al.*, 1990).

Ces micas blancs contiennent des quantités variables mais souvent non négligeables de CaO et de Na₂O (respectivement comprises entre 0 et 2.7% et 0 et 2.52%), leurs composantes margaritiques et paragonitiques peuvent donc être importantes (Kawachi, 1975 ; Offler et Aguirre, 1984) D'après Ernst (1972 ; *in* Coombs *et al.*, 1976), les micas blancs deviennent de plus en plus paragonitiques et titanifères au fur et à mesure que l'intensité du métamorphisme augmente.

D'autre part, le rapport (Fe+Mg)/somme de tous les cations octaédriques (Fe+Mg+Al^{VI}+Ti+Cr+Mn) qui rend compte de la composante céladonitique des micas (Kawachi, 1975), est très variable (0.4-41.0) et peut parfois être important.

Le K₂O nécessaire à la cristallisation de ce mica ainsi que des feldspaths potassiques secondaires, provient probablement du processus d'albitisation (Boles et Coombs, 1977),

mettant en évidence la mobilité du potassium tout au moins à petite échelle. Une interaction avec de l'eau de mer pourrait également fournir le potassium nécessaire à la cristallisation de ces minéraux.

III.1.3. La céladonite.

La céladonite est un mica di-octaédrique riche en K_2O fréquemment décrit dans les paragenèses d'altération hydrothermale de basse température de la croûte océanique (Andrews, 1977 ; 1980 ; Scarfe et Smith, 1977 ; Laverne et Vivier, 1983 ; Odin *et al.*, 1986). Ces minéraux cristalliseraient à partir de fluides hydrothermaux riches en K_2O dans les niveaux supérieurs de la croûte océanique (références ci-dessus) et dans les champs géothermiques actifs (Cathelineau et Izquierdo, 1988 *in* Talavera-Mendoza, 1993). **La présence de ces minéraux en pseudomorphose d'olivine met en évidence la mobilité du potassium.** La température de stabilité de la céladonite issue de l'altération hydrothermale de basaltes océaniques a été estimée entre 50°C et 90°C (Duplay *et al.*, 1986 ; Duplay *et al.*, 1989). Dans des champs géothermiques actifs, la température de stabilité de la céladonite serait comprise entre 70°C et 180°C (Keith *et al.*, 1978 ; Yagi, 1992 *in* Münch, 1993).

III.1.3.1. Mode de gisement.

La céladonite est présente dans quelques roches acides des **Formations Santiago et Misahualli du Nord** et elle est très abondante dans les échantillons de la **Formation Río Grande**. Elle est absente de la paragenèse métamorphique des autres formations étudiées.

Dans les pyroclastites acides de la **Formation Santiago**, elle est rare et se présente sous forme de petites fibres vert vif ou de taches dans la matrice des roches acides de type tufs non soudés ou ignimbrites. Dans la **Formation Misahualli du Nord**, la céladonite est associée à des "chlorites" dans de rares roches et forme une sorte de réseau à l'intérieur de ces échantillons.

La céladonite est caractéristique de la paragenèse d'altération de la **Formation Río Grande** où elle est très abondante, notamment dans les basaltes. Là, associée à des minéraux opaques, de la titanite et plus rarement de la calcite ou des "chlorites", elle remplace très fréquemment l'olivine. L'altération de l'olivine se fait de la façon suivante : les minéraux opaques se répartissent en périphérie du cristal ainsi que dans les anciennes craquelures et la céladonite remplit les espaces restants. Lorsque la calcite est présente, elle semble être le dernier minéral à cristalliser. La titanite, quasiment toujours présente, pourrait correspondre à l'altération de petits cristaux de minéraux opaques primaires initialement inclus dans l'olivine.

La céladonite remplace moins fréquemment les pyroxènes. En revanche, elle constitue un des minéraux les plus répandus en remplissage des vacuoles des sommets de coulées basaltiques. Dans ces amygdales, elle est associée le plus souvent à des chlorites bleuâtres, et moins souvent à de l'albite ou de la calcite. Elle est probablement un des premiers minéraux à cristalliser dans les vacuoles car elle tapisse souvent la paroi interne de l'amygdale. La céladonite est beaucoup plus rare dans les faciès acides de la **Formation Río Grande**.

III.1.3.2. Composition chimique.

La céladonite a été analysée dans quelques échantillons de coulées de basaltes andésitiques de la Formation Río Grande où ce minéral apparaît être associé à des phyllosilicates mafiques. D'autre part, un échantillon de tuf acide (RG16), intercalé entre deux coulées de basaltes andésitiques, et dans lequel la céladonite est particulièrement bien développée, a fait l'objet d'un certain nombre d'analyses.

Les analyses des céladonites de la Formation Río Grande s'éloignent légèrement des valeurs communément admises (*e.g.* Odin *et al.*, 1986 ; Deer *et al.*, 1992). En effet, ces analyses présentent des valeurs trop élevées en Al_2O_3 , parfois en MgO et trop basses en FeO. Ceci suggère que les minéraux analysés pourraient correspondre à un mélange mécanique entre deux phases minérales. Cependant, ces analyses appartiennent en général à l'intervalle de composition des céladonites proposé par Boles et Coombs (1975).

Dans le but de pouvoir comparer les céladonites et les "chlorites" présentes dans le même échantillon, nous avons reporté les analyses de ces deux phyllosilicates dans un diagramme des cations non interfoliaires en fonction de l'aluminium total (Schiffman et Fridleifsson, 1991 modifié par Robinson *et al.*, 1993). Ce diagramme (Fig.V.12) montre que les minéraux analysés ne sont pas des céladonites pures mais qu'il pourrait s'agir d'un mélange mécanique entre céladonite (composante majeure) et de la chlorite ou un autre phyllosilicate tri-octaédrique (de type saponite).

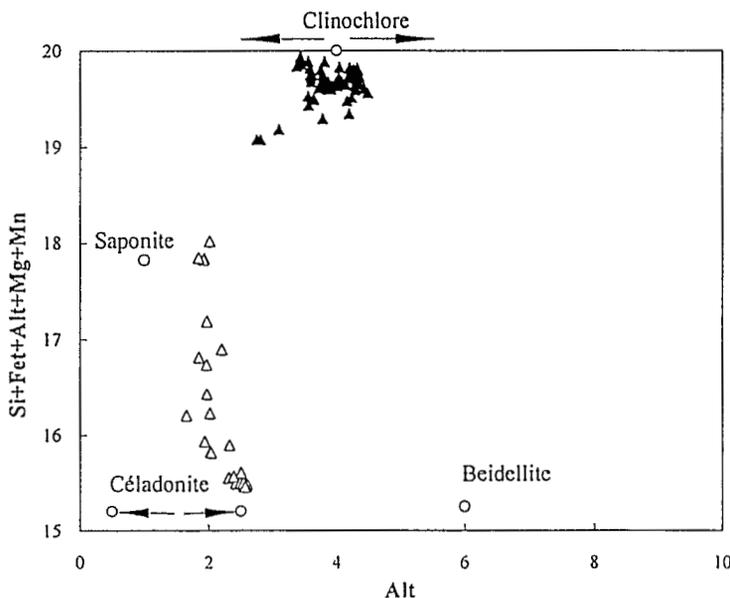


Fig.V.12. : Diagramme cations non interfoliaires en fonction de l'aluminium pour les céladonites (triangles vides) et les phyllosilicates mafiques (triangles pleins) de la Formation Río Grande. Pour construire cette figure, la formule structurale des céladonites a été calculée de la même façon que celle des chlorites, sur la base de 28 oxygènes, avec tout le fer exprimé sous forme de Fe^{2+} . Les cercles vides correspondent aux termes extrêmes des séries di- et tri-octaédriques.

On a vu que la céladonite est associée à des phyllosilicates mafiques sous les mêmes habitats dans les échantillons de la **Formation Río Grande**. Ces phyllosilicates mafiques sont en général des interstratifiés S/C d'après les valeurs du paramètre X_{chl} compris entre 0.76 et 0.91 et les données de la diffraction des rayons X (cf ci-dessus). Les analyses de ces minéraux, reportées dans le diagramme des cations non-interfoliaires en fonction de l'aluminium (Fig. V.12), sont situées entre les termes extrêmes de la saponite et de la chlorite à proximité de ce dernier. On a vu précédemment que la transition entre interstratifiés S/C et les chlorites se faisait entre 160 et 240°C. Cet intervalle de température est sensiblement plus élevé que la température de stabilité communément reportée pour les céladonites (Keith *et al.*, 1978 ; Yagi, 1992). Ce fait suggère que, bien qu'apparaissant au sein des mêmes microdomaines, les phyllosilicates mafiques et la céladonite ne sont probablement pas à l'équilibre et que ces deux minéraux correspondent probablement à des venues différentes de fluides hydrothermaux.

Nous avons également essayé d'analyser la céladonite présente dans un échantillon d'ignimbrite de la Formation Santiago. Dans ces roches, la céladonite est associée à des phyllosilicates et à des cristaux déstabilisés de biotite primaire. La composition de ces céladonites correspond probablement à un mélange entre la céladonite et un phyllosilicate di-octaédrique de type beidellite (Fig. V.13). Les phyllosilicates mafiques analysés, en remplacement incomplet de biotite, dans le même échantillon montrent également une composition typique d'un mélange entre la chlorite et la beidellite. Ces phyllosilicates mafiques sont généralement très riches en K_2O , élément probablement hérité des biotites préexistantes.

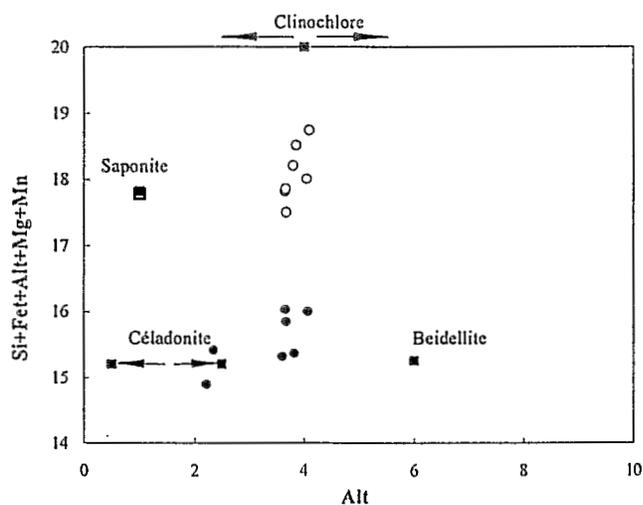


Fig. V.13. : Diagramme cations non interfoliaires en fonction de l'aluminium pour les céladonites (cercles pleins) et les phyllosilicates mafiques (cercles vides) de la Formation Santiago. Pour construire cette figure, la formule structurale des céladonites été calculée de la même façon que celle de chlorites, sur la base de 28 oxygènes, avec tout le fer exprimé sous forme de Fe^{2+} . Les termes extrêmes des différentes séries sont représentées à l'aide de carrés pleins.

III.2. Les silicates calco-alumineux.

III.2.1. La pumpellyite.

III.2.1.1. Généralités.

La pumpellyite est un silicate calcique (sorosilicate) qui répond à la formule générale $W_4X_2Y_4Z_6O_{20+x'}(OH)_{8-x'}$ (d'après Passaglia et Gottardi, 1973, modifiée par Coombs *et al.*, 1976) où ;

W = Ca, Na, K,

X = Mg, Mn, Fe²⁺, Fe³⁺, Al,

Y = Fe³⁺, Al, Ti

Z = Si, Al

et x'=1.

Les variations de composition de la pumpellyite sont essentiellement dues à la substitution de l'aluminium par le fer trivalent ce qui justifie leur classification (Passaglia et Gottardi, 1973) en pumpellyites ferrifères (Fe-pumpellyite) et pumpellyites alumineuses (Al-pumpellyite). De nombreuses études ont été menées sur les variations de composition de la pumpellyite et notamment sur le degré de substitution entre le fer trivalent et l'aluminium. Pour de nombreux auteurs, l'importance de cette substitution serait contrôlée par l'intensité du métamorphisme. Les pumpellyites dont la teneur en FeO₁ (calculée sous forme de Fe₂O₃) est supérieure à 10% seraient caractéristiques d'une altération développée sous des conditions de faciès zéolite à prehnite-pumpellyite alors que les pumpellyites alumineuses (Fe₂O₃ < 10%) seraient typiques de roches de faciès pumpellyite-actinote et schistes bleus (Hashimoto, 1966 ; Surdam, 1969 ; Ernst *et al.*, 1970 ; Brothers, 1974 ; Kawachi, 1975 ; Coombs *et al.*, 1976 ; Kuniyoshi et Liou, 1976 ; Bevins, 1978 ; Liou, 1979 ; Offler *et al.*, 1981 ; Mevel, 1981 ; Trzcinski et Birkett, 1982 ; Schiffman et Liou, 1980 ; 1983 ; Evarts et Schiffman, 1983 ; Liou *et al.*, 1985 ; Cho *et al.*, 1986). La pumpellyite n'apparaît que rarement dans la croûte océanique (Mevel, 1981).

La pumpellyite constitue un des minéraux index dans les faciès métamorphiques de très bas degré (prehnite-pumpellyite ; pumpellyite-actinote...).

La formule structurale de la pumpellyite est calculée sur la base de 24.5 oxygènes pour 16 cations avec x'=1. Si la principale substitution des pumpellyites est celle qui implique le Fe³⁺ et l'Al, d'autres substitutions moins importantes existent, notamment celle du Mg²⁺ par le Fe²⁺, d'où la nécessité d'effectuer un partage entre le fer divalent et le fer trivalent. Plusieurs auteurs ont proposé des modèles de calcul pour effectuer ce partage du fer total en Fe³⁺ et Fe²⁺. Ainsi, Beiersdorfer (1992) et Springer *et al.* (1992), qui ont étudié la transition du faciès prehnite-pumpellyite au faciès schistes verts dans des roches volcaniques jurassiques d'arc en Californie (Complexe de Smartville), mettent en évidence la nécessité du partage du fer en Fe²⁺ et Fe³⁺. En effet, dans les roches du Complexe de Smartville, le déficit de charges dans le site W (somme des cations dans le site W ; (Ca+Mn < 4)) de la pumpellyite montre que le Ca est substitué par le Fe²⁺. Aguirre *et al.* (1994) ont analysé par voie humide une

pumpellyite de la localité d'Archidona (Cordillère Bétique, Espagne), en analysant séparément le FeO et le Fe₂O₃. Ces auteurs observent que le rapport FeO/Fe₂O₃ de ces pumpellyites est proche de 0.3. Cependant ces auteurs soulignent le fait que cette répartition du fer ne peut être extrapolée à des pumpellyites de diverses origines, de localités différentes et cristallisées sous des conditions variées. En conséquence, tout le fer analysé à la sonde pour les pumpellyites des roches étudiées ici sera exprimé sous forme de Fe³⁺. Les variations de composition de la pumpellyite sont généralement exprimées sous la forme d'un rapport $X_{Fe^{3+}} = 100 * (Fe^{3+} / (Fe^{3+} + Al))$ où Fe³⁺ représente tout le fer.

Dans la suite de cet exposé, nous décrirons les différents habitats de la pumpellyite dans les diverses formations où ce minéral apparaît. Puis, nous exposerons les principales caractéristiques chimiques de ces minéraux en insistant sur leurs variations de composition. Enfin, nous essaierons de dégager de cette étude les implications de la présence de la pumpellyite et de ses variations de composition sur les conditions physico-chimiques des transformations minérales secondaires.

III.2.1.2. Mode de gisement, composition chimique et variations de composition chimique.

III.2.1.2.1. Caractères généraux de la pumpellyite dans les différentes formations étudiées.

La pumpellyite est un minéral peu abondant dans les roches étudiées. Bien que présente dans toutes les formations étudiées, elle n'apparaît que dans un nombre limité d'échantillons dans lesquels elle est présente en quantité mineure. Elle apparaît principalement sous forme de (1) remplissage de vacuoles (dans les **Formations Santiago** et **Misahualli** notamment), (2) de remplacement de minéraux primaires (plagioclase dans les **Formations Chala, Río Grande** et **Colán** et olivine dans les basaltes en coussins de la Formation **Santiago**) et (3) de taches dans la mésostase de certains basaltes. Enfin, de fines aiguilles de pumpellyite sont incluses dans de la calcédoine dans une veine qui recoupe un échantillon de grès de la Formation **Chala**.

Des analyses représentatives de la pumpellyite ainsi que l'habitat sous lequel elles apparaissent sont présentées en annexe dans les tableaux A.III.17. à III.21. Les variations du rapport $X_{Fe^{3+}}$ de ces minéraux sont synthétisées dans le tableau V.13.

A de rares exceptions près (*cf* ci-dessous), toutes les pumpellyites analysées correspondent à des Fe-pumpellyites selon la classification de Passaglia et Gottardi (1973). En effet, le fer est le plus souvent le cation prédominant dans le site X de ces minéraux.

Les pumpellyites des diverses formations étudiées se différencient par l'amplitude des variations de composition chimique observées (Fig.V.14). D'autre part, les principales variations de composition sont liées à la substitution $Al \Leftrightarrow Fe^{3+}$, la teneur en MgO de ces minéraux ne variant que relativement peu.

Les variations de composition les plus importantes apparaissent dans les pumpellyites des basaltes en coussins de la **Formation Santiago**. Les coulées massives de cette même formation sont caractérisées par la présence de pumpellyite appartenant à deux grands groupes de composition bien délimitée, des pumpellyites alumineuses et des pumpellyites ferrifères. Les pumpellyites de la **Formation Misahualli** du Sud montrent un intervalle de composition relativement important et sont

			XFe3+																				
Formation	Ech.	Type de lave	Minéraux associés	Plagioclase					Ferromagnésien					Mésostase					Amygdale				
				Nb	Min	Max	\bar{x}	σ	Nb	Min	Max	\bar{x}	σ	Nb	Min	Max	\bar{x}	σ	Nb	Min	Max	\bar{x}	σ
Santiago	M135	Pillow lava	C/S, Ab, Prh						5	27.12	40.68	33.98	5.43						9	18.05	25.60	22.23	2.75
	M136	Pillow lava	Prh, Ab, Cc											5	19.41	53.59	40.66	13.91	53	6.66	41.82	21.68	7.86
	M159	Pillow lava	Prh, Cc, C/S						9	19.83	41.92	32.08	7.56										
	M146	Coulée massive	C/S, Chl																7	11.90	13.18	12.67	0.51
	M155	Coulée massive	C/S, Cc, Op											16	13.91	39.84	31.67	8.93					
Misahualli Sud	M1212	Basalte andésitique	Prh, Epi, Sph, Ab, Chl						4	14.98	25.62	21.51	4.82						18	14.50	24.17	16.70	2.30
	M1233	Basalte andésitique	Act, Prh, Sph, Epi, Ab											3	6.78	34.82	20.60	14.03					
Colán	OY11	Basalte andésitique	Prh, Epi, Chl, Cc, Qz, Mibl, Ab	6	19.13	21.39	19.95	0.83															
Río Grande	RG22	Basalte andésitique	Analc, Célad, Chl, Sph, Cc, Ab	12	22.89	38.03	30.55	5.14															

Tab.V.13. : Tableau récapitulatif des valeurs du $X_{Fe^{3+}}$ des pumpellyites des différentes formations en fonction de leur habitat .

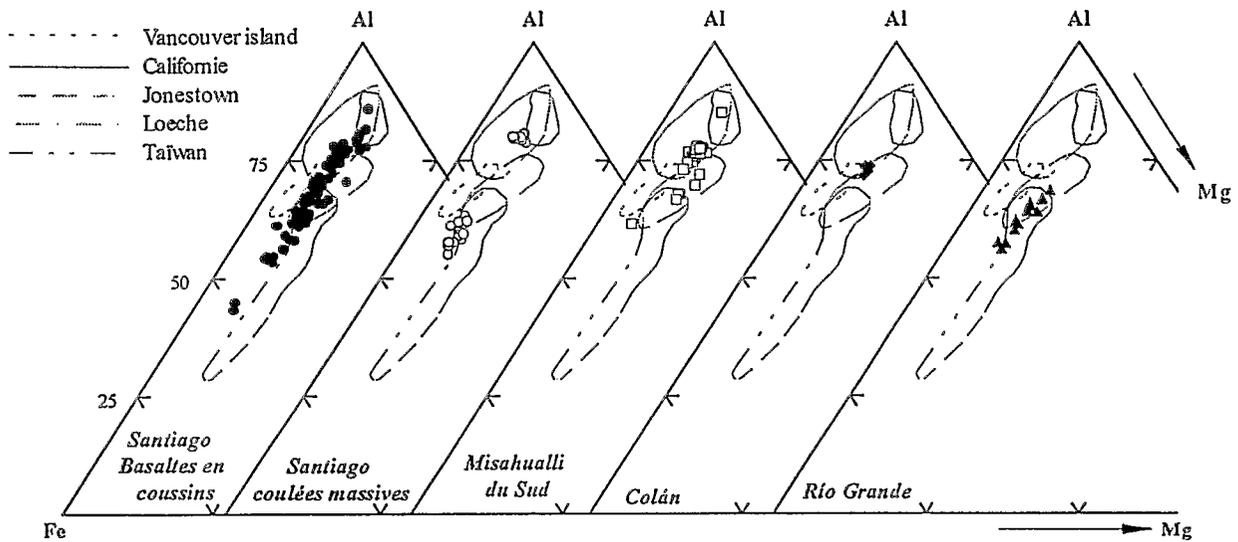


Fig.V.14. : Diagramme Al-Fe³⁺-Mg (Coombs *et al.*, 1976) pour les pumpellyites présentes dans les différentes formations étudiées.

légèrement plus alumineuses que celles de la **Formation Santiago**. Les analyses de pumpellyites de la **Formation Colán** sont extrêmement groupées mais cela résulte probablement du petit nombre d'analyses disponibles. Enfin, les pumpellyites de la **Formation Río Grande** sont globalement moins alumineuses que celles des **Formations Colán** et **Misahualli**.

III.2.1.2.2. Les pumpellyites en remplissage d'amygdales.

La pumpellyite en amygdales revêt plusieurs morphologies (A, C, D et E dans la planche V.1). Dans les **basaltes en coussins** (MI36) de la **Formation Santiago**, elle apparaît généralement sous forme de petits agrégats fibroradiés (ou rosettes) vert-pâle, faiblement pléochroïques et situés à la périphérie des amygdales (Fig.V.15.). La structure de ces rosettes suggère une croissance à partir d'un noyau situé à la périphérie des amygdales vers le centre de l'amygdale en auréoles plus ou moins concentriques. Le point de départ de ces rosettes sera nommé "coeur de rosette" et l'extrémité des fibres constituant les rosettes "périphérie de rosettes" (C, D et E de la Planche.V.1). Dans ces amygdales, la pumpellyite est alors associée à des cristaux d'albite, de calcite et de prehnite.

Dans les amygdales où la pumpellyite et la prehnite sont relativement abondantes, les phyllosilicates ne sont en général pas très bien développés. C'est notamment le cas des bordures de basaltes en coussins. En revanche, au coeur des coussins, les phyllosilicates mafiques présentent un développement plus important et les silicates calco-alumineux sont au contraire peu abondants. Un échantillon (MI35) cependant présente une amygdale où on observe, de la bordure de l'amygdale vers le centre, le remplissage suivant : chlorite/prehnite/chlorite/pumpellyite en rosettes / prehnite. Certains auteurs ont montré le rôle de l'activité du CO₂ sur la cristallisation des silicates calco-alumineux. D'après ces auteurs, de basses activités du CO₂ favoriseraient la cristallisation des silicates calco-alumineux comme la pumpellyite et la prehnite et inhiberaient la formation des phyllosilicates mafiques. En

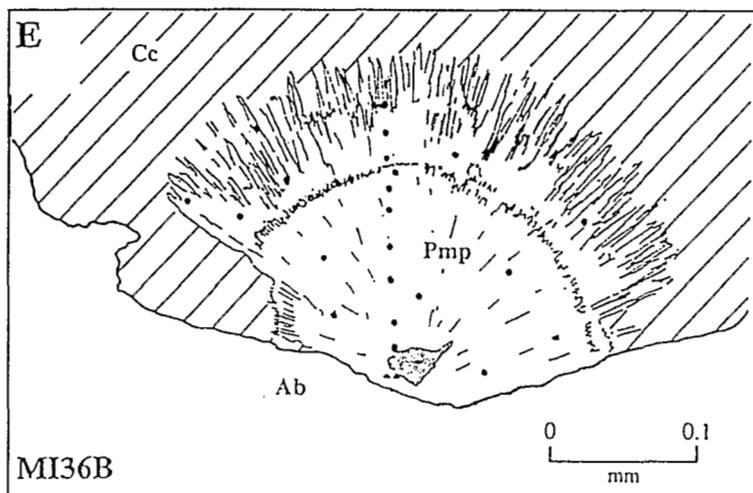
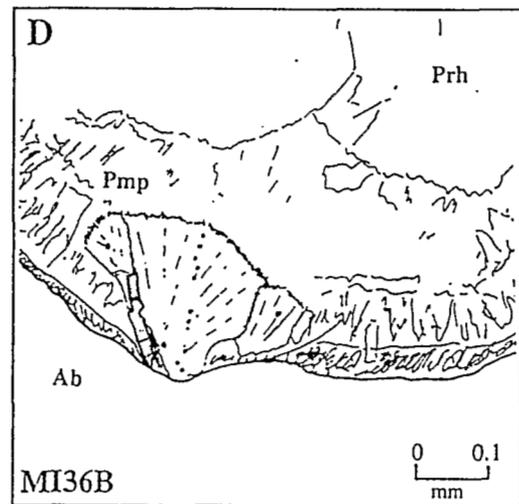
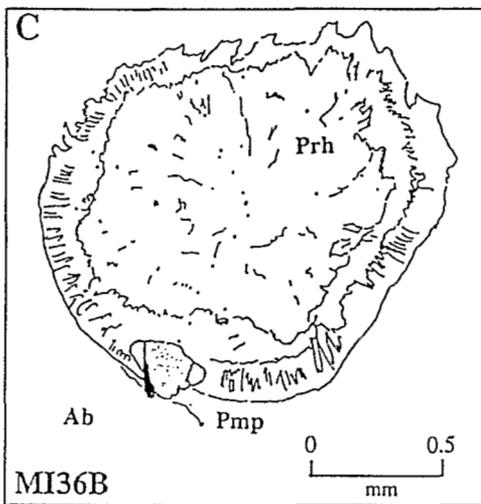
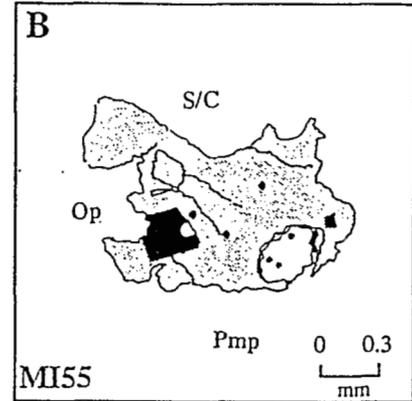
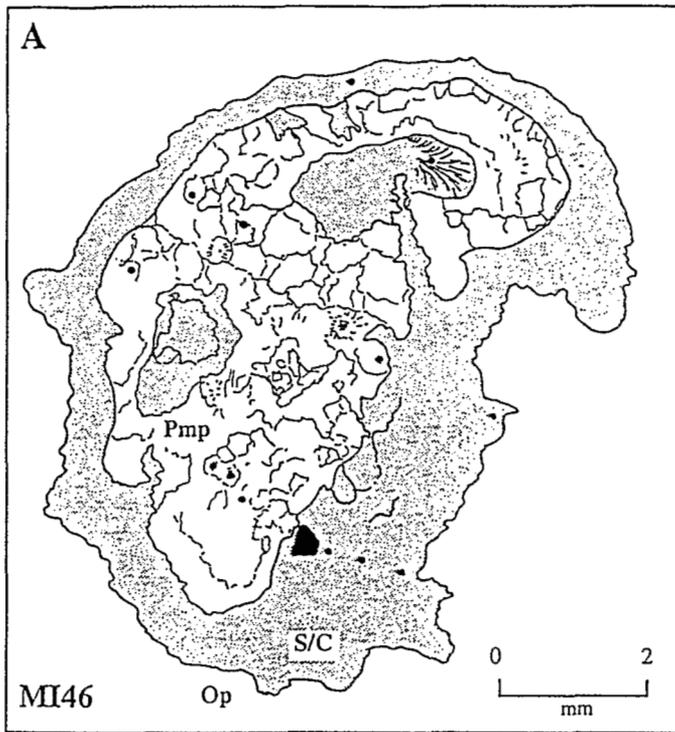


Planche V.1. : Localisation des analyses sonde sur les pumpellyites et prehnites de différents habitats dans la Formation Santiago. A = amygdale dans une coulée massive, B = tache dans la mésostase dans une coulée massive, C, D et E = amygdales dans un pillow (Rosettes 1 et 2). Pmp = pumpellyite, Cc = calcite, Prh = prehnite, Op = Opaque, Ab = albite, S/C = phyllosilicate mafique.

revanche, à haute a_{CO_2} , ce sont plutôt les phyllosilicates de type smectite/chlorite qui seraient favorisés.

La composition chimique de la pumpellyite en amygdales a fait l'objet d'une étude détaillée, notamment lorsque ce minéral apparaît en agrégats fibroradiés dans les bordures de basaltes en coussins de la Formation Santiago. Plusieurs rosettes de pumpellyite ont été analysées et des profils systématiques de ces agrégats ont été réalisés dans plusieurs amygdales où la pumpellyite est associée à des minéraux différents dont l'albite qui est toujours présente à la périphérie de l'amygdale et souvent incluse dans la structure de la rosette.

Deux rosettes de pumpellyite en amygdale ont fait l'objet de nombreuses analyses : (i) dans la première amygdale, la pumpellyite (rosette 1) est associée à de l'albite et à de la calcite qui remplit le coeur de l'amygdale (E dans la planche V.1), (ii) dans la seconde amygdale, la pumpellyite (rosette 2) coexiste avec de l'albite et de la prehnite en cristaux tabulaires (C et D dans la Planche V.1).

Ces pumpellyites en agrégats fibroradiés sont caractérisées par des variations importantes de la teneur en fer et en aluminium. En effet, on observe une évolution qui va depuis des pumpellyites ferrifères au coeur des rosettes vers des pumpellyites pauvres en fer et plus alumineuses à la périphérie des rosettes. Cette zonation chimique est accompagnée par un changement de couleur de la pumpellyite qui devient de plus en plus pâle vers la périphérie des rosettes.

Dans la rosette 1, la pumpellyite du coeur de la rosette (bordure de l'amygdale) est caractérisée par des teneurs en Fe_2O_3 de l'ordre de 14% ($X_{\text{Fe}^{3+}} = 33.1\%$). Cette teneur diminue progressivement jusqu'à des valeurs de 4% ($X_{\text{Fe}^{3+}} = 9.6\%$) en périphérie de la rosette (Fig.V.15 et V.16) ce qui correspond à des pumpellyites alumineuses (Al-pumpellyites) selon la classification de Passaglia et Gottardi (1973).

Dans la rosette 2, une évolution similaire est observée bien que la zonation optique de la pumpellyite soit moins marquée. Dans ce cas, le paramètre $X_{\text{Fe}^{3+}}$ est compris entre 33% au coeur de la rosette et 15% au niveau de la périphérie de la rosette (cf paragraphe suivant sur la prehnite, Fig.V.17.).

D'autres rosettes de pumpellyite, ayant fait l'objet d'un nombre plus restreint d'analyses à la microsonde, semblent confirmer l'hypothèse d'une diminution de la teneur en fer avec la croissance des agrégats fibroradiés. Il nous semble important de noter que si l'on reporte les analyses de ces pumpellyites dans le diagramme $\text{Al}_1\text{-Fe-Mg}$ (Coombs *et al.*, 1976 ; Fig.V.14 et V.16), elles recouvrent les champs définis pour des pumpellyites appartenant à différents faciès métamorphiques : du faciès zéolite à prehnite-pumpellyite jusqu'au domaine des pumpellyites de faciès schistes bleus.

Il nous paraît improbable que les variations de composition observées dans les microdomaines décrits ci dessus puissent refléter des variations du degré du métamorphisme. La zonation chimique observée dans ces microdomaines nous paraît plutôt refléter un changement de la composition des fluides circulant dans la roche au cours du temps ou de la fugacité d'oxygène.

Des cristaux de pumpellyite ont également été analysés dans une amygdale présente dans une partie massive de coussins (MI35). Cette pumpellyite, qui apparaît également sous forme d'agrégats fibroradiés semble plus homogène. Elle cristallise près de la périphérie d'une amygdale présentant le remplissage plus ou moins concentrique suivant : "chlorite" prehnite/"chlorite"/pumpellyite/prehnite

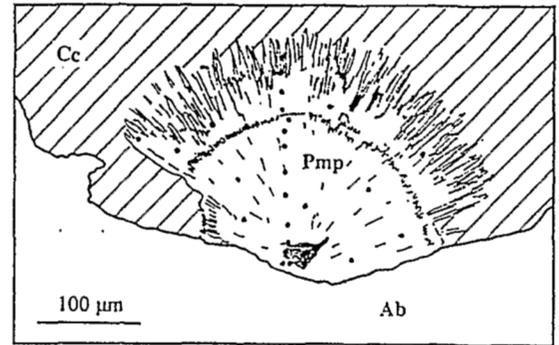
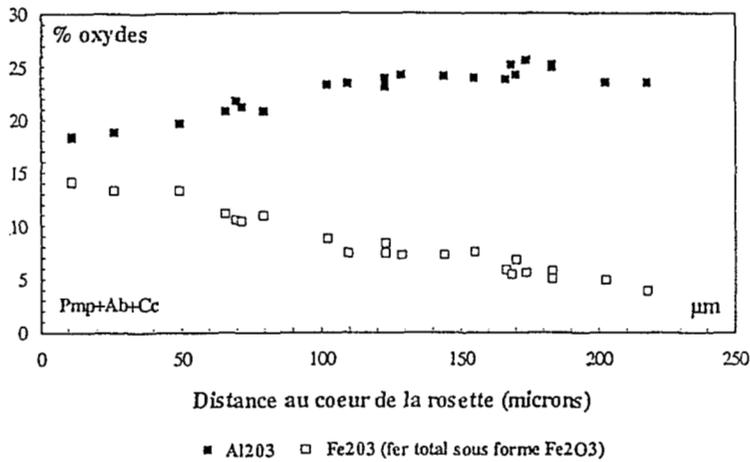


Fig.V.15. : Variations de composition de la pumpellyite dans la rosette 1 d'une amygdale d'un basalte en coussin (MI36) de la Formation Santiago. Dans cette amygdale, la pumpellyite est associée à de l'albite et à de la calcite.

de la bordure vers le cœur de l'amygdale. Le $X_{Fe^{3+}}$ de cette pumpellyite évolue de 18.3 à 25.6%. Cette variation est peu importante en regard de celle observée dans les pumpellyites de la bordure des basaltes en coussins. Le nombre d'analyses effectuées dans cette amygdale est cependant très inférieur aux analyses réalisées dans les bordures de basaltes en coussins.

La pumpellyite a été également observée dans une amygdale présente dans un basalte appartenant à une coulée massive de la Formation Santiago (MI46 ; A dans la Planche V.1). Dans ce cas elle est associée à des phyllosilicates qui sont situés à la périphérie de l'amygdale. Le rapport $X_{Fe^{3+}}$ de ces minéraux est relativement bas et est très constant. Il est compris entre 11.9 et 13.2 (Tab.V.13).

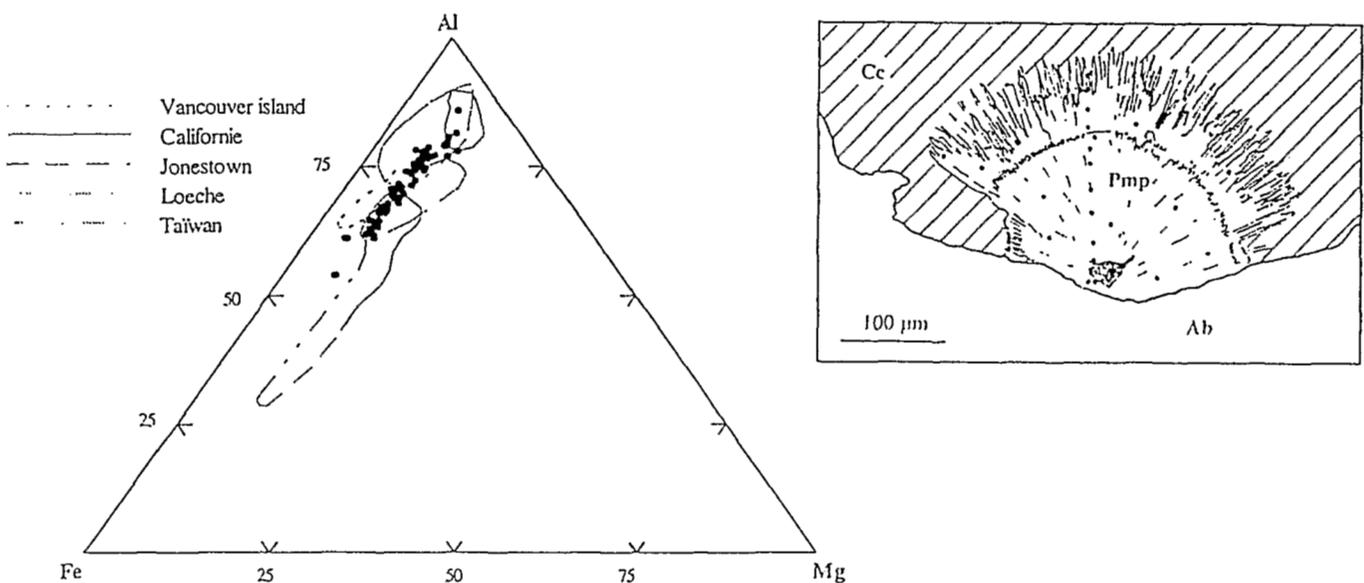


Fig.V.16. : Diagramme Al-Fe³⁺-Mg pour les pumpellyites apparaissant sous forme d'agrégats fibroradiés (rosette 1) en remplissage d'une amygdale à la bordure des basaltes en coussins (MI36) de la Formation Santiago. Dans cette amygdale, la pumpellyite est associée à de la calcite et à de l'albite.

Dans la **Formation Misahualli du Sud**, la pumpellyite a également été observée dans une amygdale d'un échantillon de basalte andésitique (MI212) où elle peut être seule ou coexister avec des cristaux tabulaires de prehnite. La pumpellyite dans ce cas apparaît sous forme de fins cristaux aciculaires vert-pâle légèrement pléochroïques. La périphérie de cette amygdale est tapissée par de la "chlorite" homogène bleu sombre. L'échantillon dans lequel se situe cette pumpellyite semble exempt de recristallisation mais il est difficile de déterminer si la pumpellyite appartient à un métamorphisme postérieur ou antérieur au phénomène thermique qui affecte la Formation Misahualli.

La composition de cette pumpellyite est relativement homogène si on la compare aux pumpellyites de la Formation Santiago (Fig.V.14). En effet, le rapport $X_{Fe^{3+}}$ est compris entre 14.5 et 25.6%. De tels rapports sont caractéristiques de pumpellyites ferrifères (Fe-pumpellyites de la classification de Passaglia et Gottardi (1973)).

III.2.1.2.3 . Les pumpellyites en pseudomorphose de minéraux primaires.

Un autre habitat relativement courant de la pumpellyite correspond au remplacement de minéraux magmatiques préexistants. La pumpellyite remplace fréquemment le plagioclase et apparaît alors sous forme de petites taches brunes, vertes ou jaunes dans le phénocristal altéré. Ce type de pumpellyite a notamment été observé dans les laves des **Formations Colán, Misahualli, Chala et Río Grande**. La pumpellyite est aussi présente en altération des olivines dans les basaltes en coussins de la **Formation Santiago**. Elle est alors associée à des "chlorites", de la calcite, de la titanite et plus exceptionnellement à de la prehnite.

La pumpellyite en remplacement de plagioclase magmatique a été analysée dans deux échantillons.

- Dans un basalte andésitique de la **Formation Colán** (OY11), le rapport $X_{Fe^{3+}}$ des pumpellyites varie très peu puisqu'il est compris entre 19.1 et 22% (Fig.V.14 et Tab.V.13).

- Dans un basalte andésitique de la **Formation Río Grande**(RG22), les pumpellyites sont généralement très pauvres en CaO (teneurs comprises entre 12.6 et 22%) (Tab.V.13 et Fig.V.14). Ces teneurs diffèrent considérablement de celles communément admises pour ce minéral. Ce trait a déjà été signalé pour des pumpellyites appartenant à d'autres coulées de la Formation Río Grande (Aguirre, 1988). On peut expliquer cette teneur anormalement basse en CaO par un micro-mélange mécanique avec un autre minéral (des phyllosilicates mafiques par exemple). Pour le diagramme Al-Fe³⁺-Mg ainsi que pour le calcul du rapport $X_{Fe^{3+}}$, seules les analyses avec plus de 20% de CaO ont été prises en compte. Le rapport $X_{Fe^{3+}}$ de ces pumpellyites est en général relativement élevé et est compris entre 22.9 et 37.5%.

La pumpellyite en pseudomorphose d'olivine a été analysée dans le cas des **basaltes en coussins** (MI59) de la **Formation Santiago**. Dans ces olivines transformées, la pumpellyite apparaît sous forme de petites taches verdâtres en association avec des phyllosilicates mafiques, de la calcite et de la titanite. Les teneurs en MgO de ces pumpellyites sont légèrement plus élevées (1.6 à 3.0 avec des valeurs le plus souvent supérieures à 2.0) que celles des pumpellyites en amygdales de la même formation (MgO compris entre 1.22 à 2.83 % avec des valeurs en général inférieures à 2). Ce fait suggère un contrôle

probable de la composition du minéral-hôte sur celle de la pumpellyite. Le rapport $X_{Fe^{3+}}$ de ces pumpellyites est également très variable puisqu'il oscille entre 19.8 et 41.9% (Tab.V.13).

Des pumpellyites en altération du pyroxène magmatique ont été observées dans un basalte andésitique (MI212) de la **Formation Misahualli (Sud)**. La teneur en MgO de ces pumpellyites (moyenne de 2.54%) est relativement élevée (Tab.V.13). Les pumpellyites présentes dans les mêmes échantillons sous d'autres habitats montrent cependant des teneurs élevées en MgO.

III.2.1.2.4 . Les pumpellyites en taches dans la mésostase.

La pumpellyite est également présente en taches plus ou moins étendues dans la mésostase de certains basaltes des **Formations Misahualli et Santiago**.

Dans un échantillon de **basalte en coussins** (MI36) de la **Formation Santiago**, une tache de pumpellyite vert vif a été observée et analysée. Dans ce cas, la composition de la pumpellyite varie beaucoup. Le rapport $X_{Fe^{3+}}$ de ces minéraux est en effet, compris entre 19.4 et 53.6% (Tab.V.13) à l'intérieur d'une seule tache de petite taille.

Dans un échantillon de **basalte massif** de la **Formation Santiago** (MI55 ; B dans la Planche V.1), la pumpellyite est associée à des phyllosilicates mafiques, de l'albite, de la titanite et à de la calcite pour former de vastes taches d'altération du verre volcanique. Dans ces coulées massives, ces pumpellyites ont une composition extrêmement variable puisque le rapport $X_{Fe^{3+}}$ de ces minéraux est compris entre 12 et 40% (Tab.V.13). En fait, deux groupes d'analyses ont été obtenus au sein d'un même micro-domaine ; le premier à environ 12 ou 13% et le second entre 32 et 40%.

Enfin, quelques analyses ont été effectuées dans des cristaux fibreux microscopiques de pumpellyites présentes dans la mésostase d'un échantillon (MI233) de la Formation Misahualli (Sud). Le rapport $X_{Fe^{3+}}$ de ces minéraux est aussi très variable puisqu'il est compris entre 6.8 et 34%. Il faut cependant remarquer que le nombre d'analyses effectuées est très insuffisant (3) pour pouvoir en tirer des conclusions.

De telles variations de composition au sein de microdomaines (rosettes dans une amygdale, taches dans la mésostase...) suggèrent que la composition des pumpellyites peut être influencée par des différences de composition chimique de ces domaines.

III.2.1.3. Contrôle de la composition des pumpellyites par les conditions physico-chimiques de l'altération.

Pour de nombreux auteurs, l'importance de la substitution $Fe \Leftrightarrow Al$ serait fonction du degré métamorphique (voir introduction sur les pumpellyites). Pour certains, la profondeur d'enfouissement et donc la pression serait le facteur prépondérant (Jolly, 1970 ; Coombs *et al.*, 1976 ; Liou, 1979 ; Offler *et al.*, 1981). Le rapport Al/Fe varierait avec la pression (Offler *et al.*, 1981 ; Cortesogno *et al.*, 1984). Cependant, sous des conditions de métamorphisme de faciès zéolite, plusieurs auteurs ont constaté une augmentation de la concentration en aluminium des pumpellyites avec la température (Liou *et al.*, 1985 ; Cho *et al.*, 1986).

Les importantes variations de composition chimique observées pour la pumpellyite et notamment dans les agrégats fibroradiés présents dans des amygdales des basaltes en coussins de la Formation Santiago ainsi que celles mises en évidence à l'échelle de microdomaines de la mésostase ou de minéraux préexistants dans certains échantillons de coulées massives de la Formation Santiago et de la Formation Misahualli du Sud, montrent que le degré du métamorphisme (température ou pression) ne contrôle pas, dans notre cas, les variations de composition de la pumpellyite.

L'absence de variation systématique de composition de la pumpellyite en fonction des habitats qu'elle occupe, suggère que l'influence de la composition des micro-domaines aux dépens desquels se développe ce minéral est relativement faible. Dans certains cas, cependant, on a vu que la teneur en MgO des pumpellyites est probablement influencée par la composition de l'olivine hôte. Ce phénomène a déjà été mis en évidence par de nombreux auteurs (Seki, 1961 ; Iwasaki, 1963 ; Kawachi, 1975 ; Coombs *et al.*, 1976, Liou *et al.*, 1977 ; Offler *et al.*, 1981 ; Schiffman et Liou, 1980 ; 1983 ; Evarts et Schiffman, 1983 ; Cortesogno *et al.*, 1984 ; Ishizuka, 1991). D'autre part, certains de ces auteurs ont montré que la teneur en aluminium des pumpellyites cristallisant aux dépens du plagioclase magmatique pouvait être plus élevée que celle des pumpellyites qui apparaissent en remplacement de la mésostase qui seraient plus riches en fer (Ishizuka, 1991). Les pumpellyites analysées en remplacement des plagioclases magmatiques dans les Formations Río Grande et Colán ne sont pas caractérisées par des teneurs particulièrement élevées en aluminium mais ce fait est peut être masqué par les importantes variations observées par ailleurs.

Cho *et al.* (1986) soulignent l'importance des assemblages minéralogiques et de leur variance sur la composition et les variations de composition de la pumpellyite. D'après ces auteurs, seules les compositions de pumpellyite appartenant à des assemblages de basse variance (*i.e.* trois silicates calco-alumineux coexistant avec la chlorite, l'albite et le quartz au sein d'un domaine à l'équilibre) peuvent être utilisées pour rendre compte du degré du métamorphisme qui affecte une roche. En outre, Cortesogno *et al.* (1984) montrent que l'utilisation des pumpellyites comme indicateur du grade métamorphique d'une roche ne peut être faite qu'avec les restrictions suivantes : la roche doit avoir atteint un équilibre chimique et minéralogique complet, et la pumpellyite des différentes zones métamorphiques étudiées doit avoir cristallisé dans des roches de composition chimique similaire. Enfin, d'après Bevins *et al.* (1991), qui étudient la minéralogie secondaire dans une pile volcanique du Groenland (Formation Zig Zag Dal), la présence de prehnite et de pumpellyite, malgré la pauvreté en zéolites de l'assemblage minéralogique secondaire dans des assemblages de haute variance, et en particulier dans des veines et des amygdales, n'indique pas nécessairement que le métamorphisme se soit produit sous des conditions de faciès prehnite-pumpellyite mais que ces minéraux peuvent commencer à se développer dans le faciès zéolite.

L'extension de l'altération de la roche, marquée en particulier par l'albitisation totale du plagioclase magmatique (*pervasive albitization* des auteurs anglo-saxons) est une autre contrainte pour utiliser la composition de la pumpellyite comme indicateur du degré métamorphique (Nyström, 1983). Cet auteur

a étudié les transformations minérales secondaires dans des roches volcaniques basiques à intermédiaires de Suède centrale, soumises à un métamorphisme d'enfouissement et a mis en évidence des variations de composition de la pumpellyite dans des roches altérées à des degrés divers notamment en ce qui concerne l'albitisation.

Dans les roches étudiées, il faut souligner que ces conditions requises pour l'utilisation de la composition de la pumpellyite aux fins d'estimer les conditions thermo-barométriques des transformations secondaires ne sont généralement pas satisfaites. En effet, la pumpellyite observée appartient le plus souvent à des assemblages de haute variance constitués au maximum de trois minéraux différents, et ce, en particulier, dans les laves de la Formation Santiago. La pumpellyite analysée dans ces microdomaines (amygdales, taches dans la mésostase et dans une moindre mesure dans les olivines) de haute variance dans les différentes formations étudiées, et ses variations de composition chimique ne sauraient donc être interprétées en terme de différences de degré du métamorphisme. Pour expliquer ces variations, d'autres facteurs doivent être invoqués.

Pour Offler *et al.* (1981), la composition des fluides hydrothermaux constitue le facteur prépondérant et ces auteurs suggèrent notamment que de hautes activités de Fe^{2+} et Fe^{3+} ($a_{Fe^{3+}}$ et $a_{Fe^{2+}}$), liées à la déstabilisation des minéraux opaques, sont nécessaires à la cristallisation de Fe-pumpellyite. Les variations de composition de la pumpellyite des amygdales de la Formation Santiago peuvent probablement être expliquées par des variations de la composition du fluide responsable de sa cristallisation et des conditions physico-chimiques comme la fugacité d'oxygène de ce fluide. Certains auteurs ont montré que la fugacité d'oxygène pouvait en effet jouer un rôle prépondérant dans le degré de substitution $Al \Leftrightarrow Fe^{3+}$ (Coombs *et al.*, 1976 ; Liou, 1979 ; Schiffman et Liou, 1983 ; Mevel, 1981). D'après ces auteurs, une augmentation de la fugacité d'oxygène abaisserait la température de stabilité maximale de la pumpellyite à teneur en fer donnée (Liou, 1973). D'après Mevel, 1981, la fugacité d'oxygène diminue avec l'augmentation de l'intensité du métamorphisme, ce qui explique la diminution de la teneur en fer dans la pumpellyite.

L'assemblage secondaire de la **Formation Santiago** est dépourvu d'épidote dont la température d'apparition est proche de 200°C dans des metabasites (Cho *et al.*, 1986). On a vu par ailleurs que les phyllosilicates mafiques associés à la prehnite et à la pumpellyite dans les coeurs de basaltes en coussins sont principalement des interstratifiés riches en chlorite. Les températures moyennes calculées pour les phyllosilicates mafiques présents dans les laves de la Formation Santiago, sont le plus souvent inférieures à 200°C. Enfin la transition du faciès zéolite au faciès prehnite-pumpellyite prendrait place à environ 200°C (Cho *et al.*, 1986). La présence de prehnite et de pumpellyite associées, en assemblage de haute variance dans des amygdales dans les basaltes en coussins de la Formation Santiago, malgré l'absence de zéolite ne signifie pas nécessairement que les transformations minérales secondaires qui affectent ces laves se soient produites sous des conditions de faciès prehnite-pumpellyite. Ces transformations minéralogiques secondaires ont pu se produire en faciès zéolite.

Le domaine de stabilité des pumpellyites a été estimé dans des conditions naturelles et expérimentales. La température minimale de cristallisation pour des pumpellyites ferrifères présentes dans des champs

géothermiques actifs seraient de l'ordre de 130°C à 250°C (Mevel, 1981 ; Lucchetti *et al.*, 1990). La température maximale de stabilité des pumpellyites alumineuses synthétiques est de l'ordre de 250°C à 2 kb et 400°C à 5-8 kb (Schiffman et Liou, 1980). La température maximale de stabilité de la Fe-pumpellyite est de 200 à 250°C et ce minéral apparaît aux alentours de 150 à 200°C (Liou, 1979 ; Schiffman et Liou, 1983) Les valeurs les plus basses correspondent à des conditions de f_{O_2} élevées pour un $X_{Fe^{3+}}$ donné. A température inférieure au minimum de stabilité de l'épidote, (220±50°C à 1-2 kb ; et 300°C à 5-7 kb), la cristallisation de Fe-pumpellyite serait favorisée (Seki, 1972 ; Tómasson et Kristmannsdóttir, 1972). La synthèse de Fe-pumpellyite n'a été possible qu'à haute pression alors que dans la nature, elle apparaît dans des conditions de basse pression (Schiffman et Liou, 1983).

III.2.2. La prehnite.

III.2.2.1. Généralités.

La prehnite est un silicate calcique de formule générale $Ca_2(Al,Fe^{3+})AlSi_3O_{10}(OH)_2$. Ce minéral apparaît dans de nombreuses roches métamorphiques de bas degré de différents faciès métamorphiques (prehnite-pumpellyite, prehnite-actinote...) dont il constitue un des minéraux diagnostiques. La prehnite est un minéral fréquent de l'altération hydrothermale de la croûte océanique (Laverne, 1987 ; Laverne *et al.*, 1994). Les variations de composition de ce minéral sont essentiellement gouvernées par la substitution $Al \Leftrightarrow Fe^{3+}$. La formule structurale de ces minéraux est calculée sur la base de 12.5 oxygènes et tout le fer est exprimé sous forme de Fe^{3+} . Les tableaux d'analyses chimiques et la formule structurale de ces minéraux sont présentés en annexe (Tab.A.III.22 à III.24).

Comme dans le cas de la pumpellyite, les variations de composition de la prehnite sont exprimées sous la forme d'un rapport $X_{Fe^{3+}}$ ($=100*(Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al))$).

III.2.2.2. Mode de gisement et composition chimique.

III.2.2.2.1. Caractères généraux de la prehnite dans les différentes formations étudiées.

La prehnite apparaît relativement rarement dans les différentes formations étudiées. Elle est abondante uniquement dans les **basaltes en coussins de la Formation Santiago** où elle remplit de nombreuses amygdales. Elle apparaît sous plusieurs habitats différents ; (1) remplissage d'amygdales, (2) remplacement de minéraux primaires (plagioclase et olivine essentiellement) et (3) en taches dans la mésostase.

Les prehnites analysées dans les différentes formations volcaniques étudiées montrent globalement d'importantes variations de composition. Le rapport $X_{Fe^{3+}}$ de ces minéraux est en effet compris entre 0 et 23.4 (Tab.V.14).

III.2.2.2.2. La prehnite en remplissage d'amygdales.

La prehnite apparaît sous cet habitat notamment dans la **Formation Santiago**, en particulier dans les **basaltes en coussins** et dans la **Formation Misahualli du Sud**.

Dans les **basaltes en coussins** de la **Formation Santiago**, la prehnite peut coexister avec des agrégats fibroradiés de pumpellyite (C et D de la planche V.1) mais elle constitue, plus fréquemment, le remplissage d'amygdales monominérales. Elle peut également être associée à des phyllosilicates mafiques qui sont situés le plus souvent en bordure d'amygdale. Elle se présente sous forme de cristaux tabulaires à teintes de biréfringence jaunes à orangées, sous forme de cristaux plus ou moins fibroradiés blancs ou jaunes en LPA et sous forme de grandes écailles à teintes de biréfringence rouges à bleues.

Les cristaux fibroradiés de prehnite dans ces amygdales sont fréquemment transformés en calcite qui envahit peu à peu les amygdales tout en conservant la structure fibroradiée de la prehnite. Ce processus permet de remettre en circulation dans les fluides hydrothermaux un certain nombre d'éléments chimiques comme l'aluminium, la silice et le fer qui sont donc mobiles à cette échelle.

La prehnite qui apparaît en remplissage de vacuoles dans les basaltes en coussins de la **Formation Santiago** a fait l'objet d'un nombre important d'analyses à la microsonde, notamment dans les amygdales où la prehnite et la pumpellyite sont associées. Lorsque la prehnite est le seul minéral de remplissage, elle ne présente pas de variations importantes de composition et aucune zonation chimique n'a été mise en évidence.

En revanche, lorsque la prehnite coexiste avec les agrégats fibroradiés de pumpellyite montrant des variations de composition chimique (cf ci-dessus, p.190), la diminution de la teneur en Fe_2O_3 , depuis la bordure de l'amygdale jusqu'à son centre, mise en évidence dans les rosettes de pumpellyite se poursuit dans la prehnite (Fig.V.17). En effet, la prehnite analysée en bordure d'amygdale montre des teneurs relativement élevées en fer (Fe_2O_3 proche de 7% et $X_{\text{Fe}^{3+}} = 17.9\%$). On observe une diminution assez régulière de la teneur en cet élément (et une augmentation corrélative en Al_2O_3) jusqu'à des valeurs de 4% de Fe_2O_3 et proches de 11%, pour le $X_{\text{Fe}^{3+}}$ au tiers interne de l'amygdale. Plus au centre, les teneurs en Fe_2O_3 et Al_2O_3 restent relativement constantes (Tab.V.14).

Ces variations de composition de la prehnite dans les amygdales des roches de la **Formation Santiago** sont probablement liées à des différences de composition des fluides responsables de leur cristallisation. La fugacité d'oxygène des fluides peut également contrôler les variations de composition de la prehnite.

La prehnite remplit les amygdales d'un échantillon de lave en coussins de la **Formation Santiago** (MI.59), dans lequel elle est associée à des phyllosilicates mafiques de type chlorite et interstratifiés C/S. Dans cet échantillon et sous cet habitat, le rapport $X_{\text{Fe}^{3+}}$ (compris entre 2.6 et 9.7) de ce minéral est relativement faible et varie peu (Tab.V.14).

La prehnite est également présente dans des amygdales d'un basalte andésitique de la **Formation Misahualli du Sud**. Cette prehnite apparaît seule ou associée à des cristaux aciculaires de pumpellyite. Le rapport $X_{\text{Fe}^{3+}}$, compris entre 12.7 et 16.7 de ces prehnites varie relativement peu (Tab.V.14).

		XFe ³⁺																				
Formation	Ech.	Minéraux associés* +Ab+Sph	Plagioclase					Olivine					Mésostase					Amygdale				
			nb	min.	max.	\bar{x}	σ	nb	min	max	\bar{x}	σ	nb	min	max.	\bar{x}	σ	nb	min	max	\bar{x}	σ
Santiago (pillow)	MI59	C/S, Cc, Mibl						4	6.64	9.31	8.41	1.25						21	2.58	9.68	6.41	2.61
Santiago (pillow)	MI36	(Sm), Cc, Mibl																34	0.00	23.39	12.20	5.71
Santiago (pillow)	MI35	Pmp, C/S, Cc, Mibl																9	9.83	19.42	14.74	2.89
Misahualli (sud)	MI212	Prh, Epi, Chl											12	0.00	3.48	1.41	1.16	4	12.86	16.87	15.52	1.88
Misahualli (sud)	MI233	Act, Prh, Epi											2	4.16	13.90	9.03	6.88					
Colán	OY11	Prh, Epi, Chl, Cc, Qz, Mibl	1			20.93																
Chala	CHA113	(Act), Epi, Chl, Cc, Qz, Mibl	16	1.03	8.13	3.69	2.21															

Tab.V.14. : Tableau récapitulatif des valeurs du X_{Fe³⁺} des prehnites des différentes formations en fonction de leur habitat .

III.2.2.2.3. La prehnite en remplacement de minéraux primaires.

Dans les basaltes en coussins de la Formation Santiago, la prehnite est exceptionnellement présente en pseudomorphose de minéraux primaires en association avec des phyllosilicates mafiques,

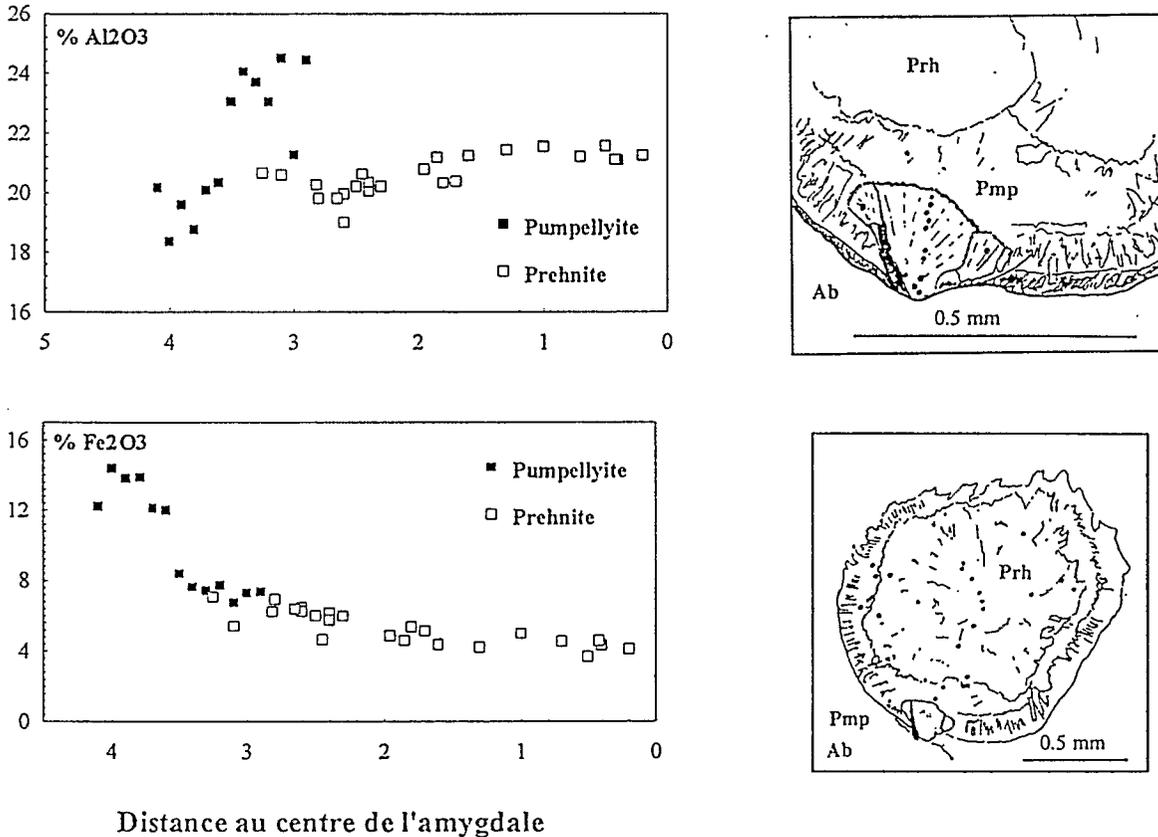


Fig.V.17 : Variations de composition de la prehnite et de la pumpellyite coexistant au sein de la même vacuole dans un basalte en coussins de la Formation Santiago.

la calcite et la pumpellyite. Dans les Formations Misahualli du Nord, Colán, Río Grande et Chala, la prehnite est très rare et apparaît en petites écailles ou en plages plus importantes dans les phénocristaux de plagioclases ainsi que dans quelques biotites.

La prehnite présente en remplacement partiel de minéraux primaires a été analysée dans quelques cas ; dans des olivines dans un échantillon de basalte en coussins de la Formation Santiago (MI.59) et et dans des plagioclases dans les Formations Chala (CHA113) et Colán (OY11).

Dans la Formation Santiago, la prehnite analysée en remplacement d'olivine présente un rapport $X_{Fe^{3+}}$ qui est relativement constant (6.7-9.3) et assez faible.

Dans la Formation Colán, la prehnite n'a pu faire l'objet que d'une seule analyse alors qu'elle apparaît en pseudomorphose de plagioclase. Cette prehnite est très riche en fer ($X_{Fe^{3+}}=20.9$).

La prehnite analysée dans la Formation Chala se trouve également en grandes plages colorées d'altération du plagioclase magmatique dans les basaltes intrusifs. Le rapport $X_{Fe^{3+}}$ de ces minéraux évolue relativement peu et la moyenne de ce rapport est proche de 3.7 (Tab.V.14.).

III.2.2.2.4. La prehnite en taches dans la mésostase.

Dans la **Formation Misahualli du Sud**, la prehnite se trouve dans quelques échantillons de cornéennes où on l'observe sous forme de remplissage de veines qui recoupent clairement les minéraux du métamorphisme thermique. Parfois ces veinules s'élargissent en de vastes taches qui affectent les plagioclases magmatiques ou la mésostase. Elle apparaît sous forme de cristaux tabulaires dans des veines où elle coexiste avec de la pumpellyite, de l'albite, de la chlorite et du quartz. Là, la prehnite a été analysée alors qu'elle est présente en altération de la mésostase de deux échantillons de basaltes andésitiques (MI212 et MI233).

Dans le premier échantillon (MI212), elle se présente en grandes taches limpides dans la mésostase. Son rapport $X_{\text{Fe}^{3+}}$ évolue peu et ce minéral est très pauvre en Fe_2O_3 ($X_{\text{Fe}^{3+}}$ compris entre 0 et 3.5). Des cristaux de prehnite en remplissage d'amygdales ont été analysés dans ce même échantillon. On constate un fort contraste de composition entre ces deux habitats. En effet, les prehnites de la mésostase sont pauvres en fer alors que celles en remplissage de vacuoles sont beaucoup plus riches en fer. Cette différence de composition suggère que la composition chimique de la prehnite en amygdale est contrôlée par la composition du fluide responsable de la cristallisation et notamment par sa fugacité en O_2 . Le fluide qui circule dans les amygdales serait riche en fer et de fugacité d' O_2 élevée.

Dans le second échantillon, la prehnite apparaît sous forme de petites taches microscopiques dans la matrice. Dans cette mésostase sont également présents des cristaux d'actinote et de pumpellyite. Cet échantillon comporte également de nombreux cristaux d'épidote. La prehnite de cet échantillon n'a donc pas forcément la même signification que celle du cas précédent car les minéraux associés sont relativement différents.

Sur les histogrammes de fréquence montrant (Fig.V.18) les variations de composition (matérialisées par les variations du rapport $X_{\text{Fe}^{3+}}$) des prehnites et pumpellyites présentes dans des amygdales d'échantillons des Formations Santiago et Misahualli, on peut remarquer que le rapport $X_{\text{Fe}^{3+}}$ des pumpellyites de la Formation Santiago est généralement plus élevé que celui des prehnites. En revanche, les prehnites et pumpellyites, qui coexistent dans les amygdales des laves de la Formation Misahualli, ont des rapports $X_{\text{Fe}^{3+}}$ beaucoup plus semblables. Cependant, le nombre d'analyses effectué dans ce cas est très inférieur et est peut être moins représentatif que dans le cas de la Formation Santiago.

La tendance généralement observée dans des roches métamorphiques en ce qui concerne la répartition du fer dans les silicates calciques est la suivante ; le $X_{\text{Fe}^{3+}}$ des épidotes est généralement supérieur à celui des pumpellyites lui-même supérieur au $X_{\text{Fe}^{3+}}$ des prehnites. En revanche, certains auteurs ont mis en évidence des assemblages métamorphiques où le cas inverse est observé (Aguirre, 1989) et où le fer se concentre préférentiellement dans la pumpellyite.

Les fortes teneurs en Fe_2O_3 des prehnites observées dans les différentes formations suggèrent des conditions de fugacité d'oxygène élevée.

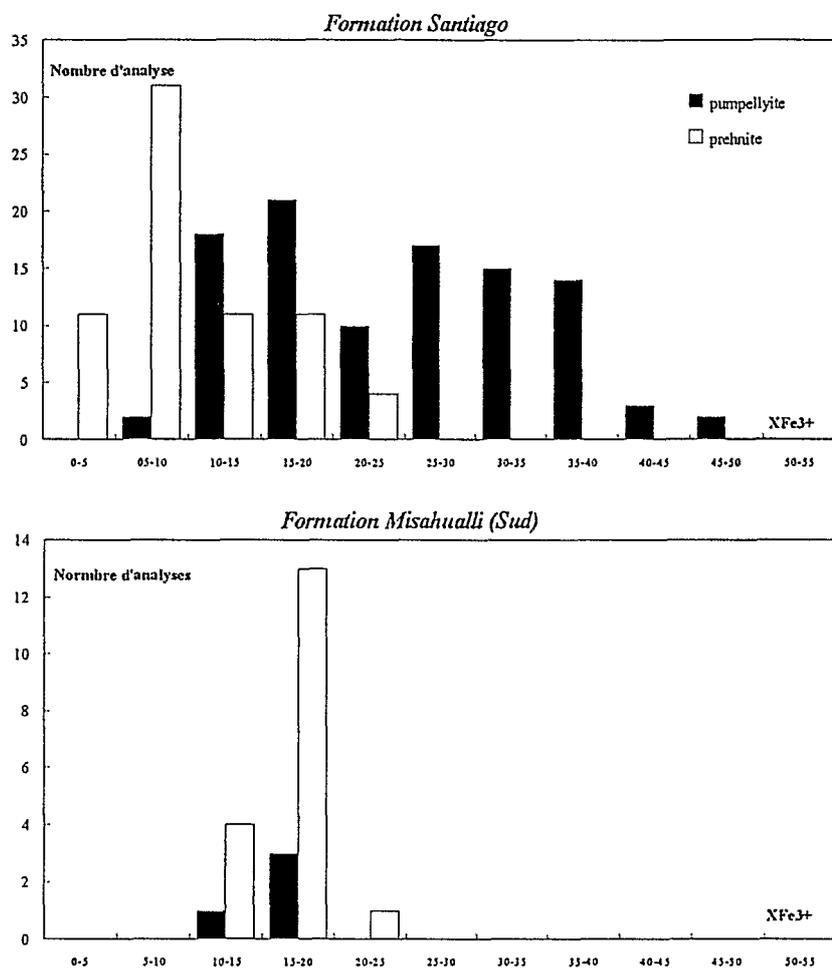


Fig.V.18. : Histogramme de fréquence pour les prehnites et pumpellyites dans les Formations Santiago (laves en coussins) et Misahualli du Sud.

III.2.3. L'épidote.

III.2.3.1. Généralités.

Les épidotes sont des silicates calco-alumineux présents dans de très nombreux environnements géologiques où des transformations minérales liées à des variations de la température et de la pression ont eu lieu. Elles apparaissent dans des contextes aussi différents que le métamorphisme de contact, l'altération hydrothermale de la croûte océanique (Alt *et al.*, 1986 ; Gillis et Thompson, 1993), les champs géothermiques actifs (Bird *et al.*, 1984) et le métamorphisme régional.

Ces minéraux sont diagnostiques pour de nombreux faciès métamorphiques et sont présents dans les assemblages minéralogiques secondaires depuis le faciès zéolite jusqu'au faciès amphibolite.

Ces minéraux constituent une solution solide dont les termes extrêmes sont l'épidote et la clinozoïsite de composition respective $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Fe}^{3+}\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$ (molécule de pistachite) et $\text{Ca}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$ (Deer *et al.*, 1992).

Les variations de composition des épidotes sont essentiellement gouvernées par la substitution $\text{Al} \leftrightarrow \text{Fe}^{3+}$, fréquemment exprimée par le rapport $X_{\text{Fe}^{3+}} (=100 * (\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Al}))) = \text{Ps}$ =composante pistachite). La formule structurale de ces minéraux est calculée sur la base de 12.5 oxygènes avec tout le fer (FeO_i de la sonde) exprimé sous forme de Fe^{3+} . Les analyses microsonde d'épidotes sont reportées en annexe (Tab.A.III.25 à A.III.27).

Les variations du rapport $X_{\text{Fe}^{3+}}$ sont fréquemment mises en corrélation avec le degré métamorphique et notamment la température (Evarts et Schiffman, 1983 ; Cho *et al.*, 1986 ; Merriman *et al.*, 1986 ; Terabayashi, 1988 ; Springer *et al.*, 1992) ou avec la fugacité d'oxygène (Liou, 1973 ; Coombs *et al.*, 1976 ; Liou, 1979 ; Baltatzis et Katagas, 1984 ; Offler et Aguirre, 1984 ; Aguirre et Atherton, 1987).

Les épidotes apparaissent dans de nombreux champs géothermiques actifs à des températures supérieures à 250°C (Bird *et al.*, 1984). Les températures minimales de stabilité de l'épidote synthétique sont de 220 ± 50 °C à $P=1-5$ kbars et de 300°C à $P=7$ kbars (Seki, 1972 ; Kristmannsdóttir et Tómasson, 1978).

III.2.3.2. Mode de gisement et composition chimique.

III.2.3.2.1. Caractères généraux des épidotes.

L'épidote n'apparaît que dans les Formations Misahualli (Nord et Sud), Colán et Chala. Dans cette dernière formation, l'épidote est présente presque uniquement dans les intrusifs hypovolcaniques qui recoupent la série. En revanche, dans la Formation Misahualli, elle est très abondante et constitue parfois des assemblages à texture granoblastique.

Ce minéral apparaît en (i) remplissage d'amygdales et de veines, (ii) en remplacement partiel de plagioclase et de pyroxène et (iii) en taches dans la mésostase.

De façon générale, le rapport $X_{\text{Fe}^{3+}}$ des épidotes montre d'importantes variations à l'intérieur des

Formation	Ech.	Minéraux associés*	XFe ³⁺																								
			Plagioclase					Ferromagnésien					Mésostase					Amygdale					Veines				
			nb	min.	max.	\bar{x}	σ	nb	min	max	\bar{x}	σ	nb	min	max.	\bar{x}	σ	nb	min	max	\bar{x}	σ	nb	min	max	\bar{x}	σ
MISAHUALLI	ML102	+Sph+Mibl+Ab+Qz Chl, Cc	3	19.34	22.78	21.57	1.94																				
	ML105	Chl, Cc	4	16.69	28.63	21.92	5.40	1			23.49												8	16.77	40.73	29.38	6.62
	ML123	Chl						7	23.97	38.47	29.78	4.85															
	MI244	Act, Chl, Fk	2	25.37	35.15	30.26	6.91	2	25.03	27.50	26.26	1.75	1			27.02		4	22.15	40.97	29.73	7.97					
	MI.90	Pmp, Prh, Cc,	1			31.69							2	31.48	31.89	31.68	0.29										
	MI.233	Act, Prh, Pmp											3	27.61	32.01	30.43	2.45						12	17.96	31.39	25.78	3.80
COLAN	OY11	Prh, Epi, Chl, Cc, Qz, Mibl, Ab	14	21.82	32.59	25.25	3.20																				
CHALA	CHA113	+Ab+Mibl+Chl (Act), Cc, Sph, Qz	3	18.58	26.42	22.39	3.92						10	17.48	27.76	24.45	3.23										
	CHA92	Act, Sph, Chl	1			25.45		1			28.08		1			30.72											
	CHA71	Act, Chl, Cc, Qz, Fk																6	24.78	35.50	31.00	3.58					
	CHA115	Act, Chl						8	21.98	28.68	25.95	2.52															

Tab.V.15. :X_{Fe³⁺} des épidotes des diverses formations en fonction de leur habitat. *Les minéraux secondaires associés sont ceux observés à l'échelle de l'échantillon.

différentes formations dans lesquelles ce minéral apparaît (Tab.V.15). Cependant, la comparaison des épidotes de ces différentes formations montre qu'elles sont caractérisées par des intervalles de composition sensiblement équivalents. En effet, dans la Formation **Misahualli du Nord**, le rapport $X_{Fe^{3+}}$ des épidotes varie globalement entre 16.7 et 41%. Dans la Formation **Misahualli du Sud**, ce rapport $X_{Fe^{3+}}$ varie entre 18 et 32 % tandis que dans la Formation **Colán**, il est compris entre 21.8 et 32.6%. Dans les roches intrusives basiques de la Formation **Chala**, ce rapport varie de façon globale entre 17.5 et 30.1 %. Le tableau V.15 rassemble les principales caractéristiques des épidotes présentes dans les différentes formations en fonction de leur habitat.

III.2.3.2.2. Les épidotes en remplissage de vacuoles et de fractures.

L'épidote apparaît dans quelques amygdales (notamment dans les Formations **Misahualli du Nord** et **Chala**). Dans la Formation **Chala**, l'épidote coexiste avec de fins cristaux fibreux d'actinote, de l'albite, de l'adulaire, du quartz et de la calcite. Ce dernier minéral constitue le remplissage du coeur de l'amygdale.

Des veines à remplissage monominéral d'épidote ont été fréquemment observées dans la Formation **Misahualli du Nord** et du Sud. Ces veines alimentent parfois de grandes zones de la mésostase constituées elles aussi d'épidote.

Les épidotes apparaissant dans ce type d'habitat sont caractérisées par les plus fortes variations de composition observées dans les différents échantillons des formations étudiées ici. Le rapport $X_{Fe^{3+}}$ de ces minéraux est en effet compris entre 16.8 et 41. Ces importantes variations observées à l'échelle d'un microdomaine (une veine ou une amygdale) montrent que la composition ou la fugacité d'oxygène des fluides responsables de la cristallisation des épidotes a varié.

III.2.3.2.3. Les épidotes en remplacement de minéraux primaires.

Dans toutes les formations étudiées où ce minéral apparaît, il est présent en remplacement partiel du plagioclase albitisé. Il se trouve alors sous forme de cristaux subautomorphes jaune pistache à fort relief. Sous cet habitat, l'épidote peut être associée à de l'albite, à des chlorites, de la calcite et de la séricite. Ce type de transformation est particulièrement fréquent dans les laves de la Formation **Misahualli (Nord et Sud)**. Plus rarement dans la Formation **Colán**, l'épidote coexiste avec la pumpellyite au sein de phénocristaux de plagioclase même si ces deux minéraux ne sont jamais en contact. Lorsque l'épidote est très abondante, elle peut constituer de grandes plages de cristaux fibroradiés dans le plagioclase. C'est notamment le cas de certains échantillons de la Formation **Colán** et de certains intrusifs de la Formation **Chala**.

L'épidote existe aussi en remplacement de pyroxènes qui sont en général totalement transformés. Dans ce cas, l'épidote est le plus souvent associée à des chlorites, de la titanite, des minéraux opaques et parfois de la calcite. Ce type de transformation est particulièrement fréquent dans les laves de toutes les formations où l'épidote cristallise. Dans la Formation **Misahualli (Nord et Sud)**, l'épidote est

parfois associée à des cristaux fibreux d'actinote, à de la chlorite et du feldspath potassique (échantillons MI244 et MI233 situés au Nord et au Sud respectivement).

III.2.3.2.4. Les épidotes en recristallisation de la mésostase.

L'épidote remplace également la mésostase d'un certain nombre d'échantillons. Dans les **intrusifs** de la **Formation Chala**, elle est fréquemment associée à de la chlorite. Dans certains échantillons de la **Formation Misahualli** (notamment au **Sud**), particulièrement affectés par le métamorphisme thermique, il est parfois possible d'observer de véritables poches granoblastiques de recristallisation de la mésostase, constituées uniquement d'épidote.

L'épidote est enfin présente dans quelques échantillons de grès de la **Formation Chala**, sans qu'il soit possible de déterminer si son origine est détritique ou si elle a cristallisé dans ces grès. Une variété d'épidote manganésifère rouge violacé, la piémontite, est présente en taches dans les plagioclases d'un échantillon de basalte (CHA83) ainsi que d'un échantillon de grès (CHA112).

III.2.3.2.5. Conclusions partielles.

A l'exception des importantes variations de composition observées pour les épidotes intervenant sous forme de remplissage de vides (vacuoles et fractures), aucune différence systématique de composition n'apparaît entre les épidotes présentes dans les différents habitats.

Dans le cas de la **Formation Colán**, l'épidote est présente en altération de plagioclase magmatique. Ces plagioclases sont également caractérisés par la présence de prehnite et de pumpellyite. Si l'on considère que la prehnite, la pumpellyite et l'épidote sont à l'équilibre dans l'échantillon où elles ont été analysées, cette association permet d'attribuer un faciès prehnite-pumpellyite au métamorphisme qui affecte les laves de la **Formation Colán**. Or, divers auteurs ont montré qu'en général, dans les conditions pression-température qui caractérisent ce faciès, le Fe^{3+} se concentre préférentiellement dans l'épidote dont le rapport le $X_{Fe^{3+}}$ montre habituellement des valeurs beaucoup plus élevées que celui des pumpellyites et des prehnites, ce qui n'est pas le cas ici (Liou, 1979 ; Kuniyoshi et Liou, 1976 ; Ernst *et al.*, 1970). En revanche, d'autres auteurs ont montré qu'à températures plus basses et caractéristiques du faciès zéolite, le Fe^{3+} se concentrerait préférentiellement dans les pumpellyites (Coombs *et al.*, 1976 ; Liou, 1979 ; Nakajima *et al.*, 1977 ; Kuniyoshi et Liou, 1976).

Dans la **Formation Chala**, en revanche, bien que l'épidote et la prehnite n'aient pas été analysées dans le même échantillon, on pourra remarquer que le rapport $X_{Fe^{3+}}$ des épidotes est beaucoup plus élevé que celui des prehnites, ce qui est plus généralement observé.

La présence d'épidote dans les laves des **Formations Misahualli, Colán** et dans les roches intrusives de la **Formation Chala**, suggère que ces roches ont été soumises à des températures supérieures à 200°C. L'association d'épidote et d'actinote dans quelques uns de ces échantillons permet de supposer, qu'au moins localement, la température de l'altération de ces laves a dépassé

300°C (Bird *et al.*, 1984). Les faibles variations de composition des épidotes lorsqu'elles apparaissent en altération d'un minéral préexistant, en regard de celles apparaissant dans des veines et vacuoles, permet de supposer un contrôle possible de la composition des épidotes par le minéral hôte.

III.2.4. Les zéolites.

Les zéolites constituent un groupe de minéraux hydratés, caractéristiques du métamorphisme de très bas degré et de l'altération hydrothermale de la croûte océanique. Ces minéraux, à l'exception de la waïrakite, cristallisent à basse température et constituent un des marqueurs du faciès zéolite.

Les zéolites apparaissent sporadiquement dans un certain nombre d'échantillons appartenant aux différentes formations étudiées. Dans ces roches, les zéolites interviennent sous forme de remplissage de fractures et d'amygdales, de remplacement du verre volcanique. Ces minéraux, apparaissant principalement dans les roches acides de la **Formation Río Grande**, ont été peu étudiés dans ce travail. Dans certains cas, la zéolite n'a été identifiée que grâce à la diffraction des rayons X. C'est le cas d'une zéolite appartenant à la série heulandite-clinoptilolite identifiée dans une coulée de basalte andésitique de la **Formation Chala**.

Une zéolite de cette série apparaissant en cristaux tabulaires à forts clivages constitue le remplissage d'une veine dans un échantillon de la **Formation Misahualli du Sud** (MI155). Dans ce cas, la zéolite est associée à de la calcite et à des phyllosilicates mafiques qui se répartissent en bordure de cette veine. Il s'agit de cristaux plus ou moins tabulaires à fort clivage. Elle a été analysée à la microsonde en conditions de routine (Tab.A.III.28). Les analyses obtenues sont de relativement bonne qualité puisque la balance des charges calculée selon la méthode de Passaglia (1970) ne dépasse pas 10%.

Un autre type de zéolite, l'analcime, apparaît dans un échantillon provenant du sommet d'une coulée de basalte andésitique de la **Formation Río Grande** (RG22). L'analcime est associée à de la calcite, des phyllosilicates mafiques et de l'albite pour former le remplissage de vacuoles de forme très irrégulière. La composition de ces zéolites diffère de celle des analyses données par Deer *et al.* (1963), notamment en raison de leur teneur élevée en SiO₂. Il faut cependant remarquer que nos analyses ont été effectuées en conditions de routine à la microsonde, sans les réglages spécifiques pour analyser ce type de minéral (*i.e.* faisceau défocalisé...). La balance des charges (E% dans le Tableau A.III.28) montre que les analyses réalisées ont une considérable marge d'erreur.

De toutes petites zéolites semblent remplacer de rares microlites de plagioclases, dans certains basaltes de la **Formation Río Grande**.

Dans cette même formation, des zéolites ont été observées dans un certain nombre d'échantillons d'ignimbrite acide dans lesquels elles sont le plus souvent présentes en altération du verre volcanique. Elles pseudomorphosent très fréquemment les échardes de verre qui sont alors bordées par un fin liseré de minéraux argileux. Elles apparaissent également très rarement dans la matrice de ces roches. Ces zéolites qui apparaissent dans des roches acides n'ont fait l'objet d'aucune étude détaillée.

III.3. L'actinote.

Les amphiboles calciques de type actinolitique constituent un minéral fréquemment rencontré dans les paragenèses d'un certain nombre de roches soumises à différents types de métamorphisme : (i) auréoles de basse température du métamorphisme de contact, (ii) métamorphisme de très bas degré en faciès pumpellyite-actinote, prehnite-actinote, (iii) métamorphisme de bas degré en faciès schistes verts et (iv) altération hydrothermale et champs géothermiques actifs.

La formule structurale de ces actinotes est calculée sur la base de 23 oxygènes et le fer est réparti en Fe^{2+} et Fe^{3+} en suivant la méthode préconisée par Papike *et al.* (1974). Des analyses représentatives des amphiboles secondaires présentes dans les différentes formations sont reportées en annexe (Tab.A.III.31 à A.III.33).

III.3.1. Mode de gisement.

L'actinote est présente sous plusieurs habitats dans la **Formation Misahualli (Nord et Sud)** ainsi que dans les **intrusifs basaltiques** présents dans la **Formation Chala** ; l'actinote est observée sous forme de remplissage de vacuoles, en remplacement de minéraux magmatiques, en particulier du pyroxène, et enfin sous forme de produits de recristallisation de la mésostase.

L'amphibole n'apparaît en remplissage d'amygdales que dans de rares échantillons de la **Formation Chala**. Dans ce cas, elle forme de petits cristaux fibreux en bordure d'amygdales en association avec l'épidote, la calcite et le feldspath potassique.

L'amphibole secondaire pseudomorphose également les ferromagnésiens dans les **Formations Misahualli du Sud** (pyroxène et amphibole dans les laves acides) et **Chala** (pyroxène) et apparaît sous forme fibreuse.

Dans la **Formation Misahualli du Nord et du Sud**, l'actinote est également disséminée sous forme de cristaux microscopiques dans la mésostase de certains échantillons. Ce type d'actinote correspond probablement à la pseudomorphose de microlites ferromagnésiens primaires. Dans d'autres échantillons plus affectés par les phénomènes de recristallisation, l'actinote est présente dans l'assemblage secondaire de la mésostase de quelques échantillons à texture de cornéenne. Dans ce cas, elle est assez abondante sous forme de cristaux vert soutenu très pléochroïques.

Dans la **Formation Misahualli du Sud**, l'actinote apparaît dans des échantillons à texture granoblastique en association avec le quartz et l'albite. Elle peut également constituer, dans les échantillons les plus transformés, des poches granoblastiques en mosaïque.

Dans une des coupes effectuées dans la **Formation Chala**, l'actinote apparaît dans les niveaux de grès et conglomérats immédiatement sus- et sous-jacents à un sill basaltique.

III.3.2. Composition chimique de l'actinote.

L'amphibole secondaire analysée dans les différentes formations est une amphibole calcique de type actinote essentiellement d'après la classification de Leake (1978) (Tableau A.III.31 à III.33 ; Fig.V.19).

Dans la **Formation Chala**, ces amphiboles montrent des variations de composition légèrement plus importantes que celles de la **Formation Misahualli**. Dans le diagramme de Leake (1978 ; Fig.III.19), les premières se positionnent dans les domaines des actinotes, des hornblendes actinolitiques, des ferro-hornblendes actinolitiques et des ferro-actinotes alors que les secondes sont presque exclusivement des actinotes. Dans la Formation Misahualli, les amphiboles sont quasiment toutes des actinotes (Fig.V.19).

Les actinotes en remplissage d'amygdales et en pseudomorphose de minéraux ferromagnésiens ont des compositions identiques.

Les teneurs en Al^{IV} de l'ensemble des amphiboles secondaires, toutes formations confondues, montrent d'importantes variations de composition puisqu'elles sont globalement comprises entre 0.05 et 0.99 cations pour 23 oxygènes. Ces teneurs restent cependant relativement peu élevées et sont comparables aux teneurs en Al^{IV} d'actinotes présentes dans les metabasites de Karmutsen affectées par un métamorphisme développé sous des conditions de faciès schistes verts (Terabayashi, 1993). Cet auteur observe une augmentation de la teneur en Al^{IV} des actinotes depuis le faciès Prehnite-Actinote jusqu'au faciès des Cornéennes à pyroxènes.

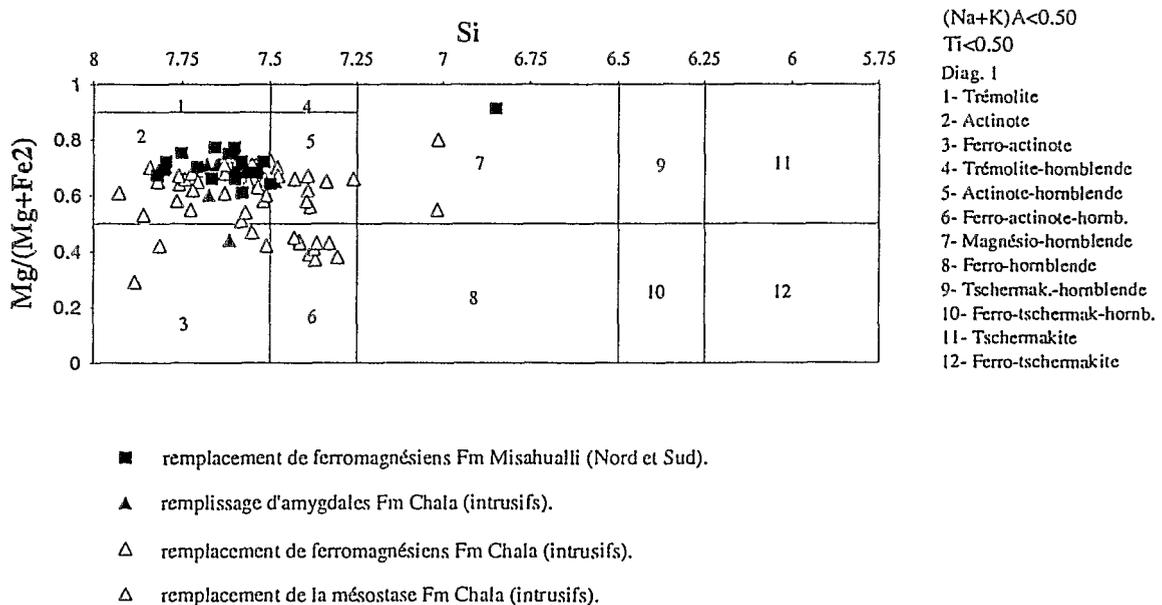


Fig.V.19. : Diagramme de classification des amphiboles (Leake, 1978) pour les amphiboles secondaires présentes dans les différentes formations étudiées

Brown (1977) a proposé l'utilisation de la composition chimique des amphiboles calciques comme géobaromètre. Cet auteur utilise la teneur en Na dans le site M4 et en Al^{IV} des amphiboles pour estimer la pression sous laquelle ces minéraux ont cristallisé (Fig.V.20). L'ensemble des amphiboles calciques secondaires analysées sont caractérisées par de très faibles valeurs de la teneur en Na dans le site M4 de ces minéraux ce qui laisse supposer que ces minéraux ont cristallisé sous de très faibles pressions, probablement inférieures à 2 kbars.

La présence d'actinote dans les Formations Misahualli et Chala suggère que les transformations minérales subies par les roches de ces unités se sont produites à des températures relativement élevées. Les actinotes sont, en effet, reportées dans des champs géothermiques actifs à des températures supérieures à 300°C (Bird *et al.*, 1984).

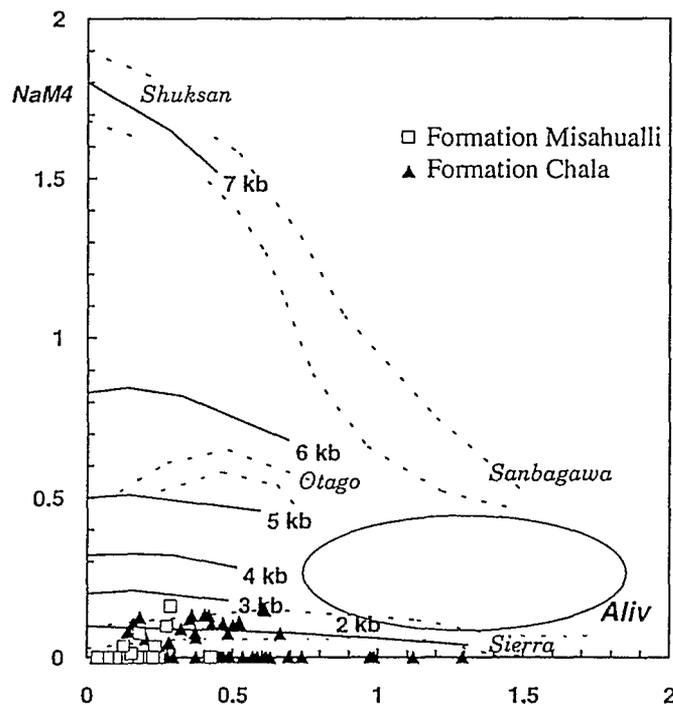


Fig.V.20. : Diagramme Na_{M4} vs Al_{IV} des amphiboles calciques des Formations Misahualli et Chala. Utilisation de ces teneurs pour l'estimation de la pression (Brown, 1977, teneur en molécule de crossite).

III.4. La titanite.

La titanite est un silicate de calcium et de titane couramment rencontré dans les roches soumises au métamorphisme de bas et de très bas degré. Ces minéraux sont caractérisés par une substitution entre l'aluminium et le titane. Le degré de cette substitution est fréquemment interprétée en terme de degré métamorphique. Le diagramme Al- Fe^{3+} -Ti (Fig.V.21.) est couramment utilisé pour illustrer cette substitution. Les analyses microsonde de titanite sont reportées en annexe dans les tableaux A.III.29 et A.III.30.

III.4.1. Mode de gisement.

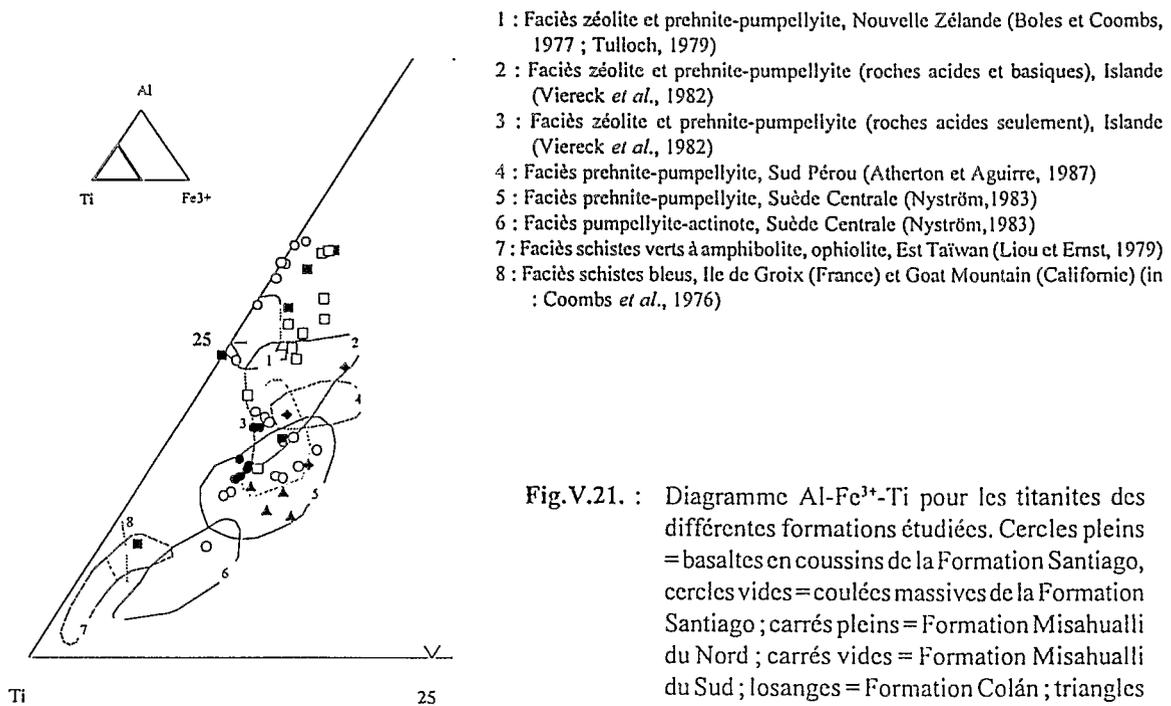
Dans toutes les formations étudiées, la titanite est présente, généralement sous forme de petits globules polycristallins brunâtres plus ou moins irisés. Elle apparaît souvent dans la mésostase en pseudomorphose des microphénocristaux de minéraux opaques. Dans les ferromagnésiens pseudomorphosés par de la chlorite et de l'épidote, la titanite apparaît en globules qui pourraient correspondre au remplacement d'oxydes ferro-titanés initialement englobés dans les minéraux primaires. Dans la Formation Río Grande, ce minéral est également présent, en association avec des minéraux opaques, de la chlorite et/ou de la céladonite en pseudomorphose de l'olivine. Elle est présente sous forme de cristaux plus grands, subautomorphes et limpides, dans les roches plus affectées par le métamorphisme thermique de la Formation Misahualli du Sud,

Un oxyde de titane (brookite ou anatase) est parfois présent en fines aiguilles opaques dans la mésostase de quelques laves acides de la Formation Misahualli du Nord.

III.4.2. Composition chimique.

La titanite a été analysée dans presque toutes les formations dans lesquelles elle apparaît. Les analyses de ces minéraux s'éloignent légèrement des teneurs communément admises en ce que le total des oxydes est toujours inférieur à 100%. Ceci est une des caractéristiques des titanites apparaissant dans des roches soumises à des transformations minérales secondaires de très bas degré.

Dans le diagramme Al-Fe³⁺-Ti (Fig.V.21), les titanites des **basaltes en coussins** de la Formation **Santiago** se situent dans le champ des titanites de faciès prehnite-pumpellyite de Suède Centrale (Nyström, 1983).



La composition de la titanite analysée dans les coulées massives de la Formation Santiago est variable en fonction des échantillons analysés. En effet, dans le diagramme Al-Ti-Fe³⁺, la majorité des analyses (échantillons MI56 et MI49) est groupée dans le domaine des titanites provenant de roches affectées par un métamorphisme de faciès prehnite-pumpellyite. Les titanites d'un échantillon (MI47) se distinguent des autres par des teneurs plus élevées en aluminium et l'absence de fer. Les analyses de ces titanites se situent dans le domaine des titanites de faciès zéolite à prehnite-pumpellyite de Nouvelle-Zélande (Boles et Coombs, 1977 ; Tulloch, 1979).

Les analyses de titanites présentes dans la Formation Misahualli (aussi bien au Nord qu'au Sud) ainsi que dans la Formation Colán montrent des variations de composition très importantes et ne se situent dans aucun domaine particulier du diagramme Al-Ti-Fe³⁺. Toutes ces titanites montrent des analyses qui bouclent aux alentours de 93-94%.

III.5. Les feldspaths alcalins.

III.5.1. L'albite.

III.5.1.1. Mode de gisement.

L'albite est présente dans la plupart des roches dans toutes les formations étudiées. Le plus souvent, elle apparaît en remplacement du plagioclase magmatique, ce qui se traduit généralement par un aspect sale et poussiéreux du plagioclase. Dans la majorité des formations, cette albitisation n'est pas totale. Dans de plus rares cas, notamment dans les basaltes en coussins de la Formation Santiago, l'albitisation est plus complète et affecte l'ensemble des plagioclases présents dans les basaltes, que les échantillons proviennent du cœur des basaltes en coussins ou de ses bordures. Dans quelques échantillons provenant de la Formation Misahualli (Nord et Sud), le plagioclase est entièrement albitisé.

Si les plagioclases des basaltes en coussins de la Formation Santiago montrent une albitisation complète, les coulées massives et les coulées prismatiques de cette formation sont beaucoup moins affectées par les processus d'albitisation. Dans les dernières, les plagioclases ne sont que très faiblement albitisés et ont le plus souvent un aspect limpide.

Dans certaines coulées de basaltes andésitiques de la Formation Río Grande une différence apparaît dans l'albitisation qui affecte les parties centrales et les faciès de bordure de ces coulées. En effet, au cœur des coulées, l'albitisation est moins marquée que dans les sommets de coulées où aucune relique de plagioclase primaire n'a été observée. De la même façon, une différence dans le degré de l'albitisation apparaît entre les intrusifs et les coulées de la Formation Chala. Dans ces dernières, l'albitisation est en général très peu marquée alors que dans les intrusifs, seules quelques reliques de plagioclase primaire ont été observées.

L'albite provenant de l'altération du plagioclase est fréquemment associée à des minéraux comme la séricite, le feldspath potassique, des chlorites et dans les Formations Misahualli et Colán ainsi que

dans les intrusifs de la Formation Chala à de l'épidote. Plus rarement, elle coexiste avec la pumpellyite ou la prehnite dans les laves des Formations Río Grande et Chala respectivement.

L'albite existe également en recristallisation de la matrice des roches affectées par le métamorphisme thermique et ce notamment dans les roches acides de la Formation Misahualli où elle a été observée en association avec du quartz, sous forme d'assemblage en mosaïque. Elle est également présente en recristallisation du verre piégé dans les golfes du quartz magmatique.

Dans certains cas et notamment dans les bordures vacuolaires des basaltes en coussins de la Formation Santiago, l'albite se présente en remplissage d'amygdales. Dans ce cas, elle est en cristaux prismatiques très limpides et fréquemment maclés. Dans la Formation Santiago, l'albite peut constituer le seul minéral de remplissage des amygdales ou être associée à de la pumpellyite, de la prehnite ou de la calcite. Dans ce cas, elle apparaît le plus fréquemment à la bordure des amygdales. Le même type d'albite est présent dans les amygdales des autres formations étudiées.

L'albite se présente également en veinules dans la plupart des formations étudiées.

III.5.1.2. Composition chimique de l'albite.

L'albite provenant de l'altération du plagioclase présente peu de variations de composition en fonction de la formation où elle a été analysée. Le plus souvent, elle s'approche de l'albite pure mais elle peut cependant montrer des variations de composition. L'albitisation n'est pas toujours totale et le plagioclase formé peut comporter un certain pourcentage de calcium et de potassium matérialisé par les composantes An et Or élevées des analyses (jusqu'à An₂₅, et Or₄) (Fig.V.22). Les albites sont cependant le plus souvent dépourvues de K₂O. D'après Boles et Coombs (1977), les processus d'albitisation entraînent une mobilisation du K₂O provenant du plagioclase magmatique et les albites qui en résultent sont dépourvues de potassium (Fig.V.22 ; Tab.A.III.34 à A.III. 38).

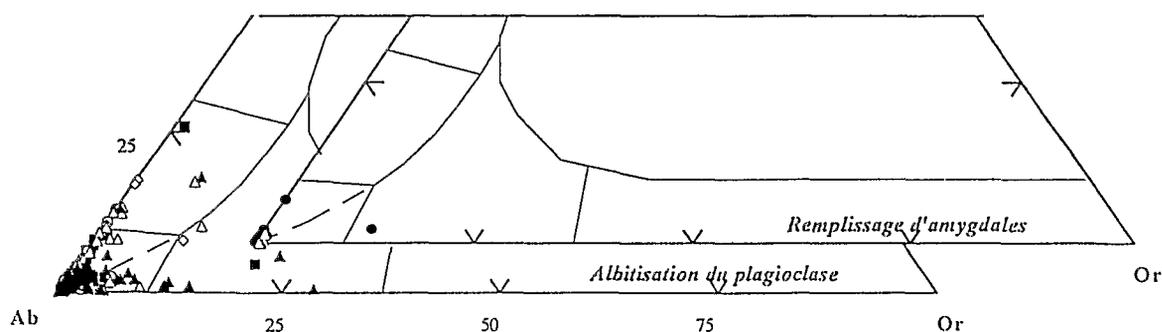


Fig.V.22. : Diagramme An-Ab-Or pour les albites des différentes formations volcaniques jurassiques de la marge andine. (cercles pleins : basaltes en coussins de la Formation Santiago ; cercles vides : coulées massives de la Formation Santiago ; carrés pleins : Formation Misahualli du Nord ; carrés vides : Formation Misahualli du Sud ; losanges : Formation Colán ; triangles vides : Formation Río Grande ; triangles pleins : Formation Chala).

Dans la Formation Río Grande, on observe une légère différence de composition chimique en fonction de la position des individus analysés au sein d'une coulée. En effet, au sommet et à la base des coulées, l'albitisation du plagioclase magmatique est plus complète et les individus analysés ont une composition qui s'approche plus de celle de l'albite pure (proche de Ab_{100}) (Fig.V.22.).

En revanche, dans les parties centrales de coulées, l'albite coexiste avec des reliques de plagioclase magmatique, qui, le plus souvent, apparaît sous forme de taches limpides. Cette albite s'éloigne plus du pôle albite que dans celles des sommets et bases de coulées (Fig.V.23).

Les albites néoformées en remplissage de vacuoles ont été analysées dans les Formations Río Grande et Santiago. Dans ces deux formations, ce type d'albite est plus proche du pôle albite (Fig.V.22). Leur composition est $An_{0-2,1}Ab_{97,5-99,9}Or_{0,1-0,9}$.

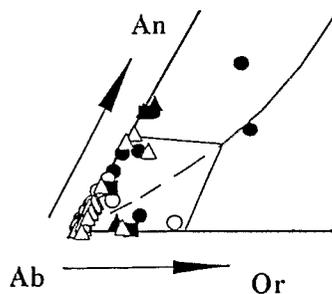


Fig.V.23. : Diagramme triangulaire An-Ab-Or pour les albites présentes dans les coulées de la Formation Río Grande. Les différents symboles correspondent aux différentes coulées. Symboles pleins = centres de coulées, symboles vides = sommets de coulée.

III.5.2. Le feldspath potassique.

Le feldspath potassique a été identifié dans toutes les formations étudiées. Dans certaines (Santiago, coulées de la Formation Chala, Formation Colán), ce minéral n'a jamais été observé optiquement mais sa présence a été mise en évidence grâce à la diffraction des rayons X dans la plupart des échantillons analysés. Dans les basaltes en coussins de la Formation Santiago, le feldspath potassique est présent dans tous les échantillons alors qu'il apparaît de façon plus sporadique sur les diffractogrammes des coulées massives de la même formation.

Dans certains échantillons des Formations Río Grande et Misahualli et dans les intrusifs de la Formation Chala, le feldspath potassique a été observé en taches dans le plagioclase magmatique et a été analysé à la microsonde. Deux populations d'analyse ont été obtenues : la première, présente dans les trois formations, correspond à de l'adulaire ($An_{0-9,4}Ab_{0,6-5,6}Or_{87-98,8}$) qui s'approche du pôle pur tandis que la seconde apparaît dans les Formations Río Grande et Chala et correspond à de l'anorthoclase ($An_{3-23,7}Ab_{23,7-79,2}Or_{16,3-70,5}$). Dans ces deux dernières formations, on observe une évolution du feldspath alcalin montre une évolution depuis l'albite pure jusqu'à l'adulaire pur alors que dans la Formation Misahualli, seuls les pôles purs sont présents (Fig.V.24.).

L'adulaire a fréquemment été observé dans les champs géothermiques actifs et les zones hydrothermales (Kristmannsdóttir, 1975 ; Jehl *et al.*, 1976 in Liou, 1979). D'après Liou (1979), le remplacement du plagioclase par du feldspath potassique est la conséquence d'échanges métasomatiques entre un fluide enrichi en K_2O et la roche. La cristallisation de feldspath potassique à basse température

(inférieure à 250°C) implique que le rapport K^+/H^+ était haut dans le fluide (Liou, 1979). D'après Pertsev et Boronikhin (1983), la formation de feldspath potassique dans les basaltes océaniques soumis à une altération hydrothermale se ferait à des températures inférieures à 80°C et nécessiterait un apport de K_2O .

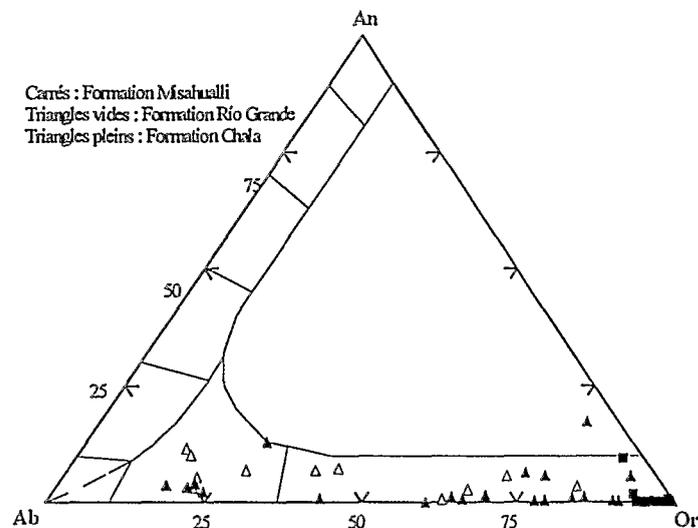


Fig.V.24. : Diagramme An-Ab-Or pour les feldspaths potassiques secondaires des différentes formations.

III.6. Le quartz.

Le quartz apparaît préférentiellement dans les roches acides des différentes formations. Dans les roches basiques, il est généralement absent. Il se présente le plus souvent sous forme d'assemblage en mosaïque dans la matrice des roches pyroclastiques en association avec des minéraux argileux et du mica blanc, ces deux minéraux se situant entre les grains de quartz. Plus rarement il peut remplir des veinules.

Dans la Formation Misahualli, le quartz peut constituer de véritables poches granoblastiques de recristallisation ou former de grands cristaux poecilitiques incluant d'autres minéraux. Dans cette formation, le quartz est fréquemment présent dans des veines où il coexiste avec de l'épidote, de la chlorite et de l'albite.

Dans la Formation Chala, la silice apparaît sous plusieurs formes. Le plus généralement, il s'agit de quartz en remplissage de fractures et, en recristallisation de la matrice avec l'albite. Parfois, elle est présente sous forme de cristaux losangiques en dent de chien dans des veines. Cette forme cristalline est typique de quartz α de basse température. Elle apparaît enfin sous forme de calcédoine aux épontes des veines. La calcédoine coexiste dans ce cas avec le quartz en dent de chien et la chlorite.

III.7. La calcite.

La calcite est un minéral très abondant dans les paragenèses d'altération des différentes formations étudiées. Elle apparaît dans tous les types de laves sous plusieurs habitats : remplissage de fractures et vacuoles, taches dans la mésostase et pseudomorphose de phénocristaux ou de microlites de minéraux primaires (plagioclases, pyroxènes, amphiboles et olivines). Ce minéral est généralement plus abondant dans les faciès acides que dans les laves basiques.

La calcitisation de certaines roches est parfois très poussée et les textures magmatiques et les minéraux de ces échantillons sont par endroits complètement oblitérés. La calcite envahit fréquemment la matrice de roches pyroclastiques acides de la Formation Santiago sous forme de taches d'aspect sale.

Dans la Formation Santiago, la calcite est nettement plus abondante dans les basaltes en coussins, où elle remplit de très nombreuses amygdales, que dans les coulées massives et les coulées prismatiques moins vacuolaires. Dans ces amygdales, la calcite paraît parfois plus tardive que la paragenèse métamorphique. En effet, dans certaines amygdales, on observe la calcite sous forme de minéraux à aspect sale, fibroradiés en pseudomorphose partielle de gerbes de prehnite. Cette transformation de la prehnite semble s'effectuer d'abord par les clivages des minéraux et entre les différents cristaux de l'agrégat fibroradié pour affecter plus tard l'ensemble de l'amygdale. En effet, dans certains échantillons, tous les stades de cette pseudomorphose sont présents. La calcite présente dans les coulées massives de la Formation Santiago pourrait également être tardive.

Dans la Formation Santiago, la calcite est fréquemment associée à des smectites et à de l'albite en altération du plagioclase et à des smectites, de la titanite et parfois de la pumpellyite lorsqu'elle apparaît en pseudomorphose de ferromagnésiens. Dans les laves de la Formation Misahualli, elle coexiste parfois avec de l'épidote et des chlorites dans les ferromagnésiens transformés. Dans quelques intrusifs de la Formation Chala, elle apparaît avec de l'épidote, des chlorites et de l'actinote dans quelques amygdales. Lorsque l'amphibole primaire est présente dans les Formations Misahualli et Colán, la calcite s'infiltré dans les clivages de ce minéral.

Dans les Formations Chala et Río Grande, la calcite constitue le matériel de remplissage le plus fréquent des vacuoles et fractures des sommets bréchiques de certaines coulées.

III.8. Les minéraux opaques.

Sous le terme de *minéraux opaques*, nous avons regroupé les divers oxydes ou hydroxydes de fer qui remplacent les microphénocristaux d'oxydes de fer-titane primaires, les olivines (iddingsite dans certains cas), de fines aiguilles dans quelques plagioclases et la ferruginisation de la matrice de ces roches. Les minéraux opaques, outre leur apparition dans la matrice des laves basiques, peuvent accessoirement être présents dans les veines et amygdales.

III.9. Minéraux potassiques non identifiés.

Une analyse au MEB réalisée au Centre ORSTOM de Bondy, sur certains échantillons de la Formation Chala a révélé la présence de minéraux de faible taille (inférieure à 5 μm), extrêmement riches en potassium et de composition relativement homogène. Ces minéraux faiblement cristallisés n'ont pas encore été identifiés. Ils semblent se développer aux dépens des plagioclases et du verre. Quelques analyses semi-quantitatives réalisées au MEB sur ces minéraux sont réunies dans le tableau ci-dessous. (Tab.V.16).

	CHA50	CHA50	CHA50	CHA50	CHA50	CHA50	CHA50	CHA50
	1	2	6	7	10	11	13	17
SiO ₂	65.51	61.71	61.33	55.74	61.00	57.27	57.29	65.92
Al ₂ O ₃	17.18	15.46	16.98	14.53	17.89	16.00	15.47	16.36
Fe ₂ O ₃	1.80	3.69	6.39	7.89	2.85	1.15	2.57	0.98
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	2.13	4.04	4.34	1.89	3.66	6.83	5.72	1.14
CaO	1.72	3.36	5.87	5.37	3.57	2.70	1.40	1.19
Na ₂ O	4.43	5.42	5.17	4.20	3.57	2.98	3.80	5.02
K ₂ O	9.67	8.11	6.19	6.65	6.72	7.47	9.20	9.57
TiO ₂	0.48	0.52	0.67	1.26	0.30	0.20	0.28	0.23
Total	102.92	102.31	106.94	97.53	99.56	94.60	95.73	100.41

Tab.V.16 : Analyses semi-quantitatives de minéraux potassiques (zéolites?) réalisées au MEB dans un échantillon (CHA50) moyennement riche en K₂O de la Formation Chala

IV. PARAMETRES CONTROLANT LES TRANSFORMATIONS MINÉRALES SECONDAIRES.

Parmi les plus importantes caractéristiques des roches des différentes formations volcaniques étudiées, on a remarqué l'apparition de nombreuses phases minérales secondaires, l'absence de déformation pénétrative et la présence de reliques de phases minérales magmatiques. Cette dernière caractéristique traduit le caractère incomplet de certaines transformations minérales et l'absence d'équilibre de ces transformations. En outre, dans de nombreux cas, on a observé la coexistence métastable de phases secondaires (par exemple céladonite et chlorite). Ce problème d'absence d'équilibre thermodynamique ou de métastabilité est fondamental pour l'interprétation des transformations minérales secondaires.

Dans cette conclusion, nous synthétiserons, dans un premier temps, les hétérogénéités apparaissant à des échelles différentes dans les transformations minérales secondaires. Dans une seconde partie, nous tenterons de quantifier les variables physico-chimiques de ces transformations minérales. Dans cette partie, nous tâcherons de discuter les paramètres tels que la température, la pression, la fugacité d'oxygène et la composition des roches ou des minéraux hôtes contrôlant la composition des phases minérales secondaires. Puis, à l'aide de ces variables et des associations minérales observées dans chaque formation, nous essayerons de déterminer les faciès métamorphiques représentés dans les différentes formations tout en les comparant avec d'autres séries volcaniques. Enfin, les conclusions finales concernant les transformations minérales secondaires affectant les différentes formations volcaniques jurassiques d'Equateur et du Pérou seront exposées.

IV.1. Caractère hétérogène des transformations minérales secondaires.

Des hétérogénéités caractérisent les transformations minérales secondaires des différentes formations étudiées. Ces hétérogénéités sont présentes à différentes échelles (1) à l'échelle de la formation (kilométrique), (2) à l'échelle de l'unité, par exemple coulée (métrique), (3) à l'échelle de l'échantillon (centimétrique), et (4) à l'échelle du micro-domaine (millimétrique).

IV.1.1. Hétérogénéités à l'échelle de la formation.

A cette échelle, on remarque que les paragenèses dépendent fortement de la composition chimique des roches. Les assemblages secondaires sont systématiquement différents selon que l'on a affaire à des roches basiques ou à des roches acides (ignimbrites, tufs). Les premières sont caractérisées par l'abondance de phyllosilicates mafiques, *i.e.* minéraux riches en FeO et MgO, alors que dans les secondes, des minéraux riches en K₂O, CaO et SiO₂ (séricite, calcite, quartz) prédominent. Cette observation montre le rôle joué par la composition des roches hôtes sur l'apparition des phases minérales secondaires.

Dans certains cas, on a vu que les différentes *morphologies* (lave en coussins, coulées massives et coulées prismatiques) de coulées de la Formation Santiago sont caractérisées par des assemblages minéralogiques différents, indépendamment de leur position stratigraphique. **Cette caractéristique est très probablement due à des perméabilités différentes de ces roches et donc à des rapports eau/roche variables au cours des processus d'altération.** Un cas similaire a été décrit par Bevins *et al.*, (1991) dans le cas de la Formation volcanique Zig Zag Dal d'âge protérozoïque du Groenland.

Ces auteurs montrent que, dans la Formation Zig Zag Dal, les coulées peu épaisses et celles fortement amygdalaires sont plus altérées que les coeurs des coulées massives ceci en raison des différentes perméabilités de ces deux types de laves. En effet, les coulées minces seraient relativement perméables et seraient donc fortement altérées sous l'action de fluides avec des rapports eau/roche élevés alors que les coulées épaisses, moins perméables, seraient moins affectées par l'altération en raison d'un rapport eau/roche plus faible. D'autre part, dans la Formation Zig Zag Dal, les échantillons les moins altérés proviennent de coulées relativement épaisses et présentant une prismation bien développée. Ces auteurs n'expliquent pas pourquoi les coulées prismatiques, qui devraient faciliter la circulation des fluides hydrothermaux, sont moins altérées que les coulées plus massives. Il est probable que les fluides utilisent les joints entre les différents prismes pour circuler. Ces fluides seraient plus ou moins canalisés dans les espaces inter-prismes et atteindraient plus difficilement le coeur des prismes.

Le mode de mise en place des roches semble également influencer le développement des assemblages secondaires. Dans la Formation Chala, en particulier, les assemblages secondaires des coulées sont distincts des paragenèses observées dans les sills et dykes, de même âge et de nature comparable (texture, composition minéralogique et chimique). Des différences de même type ont déjà été observées par Beiersdorfer (1992) pour des roches basiques de Californie. Cet auteur montre que les intrusifs gardent plus longtemps leur propre chaleur et que les transformations minérales de plus haut degré présentes dans les intrusifs peuvent être expliquées par un phénomène d'auto-métamorphisme. Les fluides qui arrivent et circulent dans ces roches se réchauffent et permettent la cristallisation de phases minérales de relativement haute température.

Les paragenèses observées dans plusieurs des formations étudiées (Río Grande et Chala) sont, en outre, caractérisées par l'absence de zonation métamorphique verticale. L'absence de coupes détaillées dans plusieurs formations (Formations Santiago, Misahualli, Colán) limite les interprétations possibles. Cependant, le fait que les coulées prismatiques de la Formation Santiago, situées, *a priori*, au dessous des basaltes en coussins, soient caractérisées par des paragenèses de plus faible intensité, suggère qu'aucune augmentation du degré du métamorphisme en fonction de la profondeur n'apparaît de façon claire. La Formation Zig Zag Dal du Groenland est également caractérisée par l'absence de zonation métamorphique verticale (Bevins *et al.*, 1991). Ces auteurs suggèrent que la section étudiée ne représenterait qu'une portion d'une pile volcano-sédimentaire plus importante à présent érodée.

IV.1.2. Hétérogénéités à l'échelle de la coulée.

Des variations dans les assemblages minéralogiques secondaires existent à l'intérieur d'une seule coulée, le coeur plus massif étant moins altéré que les parties superficielles. Ces hétérogénéités ont été détaillées dans les laves en coussins de la Formation Santiago et dans des coulées de la Formation Río Grande.

Dans le premier exemple, les parties superficielles de basaltes en coussins sont caractérisées par l'abondance de silicates calco-alumineux alors que les parties centrales sont marquées par un important développement des phyllosilicates mafiques.

Dans le deuxième exemple, le coeur des coulées présente une albitisation partielle des plagioclases magmatiques et les phyllosilicates mafiques sont des interstratifiés S/C et des chlorites. En bordure de coulée, la proportion de minéraux secondaires est plus grande, l'albitisation du plagioclase primaire est totale et les phyllosilicates mafiques sont plus proches du terme extrême chlorite.

Ce type de zonation minéralogique a déjà été décrit par Levi *et al.* (1982) dans le cas d'une pile volcano-sédimentaire de 9 km de puissance crétacée au Chili central et par Schmidt (1990 ; 1993) dans une formation volcanique précambrienne du Minnesota (North Shore Volcanic Group, USA) épaisse de 8 km. Ces auteurs mettent en évidence le rôle prépondérant joué par la perméabilité des roches affectées par des circulations de fluides.

Levi *et al.*, (1982) montrent qu'à l'échelle de la pile volcano-sédimentaire, il existe une zonation métamorphique verticale liée à un enfouissement. A cette zonation, se surimposent des variations de nature et de composition chimique des phases minérales secondaires à l'échelle de coulées individuelles. A cette échelle, les variations minéralogiques observées au sein de chaque coulée seraient contrôlées par différents paramètres : la température, la pression de fluides, la perméabilité des roches, la fugacité d'oxygène, les vitesses de réaction et l'extension de l'altération. Les transformations minérales de la base de la coulée vers le sommet serait dues à une augmentation de la perméabilité vers le haut. D'après ces auteurs, cette augmentation de perméabilité induirait des vitesses de réaction plus grandes et une augmentation de la fugacité d'oxygène.

Schmidt (1990 ; 1993) observe des zonations minéralogiques à plusieurs échelles. A l'échelle de la formation, cet auteur met en évidence des assemblages minéralogiques de température croissante avec la profondeur. Cette évolution serait due à un processus d'enfouissement. A l'échelle de coulées individuelles, cet auteur montre des variations dans les assemblages minéralogiques et la composition de certaines phases minérales secondaires (phyllosilicates mafiques et albite) entre le coeur et la bordure de coulées. Elle suggère que les zonations minéralogiques observées à l'échelle d'une coulée dépendent de la perméabilité des roches et des variations de composition des roches hôte et des fluides hydrothermaux.

IV.1.3. Hétérogénéités à l'échelle de l'échantillon.

Les paragenèses secondaires sont systématiquement différentes selon leur habitat. A ce titre, le plagioclase est presque exclusivement remplacé par de l'albite et de la séricite, les phyllosilicates mafiques étant relativement peu abondants. En revanche, les minéraux remplaçant les olivines et dans une moindre mesure les pyroxènes sont le plus souvent des phyllosilicates mafiques associés à d'autres minéraux. Ces variations mettent en évidence le rôle prépondérant de la composition du minéral-hôte sur l'assemblage minéralogique secondaire qui s'y développe.

Dans certains cas également, la composition du fluide qui circule dans la roche semble être en partie contrôlé par la composition chimique de la roche.

D'autre part, la diffraction aux rayons X a montré, dans le cas des roches de certaines formations (essentiellement Santiago et Río Grande) que des chlorites coexistent fréquemment avec des interstratifiés voire avec des smectites au sein des mêmes échantillons.

IV.1.4. Hétérogénéités à l'échelle du micro-domaine.

D'importantes variations de la composition chimique de différents minéraux (essentiellement phyllosilicates mafiques, pumpellyite et prehnite) ont été mises en évidence dans plusieurs habitats dans les laves de la Formation Santiago.

Dans plusieurs amygdales caractérisées par l'association albite+pumpellyite+prehnite ou calcite, la pumpellyite, qui cristallise en agrégats fibroradiés, présente une évolution du rapport $X_{Fe^{3+}}$ avec la croissance des agrégats. D'autres cristaux de pumpellyite en taches dans la mésostase ou en pseudomorphose d'olivine ont également montré des variations du rapport $X_{Fe^{3+}}$.

De nombreuses amygdales remplies par des phyllosilicates mafiques ont été étudiées. La coexistence d'interstratifiés S/C et de chlorite à l'intérieur de plusieurs amygdales différentes a été mise en évidence.

Les variations de composition observées à l'intérieur de micro-domaines correspondant à des vides préexistants suggère un contrôle possible de la composition des minéraux secondaires par des variations de composition des fluides responsables de leur cristallisation. Lorsqu'il s'agit de remplacement de verre ou de minéraux, il est probable que la composition de ces micro-domaines va être le facteur prédominant de contrôle de la composition des minéraux secondaires.

IV.2. Conditions physico-chimiques des transformations minérales secondaires.

Les différents paramètres liés aux conditions physico-chimiques des transformations minérales secondaires sont synthétisés dans le tableau V.17.

IV.2.1. La température.

Les températures obtenues pour les phyllosilicates mafiques présents dans les laves de la Formation Santiago évoluent globalement entre 50 et 260°C. Cependant, les températures calculées dans les coulées de différentes morphologies varient de façon non négligeable. Les minéraux qui apparaissent dans les coulées prismatiques seraient de plus faible température que ceux présents dans les basaltes en coussins et les coulées massives. En effet, dans les coulées prismatiques, seuls quelques smectites et interstratifiés S/C sont présents alors que les amygdales des basaltes en coussins sont caractérisées par l'association prehnite + pumpellyite + albite qui correspond à un assemblage de plus haut degré. Ces coulées prismatiques étant intercalées au sein de la pile volcanique, ces variations de température ne peuvent être expliquées par des températures effectivement différentes pour les différentes morphologies de coulées. Les fluides hydrothermaux responsables de la cristallisation des smectites et des interstratifiés S/C n'atteindraient pas le cœur des coulées et la température n'agirait que par conduction. Cette hypothèse permettrait d'expliquer les différences de températures calculées (et les variations dans la minéralogie) pour les différents types morphologiques de coulées.

La présence d'actinote dans les produits volcaniques basiques de la Formation Misahualli (Nord et Sud) ainsi que dans les intrusifs de la Formation Chala suggère une température supérieure à 300°C. En effet, dans de nombreux champs géothermiques actifs, l'actinote apparaît à cette température (Bird *et al.*, 1984). En outre, les températures des chlorites pour cette même unité sont comprises entre 165 et 320°C.

La Formation Colán est caractérisée par la présence d'épidote, ce qui permet de supposer une température supérieure à 200°C. L'absence d'actinote dans la paragenèse secondaire de cette formation suggère que la température de l'altération n'a pas dépassé 300°C. En outre, les températures moyennes calculées pour les chlorites de cette formation sont comprises dans l'intervalle 180-260°C.

La Formation Río Grande est marquée par la présence de céladonite et d'ancime. La céladonite est fréquemment observée dans l'altération hydrothermale de la croûte océanique. Les températures de formation de ces minéraux estimées dans le cas de l'altération de basaltes sont comprises entre 80 et 170°C d'après Keith *et al.* (1978; Yellowstone) et entre 140 et 180°C selon Yagi (1992) (*in* Münch, 1993). L'ancime est présente sous des conditions de température très variées puisque dans certains champs géothermiques elle apparaît entre 70 et 300°C (Kristmannsdóttir et Tómasson, 1978). Les

températures moyennes calculées pour les phyllosilicates mafiques de la Formation Río Grande sont comprises entre 140 et 250°C. En outre, la présence de zéolites dans certaines pyroclastites de cette formation permettent de supposer des températures relativement basses. L'absence d'épidote est compatible avec une température inférieure à 220°C.

Les coulées de la Formation Chala présentent globalement les mêmes caractéristiques que les coulées de la Formation Río Grande, bien que nous n'ayions pas observé de céladonite ou de zéolites. Les températures moyennes calculées pour les phyllosilicates appartiennent globalement au même intervalle de température (160 à 284°C).

IV.2.2. La pression.

Dans la Formation Misahualli (Nord et Sud) ainsi que dans les intrusifs de la Formation Chala, la composition chimique des actinotes, notamment les teneurs en Na dans le site M4 et en Al^{IV}, suggère des pressions très faibles, probablement inférieures à 2 kb.

En outre, l'absence de lawsonite dans toutes les formations étudiées montre que la pression affectant ces séries est probablement inférieures à 3 kb.

IV.2.3. Composition chimique des fluides et fugacité d'oxygène.

Dans certains cas, il a été possible de mettre en évidence le rôle de la composition chimique et de la fugacité d'oxygène des fluides hydrothermaux sur la composition des minéraux secondaires qui cristallisent.

Ainsi, des variations de composition des fluides et de leur fugacité d'oxygène avec le temps seraient compatibles avec les zonations chimiques observées pour la pumpellyite et la prehnite dans les amygdales des basaltes en coussins de la Formation Santiago. Une diminution de la fugacité d'oxygène avec la croissance des rosettes de pumpellyite est suggérée par la diminution de la teneur en Fe₂O₃ enregistrée par ces minéraux.

Une haute fugacité d'oxygène est mise en évidence par les valeurs élevées du rapport $X_{Fe^{3+}}$ des prehnites et des épidotes étudiées. A ce titre, l'épidote qui cristallise dans des veines de la Formation Misahualli montre d'importantes variations du rapport $X_{Fe^{3+}}$ qui peuvent être expliquées par des variations de la composition chimique des fluides et de leur fugacité d'oxygène.

Les variations de composition des phyllosilicates observées dans les amygdales de la Formation Santiago, peuvent être expliquées par des variations de la composition des fluides hydrothermaux responsables de leur cristallisation.

IV.2.4. La perméabilité des roches.

La perméabilité des roches, dépendant en partie de la morphologie des coulées, joue un rôle fondamental sur la répartition des minéraux secondaires ainsi que sur l'extension des transformations minérales secondaires. Ainsi, une perméabilité élevée, ce qui implique un rapport eau/roche élevé, est fréquemment invoquée pour expliquer l'albitisation totale du plagioclase. Les hétérogénéités observées à l'échelle de coulées individuelles ainsi que les différences observées dans le cas des différentes morphologies de coulées dans la Formation Santiago (albitisation totale ou partielle des plagioclases, nature des phyllosilicates mafiques, proportion des phases minérales secondaires) sont probablement liées à des perméabilités différentes.

Les laves en coussins très amygdalaires de la Formation Santiago, sont caractérisées par une albitisation totale des plagioclases primaires alors que dans les coulées massives, des reliques de plagioclase magmatiques persistent. Ceci prouve là encore l'influence de la perméabilité des roches sur l'altération des laves étudiées.

IV.2.5. Contrôle de la composition des phases secondaires par la composition chimique de la roche ou du minéral-hôte.

L'hypothèse d'un contrôle de la composition chimique des minéraux par la composition chimique de la roche-hôte est appuyée par (1) les variations observées dans les assemblages minéraux présents dans des roches de composition très différentes (basiques et acides), (2) l'absence de variation du rapport $Fe/(Fe+Mg)$ des phyllosilicates mafiques dans des amygdales de la Formation Santiago en dépit de la présence de plusieurs types de phyllosilicates dans ces amygdales, (3) la bonne corrélation observée entre le rapport FeO/MgO des chlorites et de leurs roches-hôtes.

Le contrôle de la composition chimique des phases minérales secondaires développées aux dépens de minéraux (ou du verre) préexistants par la composition chimique des micro-domaines est mis en évidence :

(1) par la distribution préférentielle des phyllosilicates mafiques en altération de ferromagnésiens primaires ou du verre basaltique,

(2) plus généralement par l'apparition de phases minérales systématiquement différentes en fonction des minéraux transformés,

(3) par les teneurs élevées en MgO des pumpellyites présentes en altération des olivines magmatiques de certains basaltes de la Formation Santiago, et dans une moindre mesure dans les pyroxènes de la Formation Misahualli,

(4) par les variations de composition de la pumpellyite en tache dans la mésostase. Des différences de composition chimique du verre aux dépens duquel la pumpellyite a cristallisé sur des micro-domaines juxtaposés de composition très différente peuvent expliquer les variations de composition de la pumpellyite

Une haute activité du potassium et une importante mobilité du K_2O est mise en évidence par la présence, dans la plupart des séries étudiées de minéraux riches en potassium ; céladonite dans les Formations Santiago et Río Grande, feldspaths potassiques dans toutes les séries étudiées et de minéraux riches en K_2O , de nature inconnue, dans la mésostase de certaines coulées de la Formation Chala.

La présence d'abondante calcite tardive, en remplissage de vacuoles et en remplacement de la prehnite dans ces amygdales, dans le cas de la Formation Santiago, montre que l'activité du CO_2 lors de cette étape tardive a été élevée. Dans les amygdales de sommets de coulée dans la Formation Río Grande, la présence d'abondante calcite suggère une activité du CO_2 élevée.

IV.2.6. Les différents faciès métamorphiques.

Les faciès sont différents en fonction des formations concernées. Il faut remarquer que les assemblages minéralogiques seuls ne peuvent nous donner qu'une idée approximative des faciès, dans la mesure où les assemblages diagnostiques des différents faciès du métamorphisme de très bas degré et de bas degré ne sont qu'exceptionnellement observés dans les laves des différentes formations étudiées. D'autres paramètres devront être utilisés pour déterminer les différents faciès métamorphiques. La nature des phyllosilicates mafiques pourra à ce titre nous aider à définir un faciès pour chaque formation.

La Formation Santiago est caractérisée par la prédominance d'interstratifiés S/C, la présence de prehnite et de pumpellyite. Des smectites sont localement présentes. Les zéolites et l'épidote n'ont jamais été observées dans ces laves. Dans les basaltes en coussins de cette formation, la prehnite et de la pumpellyite en association de haute variance coexistent dans quelques amygdales. Bevins *et al.* (1991) décrivent des assemblages de ce type dans la Formation Zig Zag Dal du Groenland. D'après ces auteurs, la présence de prehnite et de pumpellyite dans des assemblages de haute variance, en particulier en remplissage de veines et d'amygdales n'indique pas nécessairement que le métamorphisme se soit produit dans des conditions de faciès prehnite-pumpellyite mais que ces phases peuvent commencer à se développer en faciès zéolite. Il est probable que les transformations minérales secondaires affectant les laves de la Formation Santiago se soient développées dans des conditions de basse température, probablement inférieures à $200^\circ C$ comme l'atteste la présence d'interstratifiés S/C et de smectite dans les basaltes, de céladonite dans les roches pyroclastiques acides et les températures calculées pour les chlorites. Malgré l'absence de zéolites dans les roches de cette formation et la présence de prehnite et pumpellyite en association de haute variance, il est probable que l'altération de ces laves se soit effectuée sous des conditions de faciès zéolite.

Les différences observées entre les divers types de coulées peuvent probablement s'expliquer par des perméabilités différentes pour chaque type de coulée.

Dans la Formation Río Grande, l'assemblage minéralogique secondaire comporte de la céladonite, des interstratifiés S/C et des chlorites ainsi que de l'analcite. Dans les roches acides, on note la présence de zéolites. La pumpellyite est extrêmement rare dans ces échantillons. En outre, l'épidote est toujours absente. Les minéraux présents permettent de supposer que les transformations minérales se sont développées sous des conditions de faciès zéolite. De même, les coulées de la Formation Chala sont affectées par des transformations minérales secondaires sous des conditions de faciès zéolite. En effet, la paragenèse minérale secondaire de ces laves comprend de la calcédoine, du quartz α de basse température, des zéolites (heulandites?) et des interstratifiés S/C. Cependant le caractère hétérogène de ces transformations doit être à nouveau souligné et certains échantillons comprennent de la chlorite (CHA138). En outre, Aguirre (1988) suggère que les transformations minérales secondaires observées dans une coulée de la Formation Río Grande se sont développées sous des conditions correspondant à la transition entre le faciès zéolite et prehnite-pumpellyite.

La Formation Colán est caractérisée par la présence d'épidote, de prehnite, de pumpellyite, d'albite et de chlorite ce qui suggère que les transformations minérales se sont produites sous des conditions de faciès prehnite-pumpellyite.

L'assemblage minéralogique secondaire dans la Formation Misahualli (Nord et Sud) et dans les intrusifs de la Formation Chala comportent de l'actinote, de l'épidote, de la chlorite et de l'albite, ce qui permet de supposer que l'altération a eu lieu dans des conditions intermédiaires entre le faciès prehnite-actinote et le faciès schistes verts.

IV.3. Conclusions sur les transformations minérales secondaires.

La plupart des formations étudiées présente d'importantes hétérogénéités observables à toutes les échelles, et ce en particulier pour les Formations Río Grande, Santiago et les coulées de la Formation Chala. Les transformations minérales secondaires observées dans ces dernières formations semblent essentiellement gouvernées par la composition des roches hôtes, par la composition des fluides hydrothermaux circulant au travers de ces roches et par la perméabilité des roches, celle-ci dépendant fortement de la morphologie des coulées. Le rôle des fluides étant prépondérant, l'hypothèse d'une altération hydrothermale comparable à celle affectant la croûte océanique est la plus probable.

Les transformations observées dans la Formation Misahualli (Nord et Sud) semblent être liées à un métamorphisme régional thermique lié à l'intrusion des grands batholites jurassiques présents dans la zone subandine équatorienne (Batholites d'Abitagua au Nord et de Zamora au Sud). Précédant cette phase thermique, il est probable que des transformations minéralogiques avaient déjà eu lieu dans ces formations. Les derniers fluides circulant dans ces roches pourraient expliquer la présence de heulandite, de prehnite et de séricite dans quelques veines.

Les transformations minérales observées dans les intrusifs de la Formation Chala pourraient s'expliquer par un processus d'autométamorphisme. C'est la chaleur même du corps intrudé qui induirait la cristallisation des minéraux secondaires observés.

Enfin, on a vu que la cristallisation d'un certain nombre de phases minérales en altération de minéraux préexistants et en remplissage d'amygdales nécessitait l'apport et le lessivage d'un certain nombre d'éléments chimiques (voir Schmidt, 1990). En particulier, l'albitisation du plagioclase met en évidence la mobilité du sodium et du calcium au moins à faible échelle. D'après Schmidt (1990), le Na nécessaire à l'albitisation du plagioclase peut provenir du verre de la roche altérée et il n'est pas nécessaire de faire intervenir un fluide enrichi en Na pour expliquer cette albitisation.

La cristallisation de céladonite en remplacement même partiel de l'olivine et de séricite et de feldspath potassique en pseudomorphose de plagioclase nécessite un apport de potassium.

La mobilité des éléments chimiques et en particulier des éléments majeurs devra être prise en compte lors de la définition de l'affinité des différentes formations étudiées (voir chapitre VI). En effet, les teneurs en certains éléments mobiles tels que le potassium, le sodium ou le calcium peuvent être modifiées lors des processus d'altération. Ces éléments peuvent être lessivés ou apportés à la roche et la teneur analysée n'est plus la teneur primaire des laves.

FORMATIONS	AGE ET MILIEU DE MISE EN PLACE	FACIES	T °C	TYPE DE METAMORPHISME	HYPOTHESES <i>Origine du métamorphisme</i>
SANTIAGO	MARIN ~ 200 Ma	Zéolite à prehnite-pumpellyite	~ 200°C	Hydrothermal?	Fonctionnement de l'arc Misahualli ? Amincissement crustal lié à une extension ?
MISAHUALLI	CONTINENTAL 173 Ma	Prehnite-actinote à Schistes verts	~ 300°C	Thermique	Batholites granodioritiques liés au fonctionnement de l'arc
COLAN	CONTINENTAL Oxfordien	Prehnite-pumpellyite	200-300°C		
RIO GRANDE	LITTORAL 164±4 Ma	Zéolite à prehnite-pumpellyite	~ 200 °C	Hydrothermal ?	Intrusions basiques liées au fonctionnement de l'arc
CHALA	LITTORAL				
Coulées	→ 165 Ma	Prehnite-actinote à schiste vert	~ 300°C	Autométamorphisme	Chaleur interne
Intrusifs	→ 157 Ma				

Tab. V.17. : Synthèse des conclusions sur les transformations minérales secondaires. (MTBD = métamorphisme de très bas degré)

CHAPITRE VI

GEOCHIMIE

CHAPITRE VI

GEOCHIMIE

Après avoir entrepris dans les trois chapitres précédents l'étude pétrographique et minéralogique des différentes formations, nous aborderons, dans ce dernier chapitre, l'étude de leur composition chimique.

Cette étude géochimique est basée sur l'analyse (majeurs et traces) de 84 échantillons (voir liste en annexe) par spectrométrie d'absorption atomique et par spectrométrie d'émission ICP au Laboratoire de Pétrologie Magmatique de l'Université d'Aix-Marseille III par Marie-Odile Trenszt et Jean-Claude Germanique. 19 de ces échantillons ont, en outre, été analysés par Pierre Soler, par activation neutronique, à l'Université Cornell (Ithaca, N.Y., Etats Unis). Une description plus détaillée des méthodes analytiques est donnée en annexe (Annexe I).

Le but de l'étude géochimique est double. (1) Nous avons vu dans le précédent chapitre que les transformations minéralogiques secondaires observées impliquaient qu'il y ait eu, au moins à l'échelle de l'échantillon, mobilité (apports et lessivages) d'un certain nombre d'éléments chimiques. Dans la première partie de ce chapitre, nous établirons quels ont été les éléments apportés, lessivés et ceux qui peuvent être considérés comme inertes au cours des transformations minérales secondaires et nous essaierons de dresser un bilan chimique, le plus quantitatif possible, de ce métamorphisme non isochimique. (2) Cette discussion constitue un préalable indispensable à l'étude des affinités géochimiques et du cadre géotectonique des différentes séries volcaniques, étude qui sera abordée dans la deuxième partie de ce chapitre en utilisant les éléments considérés comme immobiles.

Afin d'établir un bilan chimique de l'altération et de quantifier la mobilité des éléments chimiques, l'idéal serait de comparer des roches de même minéralogie primaire et de même composition chimique de départ, les unes altérées et les autres fraîches. En l'absence de roches exemptes de transformations minérales secondaires, il ne nous est pas possible de déterminer directement la mobilité des éléments au cours de l'altération uniquement à partir des roches volcaniques étudiées. Seule une approche de la mobilité des éléments pourra être faite.

Au cours de ce chapitre, les analyses chimiques des roches ont toutes été recalculées en base anhydre et ce sont ces valeurs, pour les éléments majeurs, qui sont données dans le texte et qui sont utilisées pour l'établissement des différents graphiques.

I. BILAN CHIMIQUE DES TRANSFORMATIONS SECONDAIRES.

I.1. Considérations générales.

La mobilité des éléments au cours du "métamorphisme hydrothermal" (altération hydrothermale de la croûte océanique ou métamorphisme de bas degré de séries volcaniques sur croûte continentale comme celles que nous avons étudié) est un thème qui a été abordé par de nombreux auteurs.

I.1.1. Les volatils.

- H_2O : Les études effectuées sur l'altération hydrothermale des basaltes océaniques mettent en évidence l'enrichissement quasi-systématique des basaltes en H_2O (Andrews, 1977 ; Donnelly *et al.*, 1980 ; Juteau *et al.*, 1980 ; Laverne et Vivier, 1983 ; Honnorez *et al.*, 1983 ; Alt et Honnorez, 1984 par exemple). Cet enrichissement est matérialisé par la présence de nombreux minéraux hydratés (*e.g.* phyllosilicates mafiques). Il est observé pour toutes les zones d'altération définies dans la croûte océanique. Il est le plus souvent accompagné d'une oxydation qui provoque l'augmentation du rapport Fe^{3+}/Fe . Lors des processus de palagonitisation, l'hydratation du verre est accompagnée d'autres échanges chimiques tels que lessivage de Si, Al, Mg, Ca et Na et apport de K (Juteau *et al.*, 1980).

- CO_2 : Le CO_2 présente le même comportement que l' H_2O au cours de l'altération (Dickin et Jones, 1983 ; Honnorez *et al.*, 1983, Terrell *et al.*, 1979)

I.1.2. Les alcalins (K, Rb, Na, Ba, Cs).

La mobilité de ces éléments a fait l'objet de nombreuses études, notamment lors des processus d'altération basse température (< 150°) de la croûte océanique (Andrews, 1977 ; Noack *et al.*, 1983 ; Donnelly *et al.*, 1980 ; Juteau *et al.*, 1980 ; Alt et Emmerman, 1985 ; Alt et Honnorez, 1984 ; Laverne et Vivier, 1983 ; Laverne *et al.*, 1989). Ce groupe d'éléments correspond probablement aux éléments les plus mobiles vis à vis de l'altération.

Le **potassium** est le plus souvent concentré dans les roches soumises à une altération basse température (Juteau *et al.*, 1980 ; Laverne *et al.*, 1989 par exemple). L'enrichissement en K_2O lors de l'altération basse température (<150°C) de la croûte océanique s'accompagne généralement d'une augmentation de la teneur en H_2O et du rapport Fe^{3+}/Fe . Associé à cette augmentation du potassium, on constate une augmentation du Cs, Rb et Ba. A plus haute température, dans la croûte océanique, un lessivage du K est parfois mis en évidence (Laverne *et al.*, 1989). Le Rb montre en général le même comportement que le K. Pour d'autres auteurs encore, le potassium est lessivé dans les roches altérées (Schiffman *et al.*, 1991 ; métamorphisme hydrothermal en faciès zéolite à schiste vert d'une ophiolite de Californie ; Dickin et Jones 1983, altération hydrothermale d'un sill basaltique qui provoque un appauvrissement en K, Rb et Cs).

Le sodium est très fréquemment mobilisé lors de l'altération ou du métamorphisme de bas degré. Un apport de Na est souvent décrit pour les roches transformées et cet apport est généralement mis en parallèle à une diminution de Ca (Gillis et Thompson, 1993 par exemple) L'apport de Na et le lessivage de Ca sont généralement interprétés comme résultant de l'albitisation du plagioclase. L'étendue de l'albitisation (*pervasiveness* des auteurs anglo-saxons) contrôle les variations dans l'apport et le lessivage respectifs de Na et Ca. D'après Juteau *et al.*, 1980, la palagonitisation induit un appauvrissement en Na et Ca.

I.1.3. Ca et Sr.

- Ca : La mobilité du Ca est démontrée par de nombreux auteurs (Donnelly *et al.*, 1980 ; Juteau *et al.*, 1980 ; Dickin et Jones, 1983 ; Gillis et Thompson, 1993). L'albitisation du plagioclase magmatique calcique est le plus souvent invoquée pour expliquer un appauvrissement en Ca accompagné d'un enrichissement en Na (Schiffman *et al.*, 1991 par exemple). La cristallisation de minéraux calciques tels que calcite, prehnite, pumpellyite, épidote ou zéolite calcique est responsable de l'augmentation de la concentration en Ca des roches soumises à une altération.

- Sr : Le Sr, dans les différentes études sur la mobilité des éléments, est associé soit au Ca (le plus souvent) soit au K et se comporterait de façon équivalente à l'un de ces deux éléments.

I.1.4. La silice.

La mobilité de la silice est mise en évidence dans les études portant sur l'altération hydrothermale de la croûte océanique. Honnorez *et al.* (1983) puis Alt et Honnorez (1984) montrent que sous des conditions oxydantes d'altération, Si est lessivé. Gillis et Thompson (1993) mettent en relation l'albitisation des plagioclases et la chloritisation du verre volcanique dans des basaltes de la ride médio-Atlantique avec l'enrichissement en Si des basaltes. La chloritisation du verre provoque la libération de la silice dans le fluide et fournit une source locale pour la silice. Laverne et Vivier (1983) constatent que l'hydratation des basaltes induit la diminution de la teneur en Si des basaltes sous l'effet de la dilution.

I.1.5. L'aluminium.

Cet élément est le plus souvent considéré comme mobile et sa mobilité est souvent reliée à l'albitisation du plagioclase qui entraîne un lessivage de l'Al.

I.1.6. Fe, Mg, Mn, V, Cr, Ni, Sc.

+ Fe : Le fer est un élément souvent mobile avec l'altération. L'oxydation du fer ferreux au cours de l'altération hydrothermale de basse température est un phénomène souvent décrit par de nombreux

auteurs (Andrews, 1977 ; Donnelly *et al.*, 1980 ; Juteau *et al.*, 1980 ; Laverne et Vivier, 1983 ; Laverne *et al.*, 1989 ; Gillis et Thompson 1993 entre autres). L'augmentation du rapport Fe^{3+}/Fe , accompagne le plus souvent une hydratation et une augmentation de la teneur en potassium dans les roches.

+ **Mg** : Le magnésium, à l'instar de tous les éléments majeurs présente une certaine mobilité au cours de l'altération ou du métamorphisme de bas degré des séries continentales (Wood *et al.*, 1976 ; Seifert *et al.*, 1985, Terrell *et al.*, 1979, Juteau *et al.*, 1980). Il est fréquemment associé à Ni et Cr et la mobilité de ces éléments serait due à la déstabilisation de l'olivine. D'après Laverne et Vivier (1983), l'hydratation qui accompagne l'altération des basaltes océaniques est responsable de la diminution apparente de MgO dans les basaltes par dilution. Gillis et Thompson (1993) montrent la relation qui existe la chloritisation du verre volcanique et la mobilité du MgO. Le développement des chlorites induit une augmentation du magnésium dans les roches.

I.1.7. Zr, Hf, Nb, Ta.

Ces éléments sont généralement considérés comme inertes vis à vis de l'altération (Wood *et al.*, 1976 ; Morrison, 1978 ; Merriman *et al.*, 1986 ; Aguirre, 1988 ; Bienvenu *et al.*, 1989 ; Schmidt, 1990 ; Gillis et Thompson, 1993) et ces éléments sont souvent utilisés pour déterminer l'affinité magmatique des laves. Cependant, Murphy et Hynes (1986) montrent que la présence de CO_2 dans les fluides, au cours des processus de métamorphisme en faciès schistes verts, est responsable de la mobilité de Ti, Y, P, Zr et Nb. Bienvenu *et al.* (1989) montrent que Zr, Nb, Hf et Ta sont immobiles au cours de l'altération hydrothermale de la croûte océanique alors que Th, Y et les terres rares peuvent être plus mobiles.

I.1.8. Th et U.

Ces éléments sont habituellement considérés comme immobiles au cours de l'altération de la croûte océanique et du métamorphisme de très bas degré bien que Bienvenu *et al.* (1989) aient montré une certaine mobilité de ces éléments chimiques.

I.1.9 Les terres rares et Y.

De nombreuses études ont été effectuées sur la mobilité des terres rares au cours de l'altération (Hellman *et al.*, 1977 ; 1979 ; Hellman et Henderson, 1977 ; Humphris et Thompson, 1978 ; Ludden et Thompson, 1979 ; Terrell *et al.*, 1979 ; Nyström, 1984 ; Humphris, 1984 ; Seifert *et al.*, 1985 ; Bartley, 1986 entre autres). Certains de ces auteurs montrent que les terres rares ont un comportement extrêmement cohérent vis à vis de l'altération et que la forme des spectres n'est pas modifiée par l'altération (Hellman *et al.*, 1977 ; Hellman et Henderson, 1977 ; Nyström, 1984). Pour la plupart de ces auteurs, les roches soumises à une altération sont globalement enrichies en terres rares. Terrell *et al.* (1979), au contraire, parlent d'appauvrissement en terres rares dans des basaltes du Golfe de

Californie, soumis à une altération hydrothermale. Valsami et Cann (1992) mettent en évidence une augmentation générale en terres rares légères et un enrichissement sélectif en certaines terres rares légères (La, Pr, Eu).

Pour Hellman *et al.*, (1979) quatre types de mobilité affectent les terres rares au cours du métamorphisme régional dans le cas de basaltes de plusieurs séries volcaniques : (1) un enrichissement global en terres rares et un enrichissement sélectif en terres rares légères, (2) une faible mobilité autour d'une teneur moyenne, (3) un fort appauvrissement global et (4) une mobilité sélective de certaines terres rares. Ce dernier peut être associé aux trois premiers types de mobilité.

Humphris (1984) puis Valsami et Cann (1992) mettent en évidence les facteurs contrôlant la mobilité des terres rares. Pour Humphris (1984), cette mobilité des terres rares dépend : (1) de la concentration en terres rares des laves affectées par l'altération ; (2) de la stabilité des minéraux primaires qui fractionnent les terres rares au cours de l'altération ; (3) de la nature (eau de mer, eau météorique, fluides hydrothermaux ou métasomatiques) des fluides responsables de l'altération et de leur concentration en terres rares. Valsami et Cann (1992) qui étudient les effets de l'altération sur une ophiolite jurassique en Grèce, (Pindos), montrent que la mobilité des terres rares est influencée par la composition de l'eau de mer, des fluides hydrothermaux et de la roche soumise à la circulation de ces fluides.

- Y : Dans la plupart des études concernant la mobilité des éléments chimiques vis à vis de l'altération, Y est considéré comme immobile. Cependant, comme pour Th et Zr, Murphy et Hynes (1986) mettent en évidence sa mobilisation sous certaines conditions, notamment dans le cas d'une forte activité du CO₂.

En conclusion, deux familles d'éléments chimiques peuvent être distinguées

- les éléments mobiles et fortement mobiles : H₂O, CO₂, K, Na, Ca, Sr, Ba, Rb, Cs, Si, Al, Fe³⁺, Fe²⁺, Mg, Cr, Ni.

- les éléments peu ou pas mobiles tels que Ti, Zr, Y, Nb, Th, Ta, Hf, Yb. Ces éléments sont cependant parfois mobilisés sous certaines conditions, en particulier l'activité du CO₂ et du rapport eau/roche.

I.2. Mobilité des éléments chimiques dans les séries étudiées.

I.2.1. Introduction.

Afin de vérifier que les éléments réputés immobiles au cours des processus d'altération le sont effectivement dans les formations volcaniques étudiées ici, deux approches différentes ont été utilisées : 1) des diagrammes de normalisation par rapport à un échantillon le plus frais possible et 2) des comparaisons entre des séries de référence d'affinité magmatique semblable.

La première méthode employée a consisté à choisir un échantillon "sain", le plus frais possible dans

chaque formation étudiée pour servir de référence. Lors de l'application de cette méthode, nous nous sommes heurtés à plusieurs problèmes :

1 - Il faut disposer de roches fraîches comme échantillon de référence, et cela pour tous les degrés de différenciation. Dans les séries étudiées, aucune roche n'est exempte d'altération et même les échantillons les plus frais présentent des pseudomorphoses de minéraux primaires (en particulier l'olivine qui est toujours remplacée) et du verre. En outre, pour certaines plages de valeurs de silice, nous ne disposons pas d'échantillons suffisamment frais pour effectuer cette normalisation.

2- Une hypothèse sur l'immobilité de la silice doit être faite afin de pouvoir définir des groupes de degré de différenciation similaires. La silice est cependant souvent considérée comme un élément mobile au cours des phénomènes d'altération. Il faut souligner qu'utiliser des roches à teneurs sensiblement équivalentes en SiO_2 introduit un biais pour estimer la mobilité du Si. Deux groupes de roches seulement ont été différenciés pour les diagrammes de normalisation : les roches basiques et les roches acides. En outre, dans la Formation Río Grande, dans laquelle des bases, coeurs et sommets de coulées ont été échantillonnés, des variations de 3 à 4 % de SiO_2 ont été observées. Ces variations sont vraisemblablement liées à l'altération qui affecte ces roches. En effet, Aguirre (1988) a mis en évidence un appauvrissement de la silice au sommet et à la base d'une coulée de la Formation Río Grande.

3 - Des roches de même degré de différenciation doivent être utilisées, en dépit de quoi ces diagrammes de normalisation montreront les effets superposés de l'altération et de la différenciation magmatique. En effet, certains éléments très compatibles, comme les éléments de transition, peuvent montrer des variations rapides de composition pour des plages de teneur en silice peu étendues. Pour certains éléments très compatibles, il est probable que les variations observées sur les graphiques ne pourront être interprétées de façon certaine comme étant liées uniquement à leur mobilité vis à vis de l'altération.

4 - Il faut supposer que tous les échantillons appartiennent à une même série de différenciation, ce qui n'est pas forcément le cas pour des échantillons provenant de secteurs géographiques éloignés ou d'âge différent.

L'absence d'échantillons dépourvus de transformations minérales secondaires dans la Formation Misahualli du Sud et le faible nombre d'analyses effectuées sur les laves de la Formation Colán ne nous ont pas permis de construire des diagrammes de normalisation pour chacune de ces unités. Nous avons donc réuni les roches de ces deux unités, avec celles de la Formation Misahualli du Nord, sur les diagrammes de normalisation. Cette association ne nous semble pas aberrante dans la mesure où la pétrographie, la minéralogie primaire et les transformations minérales secondaires affectant ces laves sont relativement semblables.

Pour la Formation Río Grande, l'analyse d'un basalte andésitique étudié par Aguirre (1988) a été utilisée comme échantillon "sain" de référence. Cet échantillon (61024) provient du coeur peu altéré d'une coulée de 40 mètres d'épaisseur.

Pour quelques échantillons, nous disposons d'analyses de certains éléments par activation

neutronique. Dans ce cas des diagrammes spécifiques, pour ces éléments, ont également été construits. Dans le cas des Formations Misahualli et Colán, l'échantillon choisi comme référence dans le diagramme de normalisation pour les éléments dosés par ICP n'a pas été analysé par activation neutronique. Nous avons donc choisi un autre échantillon appartenant à la Formation Colán (OY13) pour construire le graphique de normalisation pour les éléments dosés par activation neutronique. L'ensemble des diagrammes de normalisation obtenus pour les différentes séries sont donnés en annexe.

Pour pallier les inconvénients des diagrammes de normalisation, une deuxième méthode d'approche de la mobilité des éléments a été utilisée. Cette méthode consiste à comparer chaque série jurassique étudiée à des séries quaternaires, d'affinité magmatique proche. Pour cette comparaison, deux séries de référence ont été utilisées : la première correspond au volcanisme de la Laguna del Maule (Frey *et al.*, 1984) et est localisée dans la *South Volcanic Zone* au Chili (36 ° de latitude Sud) développée sur croûte continentale "normale". Cette série présente une affinité calco-alkaline moyennement potassique. La seconde, présente à la frontière entre la Bolivie et le Chili (Wörner *et al.*, 1988 ; Davidson *et al.*, 1990) est celle des Nevados de Payachata (18°S, 69°W). Cette série volcanique, d'affinité calco-alkaline riche en K_2O , est située dans la *Central Volcanic Zone* et correspond à un arc magmatique installé sur croûte continentale épaisse.

Pour effectuer cette comparaison, nous avons utilisé des diagrammes de variation des différents éléments en fonction de la silice (Fig. VI.3 à VI.11).

Les comparaisons effectuées entre les séries de référence et les roches jurassiques corroborent globalement les variations observées sur les diagrammes de normalisation par rapport à un échantillon "sain" de référence.

1.2.2. Mobilité des éléments chimiques avec l'altération.

Les éléments chimiques ont globalement deux types de comportement sur les diagrammes de normalisation. Un premier groupe d'éléments présente d'importantes variations tandis qu'un second groupe d'éléments est relativement constant. En faisant l'hypothèse que les roches échantillonnées dans chaque formation appartiennent à une même série magmatique (et pour des roches à teneur en silice équivalente), les variations observées pour le premier groupe d'éléments chimiques seront, dans certains cas, interprétées comme étant dues à des phénomènes post-magmatiques. Les éléments du second groupe seront considérés comme immobiles au cours de l'altération.

Le premier groupe d'éléments est constitué par les éléments réputés mobiles *i.e.* K, Na, Sr, Rb, Ca, Ba et Fe. Cr, Ni et Cu varient également de façon relativement systématique dans toutes les formations étudiées. Cependant, les variations observées pour ces éléments (Cr, Ni, Cu, Zn) ne sont peut être pas forcément liées à l'altération mais pourraient correspondre à des degrés de différenciation variables des roches utilisées. Ce phénomène est illustré dans la figure VI.2. dans laquelle, la majorité des roches présente une teneur en SiO_2 très légèrement supérieure à celle de l'échantillon de référence.

Le deuxième groupe d'éléments, ne présentant que peu ou pas de variations de composition, est constitué par les éléments à forte charge et faible rayon ioniques (HFS) tels que Zr, Y, Ti et par les terres rares. Zr est relativement variable dans les roches acides des Formations Misahualli/Colán, mais il est possible que ces variations de la teneur en Zr soient dues au caractère incompatible du Zr dans les laves basiques et à un caractère plus compatible à partir d'une certaine concentration en Si.

Quelques éléments montrent des variations dans certaines formations alors que dans d'autres les concentrations ne varient que très peu. Il s'agit notamment du Mg et du V qui semblent immobiles dans les roches basiques des Formations Misahualli/Colán et Santiago alors qu'ils paraissent plus variables dans les roches acides des Formations Misahualli/Colán.

Nb a également un comportement différent en fonction des formations concernées. Cependant, les faibles concentrations en cet élément, proches de sa limite de détection pour la méthode d'analyse employée, et les variations observées correspondent peut être à des problèmes analytiques. Sur les diagrammes de comparaison entre les séries de référence quaternaires et les séries jurassiques, le Nb a également un comportement relativement aléatoire (Fig.VI.4, IV.6, VI.8 et VI.10).

1.2.2.1. La Formation Misahualli du Nord.

Pour illustrer la mobilité des éléments chimiques dans la Formation Misahualli du Nord, nous avons choisi de montrer un diagramme de normalisation pour les laves basiques à intermédiaires (Fig.VI.1). Ce diagramme met en évidence la mobilité des alcalins et des alcalino-terreux. Dans un échantillon (MI118), ces éléments sont complètement lessivés. La comparaison des roches de la formation Misahualli du Nord avec les séries quaternaires de référence montre que l'échantillon considéré comme pétrographiquement "sain" est déjà probablement enrichi en potassium et Rb, ce qui explique que ces éléments ne paraissent pas très mobiles sur le diagramme de normalisation.

La comparaison entre les laves de la Formation Misahualli du Nord et les séries quaternaires de référence (Fig.VI.3, VI.4 et VI.11) montre la mobilité de certains éléments : CaO, ainsi que Sr et Rb, qui semblent parfois lessivés alors que K₂O et Ba sont enrichis. En revanche, FeO, TiO₂, MgO, Co, Th, Ta, Hf, U et V ne montrent pas de variations significatives (Fig.VI.3, VI.4 et VI.11). Cette immobilité est cohérente avec ce qui est observé sur les diagrammes de normalisation.

1.2.2.2. Les Formations Misahualli du Sud et Colán.

Dans ces formations, les roches présentent d'importantes variations de composition qui peuvent être attribuées à la mobilité des éléments au cours de l'altération. Les diagrammes de normalisation sont caractérisés par d'importantes variations et les comparaisons avec les séries de référence montrent des variations de composition aléatoires. Pour ces roches, et en particulier dans le cas de la Formation Misahualli du Sud, la quasi-totalité des éléments chimiques semblent être mobiles. En effet, aucune

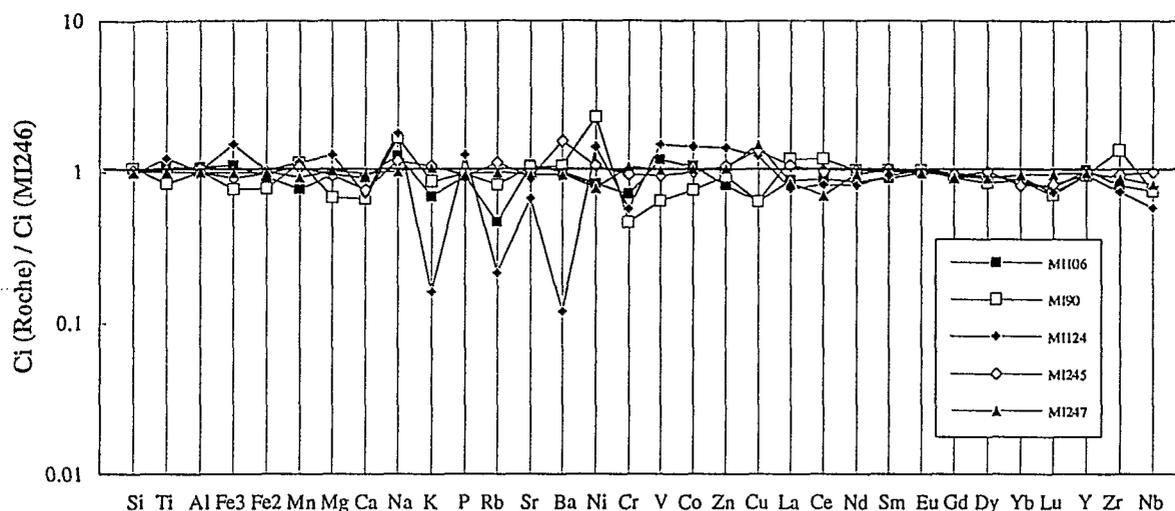


Fig.VI.1. : Diagramme de normalisation pour quelques roches basiques à intermédiaires de la Formation Misahualli du Nord. Echantillon de référence : MI246 (Ci = concentration en un élément i), éléments dosés par ICP.

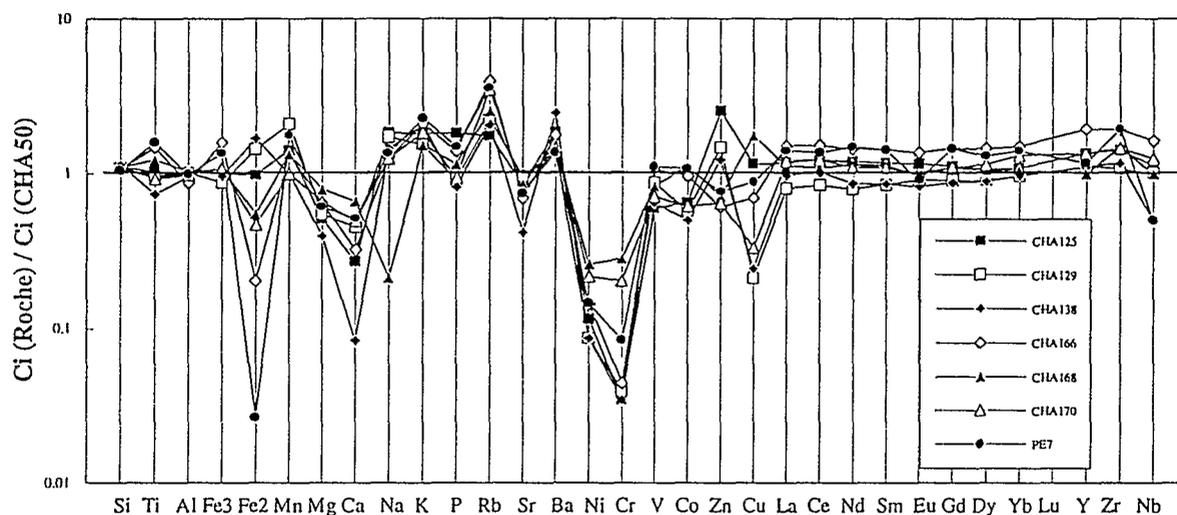


Fig.VI.2. : Diagramme de normalisation pour quelques roches basiques à intermédiaires de la Formation Chala. Echantillon de référence : CHA50 (Ci = concentration en un élément i), éléments dosés par

évolution claire n'apparaît dans les comparaisons avec une série de référence (Fig. VI.5, VI.6 et VI.11). Dans cette série, les roches sont appauvries en CaO et Sr alors que K_2O , Rb et Ba ont des comportements aléatoires et seraient plutôt concentrés postérieurement dans ces roches. Les éléments réputés non mobiles lors des processus post-magmatiques d'altération semblent les moins affectés par l'altération (Fig. VI.11).

1.2.2.3. La Formation Santiago.

Seules certaines laves de cette formation ont fait l'objet de comparaison avec les séries quaternaires (Fig. VI.9 à VI.11). En effet, des laves d'affinités magmatiques différentes coexistent au sein de cette série (voir partie II.1). Si l'on se réfère aux diagrammes de normalisation, les roches de la Formation

Santiago, enregistrent presque systématiquement un enrichissement en Na, K, Rb et Ba. En revanche, elle sont appauvries en Ca. Dans cette même formation, les roches dans lesquelles l'albitisation du plagioclase est très faible (i.e. MI50, 54) ne sont pas enrichies en Na et K. Les variations en Nb constatées pour certains échantillons sont probablement liées au fait que des roches d'affinité géochimique différente coexistent (voir plus bas, partie II.1.). Un échantillon (MI58) semble être enrichi en terres rares. Les roches les plus transformées d'un point de vue chimique sont les coulées massives (MI46, 49, 56 et 65) et le sill MI39.

1.2.2.4. Les roches des Formations Chala et Río Grande.

Dans les Formations Río Grande et Chala, on constate que les coulées de la Formation Chala d'une part et les coulées de la Formation Río Grande et les intrusifs de la Formation Chala d'autre part se distinguent par des teneurs différentes en un certain nombre d'éléments. Nous reviendrons sur ce point dans la partie concernant la caractérisation de l'affinité géochimique des laves. En revanche, pour les éléments réputés mobiles, ces différences n'apparaissent pas et les analyses sont distribuées de façon aléatoire sur les diagrammes (Fig.VI.7 et VI.8). Il s'agit notamment de K, Rb, et Ba qui sont systématiquement plus concentrés dans les séries du Sud Pérou et de Ca et Sr qui eux sont lessivés.

Deux échantillons correspondant à des sommets de coulées de la Formation Río Grande se distinguent par des teneurs très élevées en Na_2O . Dans ces échantillons, le plagioclase est entièrement albitisé ; l'enrichissement en Na_2O est donc vraisemblablement lié à l'albitisation.

1.2.2.5. Synthèse des résultats.

Bien que les échantillons de référence ne soient jamais complètement dénués de transformations minérales secondaires et que, dans ces circonstances, certains éléments ont été mobiles, un certain nombre d'observations peut être fait : (a) certains éléments paraissent systématiquement apportés ou lessivés dans les roches les plus altérées par rapport aux roches de référence ; (b) pour d'autres éléments, le sens de la mobilité des éléments peut varier en fonction de la formation concernée ; (c) d'autres éléments encore ne présentent pas un comportement systématique et les roches d'une même formation sont soit enrichies soit appauvries. Ces observations sont synthétisées dans les tableaux VI.1 et VI.2.

Le sodium est presque systématiquement plus concentré dans les laves de toutes les formations étudiées que dans les échantillons de référence. En revanche, le calcium est toujours moins concentré dans les roches les plus altérées. Le Rb et le Sr suivent le plus souvent la même évolution que le Na. Ces variations de concentrations du Na et du Ca sont probablement contrôlées par l'albitisation du plagioclase qui enrichit les roches en Na et les appauvrit en Ca.

Les diagrammes de variation du Rb et Ba en fonction du K_2O et du Sr en fonction du CaO montrent que ces éléments sont relativement bien corrélés (Fig.VI.12).

Les variations du potassium peuvent être reliées aux transformations minéralogiques secondaires qui affectent ces laves. En effet, l'albitisation du plagioclase magmatique entraîne une libération du K

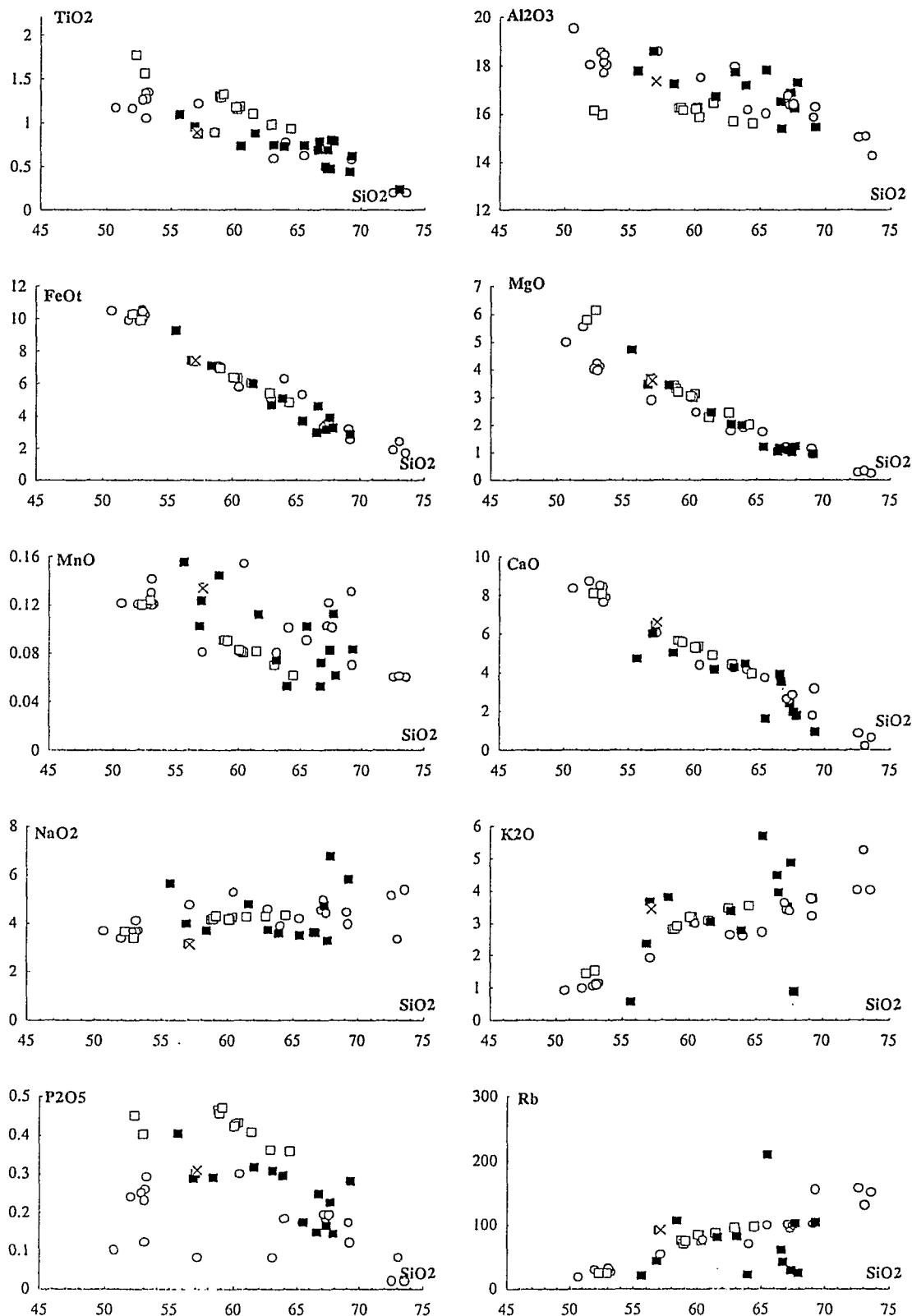


Fig.VI.3. : Diagramme de variations de différents éléments majeurs et du Rb en fonction de la silice pour les roches de la Formation Misahualli du Nord. Carrés noirs : coupe de Baeza-Lago Agrio ; cercles gris = coupe d'Archidona-Coca, croix = échantillon "sain" de référence ; cercles blancs = Laguna del Maule ; carrés blancs = Nevados de Payachata.

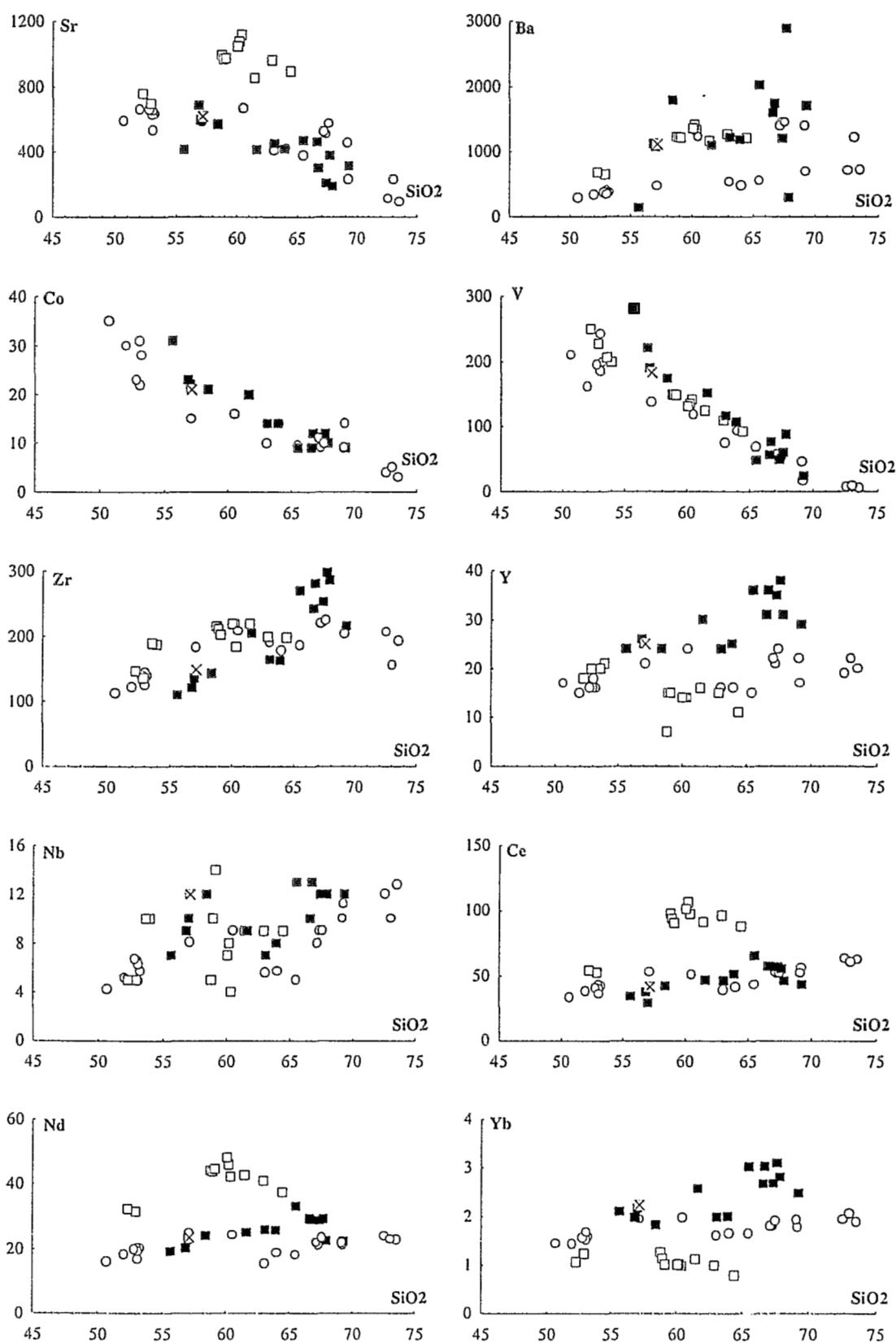


Fig.VI.4. : Diagramme de variations de quelques éléments en trace en fonction de la silice pour les roches de la Formation Misahualli du Nord. Carrés noirs = coupe de Baeza-Lago Agrio ; cercles gris = coupe d'Archidona-Coca. Croix = MI246 échantillon "sain" de référence ; cercles blancs = Laguna del Maule ; carrés blancs = Nevados de Payachata.

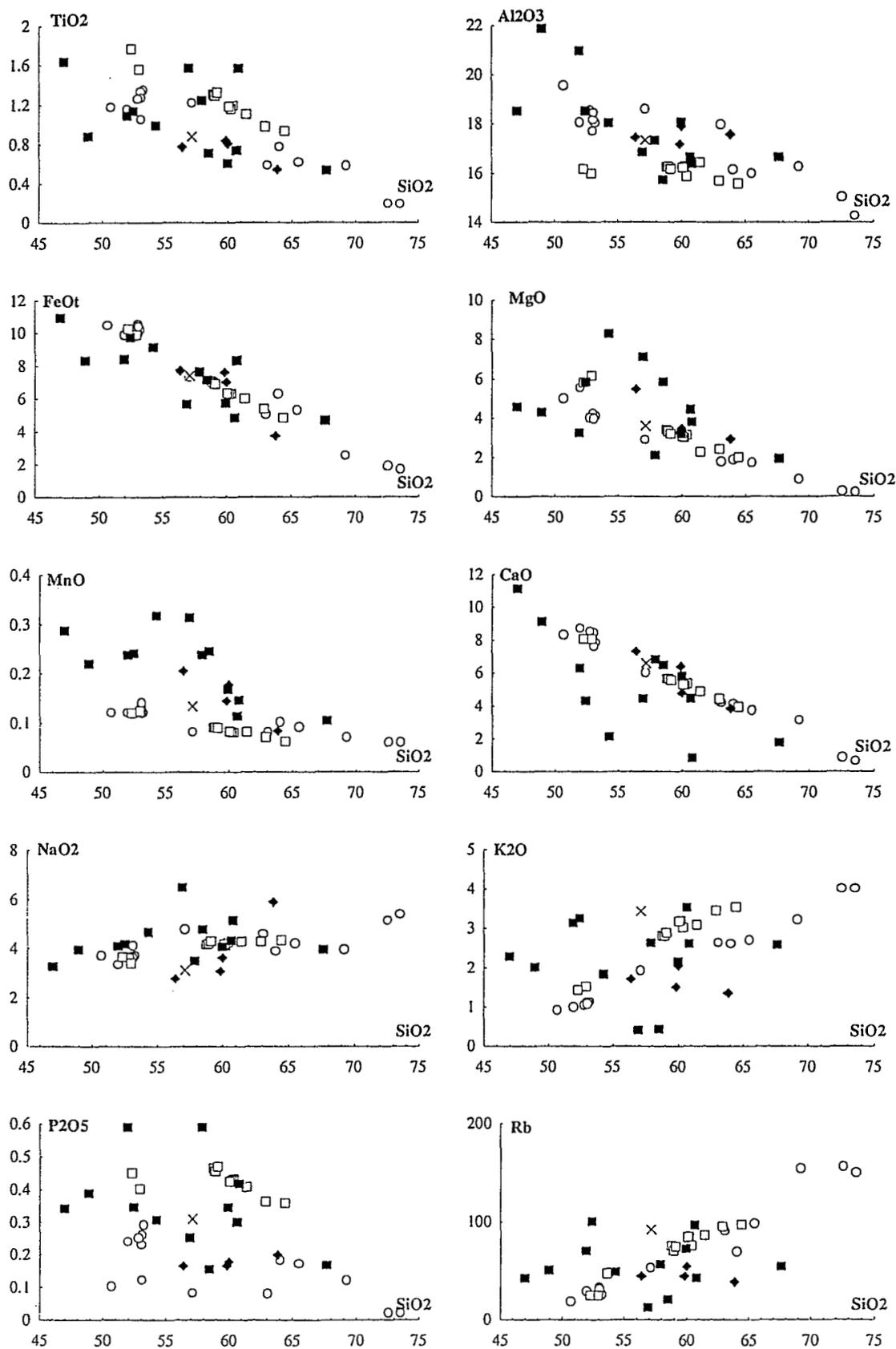


Fig.VI.5. : Diagramme de variations de quelques éléments majeurs et en trace en fonction de la silice pour les roches de la Formation Misahualli du Sud (carrés noirs) et Colán (losanges noirs). Croix = M1246, échantillon "sain" de référence appartenant à la Formation Misahualli du Nord ; cercles blancs = Laguna del Maule ; carrés blancs = Nevados de Payachata.

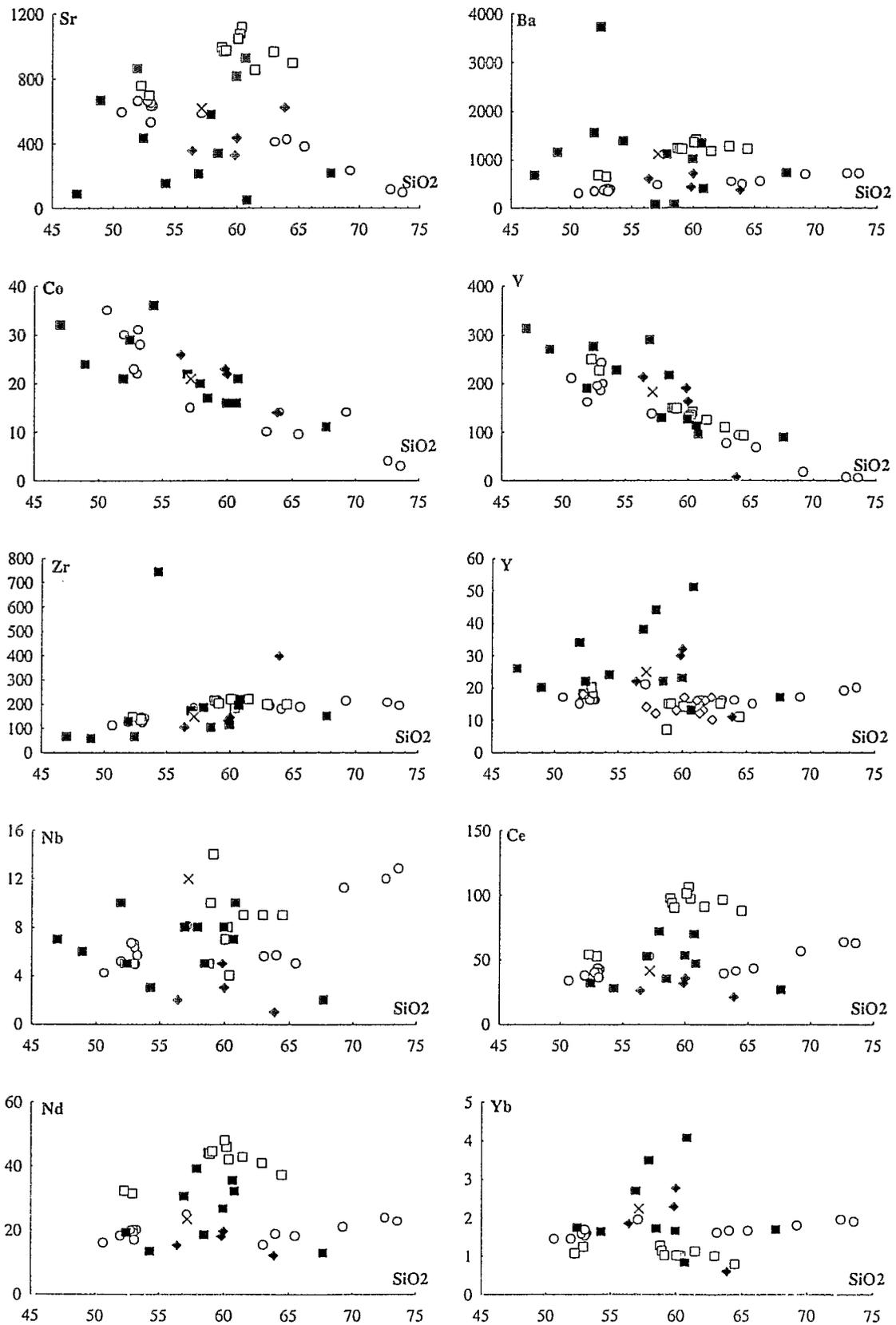


Fig.VI.6. : Diagramme de variations de quelques éléments en trace en fonction de la silice pour les roches des Formations Misahualli du Sud (carrés noirs) et Colán (losanges noirs). Croix = M1246, échantillon "sain" de référence appartenant à la Formation Misahualli du Nord ; cercles blancs = Laguna del Maule ; carrés blancs = Nevados de Payachata.

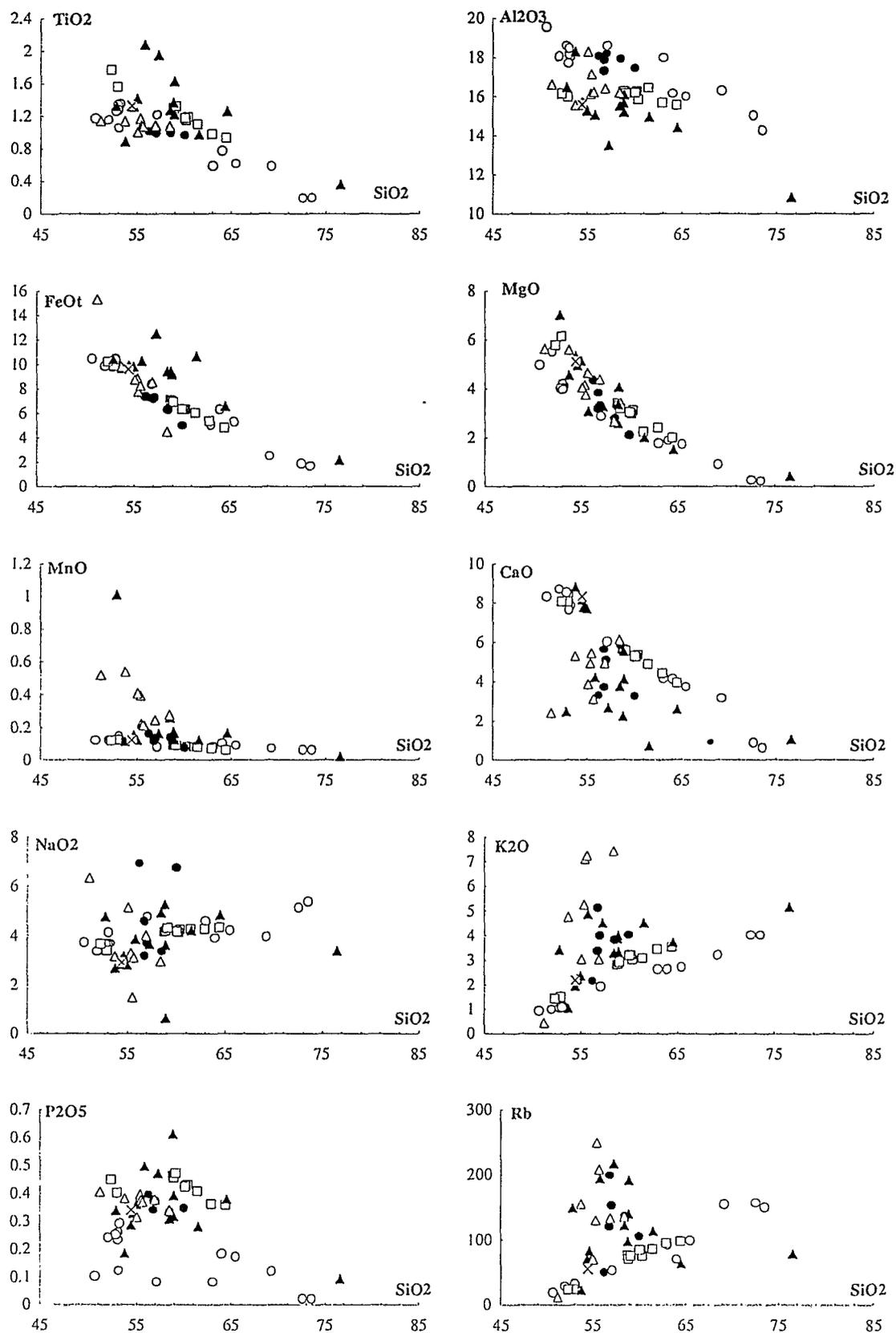


Fig.VI.7. : Diagramme de variations de différents éléments majeurs et du Rb en fonction de la silice pour les roches des Formations Chala et Río Grande. Triangles noirs : coulées de Chala ; triangles blancs = intrusifs de Chala, cercles noirs = coulées de Río Grande, croix = échantillon "sain" de référence ; cercles blancs = Laguna del Maule ; carrés blancs = Nevados de Payachata.

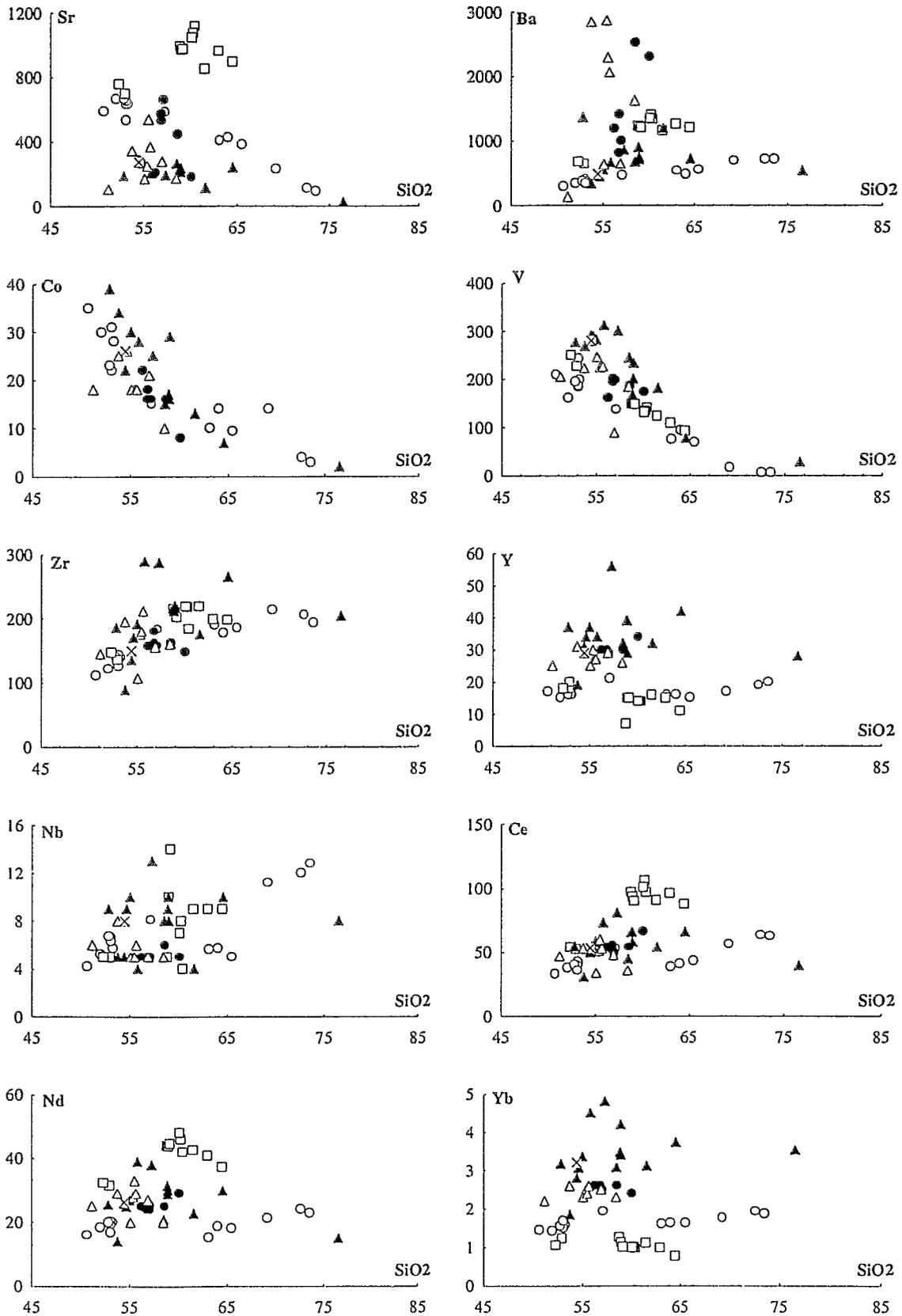


Fig.VI.8. : Diagramme de variations de quelques éléments en trace en fonction de la silice pour les roches des Formations Chala et Río Grande. Triangles noirs : coulées de Chala ; triangles blancs = intrusifs de Chala, cercles noirs = coulées de Río Grande, croix = échantillon "sain" de référence (CHA50) ; cercles blancs = Laguna del Maule ; carrés blancs = Nevados de Payachata.

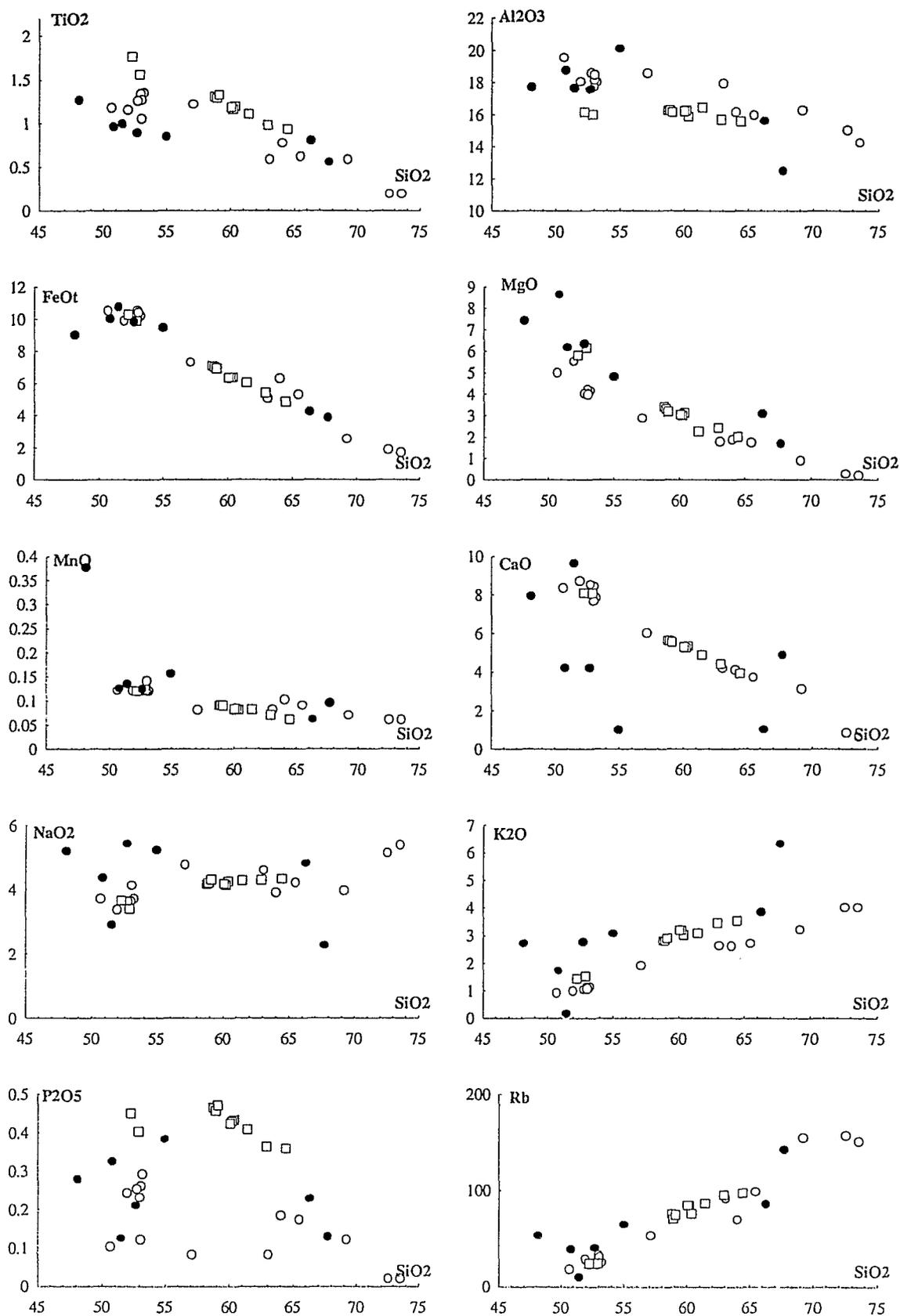


Fig.VI.9. : Diagramme de variations de différents éléments majeurs et du Rb en fonction de la silice pour les roches de la Formation Santiago (cercles noirs). Cercles blancs = Laguna del Maule ; carrés blancs = Nevados de Payachata.

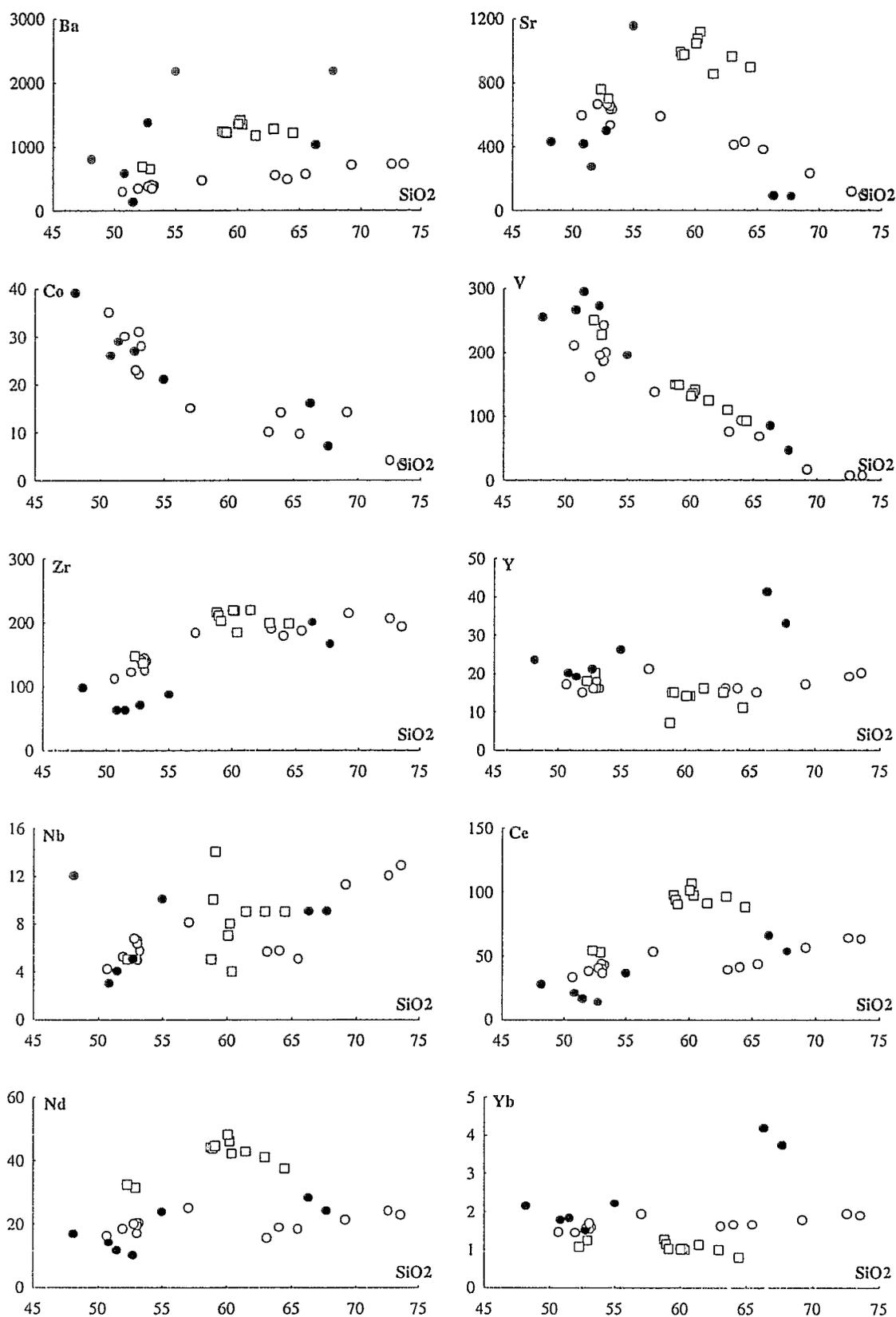


Fig.VI.10. : Diagramme de variations de quelques éléments en trace en fonction de la silice pour les roches de la Formation Santiago (cercles noirs). Cercles blancs = Laguna del Maule ; carrés blancs = Nevados de Payachata.

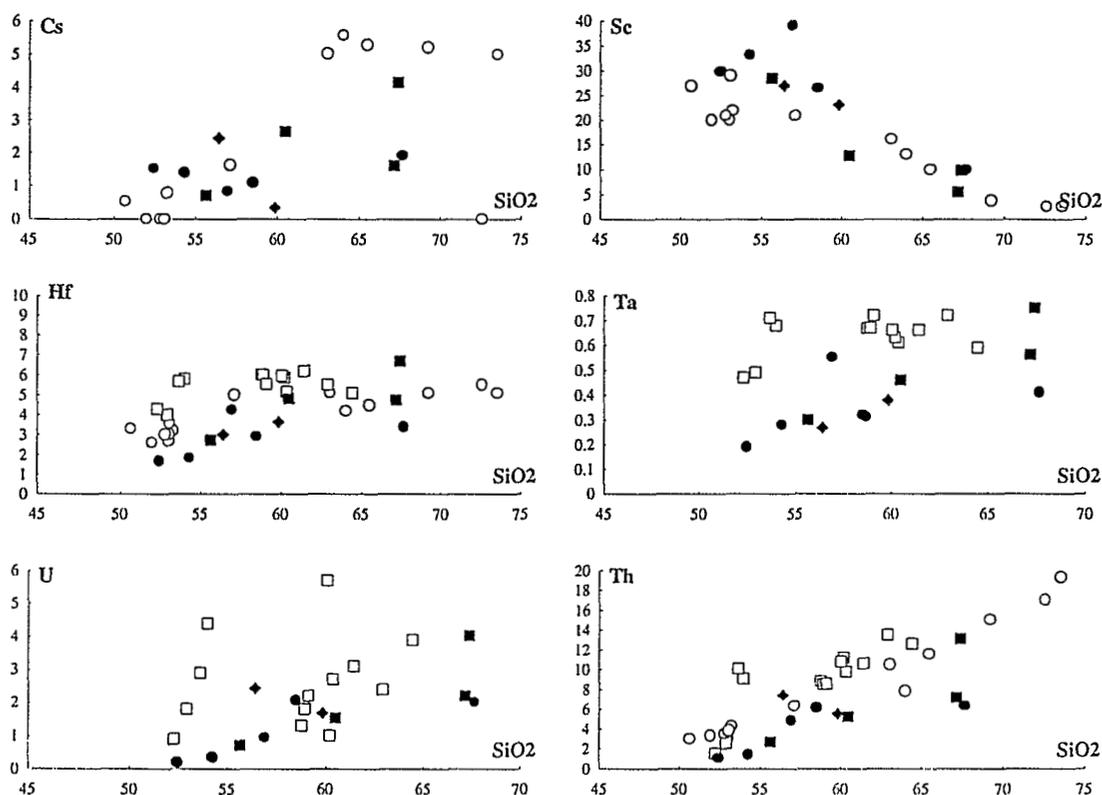


Fig.VI.11. : Variations de quelques éléments en trace en fonction de la silice pour les roches des Formations Misahualli du Nord (carrés noirs), du Sud (cercles noirs) et Colán (losanges noirs). Séries de référence : carrés blancs = Nevados de Payachata, cercles blancs = Laguna del Maule.

qui peut être incorporé dans certains minéraux secondaires, en particulier dans la séricite présente dans les plagioclases. En outre, dans les Formations Río Grande et Chala, on observe d'abondants minéraux potassiques. La céladonite est très fréquente, dans les amygdales et en remplacement de l'olivine, dans les laves de la Formation Río Grande. Dans les roches les plus riches en K_2O de la Formation Chala, l'analyse au MEB et la diffraction des rayons X ont montré la présence de feldspath potassique dans le verre et en remplacement du plagioclase dans les roches les plus enrichies en K_2O . D'autre part, l'analyse au MEB d'une lave moyennement riche en K_2O a mis en évidence la présence dans le verre de minéraux (zéolites?) comportant environ 10% de K_2O . Dans la Formation Misahualli, les minéraux potassiques (céladonite, feldspath potassique) sont généralement moins abondants que dans la Formation Río Grande.

Les échantillons les plus riches en K_2O (jusqu'à 7% de K_2O) de la Formation Chala sont caractérisés par la présence d'adulaire et d'anorthoclase. Ces roches sont également enrichies en Ba, élément qui se concentre dans les feldspath potassique.

Un bilan plus précis a été fait pour chaque échantillon par rapport à l'échantillon de référence utilisé dans les différents graphiques de normalisation (Tab. VI.1). Ces comparaisons confirment globalement les résultats exposés ci-dessus. Deux grands groupes d'éléments montrent des variations lorsqu'on les compare aux échantillons pris comme référence ; a) les alcalins (K, Na, Rb) et alcalino-terreux (Ba, Sr,

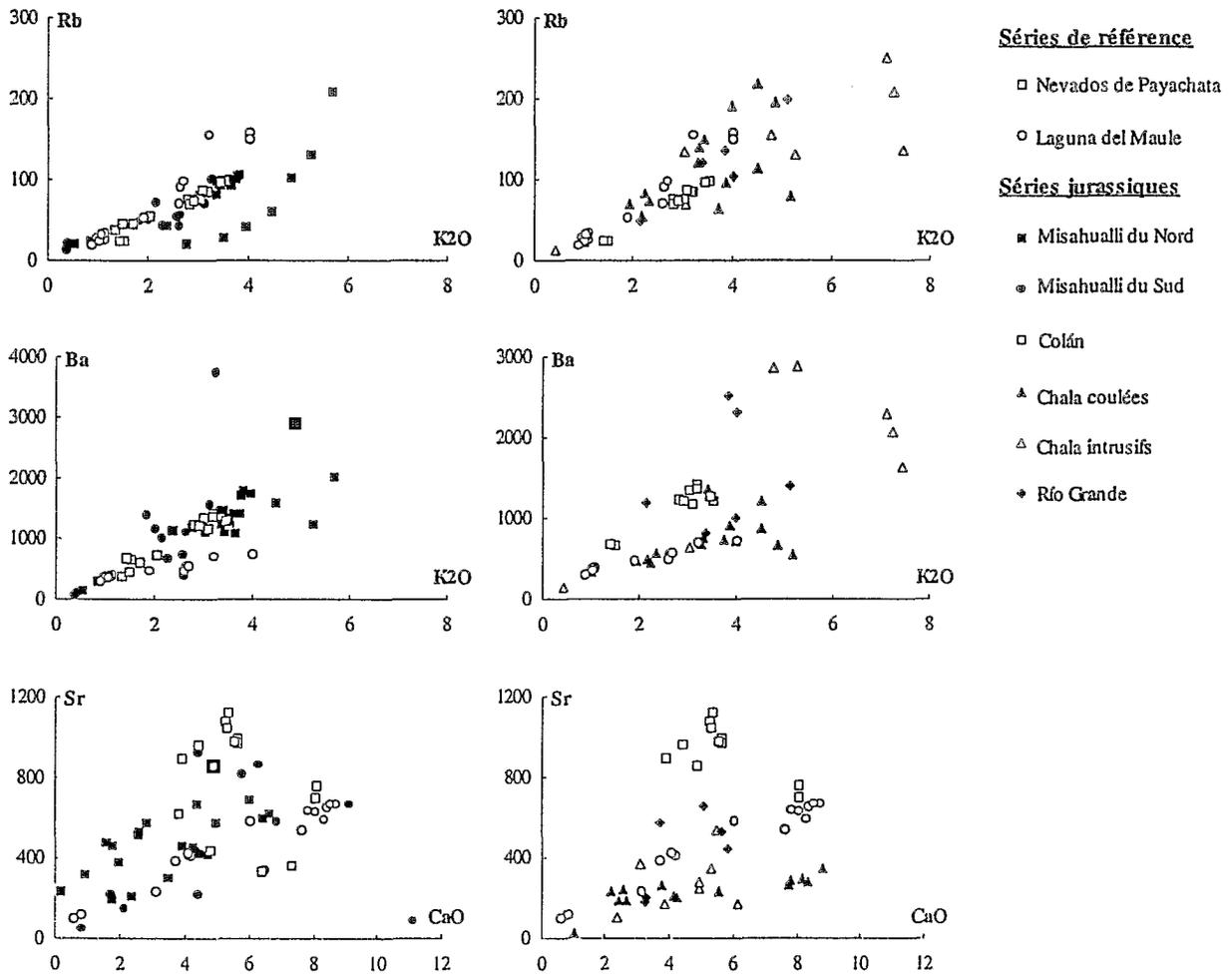


Fig.VI.12. : Variations de composition de Rb et Ba en fonction de K_2O et de Sr en fonction de CaO pour les différentes séries jurassiques étudiées.

Ca) , b) les éléments de transition Ni, Cr, Cu, Co et Zn. Pour ces éléments, aucune variation systématique n'est observée et les roches sont soit enrichies soit appauvries en certains ou dans la totalité de ces éléments. Les variations de teneur enregistrées peuvent être expliquées de plusieurs façons.

1- La déstabilisation des olivines et des pyroxènes induit probablement une certaine mobilité du Cr et du Ni.

2- La division en roches acides et roches basiques est basée sur une division arbitraire à partir de la teneur en SiO_2 des roches (SiO_2 supérieur ou inférieur à 60%). Cette distinction n'est probablement pas suffisante pour éviter complètement les variations liées à des degrés de différenciation différents à l'intérieur de chaque groupe. Dans certains cas, notamment dans les coulées de basaltes andésitiques de la Formation Río Grande, qui présentent les mêmes textures et la même minéralogie primaires, les variations en éléments de transition (Cr, Co, Cu) correspondent plus vraisemblablement aux processus d'altération.

Formation	Echantillon	Type de lave	Morphologie	Appauvrissement	Enrichissement
Santiago	MI39	Basalte	Sill	Ca, Cr, Ni	K, Rb, Ba, (Sr)
	MI46	Basalte	Coulée massive	Ca, Cr, Ni, Cu, Nb	Na, K, Rb, (Sr)
	MI49	Basalte	Coulée massive	-	Na, K, Rb, Ba, Mn, Zn, Ni
	MI56	Basalte	Coulée massive	Na, K, Rb, Sr, Ba, Mn, Ni, Zn	-
	MI65	Basalte	Coulée massive	Ca, Cr, Ni, Nb	Na, K, Rb, Ba
	MI33	Basalte	Pillow lava	Ca	Na, K, Rb, Sr
	MI34	Basalte	Pillow lava	Ca	Na, K, Rb, Sr
	MI58	Basalte	Pillow lava	Ca	Na, Rb, Sr, terres rares
	MI60	Basalte	Pillow lava	Ca	Na, K, Rb, Ba
	MI61	Basalte	Pillow lava	Ca	Na, K, Rb, Ba
MI50	Basalte	Coulées prismées	-	-	
MI54	Basalte	Coulées prismées	-	Ba	
Misahualli du Nord	MI88	Andésite	-	-	Cr, Ni
	MI90	Andésite	-	Mg, Ca, Cr, V, Nb, Cu	Na, Ni, (Zr)
	MI97	Tuf acide	-	-	Fe2, Mg, Ca, P, Cr, V
	MI98	Tuf acide	-	(K), Rb	Fe2, Mg, Ca, P, Cr, V, Ni, Co
	MI100	Ignimbrite acide	-	Ca, Cu	K, Rb, Cr
	MI101	Ignimbrite acide	-	Fe3, Rb, Sr, Cu	Cr
	MI102	Ignimbrite acide	-	Fe3, Ca, (Sr), V	(Na), Cr
	MI103	Ignimbrite acide	-	Fe3, Mn, (Rb), Cu	Cr
	MI105	Ignimbrite acide	-	Mn, Rb, Sr, Cu	Fe3, Cr, Ba, Nb
	MI106	Tuf	-	V, K, Rb	-
	MI118	Basalte andésitique	-	Ca, Na, K, Rb, Sr, Ba	(Na), Cr, Zn, Cu
	MI120	Basalte andésitique	-	Sr	Ba, Cr, Zn, Cu
	MI123	Basalte andésitique	-	-	Fe2, Fe3, Ca, Cr, V, Ni, Co
	MI124	Basalte andésitique	-	K, Rb, Ba, Sr, Nb,	Co, Ni, Zn, V, P, Na, Fe3
	MI141B	Ignimbrite acide	-	Cr	-
	MI143	Dacite	-	(Ca)	Cr, Cu
MI145	Rhyolite	-	Ca, (K), Rb, Ba, Sr, Nb, terres rares	Mg, Fe2, V	
MI245	Basalte andésitique	-	(Ca)	Ba, Cu	
MI247	Basalte andésitique	-	-	-	
Misahualli du Sud	MI156	Basalte	Cornéenne	Ca, K, Rb, Sr, Ba, (Nb), Cu	Ti, Fe3, Mn, Mg, Na, V, Y, Zn
	MI160	Basalte aphyrique	-	Ca, K, Rb, Sr, Ba, Nb, Cu	Mn, Mg, Na, Cr, Ni, Zr, Co
	MI162	Basalte aphyrique	-	Fe3, Cr, V, Ni, Rb, Sr, Ba, Cu	Ti, Na, Y, Zn
	MI167	Basalte	Cornéenne	Fe2, Ca, V, Nb, Y, Yb, Lu	Na, Cr, Ni, Sr, Cu
	MI173	Basalte	Cornéenne	Fe3, P, Rb, Sr, Ba, Zr, Nb, Cu	Fe2, Mn, Cr, Ni
	MI200	Basalte aphyrique	-	Mg, Cr, (V), Rb	Ti, Mn, P, Y, Zn, Cu, REE
	MI211	Basalte porphyrique	-	Ca, Sr, Zr, Nb, La	Ti, Fe2, Ni, Ba, Zn, Cu
	MI212	Basalte porphyrique	-	(K), Cr, Rb, Sr, Ba, Zr, Nb	Ti, Fe3, Mn, Ca, Ni
	MI221	Tuf acide	-	K, Rb, V, Ba, Nb, Y, La, Ce	Ca, Mg, Cr, Ni, Zr
	MI233	Basalte porphyrique	-	Cr	Mn, P, Sr, Ba, Ba, Zn, Cu
MI234	Basalte porphyrique	-	K, Cr, Zr, Nb	Mn, Zn	
Colán	OY3	Dacite	-	K, (Rb), (Ba), Zr	Fe3, Mg, Ca, P, Cr, V, Ni, Cu
	OY10	Basalte andésitique	-	K, P, Cr, Sr, Rb, Ba, Nb	Fe3
	OY11	Basalte andésitique	-	K, P, (Ca), Cr, Sr, Rb, Ba, Nb, Fe2	Fe3
	OY13	Basalte andésitique	-	K, P, Zr, Sr, Rb, Ba, Nb	Mn, Mg, Cr, Ni
Río Grande	RG13	Basalte andésitique	-	Fe2, Cu, Co	K, Rb, Sr, Ba
	RG14	Basalte andésitique	-	Cu, Co	K, Rb, Sr, Ba
	RG15	Basalte andésitique	-	(K), (Rb), Sr, Ca, Cu, Co, Cr, Rb	Na, Ba, (Mn)
	RG18	Basalte andésitique	-	Cu, Co, Cr	(K), Ba
	RG21	Basalte andésitique	-	Cu, Co, Cr	Mn, Na,
	RG22	Basalte andésitique	-	Cu, Co, Cr, Fe2, Fe3, Mn, Mg, Sr, Ca	Na, K,
Chala Coulées	CHA50	Basalte andésitique	Coulée	Fe2, Ca, Sr, Ba, Zn	Mn, Na, K, Rb, Ba, Zn
	CHA55	Basalte andésitique	Coulée	-	-
	CHA56	Basalte andésitique	Coulée	-	Rb
	CHA57	Basalte andésitique	Coulée	Fe2	Rb
	CHA59	Basalte andésitique	Coulée	Ti, K, P, Cr, Ni, Rb, Zr, Nb, Y, REE	-
	CHA125	Basalte andésitique	Coulée	Ca, Cr, Ni	(Mn), Na, K, P, Rb, Ba, Zn
	CHA129	Basalte andésitique	Coulée	Cu, Co, Cr, Ca, Ni	Fe2, Mn, Na, K, Rb, Ba, Sr, Zn
	CHA138	Basalte andésitique	Coulée	Mg, Ca, Cr, Ni, Sr, Cu, Nb	Fe2, (Na), (K), Rb, Ba
	CHA166	Basalte andésitique	Coulée	Fe2, (Mg), Ca, Cr, Ni, Sr, Co, Cu	Fe3, (Na), P, Rb, Ba
	CHA168	Basalte andésitique	Coulée	Fe2, (Mg), (Ca), Na, Cr, Ni, Co	(K), (Ba), Rb, Cu
CHA170	Basalte andésitique	Coulée	Fe2, Ca, Cr, Ni, Co, Cu, Zn	(K)	
PE7	Basalte andésitique	Coulée	Zn, Nb, Ni, Cr, Mg, Fe2	Ba, Rb, K, Ti	
Chala Intrusifs	CHA70	Basalte andésitique	Intrusif porphyrique	Ca, K, Cr, Ni, Rb, Sr, Ba	Fe2, Fe3, Mn, Na, Zn
	CHA71	Basalte andésitique	Intrusif porphyrique	Ca, Cr, Ni	Mn, K, Rb, Ba, Zn
	CHA72	Basalte andésitique	Intrusif porphyrique	Fe2, Fe3, Mg, Ca, Cr, Ni, Co	Mn, K, Rb, Ba, Cu
	CHA89	Basalte andésitique	Intrusif porphyrique	Ca, Cr, Ni, Cu	Mn, K, (Sr), Ba
	CHA92	Basalte andésitique	Intrusif porphyrique	Ca, Cr, V, Cu	Mn, K, Ni, Rb, (Ba)
	CHA113	Basalte andésitique	Intrusif porphyrique	Ca, Ca, Ni, Sr, (Zr), (Nb), Cu, REE	Mn, Na, (K), (Ba)
	CHA115	Basalte andésitique	Intrusif porphyrique	Ca, Cr, Ni	Mn, K, Rb, Ba, Zn, Cu
	CHA126	Basalte andésitique	Intrusif porphyrique	Ca, Na, Cr, Ni, Nb, Co	K, Rb, Sr, Ba, Cu, Mn

Tab.VI.1. : Tableau récapitulatif des normalisations par rapport à l'échantillon "sain" de référence pour chaque échantillon ayant fait l'objet d'une analyse chimique. (Les échantillons "sains" de référence sont les mêmes que ceux utilisés dans les figures VI.1 à VI.10)

	Santiago	Misahualli Colán		Río Grande	Chala
		Basaltes	Dacites		
Ti	=	=	~	=	=
Al	~	~	~	~	~
Fe3+	↗	↗	↗ ↘	↗	~
Fe2+	↘	~	↘	↗	↗
Mn	↘	~	~	~	↘
Mg	~	~	~	~	~
Ca	↗	↗	↗ ↘	↗	↗
Na	↗ ↘	↘	=	↘	↗ ↘
K	↗ ↘	↗ ↘	↗ ↘	↘	↘
P	~	~	~	=	~
Rb	↘	↗ ↘	↗ ↘	↗ ↘	↘
Sr	↘	↗	↗	↗ ↘	↗
Ba	↘	↗ ↘	↗ ↘	↗	↗ ↘
Co	=	=	=	↗	=
Cu	↗	↗ ↘	↗ ↘	↗	↗ ↘
Cr	↗	↗ ↘	↘	↗	↗
Ni	↗	↗ ↘	↘	=	↗
V	=	~	↗ ↘	=	~
Zn	↘	↘	↘	~	↘
Zr	=	↗ ↘	~	~	=
Y	=	=	~	=	=
La	~	=	↗	=	=
Ce	~	=	=	=	=
Nd	~	=	=	=	=
Sm	~	=	=	=	=
Eu	~	=	=	=	=
Gd	~	=	=	=	=
Dy	~	=	=	=	=
Yb	~	=	↗	=	=
Lu	~	~	↗	n.d.	n.d.
Hf	=	~	=	n.d.	n.d.
Sc	=	~	↘	n.d.	n.d.
Ta	~	~	=	n.d.	n.d.
Th	=	↗	=	n.d.	n.d.
U	↘	↗	=	n.d.	n.d.
Cs	↗	↗	~	n.d.	n.d.

Tab.VI.2.: Tableau de synthèse sur la mobilité des éléments chimiques dans les différentes formations. Les flèches indiquent l'apport ou le lessivage des différentes éléments. La taille de ces flèches symbolise l'importance de la mobilité. n.d. : élément non dosé, = : élément constant ; ~ : élément peu variable.

II. AFFINITES GEOCHIMIQUES DES DIFFERENTES FORMATIONS.

Dans cette partie, nous présenterons successivement les caractéristiques chimiques des laves sinémuriennes de la Formation Santiago, puis celles des formations du Jurassique moyen : Misahualli, Colán, Chala et Río Grande.

Dans ce chapitre, les valeurs indiquées pour les éléments majeurs correspondent aux analyses de roches recalculées en base anhydre. La classification utilisée (basaltes, basaltes andésitiques, dacites, rhyolites...) est celle de Peccerillo et Taylor (1976), basée sur la teneur en SiO₂. Les tableaux d'analyse sont donnés dans le texte (Tab.VI.3 à VI.8.) et en annexe (Tab.A.IV.1 à A.IV6).

Afin de déterminer l'affinité magmatique des laves de chaque série, nous avons essayé, dans la mesure du possible, de ne pas utiliser de diagrammes faisant intervenir d'éléments majeurs. En effet, ces éléments peuvent être mobiles au cours des processus d'altération, et nous nous sommes basés sur les teneurs en éléments en traces réputés peu mobiles pour discriminer les laves de chaque formation.

II. 1. La Formation Santiago.

Dans la Formation Santiago, deux types de laves ont été reconnus : le report des analyses des basaltes de cette formation sur le diagramme de Cabanis et Thieblemont (1988) montre que les premières ont une affinité de tholéiites continentales typiques de domaine intermédiaire post-orogénique alors que les

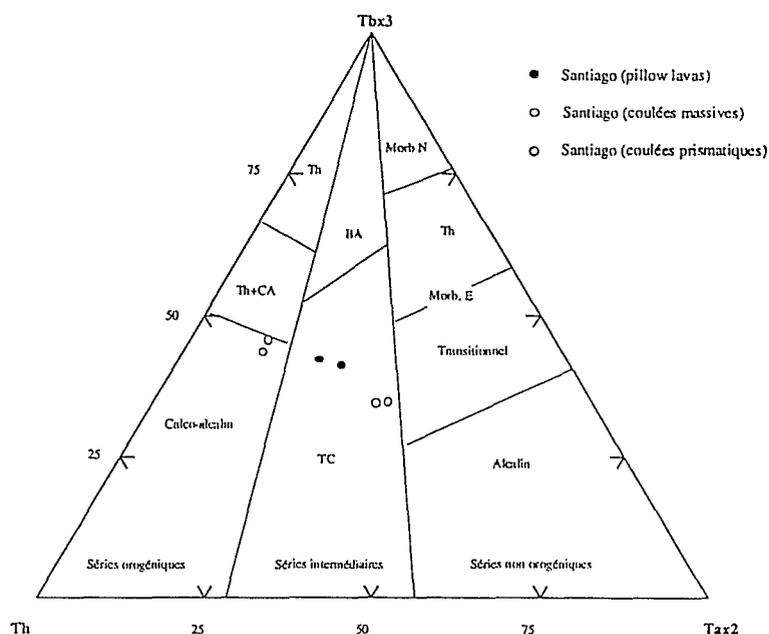


Fig.VI.13. : Diagramme 3*Tb-Th-2*Ta (Cabanis et Thieblemont, 1988) pour les basaltes de la Formation Santiago. Cercles noirs = basaltes en coussins, cercles blancs = coulées massives, cercles gris = coulées prismatiques. Eléments dosés par activation neutronique.

secondes correspondent à des laves calco-alcalines (Fig.VI.13).

Les premières correspondent aux échantillons provenant de coulées prismatiques et les secondes appartiennent aux coulées massives. Les basaltes en coussins ont des caractéristiques intermédiaires entre ces deux types de lave, mais leur composition les rapproche plus des tholéiites continentales que des laves calco-alcalines.

La position stratigraphique relative des échantillons devrait être discutée avant d'interpréter un éventuel passage d'un magmatisme anorogénique, typique d'une tectonique en extension à des laves liées à la subduction d'une plaque océanique sous la marge andine. Cependant, la discontinuité des affleurements et la présence de failles empêchent de préciser la position des échantillons dans une coupe lithostratigraphique. Dans certains cas, il semble que les coulées prismatiques tholéiitiques soient recouvertes par les coulées massives d'affinité calco-alcaline. Des tufs ignimbritiques acides (MI51 et 52) ont été observés sur le terrain recouvrant les basaltes prismatiques (MI50).

II.1.1. Les basaltes à affinité tholéiitique continentale de la Formation Santiago.

Ces laves sont essentiellement des basaltes (SiO_2 compris entre 49.5 et 53.7 %), pauvres en TiO_2 (teneurs comprises entre 0.89 et 1.21 %) mais relativement primitifs (Mg\# ($\text{Mg\#} = 100 * \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$))

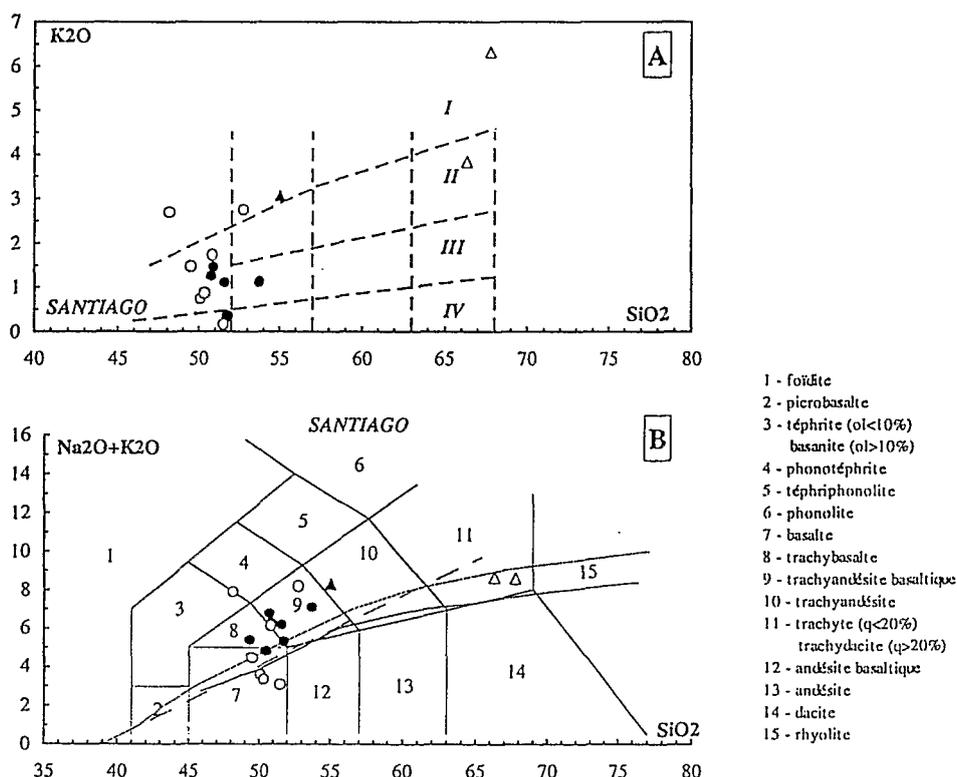


Fig.VI.14. : Variations des alcalins en fonction de la silice pour les roches de la Formation Santiago. cercles noirs = basaltes en coussins, cercles blancs = coulées massives, cercles gris = coulées prismatiques, triangle noir = sill, triangles blancs = tufs acides.

A : Diagramme K₂O en fonction de SiO₂ (Peccerillo et Taylor, 1976).

B : Diagramme Na₂O + K₂O en fonction de SiO₂ (LeBas *et al.*, 1986).

élevés compris entre 64 et 71.4). On constate que les coulées prismatiques présentent des teneurs en TiO_2 légèrement supérieures à celles des basaltes en coussins. Les premières ont une teneur proche de 1.2 % alors que dans les secondes, le TiO_2 est proche de 1%. Les teneurs en Al_2O_3 de ces laves (coulées prismatiques et basaltes en coussins) sont élevées. Elles varient de 17.1 à 18.1 %.

Les pourcentages en K_2O et Na_2O de ces laves sont très variables (Fig.VI.14). Les teneurs en Zr (58-96 ppm) et Y (17-22 ppm) sont comparables aux laves calco-alkalines de la même formation. En revanche, ces laves sont moins riches en éléments incompatibles à fort rayon ionique (éléments LIL : **Rb, Ba, Sr**).

A l'exception d'un échantillon (MI58), les teneurs en **Nb** sont notablement plus élevées que dans les laves à affinité calco-alkaline de la Formation Santiago, notamment pour les coulées prismatiques. Elles sont comprises entre 13 et 19 ppm tandis que dans les basaltes en coussins, les concentrations sont plus faibles (6-10 ppm).

Le rapport **Th/Ta**, peu élevé, de ces laves est caractéristique de laves non orogéniques. Celui des basaltes en coulées prismatiques (1.7-1.9) est plus faible que celui des laves en coussins (2.7-3.5).

Les spectres de **terres rares** de ces basaltes (Fig.VI.15), normalisés aux chondrites, avec les valeurs de normalisation données par Haskin *et al.* (1968), sont caractérisés par un enrichissement modéré en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes. Les basaltes de la Formation Santiago sont enrichis en terres rares par rapport aux chondrites ; de 30 à 55 fois pour les terres rares légères et de 8 à 15 fois pour les terres rares lourdes. Le rapport $(\text{La}/\text{Yb})_N$ de ces laves, compris entre 2.8 et 5.9, est plus faible que celui des laves calco-alkalines. Il faut souligner l'absence d'anomalie négative en Eu dans les basaltes tholéïtiques de la Formation Santiago, à l'exception d'un échantillon (MI58 avec un rapport $\text{Eu}/\text{Eu}^*_N=0.58$).

Les spectres multi-éléments normalisés aux MORB (Fig.VI.16) font apparaître l'absence d'anomalie négative en Nb, Ta pour les coulées prismatiques et les basaltes en coussins (à l'exception de l'échantillon MI58). Ces laves sont en outre caractérisées par un enrichissement modéré en éléments incompatibles et grand rayon ionique (éléments LIL ; Ba, Sr, K, Rb). Ce type de spectre est caractéristique de tholéïtes continentales. Par rapport aux MORB, ces roches sont légèrement appauvries en éléments à forte charge et faible rayon ionique (éléments HFS) : Ti, Y, Yb. Sur ces spectres, on constate l'importante mobilité de certains éléments chimiques comme le Ba ou le K. Les basaltes en coussins, plus affectés par les transformations minérales secondaires (voir chapitre V) que les coulées prismatiques montrent effectivement plus de variations pour ces éléments. Sur la figure VI.16, on note la présence d'un pic en Ba pour l'échantillon MI54. Ceci est probablement dû à l'altération, cet échantillon étant plus altéré que les deux autres (MI50 et 53).

Outre le diagramme $\text{Tb}^3\text{-Th-Ta}^2$ (Cabanis et Thieblemont, 1988, Fig.VI.13), plusieurs diagrammes discriminants utilisant des éléments réputés peu mobiles peuvent être utilisés pour caractériser l'affinité géochimique des laves (Fig.VI.17 A et B) : diagrammes triangulaires $\text{Ti}/100\text{-Zr-}3^*\text{Y}$ (Pearce et Cann, 1973), $\text{Hf}/3\text{-Th-Ta}$ (Wood *et al.*, 1979 ; Wood, 1980) et ; $\text{Y}/15\text{-La}/10\text{-Nb}/8$

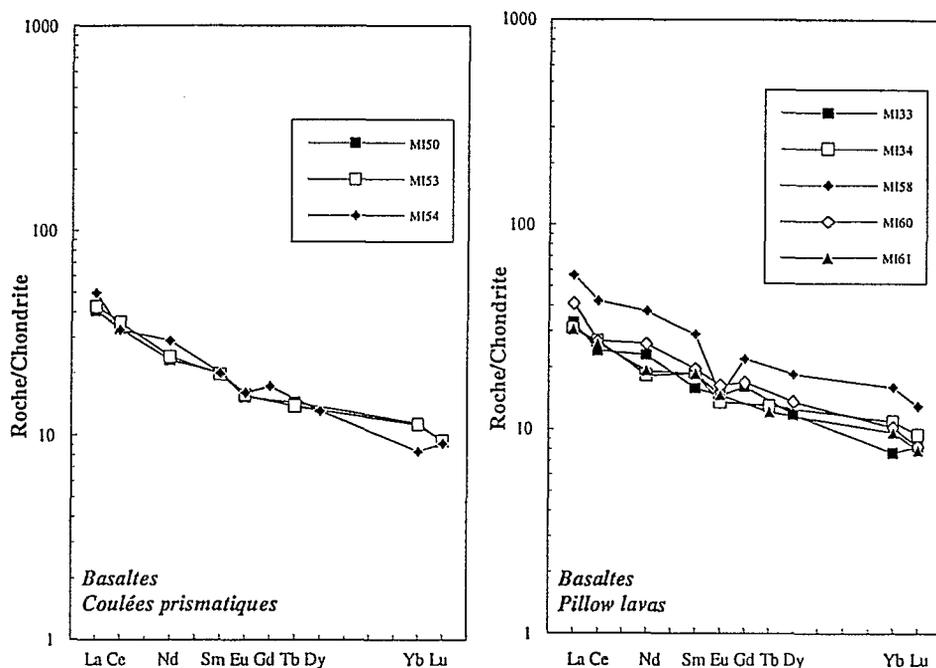


Fig.VI.15. : Spectres de terres rares normalisés aux chondrites (Haskin *et al.*, 1968) pour les basaltes tholéïitiques continentaux de la Formation Santiago.

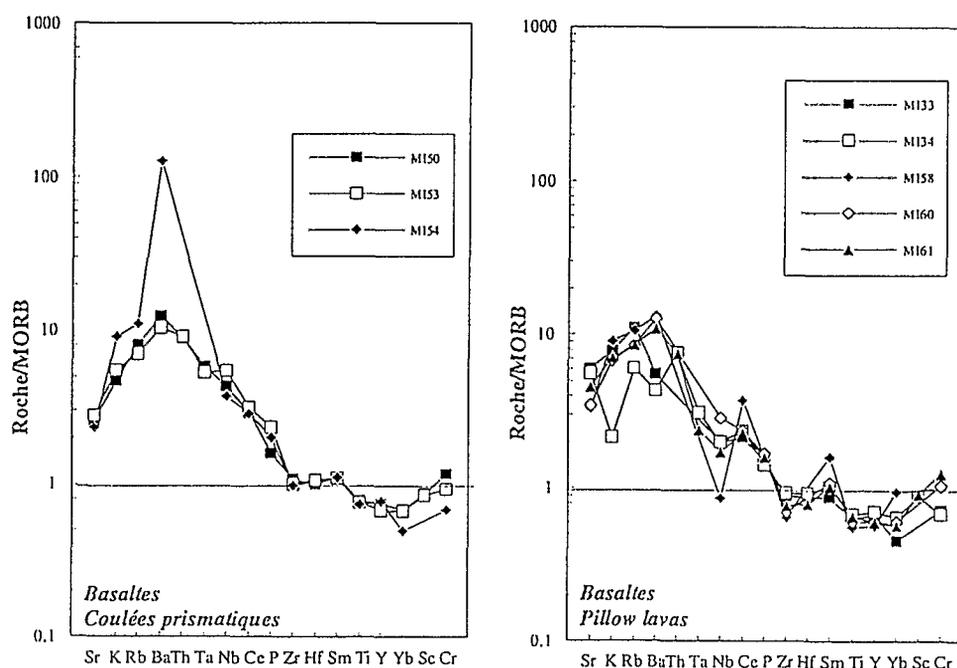
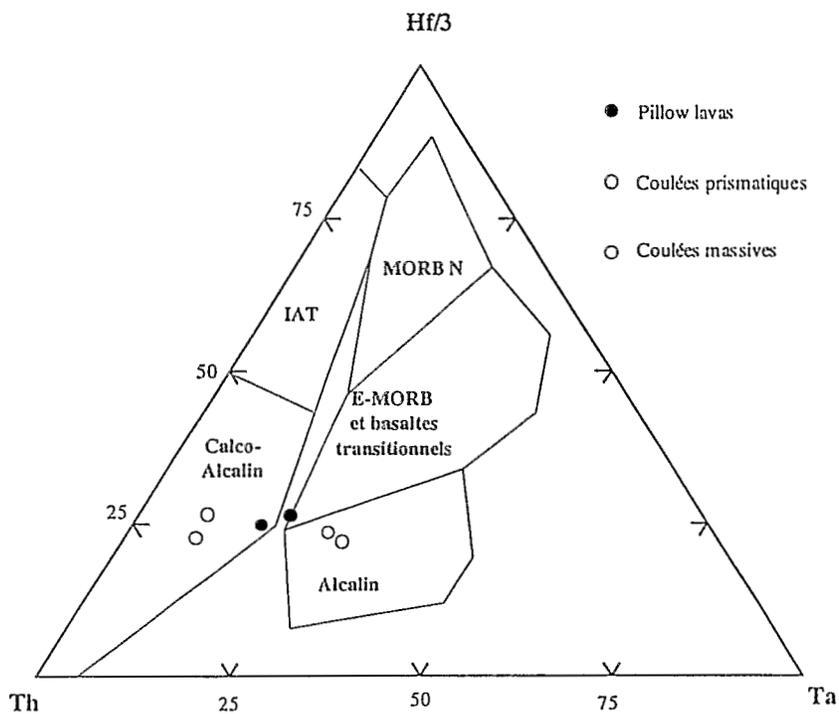
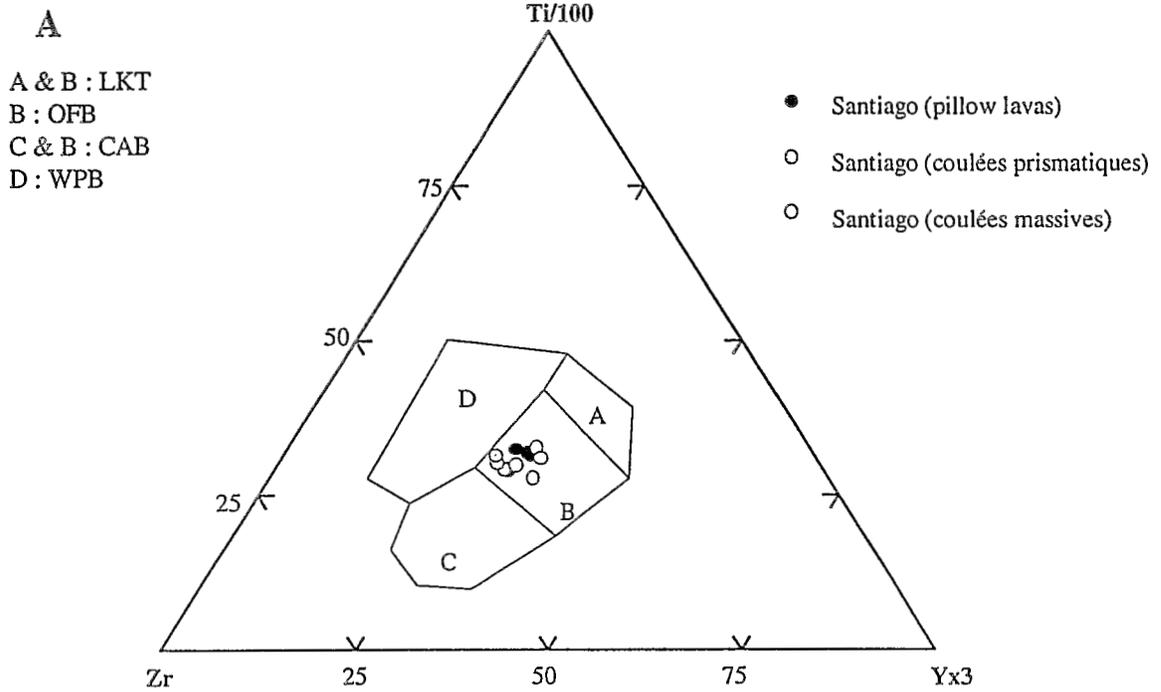


Fig.VI.16. : Spectres multi-éléments des basaltes tholéïitiques continentaux de la Formation Santiago. (Valeurs de normalisation pour les basaltes = MORB : Pearce, 1983).



B

Fig.VI.17. : Diagrammes discriminants pour les roches basiques de la Formation Santiago. Cercles noirs = basaltes en coussins ; cercles blancs = coulées massives ; cercles gris = coulées prismatiques.
A : Diagramme Ti/100-Zr-Yx3 (Pearce et Cann, 1973).
B : Diagramme Hf/3-Th-Ta (Wood *et al.*, 1979).

(Cabanis et Lecolle, 1989). Cependant, seul le diagramme de Cabanis et Thieblemont (1988) est réellement discriminant pour déterminer l'affinité géochimique des basaltes prismatiques et en laves en coussins. Dans ce diagramme $Y/15-La/10-Nb/8$, ces points se trouvent dans le domaine intermédiaire (domaines intra-continentaux post-orogéniques).

Une légère différence apparaît entre les laves épanchées sous forme de laves en coussins et celles mises en place sous forme de coulées prismatiques. Elle est due à des rapports Th/Ta légèrement différents pour ces deux types de laves, le rapport Th/Ta des basaltes en coussins étant légèrement plus haut que celui des coulées prismatiques.

II.1.2. Les roches à affinité calco-alkalines de la Formation Santiago.

Ces laves correspondent à des coulées massives de basaltes ($SiO_2 = 48-57 \%$) et à des roches pyroclastiques acides ($SiO_2 = 66-68 \%$). Les basaltes de la Formation Santiago sont riches en MgO (4.7 et 8.5 %) et en Al_2O_3 (18 - 20 %). Les pyroclastites acides ont des teneurs en Al_2O_3 comprises entre 12 et 15%. Le K_2O et le Na_2O sont relativement mobiles comme l'atteste la position des analyses des laves de la Formation Santiago sur les diagrammes montrant la variation des alcalins en fonction de la silice (Fig.VI.14).

Dans cette formation, les teneurs en Zr des roches de la Formation Santiago varient de 60 à 100 ppm environ pour les basaltes et de 165 à 200 ppm pour les ignimbrites dacitiques.

Le rapport Th/Ta est sensiblement plus élevé que celui des tholéiites continentales. Dans les basaltes, ce rapport est proche de 7 et dans les pyroclastites, il est égal à 10. Ces valeurs sont typiques de laves orogéniques.

Les spectres de terres rares (Fig.VI.18), typiques de basaltes calco-alkalins, sont caractérisés par un enrichissement en terres rares par rapport aux chondrites. Les basaltes sont enrichis entre 27 et 45 fois en La et environ 10 fois en Y. Les spectres sont marqués par un enrichissement en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes. Les rapports La_N/Yb_N des laves basiques sont compris entre 2.9 et 4.2 alors que ceux des roches pyroclastiques acides sont proches de 4.

Les diagrammes multiéléments normalisés au MORB (Fig.VI.19) sont caractérisés par un enrichissement en éléments à grand rayon ionique (LILE Rb, Sr, K, Ba) par rapport au MORB, une anomalie négative peu marquée en Nb, Ta, une anomalie positive en Ce, P_2O_5 . Les teneurs en éléments à forte charge et faible rayon ioniques sont proches des teneurs observés dans les MORB. Ce type de spectre est caractéristique de laves calco-alkalines.

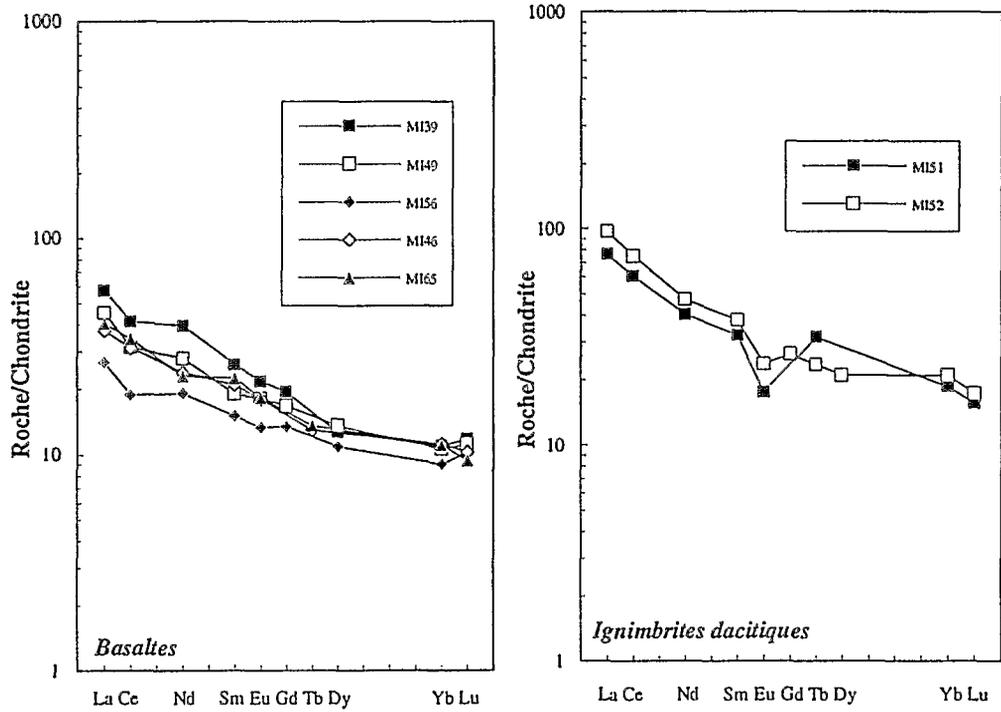


Fig.VI.18. : Spectres de terres rares normalisés aux chondrites (Haskin *et al.*, 1968) pour les roches d'affinité calco-alcaline de la Formation Santiago (coulées massives).

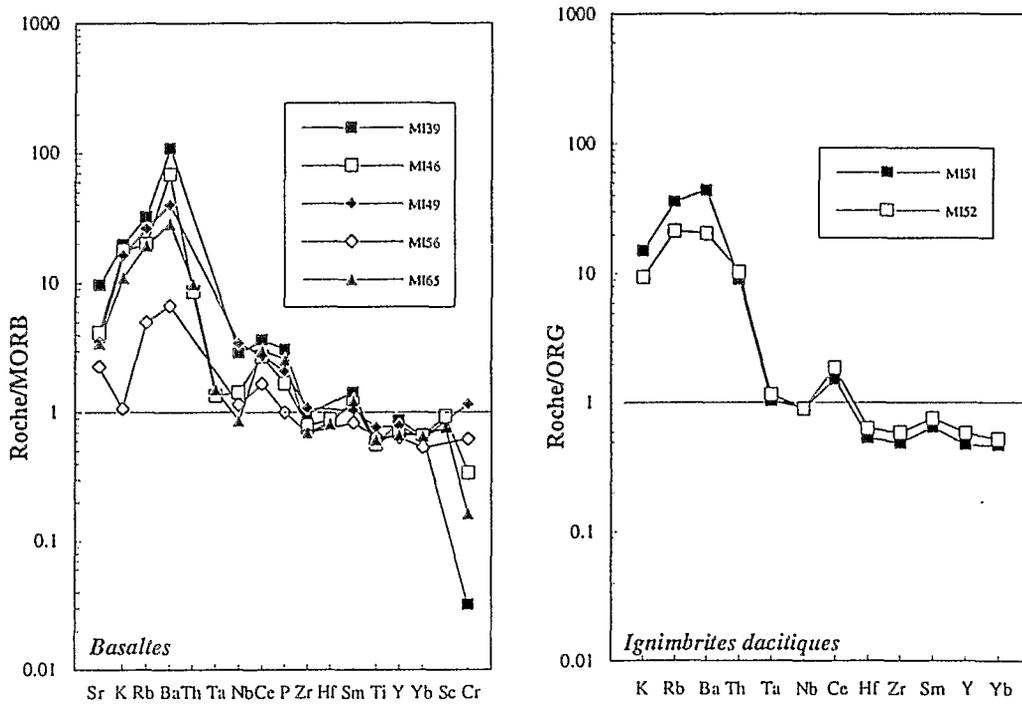


Fig.VI.19. : Spectres multi-éléments des roches basiques et acides calco-alcalines de la Formation Santiago. (Valeurs de normalisation pour les basaltes (MORB) : Pearce, 1983 ; pour les produits acides (ORG) ; Pearce *et al.*, 1984).

II.2. Les formations d'affinité calco-alkaline du Jurassique moyen.

Les roches du Jurassique moyen présentant une affinité calco-alkaline apparaissent dans les Formations Misahualli (Nord et Sud), Colán, Río Grande et Chala. Nous présenterons dans un premier temps les caractéristiques chimiques des laves et produits pyroclastiques associés de la Formation Misahualli du Nord. Puis nous comparerons les autres formations étudiées avec celles des roches appartenant à la Formation Misahualli du Nord, jugé la plus "typiquement" calco-alkaline. Ces séries jurassiques seront comparées aux séries de référence déjà utilisées pour étudier la mobilité des éléments chimiques. Puis, nous comparerons les caractéristiques chimiques des différentes formations calco-alkalines entre elles. Enfin, les compositions chimiques des laves jurassiques, en particulier celles du Sud du Pérou, seront comparées à une série de même âge affleurant au Nord du Chili.

II.2.1. La Formation Misahualli du Nord.

Les analyses des roches de la Formation Misahualli du Nord sont regroupées dans le tableau VI.4.

II.2.1.1. Les éléments majeurs.

Dans les diagrammes AIFM (Fig.IV.20) où sont représentées les séries calco-alkaline et tholéiitique de référence du Japon (Kuno repris par Besson et Fontelles, 1974), les analyses des roches de la Formation Misahualli du Nord se répartissent à proximité du domaine calco-alkalin et sont caractérisées par l'absence d'enrichissement en fer.

Ces roches constituent une série quasi continue depuis des andésites avec $\text{SiO}_2 = 57\%$ jusqu'à des rhyolites avec $\text{SiO}_2 = 73\%$. Les laves et produits pyroclastiques de nature dacitique prédominent dans cette formation. Les andésites sont caractérisées par de faibles teneurs en TiO_2 , proches de 0.9%. Ces teneurs diminuent de façon continue jusqu'aux rhyolites ($\text{TiO}_2 = 0.2\%$).

Les concentrations en Al_2O_3 des laves basiques, proches de 18%, sont élevées et diminuent vers les rhyolites jusqu'à une valeur d'environ 16% pour la rhyolite MI145.

Les teneurs en FeO_1 et MgO diminuent avec la silice ; l'échantillon le plus acide de cette formation a une teneur en FeO_1 proche de 2 % et en MgO égale à 0.33%. Les teneurs en alcalins varient beaucoup (Na_2O compris entre 3 et 7% et K_2O entre 0.5 et 5.6%), comme l'atteste la dispersion des analyses sur le diagramme de variation de K_2O en fonction de la silice (Fig.VI.21.A). Ces variations sont vraisemblablement le fait de l'altération (voir ce chapitre paragraphe I.2). Cependant, on constate que Na_2O et K_2O semblent relativement se compenser dans la mesure où, dans le diagramme de variation de $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ en fonction de la silice (Fig.VI.21.B), les analyses sont nettement moins dispersées et qu'elles définissent une évolution plus ou moins continue des andésites aux rhyolites.

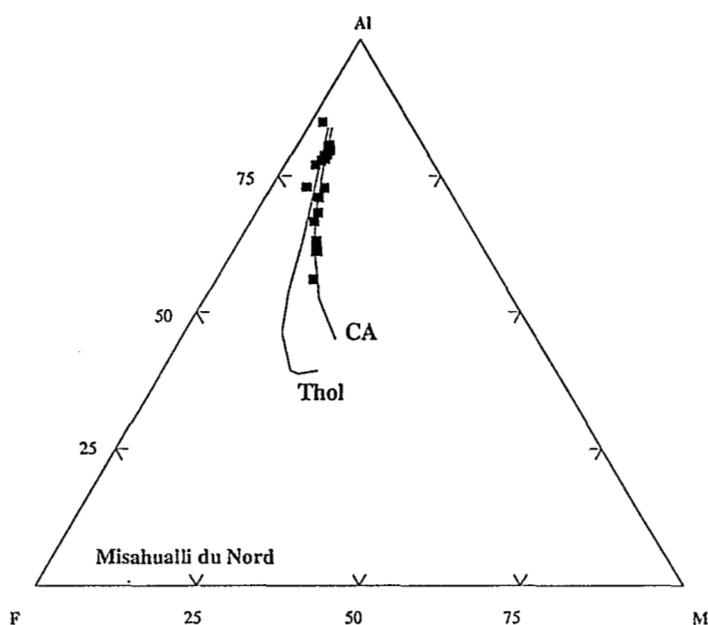


Fig.VI.20. : Diagramme ALFM pour les roches de la Formation Misahualli du Nord. Les lignes correspondent aux séries de référence tholéiitique et calco-alcaline du Japon de Kuno (reprises dans Besson et Fonteilles, 1974).

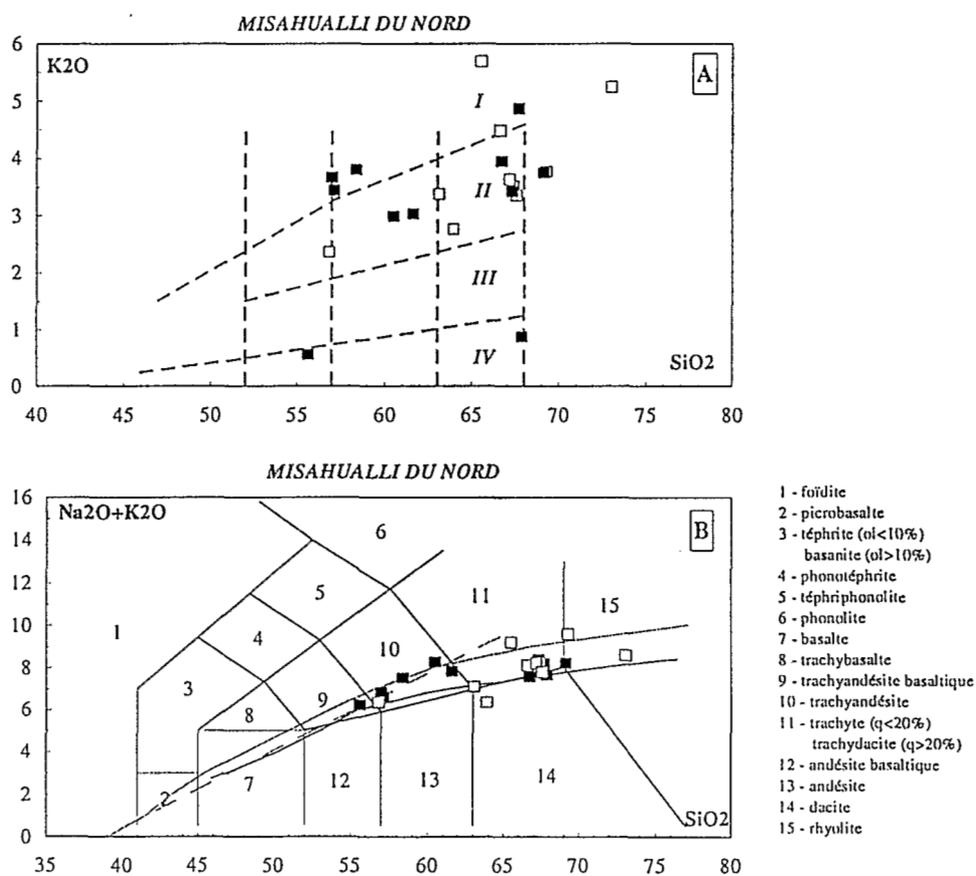


Fig.VI.21. : Formation Misahualli du Nord. (Carrés pleins = laves ; carrés vides = ignimbrites, carrés grisés = tufs).
A : Diagramme de variations de K₂O en fonction de SiO₂ (Peccerillo et Taylor, 1976).
B : Diagramme de variations de Na₂O+K₂O en fonction de SiO₂ (Lebas *et al.*, 1986).

II.2.1.2. Les éléments en trace.

Les teneurs en éléments compatibles tels que Cr et Ni, bien que très variables, sont en général faibles dans les laves basiques, ce qui montre que ces roches sont déjà relativement évoluées. Les teneurs en ces éléments diminuent globalement avec la silice.

Le Zr est un élément incompatible jusqu'à l'apparition du zircon dans les roches acides. Dans la Formation Misahualli du Nord, on observe une corrélation relativement bonne entre la silice et le Zr ($r=0.65$). Les concentrations en Zr sont élevées et augmentent relativement régulièrement depuis les andésites ($110 < Zr < 149$ ppm) jusqu'aux dacites ($164 < Zr < 300$ ppm) puis à partir d'une certaine teneur en SiO₂ (68%) la teneur en Zr diminue (212-156 ppm). (Fig VI.4).

Les concentrations en Y des laves basiques sont proches de 25 ppm, valeur considérée par Gill (1981) comme typique d'andésites orogéniques. Les teneurs en Y ne montrent pas d'évolution particulière avec la silice (Fig. VI.4).

Les teneurs en Th des laves andésitiques de la Formation Misahualli du Nord (2.7 à 5.2 ppm), sont très élevées. Les rapports Th/Ta élevés (8.9-17.5) sont caractéristiques de laves orogéniques.

Si K et Rb semblent très variables, on constate que ces deux éléments présentent un coefficient de corrélation relativement élevé (0.76). Ces éléments ont donc pu varier de façon cohérente avec l'altération. Le rapport K/Rb peut être très variable : il est, cependant, généralement bas, ce qui, d'après Gill (1981), est caractéristique de séries calco-alkalines riches en K₂O et, d'après Bailey (1981), typique de laves de marge continentale active de type andin.

II.2.1.3. Diagrammes de Harker.

Sur les diagrammes de variations des éléments en fonction de la silice (Fig. VI.3, VI.4 et VI.11), deux groupes se différencient pour certains éléments chimiques : TiO₂, MnO, Y, Zr et certaines terres rares (Sm, Nd). La mobilité des éléments masque parfois en partie ces différences. Ces groupes correspondent à deux zones géographiques : les premières roches, plus riches en TiO₂, Y et Zr, proviennent de la coupe Baeza - Lago Agrio alors que les secondes, présentant des concentrations plus élevées en MnO ont été prélevées le long de la coupe Archidona-Coca. Ces localisations différentes expliquent en partie les importantes variations observées pour les dacites à environ 67 % de SiO₂. Ces variations peuvent également être liées à la mobilité de la silice au cours des processus d'altération, à la coexistence de laves non comagmatiques ou à des problèmes d'accumulation de plagioclases. Les teneurs en Al₂O₃, P₂O₅ et CaO varient, en effet, parfois de façon relativement importante pour les dacites.

Comme nous l'avons vu dans la première partie de ce chapitre, deux groupes d'éléments (ou oxydes) peuvent être distingués sur les diagrammes de Harker (Fig. VI.3, VI.4 et VI.11).

+ Le premier groupe d'oxydes, constitué de K₂O, Na₂O, MnO et Fe₂O₃, a un comportement anarchique sur les diagrammes de différenciation et montre une grande dispersion des points représentatifs des analyses.

+ Le second groupe comportant TiO_2 , FeO , MgO et dans une moindre mesure Al_2O_3 montre une évolution plus régulière. Sur ces diagrammes, on observe une diminution de FeO , MgO et TiO_2 . Cette diminution du fer et du titane avec le degré de différenciation est caractéristique de laves de la lignée calco-alkaline. Malgré la dispersion des points correspondant aux éléments mobiles, on remarque une augmentation de la teneur en K_2O et une diminution de celle en CaO avec la différenciation. Le Na_2O présente un comportement anarchique.

Le P_2O_5 , à l'exception de quelques valeurs, est plus ou moins stable pour les basaltes andésitiques et les andésites puis diminue des dacites aux rhyolites. Cette diminution correspond probablement à la cristallisation de l'apatite qui est un minéral accessoire fréquent dans les dacites de la Formation Misahualli.

Les éléments en traces suivent globalement les mêmes évolutions que les éléments majeurs et les éléments mobiles sont fortement dispersés sur les diagrammes. Le comportement de Rb et Ba est plus ou moins calqué sur celui de K_2O et Sr présente des variations comparables à celles de CaO .

A l'exception de quelques valeurs très élevées et dispersées, Ni, Zn et Cu diminuent pour des teneurs en SiO_2 croissantes. D'autres éléments, Cr, Co, Sc et V, présentent une diminution plus régulière de leur concentration pour des teneurs en SiO_2 qui augmentent. En revanche, Th et Ta augmentent avec la différenciation (Fig. VI.11).

La diminution conjointe de Ti, V et Fe avec l'augmentation de la silice correspond probablement à un fractionnement précoce des oxydes ferro-titanés (Miyashiro, 1974 ; Miyashiro et Shido, 1975 *in* Talavera-Mendoza, 1993).

II.2.1.4. Diagrammes de terres rares et multi-éléments.

Les laves basiques à intermédiaires de la Formation Misahualli du Nord sont enrichies en terres rares lorsqu'on les compare aux chondrites : de 60 à 90 fois en La et environ dix fois en terres rares lourdes (Fig. VI.22). On observe aussi un important enrichissement en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes avec un rapport $(\text{La}/\text{Yb})_N$ compris entre 5.3 et 11.3. En outre, on constate une anomalie négative en Eu (rapport Eu/Eu^*_N compris entre 0.54 et 0.85), relativement bien marquée, liée au fractionnement des plagioclases. Cette anomalie augmente en amplitude lorsque l'on passe des basaltes andésitiques aux roches plus acides (Fig. VI.22).

Les spectres multi-éléments (Fig. VI.23) normalisés au MORB pour les basaltes (Pearce, 1983) et à une composition théorique de granite de ride médio-océanique (ORG) pour les produits volcaniques acides (Pearce *et al.*, 1984) montrent un important enrichissement en éléments incompatibles Sr, K, Rb, Ba (éléments LIL Large Ion Lithophile), probablement significatif de la composition primaire des laves étudiées en dépit de la mobilité de ces éléments au cours de l'altération, et un appauvrissement en HFS. On constate, en outre, une anomalie négative en TiO_2 , Ta et Nb ainsi qu'une anomalie positive en Ce. Sur ces diagrammes, la mobilité des alcalins, de Ba et Sr est très nette, notamment pour les échantillons MII 18 et 124. L'allure de ces spectres multi-éléments est caractéristique de laves calco-alkalines.

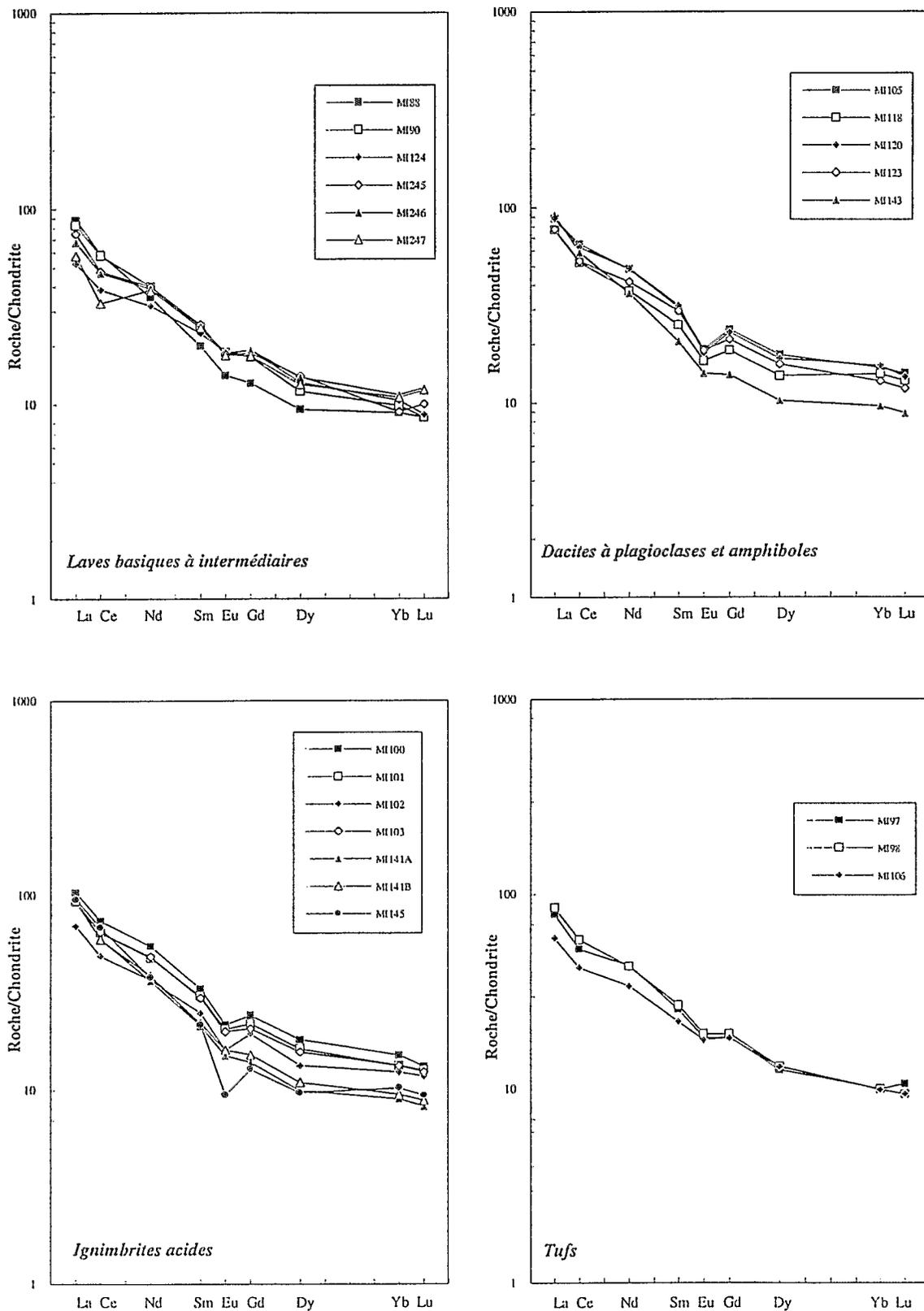


Fig.VI.22. : Spectres de terres rares normalisées aux chondrites (Haskin *et al.*, 1968) pour les roches de la Formation Misahualli du Nord. La distinction entre les différents types de laves est basée sur la pétrographie primaire de ces roches.

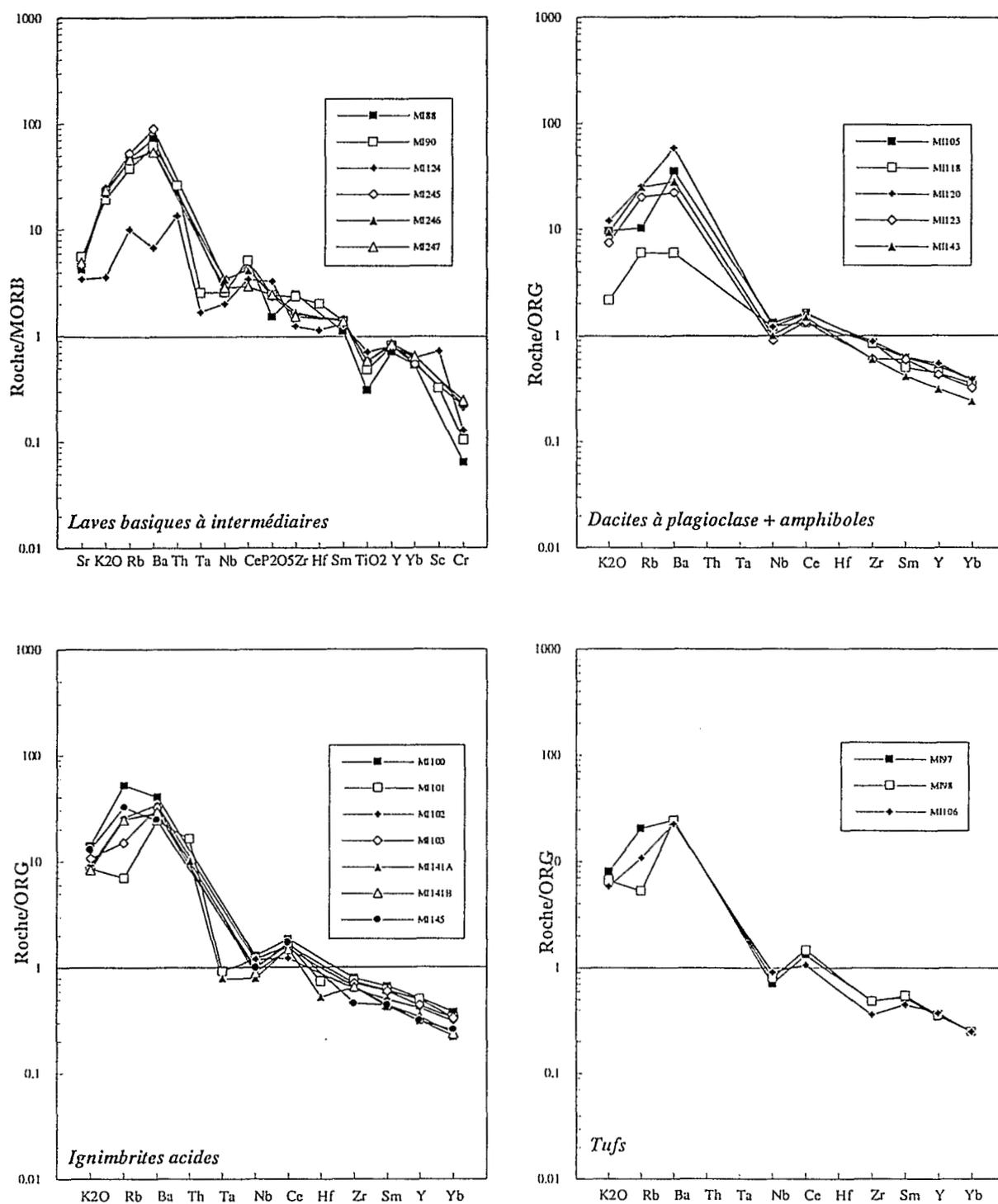


Fig.VI.23. : Spectres multi-éléments des roches basiques et acides de la Formation Misahualli du Nord. (Valeurs de normalisation pour les basaltes (MORB) : Pearce, 1983 ; pour les produits acides (ORG) ; Pearce *et al.*, 1984).

II.2.1.5. Comparaison des roches de la Formation Misahualli du Nord avec des séries quaternaires.

Les roches de la Formation Misahualli du Nord sont relativement comparables aux séries de référence quaternaires moyennement et fortement potassiques de Bolivie et du Chili utilisées comme séries de référence (Fig.VI.3, VI.4 et VI.11). La majorité des éléments majeurs (MgO, FeO, TiO₂, Al₂O₃, P₂O₅) a des teneurs comparables à celles des laves quaternaires moyennement à fortement potassiques de Bolivie et du Chili et les teneurs en Al₂O₃ et TiO₂ sont légèrement plus faibles que dans les séries de référence. Les concentrations en K₂O sont intermédiaires entre la série moyennement potassique de la Laguna del Maule (Chili central) et la série fortement potassique des Nevados de Payachata (Nord du Chili). Les roches de la Formation Misahualli du Nord diffèrent des laves de référence par leurs teneurs plus élevées en Y, Zr et terres rares lourdes et plus faibles en Th, Ta et dans une moindre mesure en terres rares légères. Co et V semblent être plus concentrés dans les termes basiques à intermédiaires de la Formation Misahualli du Nord (Fig.VI.4) et ces dernières sont par ailleurs, souvent enrichies en K₂O, Na₂O, et Ba et appauvries en Rb. Ces variations sont à mettre en relation avec l'altération.

II.2.1.6. Conclusions partielles.

- + Les faibles teneurs en TiO₂, en FeO, MgO,
- + les fortes concentrations en Al₂O₃, Y, Th, Zr et terres rares,
- + l'absence d'enrichissement en FeO et TiO₂ pour des teneurs intermédiaires en SiO₂, liée au fractionnement précoce des oxydes ferro-titanés,
- + l'enrichissement en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes,
- + l'enrichissement marqué en éléments LIL, l'anomalie négative en Nb, Ta et TiO₂ sur les spectres multi-éléments,
- + les rapports Th/Ta élevés

sont des caractéristiques de laves mises en place en contexte orogénique et appartenant à la série calco-alcaline (Gill, 1981, Bailey, 1981, Pearce, 1982, Ewart, 1982). Certaines des caractéristiques des roches de la Formation Misahualli du Nord (rapports K/Rb, teneurs élevées en Zr et Y) sont typiques de laves riches en potassium.

Une grande similitude, parfois masquée par les effets de l'altération, existe entre les laves de la Formation Misahualli du Nord et les séries calco-alcalines moyennement à fortement potassiques quaternaires de Bolivie et du Chili. Ces laves auraient donc une affinité calco-alcaline intermédiaire entre moyennement à fortement potassique.

Les caractéristiques géochimiques de ces laves, en particulier la richesse en potassium de ces laves, devront être confrontées à la minéralogie primaire, notamment avec les teneurs en K₂O des plagioclases, et secondaire pour confirmer le caractère riche en potassium des laves de la Formation Misahualli du Nord.

II.2.2. Les autres formations du Jurassique moyen en Equateur et au Pérou.

II.2.2.1. Généralités.

Les autres formations jurassiques moyennes du Pérou et d'Equateur correspondent aux Formations Misahualli du Sud, Colán, Río Grande et Chala.

Les données géologiques, stratigraphiques, chronologiques et pétrographiques suggèrent que les Formations Río Grande et Chala correspondent à une même formation volcanique. Dans la suite de ce sous-chapitre nous donnerons les caractéristiques géochimiques de ces deux unités ensemble.

Sur le diagramme AIFM (Fig. VI.24), on constate que, globalement, les analyses des Formations Río Grande et Colán suivent la tendance, déjà observée pour les laves de la Formation Misahualli du Nord et se placent à proximité de la lignée calco-alcaline du Japon. Ces laves sont caractérisées par l'absence d'enrichissement en fer dans les laves intermédiaires. En revanche, les analyses correspondant aux roches de Formations Chala et Misahualli du Sud sont nettement dispersées sur ce diagramme et cette dispersion est probablement liée à l'altération.

Sur les différents diagrammes discriminants (Fig. VI.25 et VI.26), les analyses du "groupe" Río Grande/Chala, sont relativement regroupées et se situent dans les champs correspondant aux laves basaltiques calco-alcalines.

Les laves de la Formation Misahualli du Sud sont beaucoup plus dispersées. Cette dispersion, visible sur les diagrammes discriminants, et plus généralement les variations de composition chimique des roches de cette formation, peuvent être expliqués de deux façons, *i.e.* par les transformations

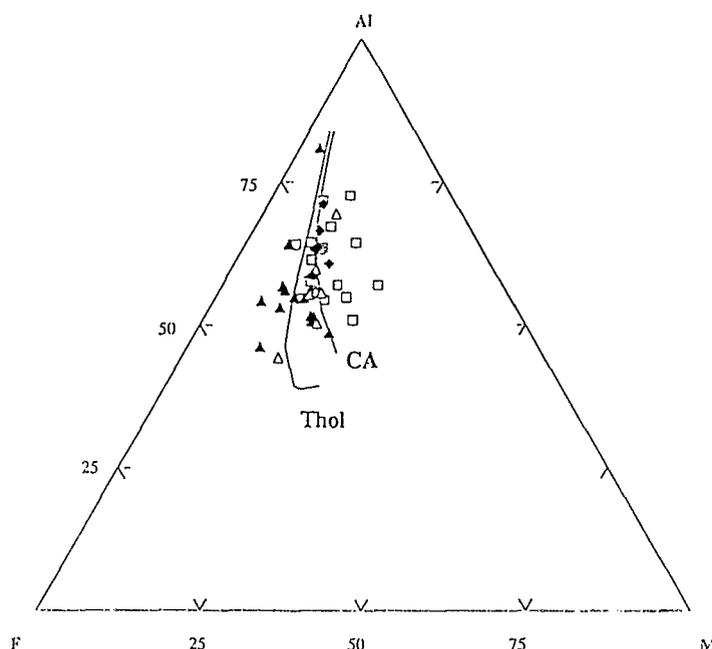


Fig.IV.24. : Diagramme AIFM pour les roches des différentes formations volcaniques jurassiques d'affinité calco-alcalines du Pérou et d'Equateur. Les lignes correspondent aux séries de référence tholéiitique et calco-alcaline du Japon (reprises dans Besson et Fonteilles, 1974). Carrés blancs = Misahualli du Sud ; carrés gris = Colán ; triangles noirs = Coulées de Chala ; triangles blancs = intrusifs Chala; losanges = Río Grande.

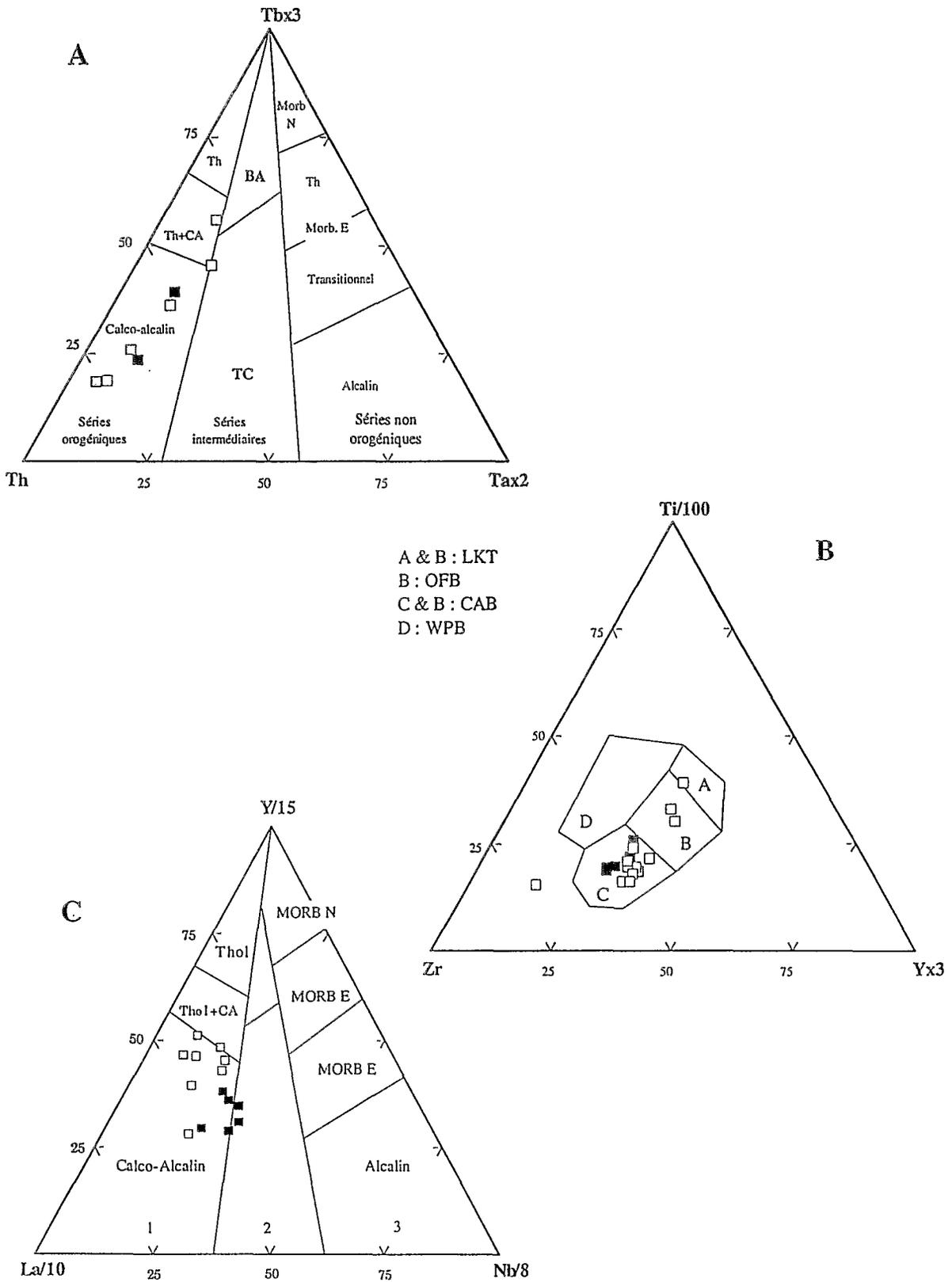


Fig.VI.25. : Diagrammes discriminants pour les roches basiques des Formations Misahualli du Nord, du Sud et Colán. Carrés noirs = Misahualli du Nord, carrés blancs = Misahualli du Sud, carrés gris = Colán.
 A = Diagramme Tb*3-Th-Ta*2 (Cabanis et Thieblemont, 1988),
 B = Diagramme Ti/100-Zr-Y*3 (Pearce et Cann, 1973). LKT = tholéiites pauvres en K₂O ; OFB = basaltes de plancher océanique, CAB = basaltes calco-alcalins.
 C = Diagramme Y/15-La/10-Nb/8 (Cabanis et Lecolle, 1989). 1 = domaine orogénique, 2 = domaine intermédiaire post-orogénique intracontinental, 3 = domaine non orogénique.

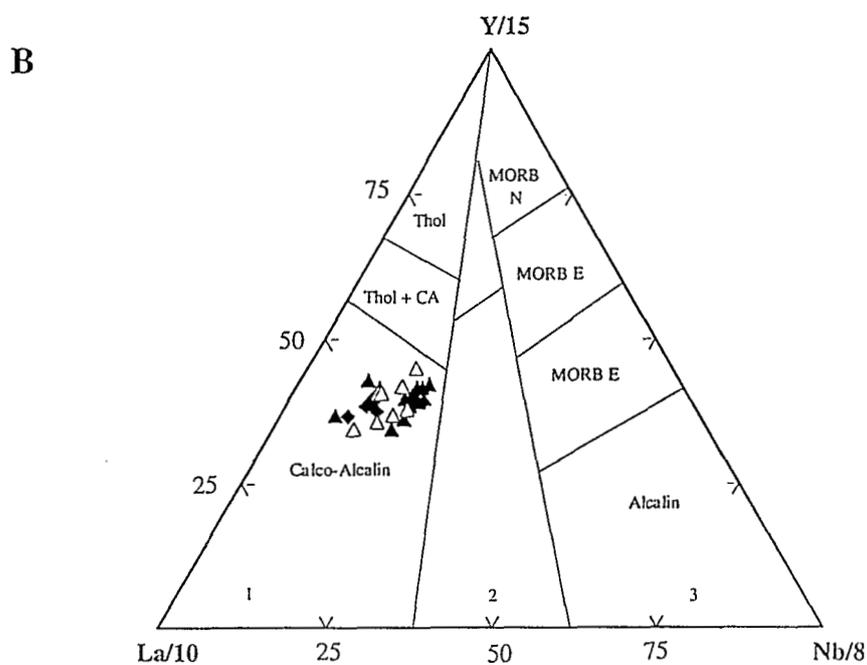
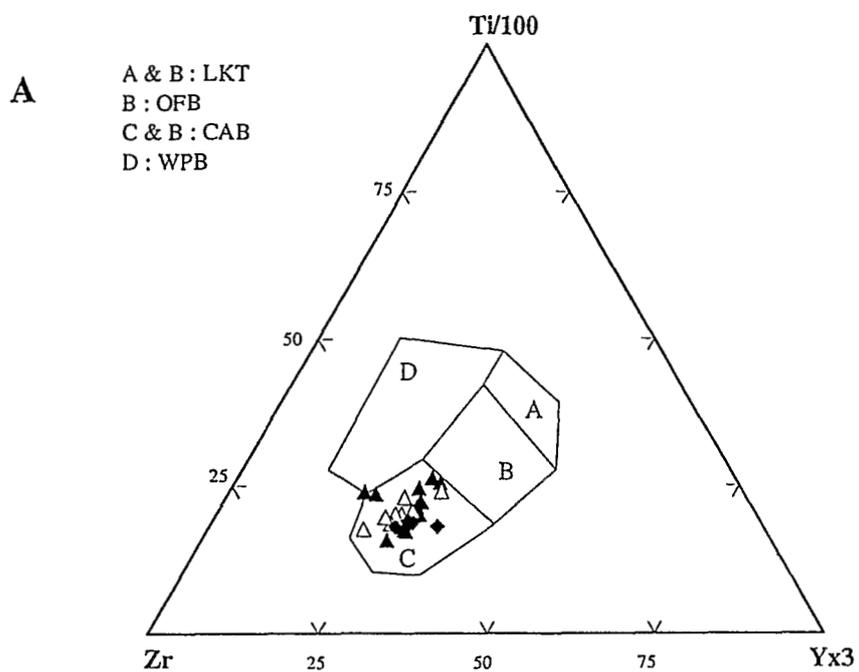


Fig.VI.26. : Diagrammes discriminants pour les roches basiques des Formations Chala et Río Grande. Triangles noirs = Coulées Chala, triangles blancs = Intrusifs de Chala, losanges = Río Grande.
A = Diagramme Ti/100-Zr-Y*3 (Pearce et Cann, 1973). LKT = tholéiites pauvres en K_2O ; OFB = basaltes de plancher océanique, CAB = basaltes calco-alcalins.
B = Diagramme Y/15-La/10-Nb/8 (Cabanis et Lecolle, 1989), même légende que dans la figure précédente.

minérales secondaires qui affectent ces roches ou par un problème lié à l'échantillonnage même de cette formation. Ces roches sont les plus affectées par le métamorphisme lié à l'intrusion des batholites jurassiques (voir chapitre V) et leur composition chimique a pu être modifiée par le métamorphisme. D'autre part, dans cette région, aucune stratigraphie précise n'a pu être établie en raison du manque d'affleurements et de l'existence d'un couvert végétal abondant. Un contrôle stratigraphique plus précis aurait été nécessaire pour interpréter ces résultats.

II.2.2.2. Les éléments majeurs.

Les laves et produits pyroclastiques des Formations Chala et Río Grande se distinguent des laves des Formations Misahualli et Colán par leur teneur en SiO_2 . Les premières correspondent en gros à des séries "bimodales", constituées d'une part de laves basaltiques et/ou andésitiques (SiO_2 compris entre 52 et 64%) selon la classification de Peccerillo et Taylor (1976) et d'autre part d'ignimbrites ou tufs acides (une analyse avec SiO_2 proche de 76 %) alors que dans les secondes on note la prédominance de produits dacitiques.

Comme dans le cas de la Formation Misahualli du Nord, la quasi totalité des laves basiques d'affinité calco-alkaline, appartenant aux autres formations a des teneurs faibles en TiO_2 le plus souvent inférieures à 1%.

Les teneurs en Al_2O_3 sont en général élevées. Dans les basaltes andésitiques des différentes formations, les concentrations en Al_2O_3 dépassent le plus souvent 16%. Les laves de la Formation Colán ont des teneurs en Al_2O_3 tout à fait comparables à celles des laves de la Formation Misahualli du Nord. En revanche, les concentrations en Al_2O_3 des laves basiques de la Formation Misahualli du Sud, sont parfois beaucoup plus élevées puisqu'elles peuvent atteindre 21%. Les basaltes andésitiques et andésites des Formations Chala et Río Grande, sont caractérisés par des teneurs en Al_2O_3 comprises entre 15 et 18.3%.

Les teneurs en fer des roches varient de façon légèrement différente selon la formation à laquelle elles appartiennent. Dans les Formations Misahualli du Sud et Colán, on observe une bonne corrélation entre le FeO et la silice (Fig. VI.5). Cette évolution est moins nette que dans le cas des roches de la Formation Misahualli du Nord. On observe, pour ces trois formations, une diminution importante du FeO avec la différenciation. En revanche, le Fe_2O_3 paraît beaucoup plus variable mais le FeO est le plus souvent plus élevé que le Fe_2O_3 . Les Formations Río Grande et Chala, sont caractérisées par des évolutions contraires. Le FeO présente d'importantes variations de composition mais les teneurs en cet oxyde sont plus faibles. En revanche, les concentrations en Fe_2O_3 des roches basiques de la Formation Chala (intrusifs et coulées) sont souvent très élevées (6.3-12%) et sont systématiquement très supérieures aux teneurs en FeO, ce qui est probablement dû à un phénomène d'oxydation (cf chapitre V). Les laves de la Formation Río Grande, sont également marquées par des concentrations plus élevées en Fe_2O_3 (4.2-6.3%) par rapport à FeO même si elles sont plus faibles que dans le cas des roches basiques de la Formation Chala.

		Misahualli du Sud											Colán				
		MI200	MI210	MI211	MI212	MI233	MI234	MI156	MI160	MI162	MI167	MI173	MI221	OY3	OY10	OY11	OY13
I.C.P.	SiO ₂	56.10	57.51	50.12	44.21	50.28	46.72	54.56	51.38	58.41	58.83	57.29	65.07	61.33	58.01	57.55	54.85
	TiO ₂	1.20	0.58	1.08	1.54	1.05	0.84	1.50	0.93	1.50	0.71	0.69	0.51	0.52	0.81	0.77	0.75
	Al ₂ O ₃	16.77	17.29	17.69	17.42	20.28	20.85	16.15	17.05	15.72	16.12	15.39	16.02	16.89	16.63	17.16	16.97
	Fe ₂ O ₃	2.44	3.44	2.65	4.68	4.50	4.06	0.98	2.94	4.71	2.37	0.75	1.64	1.53	3.96	4.13	2.73
	FeO	4.95	2.04	6.64	5.61	3.64	3.90	4.44	5.72	3.27	2.31	6.25	2.84	2.06	3.42	2.62	4.79
	MnO	0.23	0.16	0.23	0.27	0.23	0.21	0.30	0.30	0.14	0.11	0.24	0.10	0.08	0.14	0.17	0.20
	MgO	2.06	3.03	5.58	4.30	3.14	4.09	6.82	7.83	3.63	4.28	5.72	1.87	2.82	3.15	3.31	5.31
	CaO	6.61	5.53	4.12	10.46	6.09	8.71	4.24	2.02	0.80	4.30	6.34	1.68	3.68	6.19	4.58	7.12
	Na ₂ O	3.38	3.90	3.98	3.07	3.95	3.77	6.20	4.41	4.93	4.18	4.67	3.79	5.65	2.99	3.48	2.69
	K ₂ O	2.55	2.07	3.11	2.15	3.03	1.92	0.39	1.74	2.50	3.41	0.42	2.48	1.30	1.46	1.97	1.67
	P ₂ O ₅	0.57	0.33	0.33	0.32	0.57	0.37	0.24	0.29	0.40	0.29	0.15	0.16	0.19	0.16	0.17	0.16
	H ₂ O+	3.26	2.76	3.87	5.99	2.31	3.70	3.13	5.69	3.41	1.98	1.56	2.54	3.14	3.04	3.82	2.72
	H ₂ O-	0.22	0.40	0.24	0.26	0.12	0.19	0.07	0.09	0.05	0.09	0.03	0.06	0.13	0.24	0.22	0.07
	Total	100.34	99.04	99.64	100.28	99.19	99.33	99.02	100.39	99.47	98.98	99.50	98.76	99.32	100.20	99.95	100.03
	Li	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
	Rb	56	72	100	42	70	50	12	48	42	96	20	54	38	44	54	44
	Sr	578	814	434	88	864	667	213	152	50	926	339	216	621	328	434	357
	Ba	1110	1011	3726	678	1553	1147	74	1384	396	1327	78	729	370	432	713	605
	Co	20	16	29	32	21	24	22	36	21	16	17	11	14	23	22	26
	Cu	106	45	92	59	225	51	77	12	22	130	13	11	31	66	47	90
	Cr	3	24	59	29	9	19	48	470	2	162	240	3	29	5	4	77
Ni	5	14	38	40	18	18	18	158	9	138	66	8	38	19	21	48	
V	129	126	276	313	190	270	290	228	95	113	217	89	8	190	163	213	
Zn	129	59	139	143	149	113	163	183	279	85	74	62	39	70	66	85	
Nb	8	8	5	7	10	6	8	3	10	7	5	2	1	5	3	2	
Zr	185	113	66	66	128	57	173	744	220	194	104	150	399	133	145	105	
Y	44	23	22	26	34	20	38	24	51	13	22	17	11	30	32	22	
La	35.30	29.10	13.40				20.90	14.80	20.00	36.40	18.00	16.00	10.10	15.10	16.70	14.30	
Ce	71.70	53.20	31.70				52.80	27.50	46.90	69.80	35.00	26.50	21.00	31.50	35.50	26.10	
Nd	39.16	26.75	19.18				30.50	13.40	32.10	35.40	18.66	12.90	12.20	18.10	19.70	15.30	
Sm	7.54	4.72	3.75				5.91	2.63	6.86	5.49	3.26	2.48	2.29	3.69	3.94	3.15	
Eu	1.89	1.41	1.26				1.55	0.96	1.63	1.42	0.97	0.68	0.78	1.03	1.05	0.88	
Gd	8.01	4.62	4.33				6.85	3.30	8.30	3.74	3.50	2.69	2.26	4.73	4.95	3.53	
Dy	7.18	3.54	3.87				6.52	3.31	8.44	2.45	3.44	2.54	1.66	4.75	5.05	3.52	
Yb	3.47	1.65	1.73				2.68	1.63	4.06	0.82	1.71	1.68	0.59	2.28	2.76	1.84	
Lu	0.52	0.29	0.28				0.39	0.27	0.61	0.16	0.29	0.27	0.13	0.36	0.43	0.27	
Eu/Eu*	0.74	0.92	0.96				0.75	1.00	0.66	0.91	0.88	0.80	1.04	0.76	0.73	0.81	
La/Lu	6.99	10.34	4.93				5.52	5.65	3.38	23.44	6.39	6.11	8.00	4.32	4.00	5.46	
La/Yb	6.17	10.69	4.69				4.73	5.50	2.99	26.90	6.38	5.77	10.37	4.01	3.67	4.71	
Ce/Yb	4.70	7.33	4.16				4.48	3.83	2.63	19.35	4.65	3.58	8.09	3.14	2.92	3.22	
Sm/Nd	0.64	0.58	0.65				0.64	0.65	0.71	0.51	0.58	0.64	0.62	0.68	0.66	0.68	
Ce/Ce*	0.95	0.91	0.99				1.05	0.93	0.93	0.94	0.93	0.86	0.94	0.94	0.97	0.86	
Activation neutronique	La			11.82			20.41	16.42			17.13	18.69		15.43		15.25	
	Ce			30.02			52.70	32.07			35.18	34.96		34.28		33.27	
	Nd			15.47			31.29	12.21			14.69	10.91		16.73		12.64	
	Sm			3.93			6.78	2.86			3.74	3.14		4.19		3.89	
	Eu			1.60			1.48	1.06			0.95	0.79		1.01		0.98	
	Tb			0.62			1.12	0.54			0.52	0.41		0.73		0.60	
	Yb			1.79			3.43	1.93			2.14	1.96		2.85		2.16	
	Lu			0.26			0.47	0.27			0.33	0.28		0.41		0.30	
	Ba			3521.2			98.8	1462.6			67.8	710.4		392.3		571.6	
	Hf			1.7			4.3	1.9			2.9	3.4		3.7		3.0	
	Sc			30.0			39.1	33.2			26.6	10.0		23.1		27.1	
	Ta			0.2			0.6	0.3			0.3	0.4		0.4		0.3	
	Cr			66.1			55.8	571.5			265.2	5.5		8.2		79.9	
	Th			1.1			4.9	1.4			6.2	6.3		5.6		7.4	
	U			0.2			0.9	0.3			2.1	2.0		1.7		2.4	
	Co			26.4			12.4	40.1			15.8	8.7		20.6		26.2	
	Ni			39.4			33.0	166.3			120.9	14.4		24.1		32.7	
Cs			1.5			0.8	1.4			1.1	1.9		0.4		2.5		
Sr			451			268	253			367	235		327		338		
Th/Ta			5.74			8.82	5.00			19.22	15.46		14.61		27.52		
U/Th			0.17			0.19	0.24			0.34	0.32		0.30		0.33		
Hf/Ta			8.74			7.75	6.61			9.13	8.29		9.63		11.15		
Mg#	22.38	37.11	38.21	30.45	29.00	35.13	56.17	48.35	32.59	49.07	45.24	30.23	45.07	31.09	34.31	42.29	
Ti/V	55.77	27.60	23.46	29.50	33.13	18.65	31.01	24.45	94.66	37.67	19.06	34.35	389.68	25.56	28.32	21.11	
La/Nb	4.41	3.64	2.68	0.00	0.00	0.00	2.61	4.93	2.00	5.20	3.60	8.00	10.10	3.02	5.57	7.15	
Zr/Y	4.20	4.91	3.00	2.54	3.76	2.85	4.55	31.00	4.31	14.92	4.73	8.82	36.27	4.43	4.53	4.77	
Zr/Nb	23.13	14.13	13.20	9.43	12.80	9.50	21.63	248.00	22.00	27.71	20.80	75.00	399.00	26.60	48.33	52.50	
Ti/Zr	38.89	30.77	98.10	139.88	49.18	88.35	51.98	7.49	40.88	21.94	39.77	20.38	7.81	36.51	31.84	42.82	

Tab.VI.5. : Analyses chimiques et rapports d'éléments pour les roches de la Formation Misahualli du Sud (échantillons MI) et de la Formation Colán (échantillons OY).

COULEES DE LA QUEBRADA RIO GRANDE						
	RG13	RG14	RG15	RG18	RG21	RG22
SiO ₂	54.74	55.26	52.74	56.73	55.08	57.28
TiO ₂	0.97	0.96	0.95	0.96	0.99	0.92
Al ₂ O ₃	17.20	17.59	16.93	17.33	16.78	16.64
Fe ₂ O ₃	5.88	5.61	5.37	4.74	6.46	4.04
FeO	1.10	1.36	1.53	1.34	1.66	0.74
MnO	0.11	0.13	0.15	0.13	0.12	0.07
MgO	3.08	3.20	4.08	2.70	3.72	2.01
CaO	3.56	4.92	3.09	5.65	5.46	3.09
Na ₂ O	4.40	3.58	6.49	3.23	3.05	6.42
K ₂ O	4.92	3.87	2.00	3.71	3.27	3.82
P ₂ O ₅	0.36	0.36	0.37	0.32	0.33	0.33
H ₂ O+	1.70	1.72	4.72	1.60	1.85	2.92
H ₂ O-	1.02	0.92	1.25	0.60	0.57	0.75
Total	99.04	99.48	99.67	99.04	99.34	99.03
Li	25	25	82	34	44	49
Rb	199	153	49	136	120	104
Sr	572	660	204	445	530	180
Ba	1406	1001	1188	2520	807	2310
Co	16	16	22	16	18	8
Cu	38	21	90	58	18	80
Cr	21	22	20	19	22	19
Ni	11	13	13	10	14	9
V	194	198	161	186	202	173
Zn	162	174	152	207	138	71
Nb	5	5	5	6	5	5
Zr	162	158	157	162	180	147
Y	30	29	30	30	30	34
La	24	24	25	26	26	33
Ce	52	50	54	54	55	66
Nd	25	24	25	25	24	29
Sm	5.60	5.50	5.70	5.60	5.80	6.10
Eu	1.20	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10
Gd	4.60	4.50	4.70	4.50	4.60	5.20
Tb	0.90	0.80	0.90	0.90	1.00	0.90
Dy	4.40	4.20	4.40	4.40	4.40	5.00
Yb	2.60	2.50	2.60	2.60	2.60	2.40
Eu/Eu*	0.70	0.66	0.63	0.65	0.63	0.58
La/Lu	-	-	-	-	-	-
La/Yb	5.59	5.82	5.83	6.06	6.06	8.33
Ce/Yb	4.55	4.55	4.72	4.72	4.81	6.25
Sm/Nd	0.74	0.76	0.76	0.74	0.80	0.70
Ce/Ce*	1.03	1.01	1.05	1.02	1.05	1.01
Ti/V	29.98	29.07	35.37	30.94	29.38	31.88
La/Nb	4.80	4.80	5.00	4.33	5.20	6.60
Zr/Y	5.40	5.45	5.23	5.40	6.00	4.32
Zr/Nb	32.40	31.60	31.40	27.00	36.00	29.40
Ti/Zr	35.90	36.43	36.28	35.53	32.97	37.52

Tab.VI.6.: Analyses chimiques et rapports d'éléments pour les roches de la Formation Río Grande (échantillons RG)

Les teneurs en alcalins sont extrêmement variables dans toutes les formations calco-alcalines du Jurassique moyen. Cependant, les concentrations en K_2O sont plus élevées dans les laves du Sud Pérou (jusqu'à 7 %) que dans celles des formations équatoriennes et nord-péruviennes (Fig. VI.28 et VI.29.A à D). Toutes formations confondues (à l'exception de la Formation Misahualli du Nord), les teneurs en K_2O sont comprises entre 0.4 et 7.3 % pour les roches basiques.

Le Na_2O est tout aussi variable (Fig. VI.3, VI.5, VI.7 et VI.9) que le K_2O puisqu'il évolue de 0.6 à 8.8% pour les roches basiques. Ces importantes variations, déjà signalées dans la première partie de ce chapitre sont liées aux transformations minérales secondaires comme l'albitisation du plagioclase et la cristallisation de minéraux potassiques tels que feldspaths, séricite, céladonite, ou zéolites potassiques en remplacement de minéraux primaires ou du verre volcanique ainsi que comme remplissage de vacuoles.

Une étude de la répartition du K_2O dans quelques roches de la Formation Chala a été effectuée au MEB afin de localiser cet oxyde dans les roches. L'étude d'un échantillon relativement riche en K_2O (CHA50 dont la teneur en K_2O est 2.17 % en base anhydre pour $SiO_2 = 54.4\%$), a montré que le potassium se répartissait essentiellement dans le verre. Dans ce même échantillon, des minéraux d'altération potassiques mal cristallisés et non identifiés ont également été observés. Un échantillon correspondant à un intrusif (échantillon CHA72), extrêmement riche en K_2O (7.44% pour $SiO_2 = 58.4\%$) a également été analysé. Une telle richesse en K_2O (qui placerait cette roche au dessus du domaine des shoshonites dans le diagramme $K_2O = f(SiO_2)$ de Peccerillo et Taylor (1976)) ne peut être considérée comme primaire. Dans cet échantillon, le potassium se localise dans le verre mais également dans des cristaux de grande taille de feldspath potassique. L'observation de la répartition du K_2O dans un basalte andésitique de la Formation Colán, montrant une teneur en K_2O plus faible de 1.7% pour 56.4 % de SiO_2 , a confirmé la répartition préférentielle du K_2O dans le verre. L'origine primaire ou secondaire du K_2O dans les roches moyennement riches en cet oxyde n'est pas élucidée. La mobilité du K_2O , est claire dans les roches où le potassium est présent dans des minéraux secondaires (feldspath potassique dans les roches les plus riches ou minéraux riches en K_2O mal cristallisés dans les roches moyennement riches).

II.2.2.3. Les éléments en traces.

De même que pour les éléments majeurs, un certain nombre d'éléments en trace présente un comportement plus ou moins aléatoire lorsqu'on les compare à un élément immobile. Il s'agit de Ba, Rb, Sr, Nb, Y et dans une moindre mesure, Zn, Cu, Ni, Cr. En revanche, Co et V présentent une bonne corrélation avec la silice pour toutes les formations.

Comme dans les cas de la Formation Misahualli du Nord, le rapport K/Rb des différentes laves analysées est le plus souvent très bas, ce qui est caractéristique de laves calco-alcalines riches en K_2O (Gill, 1981 ; Bailey, 1981).

Les teneurs en Zr des basaltes ou andésites d'affinité calco-alcaline sont en général élevées. Les

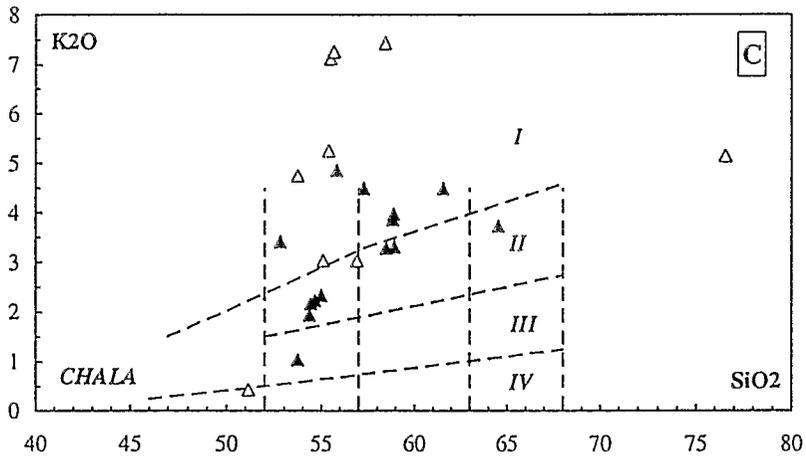
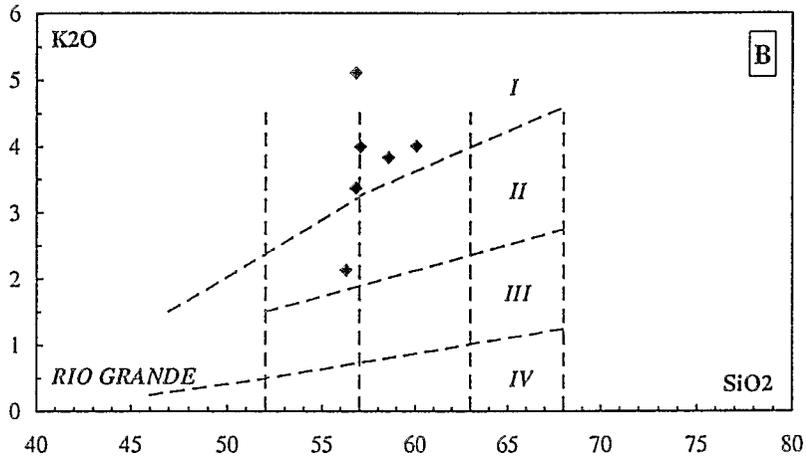
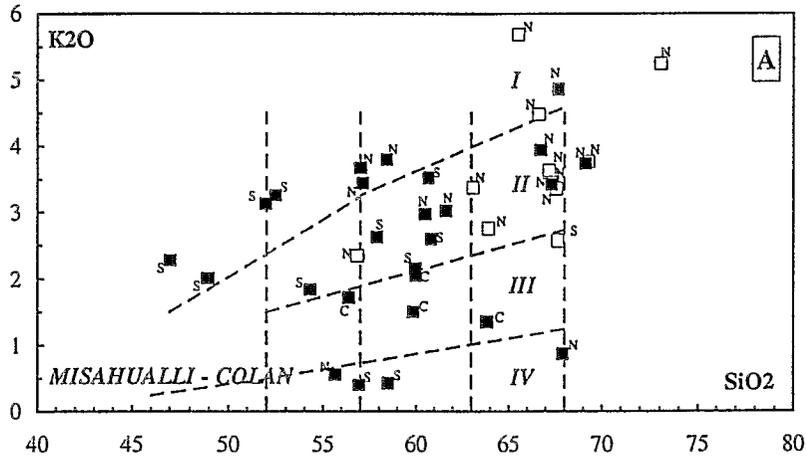


Fig.VI.27. : Diagramme K₂O en fonction de la silice (Peccerillo et Taylor, 1976) pour les roches des différentes formations volcaniques étudiées. K₂O et SiO₂ sont recalculées à 100% en base anhydre. I = Série shoshonitique ; II = Série calco-alcaline riche en K₂O ; III = Série calco-alcaline moyennement riche en K₂O ; IV = Série tholéititique pauvre en K₂O. Les différents types de symboles correspondent aux différentes formations. ; cercles = Fm Santiago ; carrés = Fms Misahualli Nord (N), Sud (S) et Colán (C) ; losanges = Fm Río Grande ; triangles = Fm Chala. Les "couleurs" correspondent aux différentes lithologies ; symboles pleins = coulées ; symboles vides = tufs et ignimbrites ; symboles grisés = sills et dykes hypovolcaniques.

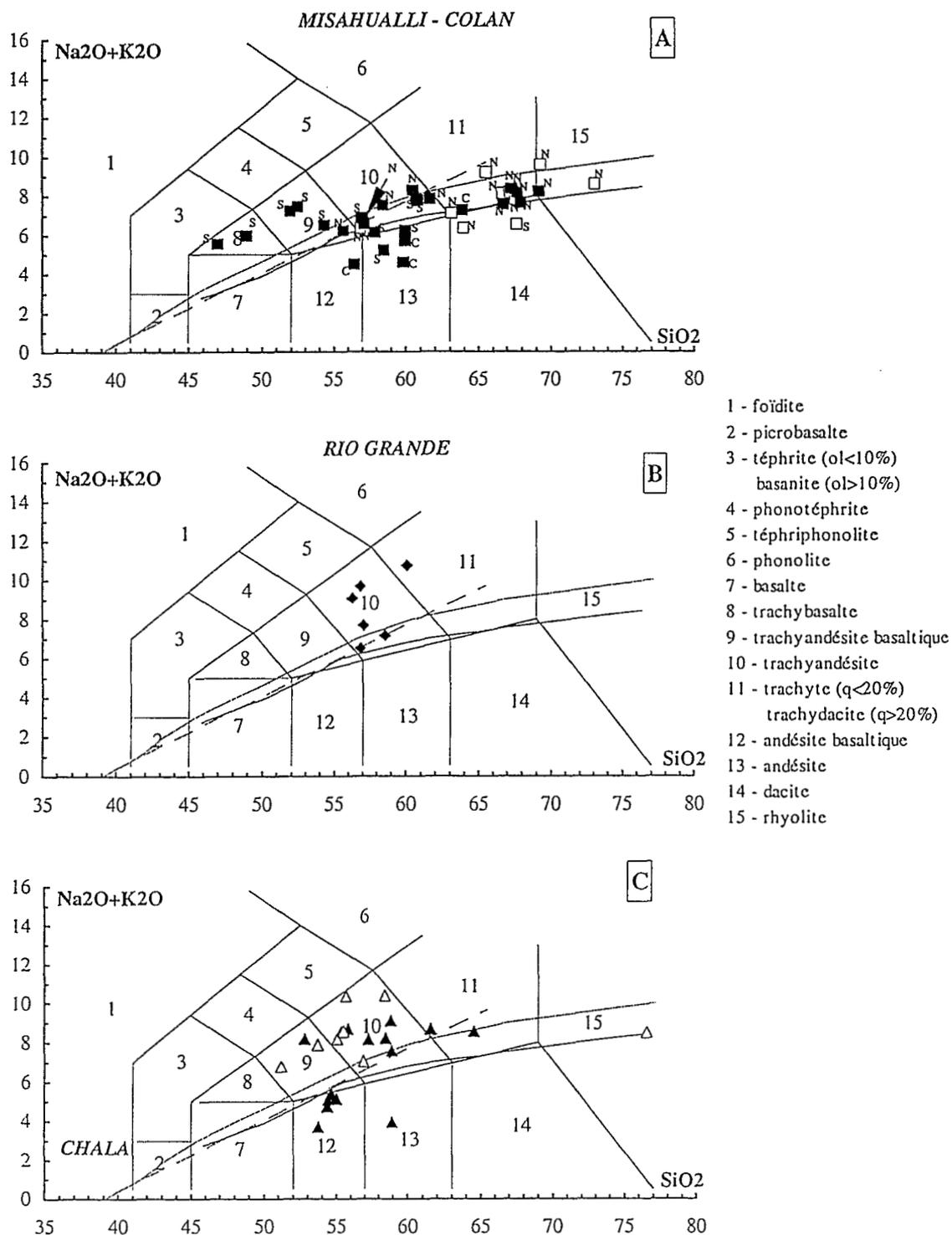


Fig.VI.28. : Diagramme TAS (total alkali-silica) de classification des roches volcaniques (Lebas *et al.* 1986) pour les roches des différentes formations (même légende que la figure VI.27).

	Coulées de la région de Chala													
	CHA50	CHA53	CHA55	CHA56	CHA57	CHA59	CHA124	CHA125	CHA129	CHA138	CHA166	CHA168	CHA170	PE7
SiO ₂	52.84	50.08	53.38	53.49	53.38	52.59	63.16	57.79	57.19	59.64	55.98	57.37	57.62	55.10
TiO ₂	1.29	1.25	1.37	1.29	1.30	0.87	1.23	1.34	1.24	0.95	1.90	1.58	1.19	2.05
Al ₂ O ₃	15.14	15.62	14.85	15.33	15.43	17.91	14.11	15.39	15.17	14.50	13.20	15.66	14.86	14.89
Fe ₂ O ₃	7.48	9.51	7.66	7.84	8.88	6.99	4.86	7.40	6.53	7.20	11.85	8.01	8.10	10.13
FeO	1.87	0.38	1.87	1.74	0.88	2.50	1.59	1.83	2.67	3.14	0.38	1.03	0.87	0.05
MnO	0.12	0.96	0.12	0.15	0.12	0.11	0.16	0.17	0.25	0.12	0.16	0.16	0.12	0.21
MgO	4.99	6.66	4.99	4.86	5.25	4.47	1.48	2.54	2.74	1.97	3.22	3.95	3.29	3.04
CaO	8.09	2.32	7.49	7.62	8.00	8.62	2.53	2.19	3.65	0.68	2.61	5.38	4.02	4.16
Na ₂ O	2.81	4.51	2.69	3.08	2.75	2.60	4.72	5.16	4.83	4.06	3.56	0.60	3.53	3.80
K ₂ O	2.11	3.24	2.27	2.18	1.91	1.01	3.65	3.79	3.21	4.36	4.40	3.23	3.89	4.80
P ₂ O ₅	0.33	0.32	0.35	0.32	0.28	0.18	0.37	0.60	0.30	0.27	0.46	0.38	0.31	0.49
H ₂ O+	1.50	3.72	1.60	1.60	1.37	1.70	1.22	2.20	1.45	2.05	2.15	1.99	1.95	1.30
H ₂ O-	0.80	0.82	0.55	0.42	0.80	0.52	0.12	0.25	0.10	0.10	0.27	0.70	0.45	0.80
Total	99.37	99.39	99.19	99.92	100.35	100.07	99.20	100.65	99.33	99.04	100.14	100.04	100.20	100.82
Li	67	59	54	38	43	32	22	27	15	21	25	15	18	15
Rb	55	149	73	82	70	22	63	96	121	113	217	139	191	194
Sr	274	187	265	284	290	342	239	233	262	114	190	235	210	205
Ba	489	1368	557	449	469	339	724	901	676	1200	858	749	710	664
Co	26	39	30	26	22	34	7	17	15	13	25	29	16	28
Cu	33	15	34	64	42	26	9	38	7	8	23	58	11	29
Cr	202	237	195	154	184	14	5	7	8	7	9	57	41	17
Ni	69	86	81	49	46	10	6	8	6	6	10	18	15	10
V	280	276	282	290	291	268	77	167	244	182	301	234	201	312
Zn	85	467	82	80	71	73	77	215	125	104	52	61	55	65
Nb	8	9	10	9	5	5	10	9	8	4	13	8	10	4
Zr	150	186	191	170	135	89	265	212	161	175	287	220	218	289
Y	29	37	37	34	31	19	42	39	32	32	56	29	39	34
La	24.20	23.50	25.10	23.90	23.00	13.50	29.00	28.40	19.40	23.50	36.40	27.00	29.20	34.00
Ce	53.40	54.60	58.30	54.80	50.00	30.70	66.00	65.50	44.80	54.00	81.00	58.00	65.80	73.00
Nd	26.30	25.40	26.90	24.90	26.00	14.00	29.80	31.40	20.90	22.70	37.90	30.00	28.80	39.00
Sm	6.32	6.13	6.41	6.03	6.20	3.46	6.80	7.39	5.34	5.43	9.00	7.10	6.84	8.90
Eu	1.42	1.44	1.43	1.40	1.30	1.02	1.51	1.64	1.30	1.17	1.94	1.40	1.44	1.30
Gd	5.64	5.64	5.68	5.38	5.60	2.96	5.47	6.29	5.06	4.94	8.20	6.10	6.16	8.10
Tb	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	1.00	n.d.								
Dy	5.85	5.31	6.08	5.58	5.30	3.24	5.81	6.25	5.30	5.20	8.46	6.20	6.70	7.60
Yb	3.21	3.17	3.36	3.06	2.80	1.85	3.73	3.48	3.07	3.12	4.80	3.40	4.20	4.50
Lu	0.51	0.58	0.53	0.49	0.00	0.30	0.62	0.55	0.50	0.50	0.76	0.00	0.67	7.60
Eu/Eu*	0.71	0.74	0.71	0.74	0.66	0.95	0.74	0.72	0.76	0.68	0.68	0.64	0.67	0.46
La/Lu	4.89	4.17	4.88	5.03	-	4.64	4.82	5.32	4.00	4.84	4.93	-	4.49	0.46
La/Yb	4.57	4.49	4.53	4.73	4.98	4.42	4.71	4.95	3.83	4.56	4.60	4.81	4.21	4.58
Ce/Yb	3.78	3.91	3.94	4.07	4.06	3.77	4.02	4.28	3.32	3.93	3.84	3.88	3.56	3.69
Sm/Nd	0.80	0.80	0.79	0.80	0.79	0.82	0.76	0.78	0.85	0.79	0.79	0.78	0.79	0.76
Ce/Ce*	1.04	1.09	1.10	1.09	1.01	1.09	1.09	1.08	1.09	1.13	1.06	1.00	1.10	0.99
Mg#	36.72	42.70	36.28	35.59	37.18	33.71	19.88	23.03	24.28	17.00	22.58	32.41	28.74	24.91
Ti/V	27.62	27.15	29.12	26.67	26.78	19.46	95.76	48.10	30.47	31.29	37.84	40.48	35.49	39.39
La/Nb	3.03	2.61	2.51	2.66	4.60	2.70	2.90	3.16	2.43	5.88	2.80	3.38	2.92	8.50
Zr/Y	5.17	5.03	5.16	5.00	4.35	4.68	6.31	5.44	5.03	5.47	5.13	7.59	5.59	8.50
Zr/Nb	18.75	20.67	19.10	18.89	27.00	17.80	26.50	23.56	20.13	43.75	22.08	27.50	21.80	72.25
Ti/Zr	51.56	40.29	43.00	45.49	57.73	58.60	27.83	37.89	46.17	32.54	39.69	43.06	32.73	42.53

Tab.VI.7. : Analyses chimiques et divers rapports d'éléments pour les roches de la Formation Chala (coulées de basaltes andésitiques et d'andésites).

	Intrusifs de la région de Chala								Ign. CHA154	Intrusifs crétacés	
	CHA70	CHA71	CHA72	CHA92	CHA113	CHA115	CHA126	CHA89		CHA104	CHA108
SiO ₂	49.16	53.03	54.98	55.51	52.56	52.03	54.61	54.40	75.44	53.37	53.54
TiO ₂	1.10	1.12	1.01	1.06	0.96	1.10	1.07	1.05	0.35	0.55	0.48
Al ₂ O ₃	15.98	15.47	15.24	16.01	17.46	15.09	16.90	15.86	10.67	15.43	16.58
Fe ₂ O ₃	11.96	6.36	3.31	6.43	6.40	7.77	5.87	7.12	2.06	4.60	4.36
FeO	2.76	2.14	0.93	1.95	1.98	1.77	1.82	0.99	0.08	1.04	1.74
MnO	0.50	0.38	0.26	0.24	0.39	0.52	0.22	0.21	0.02	0.19	0.19
MgO	5.42	3.99	2.50	4.30	3.87	5.42	3.71	4.56	0.41	6.38	5.90
CaO	2.30	4.72	5.77	4.80	3.69	5.13	5.38	3.04	1.04	3.38	3.98
Na ₂ O	6.10	3.14	2.78	3.92	4.90	3.05	1.44	3.02	3.31	5.65	3.15
K ₂ O	0.42	5.04	7.00	2.96	2.90	4.61	7.01	7.10	5.08	2.14	5.95
P ₂ O ₅	0.39	0.38	0.32	0.37	0.30	0.37	0.37	0.36	0.09	0.20	0.13
H ₂ O+	3.67	2.89	5.27	1.52	3.07	2.05	1.32	1.82	1.55	1.90	0.42
H ₂ O-	0.40	0.39	0.60	0.35	0.55	0.45	0.25	0.32	0.15	0.80	2.38
Total	100.16	99.05	99.97	99.42	99.03	99.36	99.97	99.85	100.25	95.63	98.80
Li	50	28	76	15	49	24	11	26	92	21	24
Rb	12	130	136	134	70	155	250	208	78	70	257
Sr	105	248	171	276	170	343	538	368	27	247	128
Ba	137	2872	1628	646	634	2849	2294	2064	545	760	4618
Co	18	18	10	21	18	25	18	18	2	18	10
Cu	30	151	77	76	90	52	125	8	9	43	22
Cr	51	52	39	30	11	52	30	35	7	181	169
Ni	35	22	9	216	10	25	16	19	6	25	23
V	205	224	185	89	246	223	227	226	28	167	165
Zn	215	163	88	89	103	285	105	76	14	53	67
Nb	6	5	5	5	5	8	5	6	8	2	2
Zr	145	175	160	155	107	195	180	212	204	63	88
Y	25	30	26	29	25	31	27	27	28	12	11
La	21.00	23.00	15.00	22.00	17.00	24.00	28.00	25.00	23.30	8.00	9.00
Ce	47.00	51.00	36.00	48.00	34.00	53.00	60.00	53.00	39.70	20.00	25.00
Nd	25.00	28.00	20.00	27.00	20.00	29.00	33.00	29.00	14.90	13.00	15.00
Sm	5.80	5.80	4.70	5.60	4.50	6.30	7.00	6.00	3.16	2.70	3.00
Eu	1.00	1.00	1.00	1.10	1.00	1.20	1.40	1.20	0.72	0.80	0.80
Gd	4.50	4.90	4.20	4.70	3.90	5.20	5.40	4.90	3.03	2.20	2.20
Tb	0.80	0.90	0.80	0.90	0.80	0.90	1.00	0.80	n.d.	0.30	n.d.
Dy	4.20	4.50	4.10	4.20	3.60	4.50	4.40	4.30	4.21	1.80	2.00
Yb	2.20	2.50	2.30	2.50	2.30	2.60	2.40	2.60	3.53	1.00	1.00
Lu	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.60	n.d.	n.d.
Eu/Eu*	0.58	0.56	0.68	0.64	0.72	0.62	0.67	0.66	0.70	0.98	0.91
La/Lu	-	-	-	-	-	-	-	-	4.00	-	-
La/Yb	5.79	5.58	3.95	5.33	4.48	5.59	7.07	5.83	4.00	4.85	5.45
Ce/Yb	4.86	4.64	3.56	4.36	3.36	4.63	5.68	4.63	2.56	4.55	5.68
Sm/Nd	0.77	0.69	0.78	0.69	0.75	0.72	0.70	0.69	0.70	0.69	0.66
Ce/Ce*	1.01	1.00	1.04	0.98	0.91	0.99	0.98	0.97	0.95	0.99	1.09
Mg#	28.61	33.66	39.01	35.73	33.34	38.22	34.31	38.14	17.49	55.19	51.02
Ti/V	32.17	29.98	32.73	71.40	23.40	29.57	28.26	27.85	74.94	19.74	17.44
La/Nb	3.50	4.60	3.00	4.40	3.40	3.00	5.60	4.17	2.91	4.00	4.50
Zr/Y	5.80	5.83	6.15	5.34	4.28	6.29	6.67	7.85	7.29	5.25	8.00
Zr/Nb	24.17	35.00	32.00	31.00	21.40	24.38	36.00	35.33	25.50	31.50	44.00
Ti/Zr	45.48	38.37	37.84	41.00	53.79	33.82	35.64	29.69	10.29	52.34	32.70

Tab.VI.8. : Analyses chimiques et rapports d'éléments pour les roches de la Formation Chala (intrusifs et ignimbrites).

roches de la Formation Misahualli du Sud présentent des teneurs en Zr assez variables (60 à 220 ppm si l'on excepte une valeur à 744 ppm (échantillon MI160) qui paraît trop élevée). Les teneurs en Zr des basaltes andésitiques de la Formation Colán sont comprises entre 105 et 145 ppm, valeurs comparables aux teneurs des roches de la Formation Misahualli du Nord. Les basaltes andésitiques des Formations Río Grande et Chala, ont des teneurs encore plus élevées en Zr (147-180 ppm et 89-287 ppm respectivement).

L'Y est extrêmement variable dans la Formation Misahualli du Sud puisqu'il est compris entre 13 et 51 ppm pour des roches à teneurs sensiblement équivalentes en silice. Dans la Formation Colán, les teneurs en Y des basaltes andésitiques sont élevées (22-32 ppm) et cette teneur diminue brusquement dans la seule dacite analysée (11 ppm). Les basaltes andésitiques de la Formation Río Grande sont caractérisés par des teneurs en Y qui varient peu et sont comprises entre 29 et 34 ppm. Dans la Formation Chala, pour des roches à teneurs en SiO₂ constant (50-53%), les teneurs en Y sont du même ordre de grandeur. Les concentrations en Y augmentent lorsque l'on passe des basaltes / basaltes andésitiques aux andésites (Fig. VI.4, VI.6, VI.8 et VI.10).

Les rapports Th/Ta des laves des Formations Misahualli du Sud et Colán sont caractéristiques de laves orogéniques : 5-15.5 dans la Formation Misahualli du Sud et 14.6-27.5 dans la Formation Colán. Les laves d'affinité calco-alkaline de la Formation Santiago sont caractérisées par un rapport Th/Ta qui varie de 7 à 10. Ces valeurs sont comparables à celles obtenues pour des roches de la Formation Misahualli du Nord mais sont plus élevées que dans les basaltes et tufs acides de la Formation Santiago.

II.2.2.4. Les terres rares.

Pour toutes les formations étudiées, on observe toujours le même type de spectre avec un enrichissement plus ou moins prononcé en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes et avec un important enrichissement en terres rares par rapport aux chondrites (Fig VI., 29, 31, 33, et 35).

Les enrichissements en terres rares varient également en fonction des formations concernées. Les roches les plus enrichies sont celles des Formations Misahualli du Sud dont l'enrichissement est comparable à celui observé pour les roches de la Formation Misahualli du Nord. Ces laves sont enrichies entre 40 et 100 fois en terres rares légères par rapport aux chondrites et entre 4 et 20 fois en terres rares lourdes pour les roches basiques. Dans les Formations Chala et Río Grande, l'enrichissement est globalement similaire (entre 40 et 110 fois les chondrites en La et entre 10 et 20 fois les chondrites en terres rares lourdes).

Les rapports $(La/Yb)_N$ qui matérialisent le degré d'enrichissement en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes pour les différentes formations sont présentés dans le tableau VI.9.

On constate que l'enrichissement en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes est le plus marqué pour les roches des Formations Misahualli (Nord et Sud) et Colán, bien que dans la Formation Misahualli du Sud ce rapport paraisse relativement variable. Les valeurs du rapport $(La/$

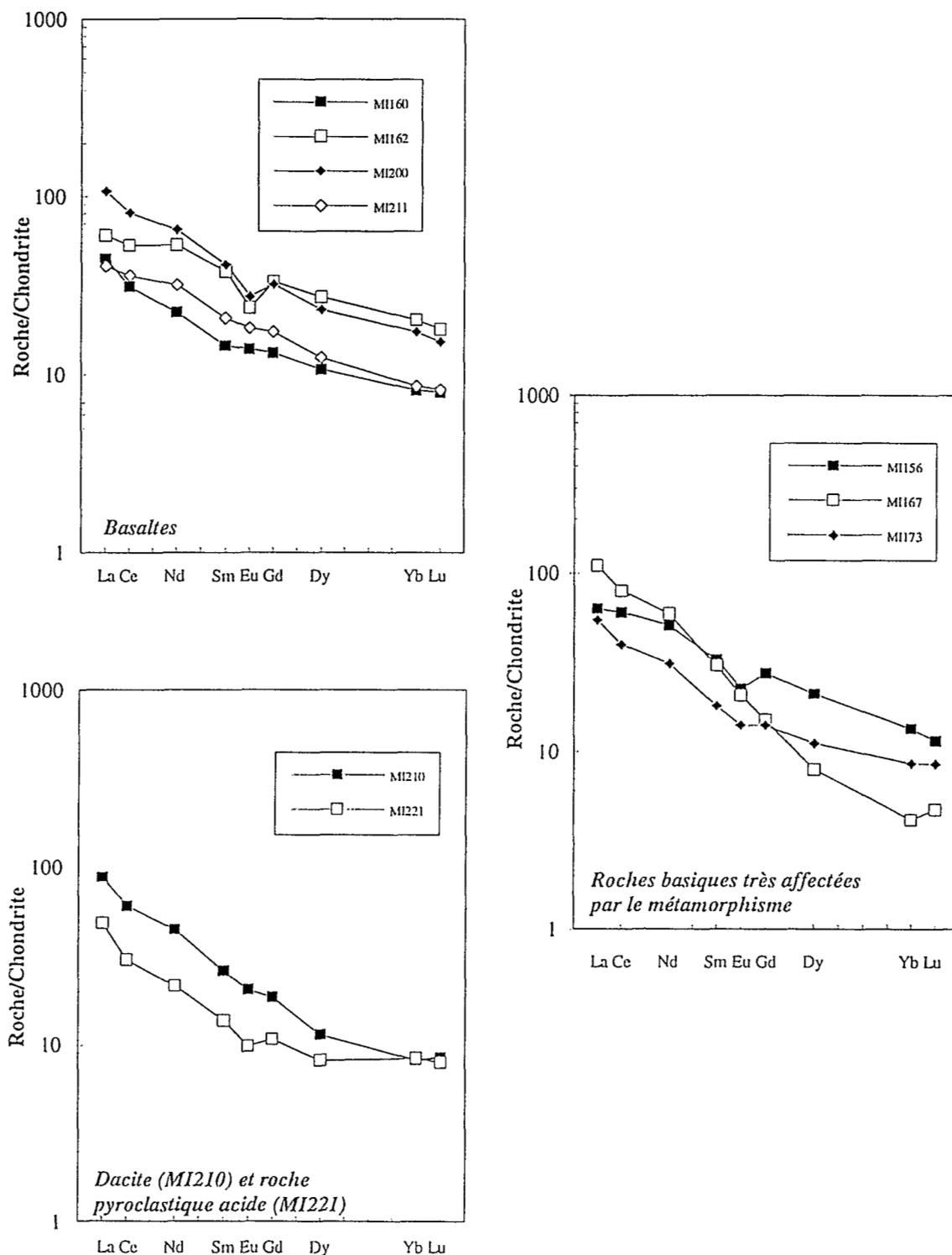


Fig.VI.29. : Spectres de terres rares normalisés aux chondrites (Haskin *et al.*, 1968) pour les roches de la Formation Misahualli du Sud. La distinction entre les différents types de roches est basée sur des critères pétrographiques et géochimiques.

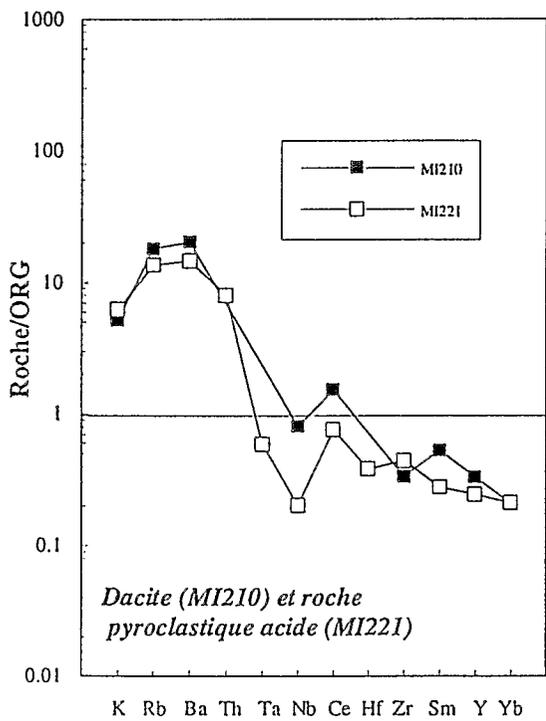
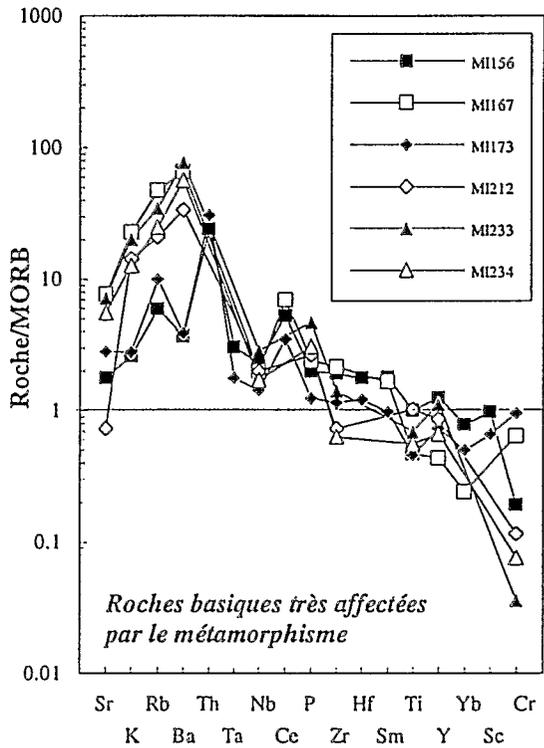
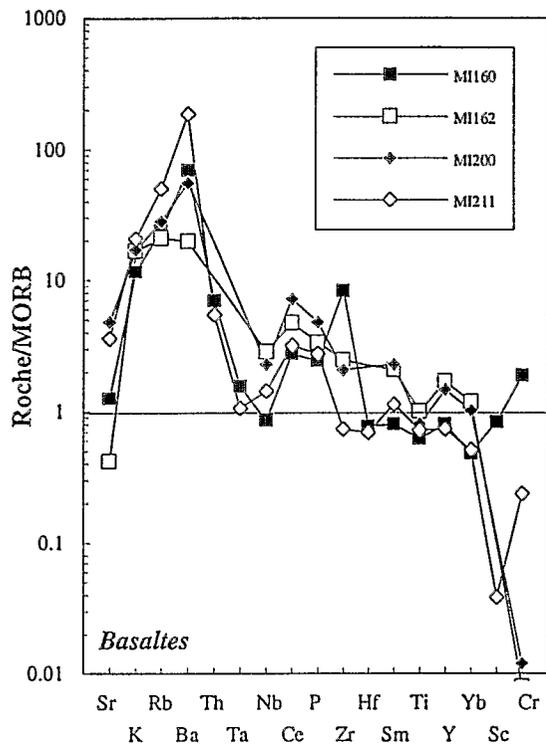


Fig.VI.30. : Spectres multi-éléments des roches basiques et acides de la Formation Misahualli du Sud. (Valeurs de normalisation pour les basaltes (MORB) : Pearce, 1983 ; pour les produits acides (ORG) ; Pearce *et al.*, 1984).

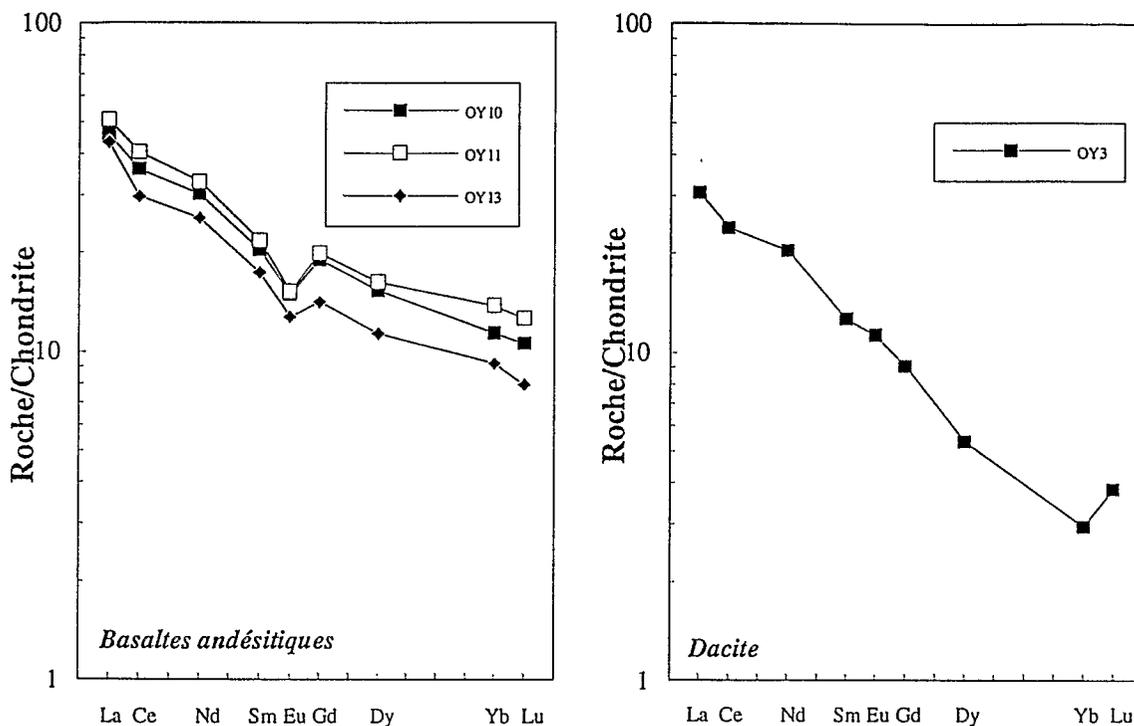


Fig.VI.31. : Spectres de terres rares normalisées aux chondrites (Haskin *et al.*, 1968) pour les roches de la Formation Colán. La distinction entre les différents types de laves est basée sur des critères pétrographiques et géochimiques.

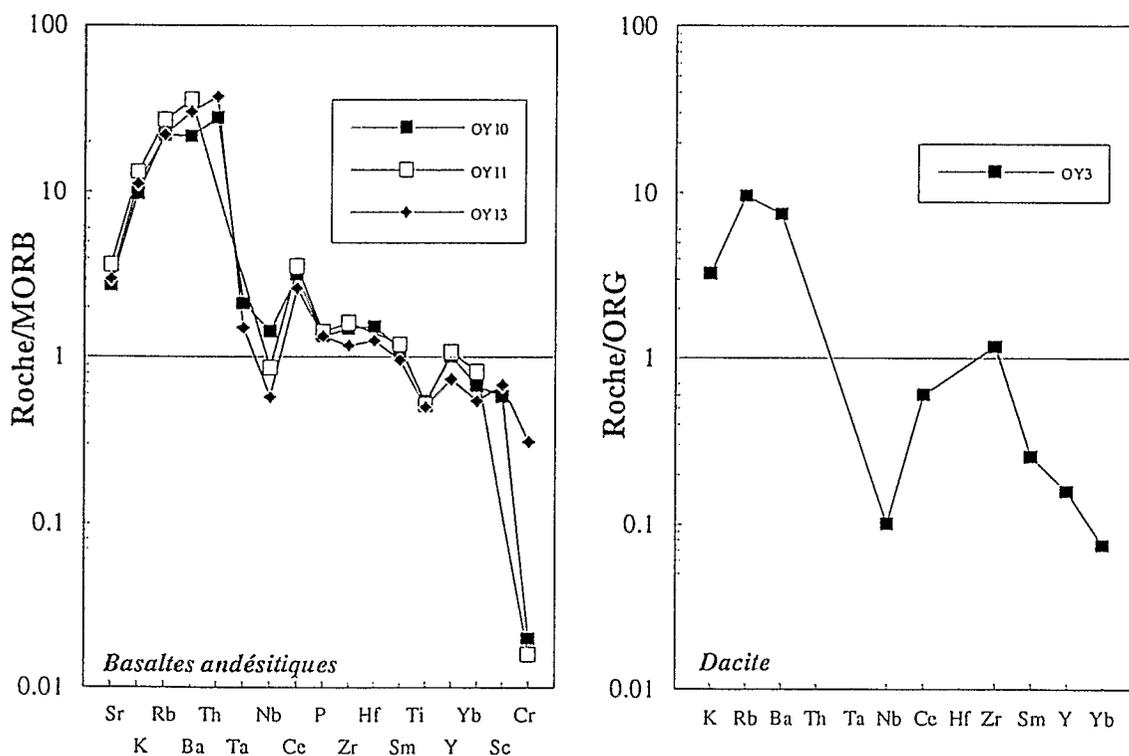


Fig.VI.32. : Spectres multi-éléments des roches basiques et acides de la Formation Colán. (Valeurs de normalisation pour les basaltes (MORB) : Pearce, 1983 ; pour les produits acides (ORG) ; Pearce *et al.*, 1984).

	<i>Misahualli Nord</i>	<i>Misahualli Sud</i>	<i>Colán</i>	<i>Santiago</i>	<i>Río Grande</i>	<i>Chala coulées</i>	<i>Chala intrusifs</i>
(La/Yb) _N	5 - 10.3	3 - 26.9	3.7 - 10.4	3 - 5.2	5.6 - 8.3	3.8 - 5	4 - 7.1
(Eu/Eu*) _N	0.54 - 0.8	0.66 - 1	0.73 - 1.04	0.74 - 1.14	0.58 - 0.7	0.46 - 0.95	0.56 - 0.72

Tab.VI.9. : Tableau récapitulatif des rapports (La/Yb)_N et (Eu/Eu*)_N pour les roches des différentes formations.

Yb)_N des laves de la Formation Chala sont légèrement plus faibles avec un rapport moyen proche de 4.5. Les basaltes andésitiques de la Formation Río Grande ont un rapport (La/Yb)_N intermédiaire entre les laves de la Formation Misahualli et celles de la Formation Chala. C'est dans les laves de la Formation Santiago, que le rapport (La/Yb)_N est le plus faible.

Sur ces spectres de terres rares normalisées aux chondrites (Fig.VI.29, 31, 33 et 35), on remarque, en outre, une anomalie négative, plus ou moins prononcée en Eu. Le rapport (Eu/Eu*)_N évolue globalement de 0.46 à 1.14 (Tab.VI.9). Dans la Formation Colán, la dacite analysée est caractérisée par l'absence d'anomalie négative en Eu alors que les basaltes andésitiques présentent une anomalie négative plus prononcée.

Sur le spectre de terres rares normalisés aux chondrites (Fig.VI.35) des coulées de basaltes andésitiques et d'andésites de la Formation Chala, nous avons individualisé une analyse (CHA59) qui se distingue des autres roches par l'absence d'anomalie négative en Eu et par un enrichissement nettement moins prononcé en terres rares par rapport aux chondrites.

II.2.2.5. Les spectres multi-éléments.

Les principales caractéristiques des roches basiques analysées peuvent être synthétisées sur les diagrammes de normalisation aux MORB (Pearce, 1983, (Fig.VI.30, 32, 34 et 36)) ou à la composition théorique d'un granite de ride médio-océanique (ORG ; Pearce *et al.*, 1984).

Les spectres obtenus sont semblables à ceux des roches de la Formation Misahualli du Nord. Par rapport aux roches de référence, on observe, en effet, un important enrichissement en éléments à fort rayon ionique (LIL), en dépit de la mobilité de ces éléments au cours de l'altération. Les éléments HFS sont généralement plus proches des teneurs des roches de référence. On observe des anomalies négatives en TiO₂, Ta et Nb ainsi qu'une anomalie positive en Ce.

Sur ces spectres, la mobilité des éléments LIL : Sr, K, Rb et Ba est claire, notamment dans le cas de la Formation Río Grande, où les teneurs en HFS sont très constantes.

On constate, de plus, que les laves de la Formation Misahualli du Sud sont caractérisées par des spectres très hétérogènes, ce qui est probablement dû aux transformations minérales secondaires.

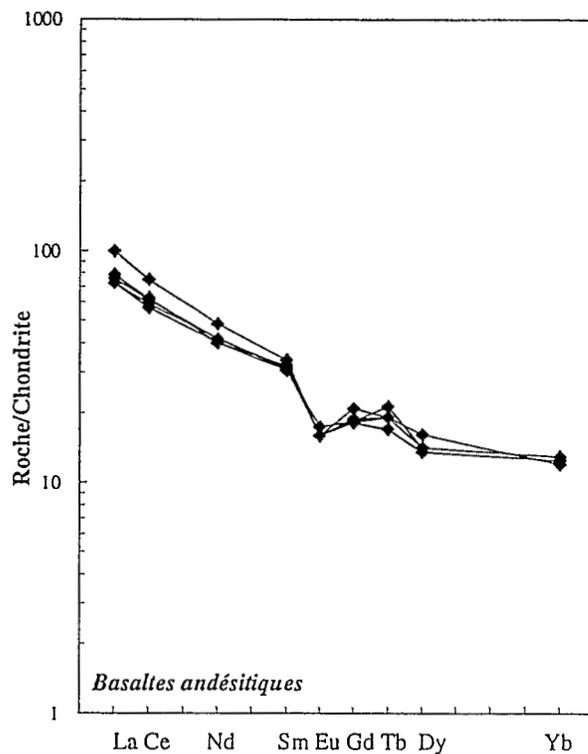


Fig.VI.33. : Spectres de terres rares normalisés aux chondrites (Haskin *et al.*, 1968) pour les laves basiques de la Formation Río Grande.

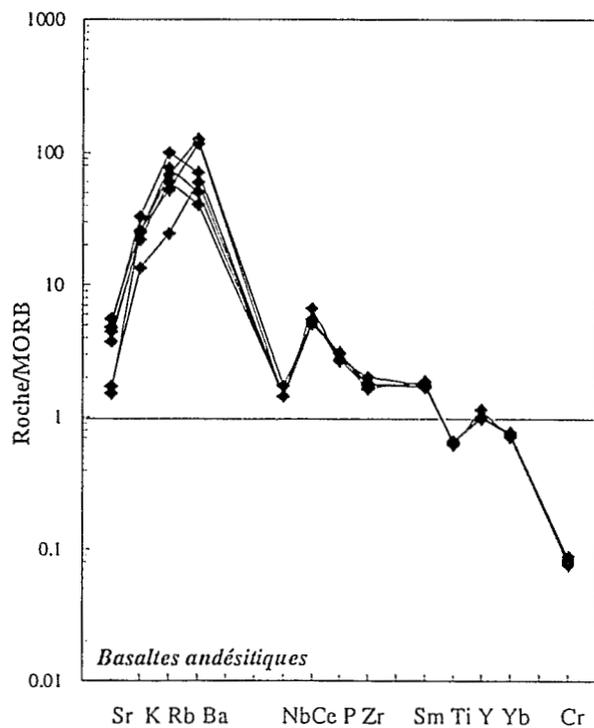


Fig.VI.34. : Spectres multi-éléments des roches basiques de la Formation Río Grande. (Valeurs de normalisation pour les basaltes (MORB) : Pearce, 1983 ; pour les produits acides (ORG) ; Pearce *et al.*, 1984).

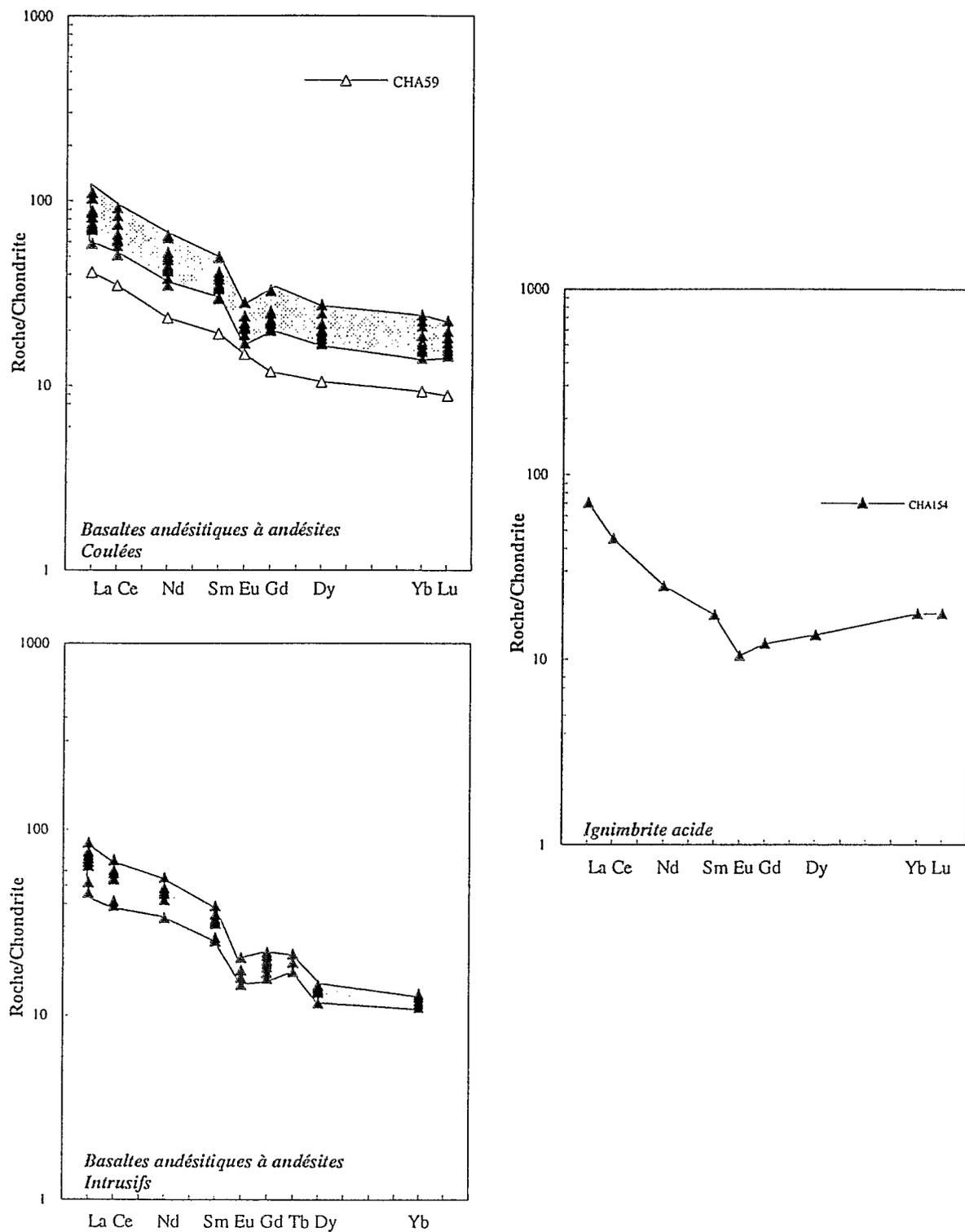


Fig.VI.35. : Spectres de terres rares normalisés aux chondrites (Haskin *et al.*, 1968) pour les roches de la Formation Chala. La distinction entre les différents types de roche est basée sur des critères pétrographiques et morphologiques (coulées et intrusifs).

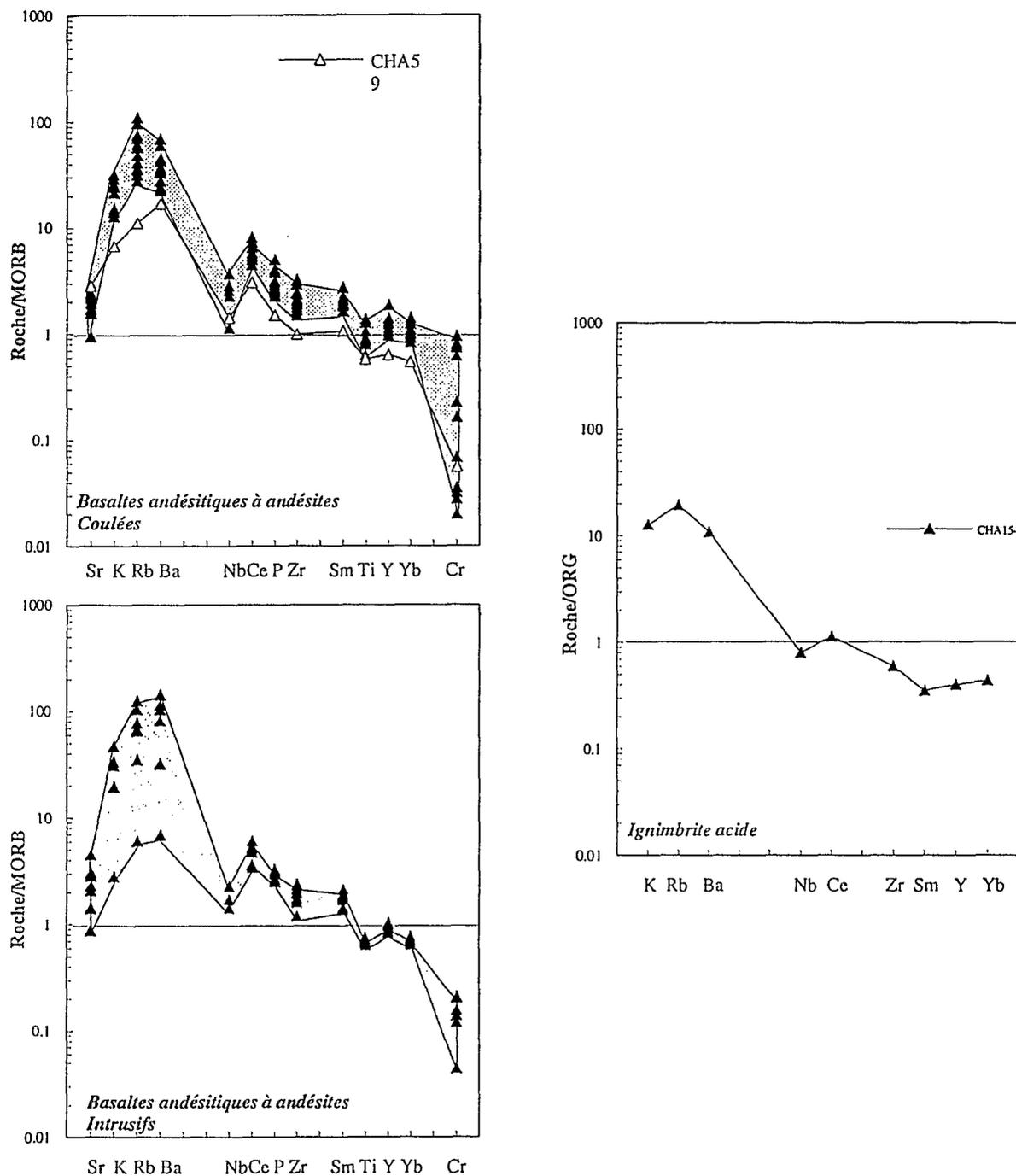


Fig.VI.36. : Spectres multi-éléments des roches basiques et acides de la Formation Chala. (Valeurs de normalisation pour les basaltes (MORB) : Pearce, 1983 ; pour les produits acides (ORG) ; Pearce *et al.*, 1984). La distinction entre les différents types de roche est basée sur des critères pétrographiques et morphologiques (coulées et intrusifs).

II.2.2.6. Comparaison des laves du Jurassique moyen du Pérou et d'Equateur avec des séries quaternaires de Bolivie et du Chili.

La comparaison des laves de la Formation Misahualli du Nord avec des laves quaternaires récentes de Bolivie et du Chili fait apparaître la similitude de composition en éléments majeurs entre ces laves, tout au moins pour un certain nombre d'éléments tels que SiO_2 , TiO_2 , FeO , MgO et dans une moindre mesure CaO (Fig.VI.3, 4, et 11). Les teneurs en K_2O , malgré la mobilité de cet élément sont comparables à celles des séries de référence utilisées. Les teneurs en Sr sont proches de celles de la série moyennement potassique de la Laguna del Maule et les teneurs en Ba sont similaires à celles de la série des Nevados de Payachata, série calco-alkaline riche en potassium. Les roches de la Formation Misahualli du Nord présentent des différences de concentrations en plusieurs éléments réputés peu mobiles : elles sont plus riches en V, Co, Y et terres rares lourdes (Yb et Lu). Les teneurs en terres rares légères (La, Ce et Nd) sont comparables aux teneurs observées dans la série de la Laguna del Maule. Les teneurs en Sm et Eu sont intermédiaires entre celles de la série de la Laguna del Maule et celles des Nevados de Payachata. Les laves de la Formation Misahualli du Nord sont, en outre, plus pauvres en Hf, Th et Ta que les séries de référence (pour le Ta, nous ne disposons d'analyses que pour les roches des Nevados de Payachata). Ces variations sont probablement dues à des différences dans les sources du magmatisme ou à des variations du cadre géodynamique entre le Jurassique et l'Actuel.

Malgré la plus importante mobilité des éléments chimiques avec l'altération, caractérisant ces formations, les laves des Formations Misahualli du Sud et Colán montrent une grande similitude géochimique avec les laves de la Formation Misahualli du Nord. Par rapport aux séries quaternaires de références calco-alkalines moyennement à fortement potassiques, les roches de ces formations sont plus riches en MnO , Y et terres rares lourdes Lu et Yb (Fig.VI.??). En revanche, elles sont généralement moins concentrées en terres rares légères et moyennes, Zr, Th, Ta et Hf (Fig.VI.5, 6 et 11).

Les laves de la Formation Colán présentent quelques différences avec les roches équatoriennes. Elles sont moins riches en la majorité des éléments, en particulier en alcalins Rb, Ba et K_2O . Cette observation est à mettre en relation avec la plus faible teneur en molécules d'orthose des plagioclases de cette série (voir chapitre IV). Ces laves sont moins concentrées en TiO_2 , Y et terres rares légères et lourdes et les analyses sont moins dispersées que celles de la Formation Misahualli du Nord.

Comme dans le cas de la Formation Misahualli du Nord, les roches de la Formation Misahualli du Sud présentent des teneurs en terres rares légères intermédiaires entre celles de la série de la Laguna del Maule et celles des Nevados de Payachata. Elles sont également fortement enrichies en terres rares lourdes et Y par rapport à ces deux séries.

La comparaison entre les laves de la Formation Río Grande et les coulées et intrusifs de la Formation Chala fait apparaître de légères différences entre, (1) les coulées de la Formation Chala et (2) les coulées de la Formation Río Grande et les intrusifs de la Formation Chala. Ces deux derniers groupes de roches sont en tous points comparables d'un point de vue chimique.

Les coulées de la Formations Río Grande et les intrusifs de la Formation Chala présentent des teneurs similaires en TiO_2 , Co, V, Y, Nb, et en terres rares. Les concentrations en ces éléments dans ces

roches diffèrent légèrement de celles rencontrées dans les coulées de la Formation Chala. Les premières sont plus concentrées en Co, Zr, Y et Al_2O_3 et plus pauvres en TiO_2 , FeO , Yb et terres rares (Fig. VI.7 et 8).

Comme pour les roches des autres formations étudiées, les teneurs en terres rares suivent globalement la même tendance vis à vis des séries quaternaires de référence du Chili et de Bolivie : les terres rares légères ont des teneurs intermédiaires et les terres rares lourdes sont beaucoup plus concentrées que dans les séries de référence.

Par rapport aux séries quaternaires, les coulées de la Formation Río Grande et les intrusifs de la Formation Chala sont nettement appauvries en TiO_2 et Al_2O_3 . En revanche, comme dans le cas des laves du Nord Pérou et d'Equateur, elles sont enrichies en Y, Co, V et terres rares lourdes.

Les roches du Sud Pérou (Chala et Río Grande) sont en moyenne plus riches en alcalins (Rb, Ba et K_2O) que les séries quaternaires de référence et que les roches volcaniques jurassiques présentes en Equateur et au Nord Pérou, ce qui est dû en grande partie à l'altération mais qui correspond également en partie à une caractéristique primaire. Les plagioclases des laves du Sud Pérou sont en effet, légèrement plus riches en molécules d'orthose que les laves des Formation Misahualli et Colán.

La comparaison des laves du Jurassique moyen étudiées dans le cadre de ce travail permet de mettre en évidence trois groupes de roches, à partir de critères chimique (Fig. VI.37). Ce sont :

- Groupe I : Formations Misahualli du Nord, du Sud et Colán. On a vu qu'au sein de ce groupe, des différences apparaissent entre les roches des Formations Misahualli d'une part et Colán d'autre part.
- Groupe II : composé des coulées de la Formation Río Grande et des intrusifs de la Formation Chala,
- Groupe III : formé des coulées de la Formation Chala.

Ces trois groupes se différencient de la manière suivante :

- Les roches du Groupe III sont plus enrichies en Y, TiO_2 et terres rares que les roches du groupe I.
- Les roches des groupes I et II sont semblables en ce qui concerne Y, Yb, TiO_2 et V.
- Les teneurs en Zr sont relativement homogènes pour les trois groupes. Cependant, dans les termes basiques du groupe II et III, le Zr semble légèrement plus concentré.
- Les roches du groupe II présentent des teneurs intermédiaires en terres rares, entre celles du groupe I et celles du groupe III.
- Les alcalins varient beaucoup dans les groupes II et III qui semblent cependant être plus enrichies que les roches du groupe I en ces éléments. Cette observation est cohérente avec les teneurs en molécules d'orthose des plagioclases de ces laves.
- Les roches du groupe I sont appauvries en Al_2O_3 et TiO_2 .

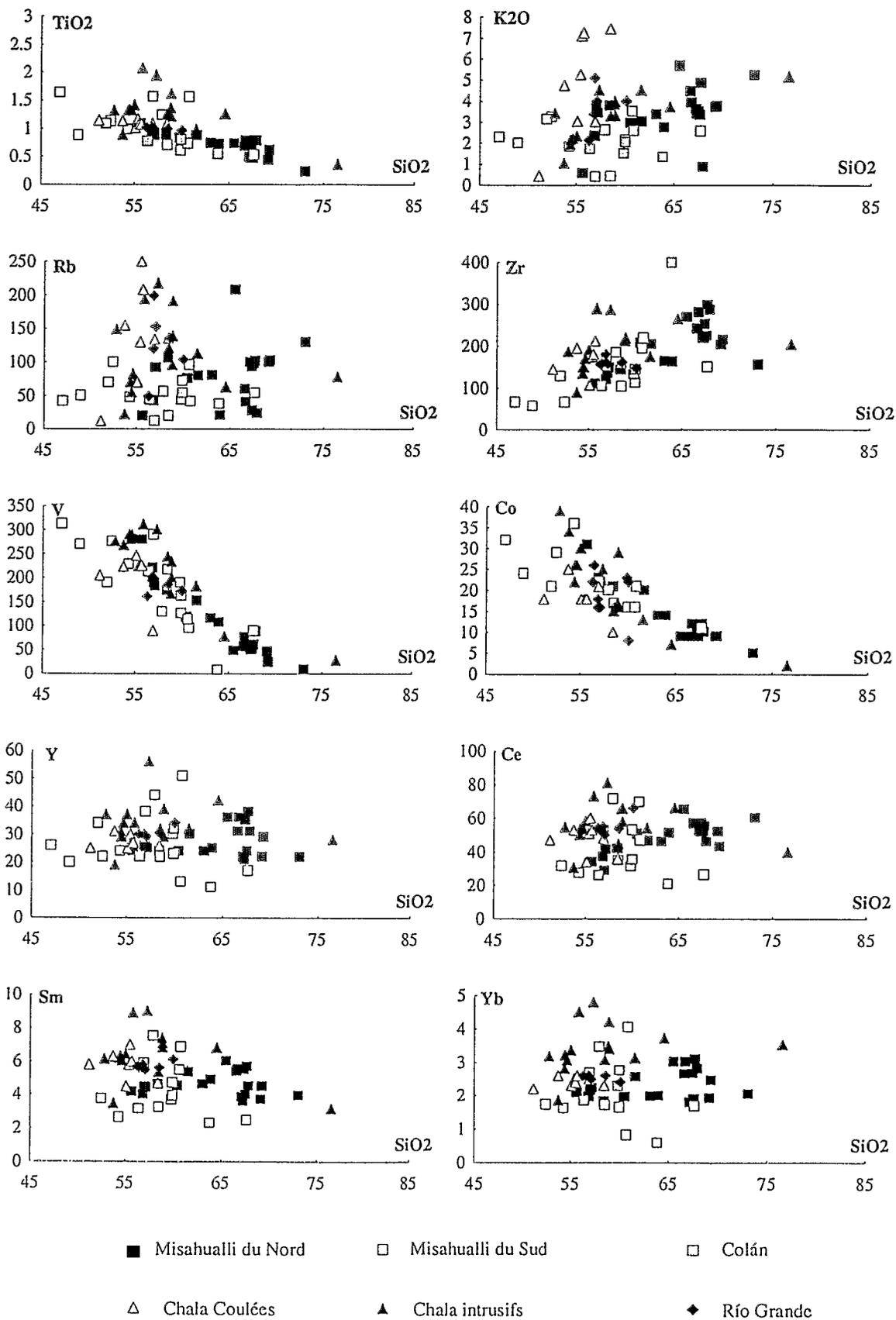


Fig.VI.37. : Comparaison des composition chimique des roches des différentes séries jurassiques entre elles.

II.2.3. Comparaison des séries volcaniques du Jurassique moyen d'Equateur et du Pérou avec la Formation La Negra (Nord du Chili).

La Formation La Negra est une série essentiellement volcanique présente au Nord du Chili et d'âge relativement semblable aux laves du Jurassique moyen du Pérou et d'Equateur. Une lave de cette formation a été datée à 186.5 Ma par la méthode Rb/Sr roche totale (Rogers, 1985 ; Rogers et Hawkesworth, 1989).

La comparaison entre les laves étudiées et les laves de la Formation La Negra montre que ces dernières se différencient par le fait qu'elles sont :

+ plus riches en : MnO, TiO₂, Y, Zr, V, Sm; Nd, Yb, Hf, Ta, Th et Sc (Fig VI.38. et VI.39).

+ plus pauvres en Sr, Ba, MgO, K₂O et Al₂O₃.

+ Les concentrations en FeO_i et MgO sont semblables.

Sur les figures VI.38. et VI.39, sont représentées d'une part les séries volcaniques du Jurassique moyen d'Equateur et du Pérou et d'autre part les champs correspondant aux séries quaternaires de référence et à la Formation La Negra. On constate que les laves des formations volcaniques jurassiques d'Equateur et du Pérou ont des teneurs en Y et Yb intermédiaires entre celles des laves de la Formation La Negra, parfois interprétées comme mises en place en contexte de bassin arrière-arc et celle des séries quaternaires de référence, mises en place sur croûte continentale épaisse ou "normale".

Hickey-Vargas *et al.* (1989) mettent en évidence des variations de nature des produits émis du Nord au Sud de la *Southern Volcanic Zone* (SVZ). Ces auteurs lient les variations de nature des produits volcanique et l'épaisseur de la croûte continentale. Au Nord, la croûte continentale est épaisse et les roches volcaniques qui se mettent en place sont des produits évolués, principalement des dacites. Les basaltes sont quasiment absents de cette zone. Au Sud de la SVZ, la croûte continentale est "normale" et les laves émises sont principalement basaltiques à andésitiques avec de rares rhyolites.

Au Jurassique, on observe que les laves émises en Equateur et au Nord du Pérou sont en majorité des dacites et les basaltes sont relativement rares. En revanche, au Sud du Pérou, les produits volcaniques sont essentiellement basaltiques (basaltes andésitiques). Cette constatation suggère une croûte plus épaisse en Equateur qu'au Pérou. Cependant, certaines caractéristiques chimiques (plus grande richesse en alcalins et Zr dans les laves du Sud Pérou) seraient plutôt compatibles avec l'hypothèse d'une croûte continentale plus épaisse au Sud qu'au Nord.

Wörner *et al.* (1988) puis Davidson *et al.* (1990) mettent en évidence des groupes de laves d'âges différents, caractérisés par des tendances chimiques différentes au sein des laves des Nevados de Payachata (comme série de référence, nous n'avons utilisé qu'un seul groupe de laves correspondant au *PP trend* de Davidson *et al.*, 1990). Davidson *et al.* (1990) distinguent deux types d'évolution : les plus anciennes ou *N trend* sont appauvries en TiO₂, MgO, Ba et Sr et enrichies en Al₂O₃ et Zr. D'après ces auteurs, ces variations ne peuvent être expliquées par la seule influence de phénomènes magmatiques

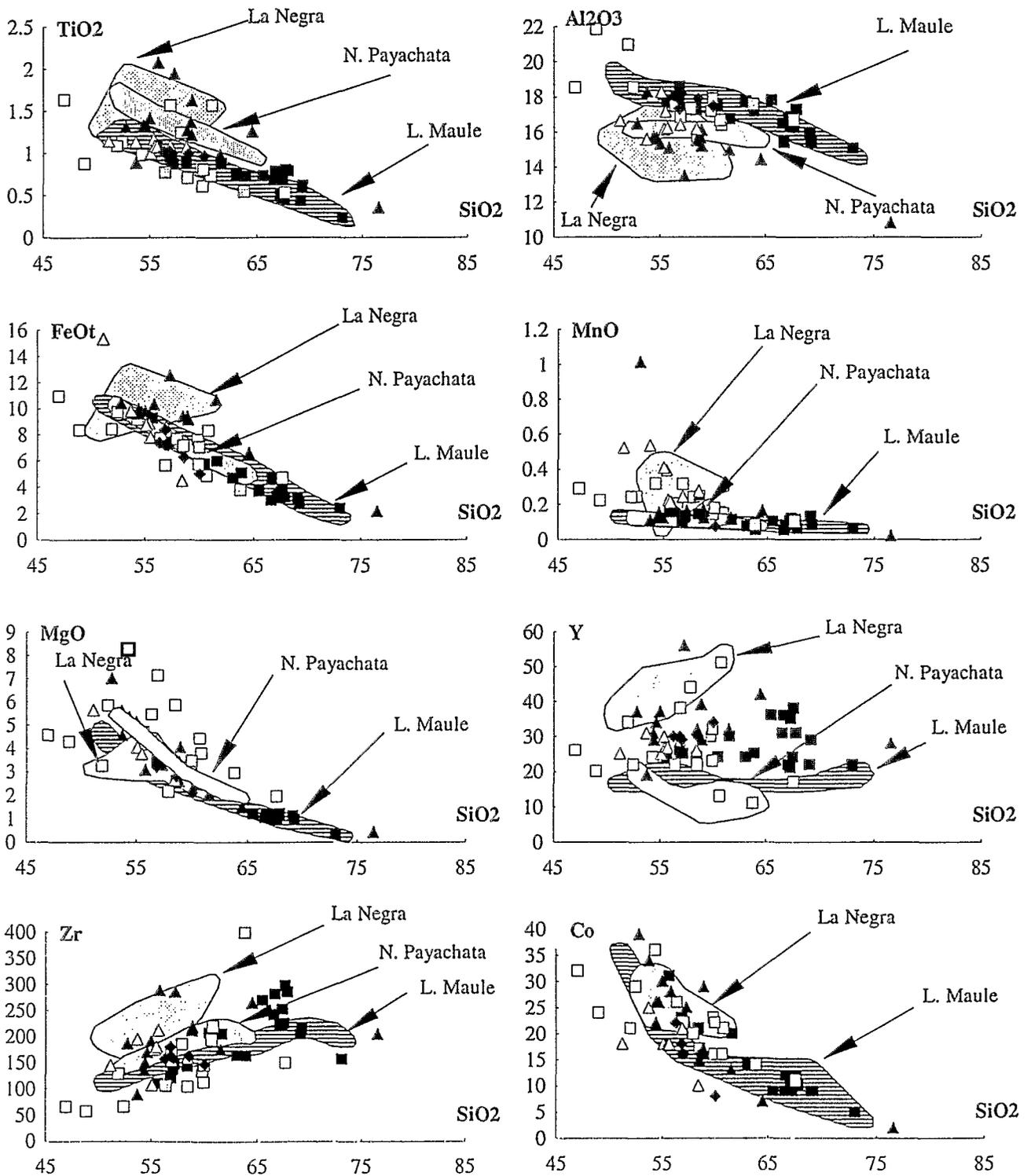


Fig.VI.38. : Comparaison des compositions chimiques (majeurs et traces) des laves des différentes séries volcaniques jurassiques d'Equateur et du Pérou avec les séries de références quaternaires de la Laguna del Maule (Chili central) et des Nevados de Payachata (Nord Chili) et avec les laves de la Formation La Negra d'âge jurassique.

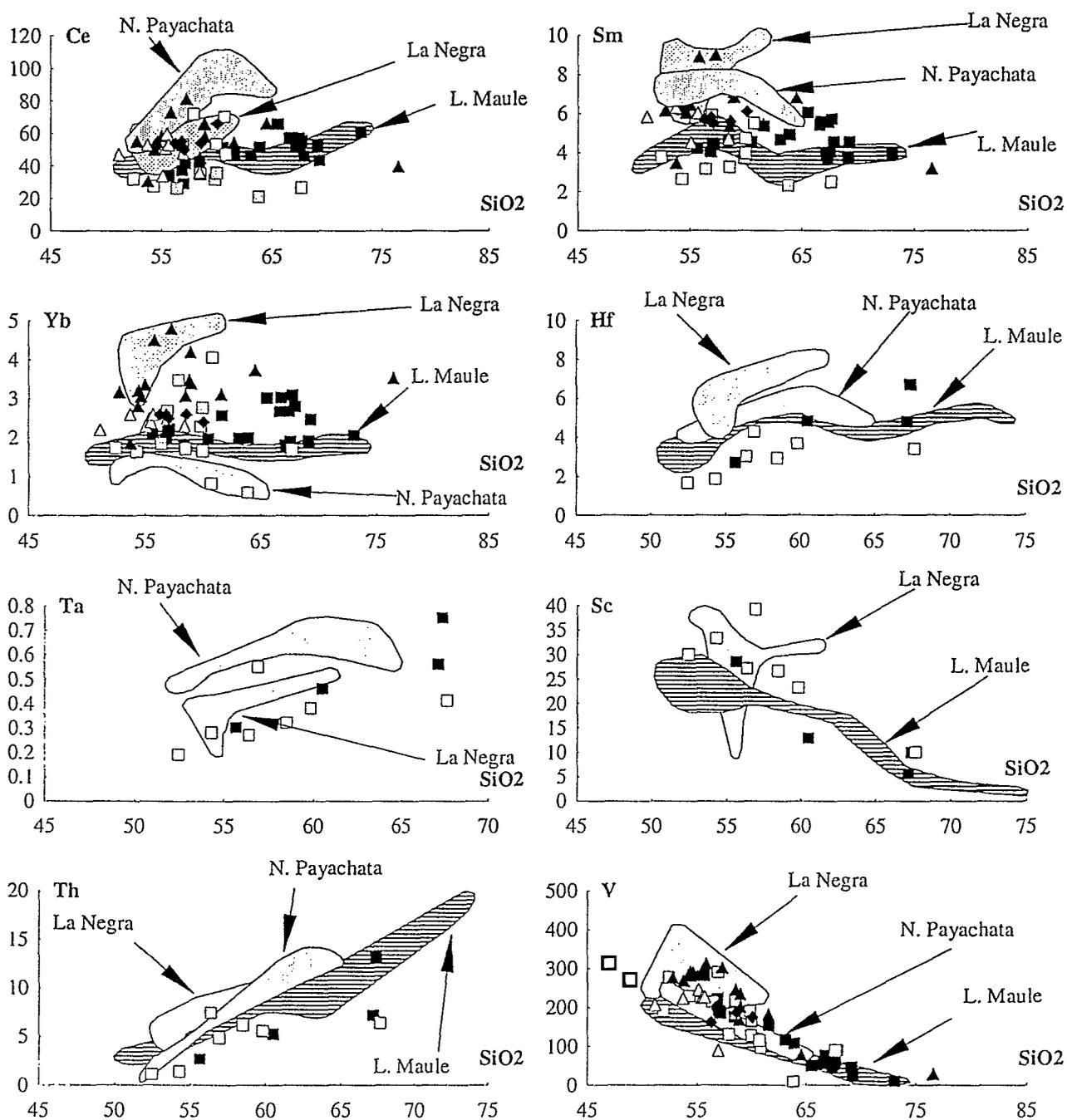


Fig.VI.39. : Comparaison des compositions chimiques (traces et terres rares) des laves des différentes séries volcaniques jurassiques d'Equateur et du Pérou avec des séries de références quaternaires de la Laguna del Maule (Chili central) et des Nevados de Payachata (Nord Chili) et avec les laves de la Formation La Negra d'âge jurassique.

se déroulant dans la croûte continentale (modèle MASH de Hildreth et Moorbath, 1988). Les laves récentes ou *PP trend* ont une composition chimique différente qui serait liée à une diminution du taux de fusion partielle au cours de la genèse des magmas parentaux. Ces variations du taux de fusion partielle seraient liées à des variations du raccourcissement crustal qui modifie la profondeur de la base de la croûte et la hauteur entre le toit de la plaque qui a subducté et la base de la croûte. De même, Hickey-Vargas *et al.* (1989) montrent que des variations en terres rares lourdes et légères dans des séries calco-alkalines du Chili (volcans Villarica et Lanin), comme celles observées dans les laves jurassiques sont dues à des taux de fusion partielle différents.

Dans les laves du Jurassique moyen, des différences de composition chimique similaires à celles observées dans le cas des Nevados de Payachata sont observées entre les laves jurassiques et les laves du *PP trend* des Nevados de Payachata. Les laves jurassiques sont en effet, moins riches en éléments incompatibles et plus riches en Al_2O_3 que les laves des Nevados de Payachata. Des variations dans les concentrations en ces éléments sont également observées entre les différents groupes mis en évidence. Ceci nous permet de suggérer que des taux de fusion partielle différents ont pu intervenir dans la genèse des laves du Jurassique moyen d'Equateur et du Pérou.

Pour quelques éléments, (Y, Yb), on observe une variation "cohérente" entre les laves mises en place sur croûte épaisse (Nevados de Payachata), sur croûte continentale "normale" (Laguna del Maule) et sur croûte continentale amincie (La Negra) avec une tendance plus "tholéitique" pour ce dernier groupe. Les laves des formations du Jurassique moyen d'Equateur et du Pérou se situent entre les laves de la Laguna del Maule et celles de la Formation La Negra. Cependant, pour d'autres éléments, l'évolution observée entre tous ces groupes de roches n'est pas cohérente, ce qui signifie que l'influence de la croûte continentale seule n'explique probablement pas l'ensemble des variations de composition chimique observées.

II.2.4. Conclusions partielles.

Les formations du Jurassique moyen affleurant en Equateur et au Pérou présentent des caractéristiques de laves calco-alkalines moyennement à fortement potassiques, mises en place sur une marge continentale active. Ces laves, et les produits pyroclastiques associés, sont en effet caractérisés par :

- + des teneurs faibles en FeO , TiO_2 , MgO , Nb ,
- + des concentrations élevées en Al_2O_3 , Zr , Th et Y ,
- + un enrichissement sélectif en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes,
- + un fort enrichissement en terres rares par rapport aux chondrites,
- + un enrichissement marqué en K , Ba , Sr et Rb par rapport aux MORB bien que ces éléments soient mobiles au cours des transformations minérales secondaires,
- + des teneurs proches de celles des MORB pour les éléments HFS,
- + des spectres multi-éléments marqués par des anomalies négatives plus ou moins prononcées en Nb , Ta et TiO_2 .

Les laves des Formations Misahualli du Nord, Misahualli du Sud et Colán ont des caractéristiques géochimiques très voisines en dépit des transformations minérales secondaires qui les ont affectées. Dans ces formations, on passe de basaltes andésitiques à des rhyolites. Ces laves présentent le plus fort enrichissement en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes et l'enrichissement absolu en terres rares le plus marqué par rapport aux chondrites. Les laves de la Formation Colán sont légèrement moins riches en potassium que celles de la Formation Misahualli du Nord.

Un deuxième groupe paraît relativement homogène également ; il est constitué par les roches des Formations Río Grande et Chala du Sud Pérou. Les laves prédominantes sont des basaltes andésitiques et des andésites avec des teneurs en SiO_2 proches de 55%. Les laves du Sud Pérou semblent très homogènes d'un point de vue chimique et caractérisées par un très fort enrichissement en éléments LIL par rapport aux MORB.

Les laves de ces deux groupes sont semblables aux laves quaternaires calco-alkalines riches en K_2O de Bolivie et du Chili, en ce qui concerne les éléments majeurs et la plupart des traces. Ils sont cependant plus pauvres en terres rares légères et plus riches en terres rares lourdes.

Les laves calco-alkalines de la Formation Santiago se distinguent des autres formations de même affinité. Seules des coulées de nature basaltique ont été observées. Ces basaltes sont les laves les moins différenciées que l'on ait observé avec des teneurs en FeO et MgO les plus élevées, les rapports Th/Ta les plus bas et les teneurs en K_2O les plus faibles. Ces basaltes sont également moins enrichis en terres rares, Y, Zr. Les roches acides sont des roches pyroclastiques.

III. Conclusions de l'étude géochimique.

Deux grands groupes de roches peuvent être distingués parmi les produits volcaniques jurassiques du Pérou et d'Equateur : à savoir 1) des roches présentant une composition chimique typique de roches orogéniques, calco-alkalines mises en place sur une marge continentale active, liée à la subduction d'une plaque océanique sous la marge andine et 2) des laves correspondant à des tholéïites continentales. Le premier groupe comprend la majeure partie des roches étudiées dans le cadre de ce travail, appartenant aux Formations Misahualli (Nord et Sud), Colán, Río Grande, Chala et à une partie des roches de la Formation Santiago. Le deuxième groupe inclut les tholéïites continentales qui ne sont présentes que dans la Formation Santiago.

Les roches du Groupe 1 peuvent à leur tour être subdivisées en trois unités à caractéristiques géochimiques relativement cohérentes : a) les Formations Misahualli (Nord et Sud) et Colán, b) les Formations Río Grande et Chala et enfin, c) les roches calco-alkalines de la Formation Santiago.

Les deux premières unités sont riches en potassium. En dépit de l'extrême mobilité de cet élément, il semble que les laves du Sud Pérou (Río Grande et Chala) soient plus riches en K_2O que celles des

Formation Colán et Misahualli. Les premières sont cependant plus enrichies (ce qui est matérialisée par d'abondants minéraux potassiques) que les secondes. En dépit de cet enrichissement lié à des phénomènes post-magmatiques, d'autres éléments permettent de suggérer une affinité calco-alcaline riche en K_2O pour l'ensemble de ces laves (teneurs élevées en Zr et Y par exemple (Gill, 1981). D'autre part, la richesse en K_2O de ces roches est en accord avec la minéralogie primaire des laves et notamment avec la teneur en molécule d'orthose des plagioclases (cf Chapitre II).

Les Formations Misahualli (Nord et Sud) et Colán, d'âge équivalent, géographiquement proches et pétrographiquement semblables ont en outre des compositions chimiques similaires. Ces roches appartiennent donc probablement au même arc. Cependant, il faut souligner que ces laves ont été modifiées à des degrés divers par le métamorphisme qui les affecte. Les roches de la Formation Misahualli du Sud, qui sont les plus proches des batholites jurassiques, sont ainsi les plus modifiées.

Les coulées de basaltes andésitiques de la Formation Río Grande et les intrusifs hypovolcaniques de la Formation Chala sont très similaires d'un point de vue pétrographique et chimique, bien que les intrusifs aient subi des transformations minérales secondaires plus poussées entraînant des variations plus importantes de composition chimique. De plus, les coulées de basaltes andésitiques de la Formation Chala diffèrent légèrement des roches du premier groupe. Ceci suggère que ces laves ne sont pas cogénétiques.

Ces deux groupes Misahualli-Colán et Río Grande-Chala présentent quelques différences, notamment dans la nature des produits émis (cf chapitre III). Dans le premier groupe, les dacites sont abondantes alors qu'elles sont absentes sous forme de coulées dans le groupe Río Grande-Chala. D'un point de vue géochimique, les roches des Formations Misahualli/Colán semblent moins riches en K_2O que celles des Formations Río Grande/Chala.

La Formation Santiago est caractérisée par la présence de laves typiques d'un arc installé sur marge continentale et de type tholéiites continentales, laves généralement interprétées comme étant liées à une extension. Dans cette formation, il semble donc que l'on passe d'un régime tectonique dominé par une extension à un régime de subduction avec mise en place de laves d'arc. Cependant, pour pouvoir discuter sérieusement de cette possible transition tholéiites continentales - laves d'arc au Sinémurien, de nouvelles données, notamment stratigraphiques sont nécessaires car la géologie de ce secteur et la succession stratigraphique des laves sont encore très mal connues.

Après leur mise en place, ces roches ont subi des transformations minérales (cf chapitre V) qui ont modifié plus ou moins profondément leur composition chimique. Les modifications les plus importantes concernent les alcalins et alcalino-terreux et sont probablement dues à la transformation du plagioclase magmatique (albitisation, séricitisation...). Le fer et le magnésium varient peu dans l'ensemble, ce qui suggère que la déstabilisation des pyroxènes et des olivines affecte peu la composition chimique des roches. En revanche, dans un certain nombre d'échantillons, le fer ferrique semble augmenter et ces variations sont peut-être liées aux transformations des minéraux opaques. Le potassium a été mobile dans ces roches mais la détermination de la teneur originelle en cet élément est difficile à déterminer en l'absence d'un bilan chimique précis et de roches exemptes de transformations minérales secondaires.

CHAPITRE VII

CADRE GEODYNAMIQUE ET

CONCLUSIONS GENERALES

CHAPITRE VII

CADRE GEODYNAMIQUE ET CONCLUSIONS GENERALES.

Plusieurs mécanismes géodynamiques ont été proposés pour expliquer la formation de la Cordillère des Andes. Les plus fréquemment proposés sont :

(1) la **subduction** d'une plaque océanique sous la marge occidentale de l'Amérique du Sud.

(2) l'**accrétion** par obduction ou simple collage de blocs océaniques ou continentaux le long de la marge andine. Ces collisions peuvent être obliques et correspondent à un mouvement de convergence oblique entre la plaque océanique et la plaque continentale ou à un mouvement décrochant le long de la marge.

(3) le mécanisme d'**extension - subsidence intracontinentale** qui agissant simultanément ou alternativement avec la subduction conduit à la genèse de bassins marginaux proprement dits ou de bassins marginaux avortés.

Dans la suite de ce chapitre, nous présenterons brièvement chacun de ces mécanismes puis nous tenterons d'établir le cadre géodynamique de mise en place des roches volcaniques jurassiques étudiées.

Dans un second temps, nous reprendrons succinctement les divers modèles évolutifs proposés (Aspden *et al.*, 1987 ; Mourier, 1988 ; Jaillard *et al.*, 1990) pour l'évolution de la marge andine au cours du Mésozoïque inférieur (voir chapitre I) afin d'apprécier dans quelle mesure nos données peuvent s'intégrer à ces modèles.

Dans une troisième partie, nous exposerons les principales conclusions tirées de l'étude des caractéristiques géochronologiques, pétrographiques, minéralogiques, métamorphiques et géochimiques des roches volcaniques jurassiques du Pérou et de l'Equateur.

I. LES DIFFERENTS MECANISMES PROPOSES POUR L'EVOLUTION DES ANDES.

I.1. La subduction.

La subduction d'une plaque océanique sous la marge occidentale de l'Amérique du Sud est probablement le mécanisme le plus classique invoqué pour l'évolution de la marge andine. Les Andes sont, en effet, présentées comme un modèle classique de chaîne liée à une subduction. Certains auteurs proposent une subduction continue depuis le Paléozoïque jusqu'à l'Actuel (James, 1971 ; Audebaud *et*

al., 1973 ; Mégard, 1978, 1987 ; Dalziel, 1983). Cependant, de nombreuses études remettent en cause l'existence d'une telle zone de subduction continue dans l'espace et le temps et l'hypothèse d'une subduction seule ne peut expliquer complètement l'orogénèse andine.

I.2. Les accrétions.

De nombreux travaux ont montré que la subduction seule n'est pas responsable de l'édification de la Cordillère des Andes. Le long de certains segments de cette chaîne, à certaines époques, se produisent des collisions et accrétions de blocs ou terrains allochtones (*terrane*s allochtones des auteurs anglo-saxons). Les Andes marginales, typiques d'une évolution liée à la subduction d'une plaque océanique sans accrétion de terrains allochtones, se distinguent des Andes cordilléraines, le long desquelles des accrétions de blocs se produisent (Mégard, 1987). Ces accrétions peuvent se produire par suite de mouvements décrochants ou par convergence plus ou moins oblique par rapport à la marge andine. La géométrie de la marge et la direction de convergence des plaques entre elles vont donc fortement conditionner la présence ou l'absence de terrains accrétés ou d'une zone de subduction associée à un arc continental (Mourier, 1988).

Les **Andes septentrionales** en Colombie, en Equateur et au Nord Pérou constituent un exemple de zone où l'accrétion de terrains allochtones a joué un rôle important dans l'édification de la chaîne, notamment au Mésozoïque et au début du Cénozoïque (Juteau *et al.*, 1977 ; Toussaint et Restrepo, 1982 ; McCourt *et al.*, 1984 ; Lebrat *et al.*, 1985 ; Aspden et McCourt, 1986 ; Lebrat *et al.*, 1986 ; Mégard *et al.*, 1986 ; Aspden *et al.*, 1987a ; 1987b ; Lebrat *et al.*, 1987 ; Mégard *et al.*, 1987 ; Feininger, 1987 ; Roperch *et al.*, 1987 ; Mourier, 1988 ; Mourier *et al.*, 1988a ; 1988b ; Restrepo et Toussaint, 1988 ; Aspden *et al.*, 1988 ; Mitouard *et al.*, 1990 ; Toussaint et Restrepo, 1990 ; Litherland et Zamora, 1991 ; Litherland et Aspden, 1992).

Les **Andes colombiennes** seraient en majeure partie constituées de terrains accrétés depuis le Paléozoïque (Aspden *et al.*, 1987 ; Restrepo et Toussaint, 1988). A l'Ouest du système de failles Guairacamo situé à l'Est de la Cordillère Centrale, toute la zone se serait accrétée à la bordure occidentale du craton guyanais et les Andes colombiennes seraient formées d'un amalgame de terrains accrétés à des périodes différentes (Restrepo et Toussaint, 1988).

Les travaux de McCourt *et al.* (1984) puis d'Aspden et McCourt (1986) et Aspden *et al.* (1987) montrent que plusieurs périodes d'accrétion se sont succédées en Colombie. Ces accrétions se sont produites au Paléozoïque, au Mésozoïque inférieur (Jurassique terminal/Crétacé inférieur) et à la limite Crétacé supérieur/Cénozoïque inférieur. Ces auteurs mettent en évidence l'alternance de périodes dominées par l'intrusion de plutons calco-alcalins et de périodes sans intrusion majeure. Ils concluent que les phases plutoniques correspondent à des périodes pendant lesquelles la marge colombienne aurait été active avec la subduction d'une plaque lithosphérique océanique sous la marge andine. Les périodes sans plutonisme correspondraient aux phénomènes d'accrétion. Au Jurassique terminal/Crétacé

inférieur, l'accrétion des terrains allochtones se ferait par convergence très oblique par rapport à la marge colombienne.

L'Equateur est également le siège d'accrétions de blocs allochtones à des périodes différentes (Feininger et Seguin, 1983 ; Feininger, 1987 ; et travaux de Mégard, Lebrat et Roperch (*cf.* ci-dessus), Aspden et Litherland, 1992). Une partie de la Cordillère Royale d'Equateur aurait été accrétée au continent à la fin du Jurassique. Ces accrétions de matériaux continentaux et océaniques se seraient produites le long de sutures décrochantes dextres (Litherland et Zamora, 1991 ; Aspden et Litherland, 1992). A l'Ouest de la Cordillère royale d'Equateur, la Cordillère Occidentale et la plaine côtière d'Equateur correspondent à des terrains de nature océanique accrétés au Crétacé inférieur.

Au Nord du Pérou, les Andes de Huancabamba constituent un segment propre caractérisé par l'accrétion de terrains allochtones continentaux (le Bloc Amotape-Tahuin) à la marge continentale (Mourier, 1988 ; Mourier *et al.*, 1988a ; 1988b).

Les Andes centrales seraient caractéristiques d'une orogénèse marginale sans accrétion de terrains allochtones (références dans Jaillard *et al.*, 1990).

I.3. Extension-subsidence ("*spreading-subsidence*") et bassins marginaux.

La symétrie stratigraphique structurale, géochimique et métamorphique des Andes du Chili central sur une transversale E-W ainsi que la récurrence d'unités stratigraphiques et structurales métamorphisées séparées par des discordances ont conduit plusieurs auteurs (Levi et Aguirre, 1981 ; Åberg *et al.*, 1984 ; Aguirre, 1985 ; Levi *et al.*, 1985 ; Levi *et al.*, 1989 ; Aguirre *et al.*, 1989) à proposer un modèle faisant intervenir un rifting continental, une extension et une subsidence pour expliquer l'édification des Andes au Crétacé. Ce processus, qui intègre les données sur le métamorphisme qui affecte les différentes unités structurales et stratigraphiques, conduirait soit à la formation de bassins marginaux *sensu stricto* (*i.e.* avec création de croûte océanique) ou à la genèse de bassins marginaux avortés (*i.e.* avec un amincissement crustal mais sans genèse de croûte océanique).

Ce mécanisme d'extension-subsidence se déroule en plusieurs étapes qui se répètent dans le temps. D'après Aguirre *et al.* (1989), une première étape (A sur Fig.VI.1) est caractérisée par une expansion océanique rapide, ce qui provoque une convergence de plaque de type Chili (avec un angle faible de subduction, Uyeda et Kanamori, 1979). Cette convergence conduit à la genèse d'une cellule de convexion sous la plaque continentale. Lors d'une seconde étape (B sur Fig.VI.1), il y a établissement d'un régime tectonique en extension dans la croûte continentale (bombement et rifting) et remontée diapirique de matériel mantellique (voir aussi Pankhurst *et al.*, 1988). Lors de ce stade, la fusion partielle de la croûte continentale conduirait au volcanisme bimodal (ignimbrites et basaltes associés). L'augmentation du taux d'expansion intracontinentale et le blocage de la plaque subduite, au cours du

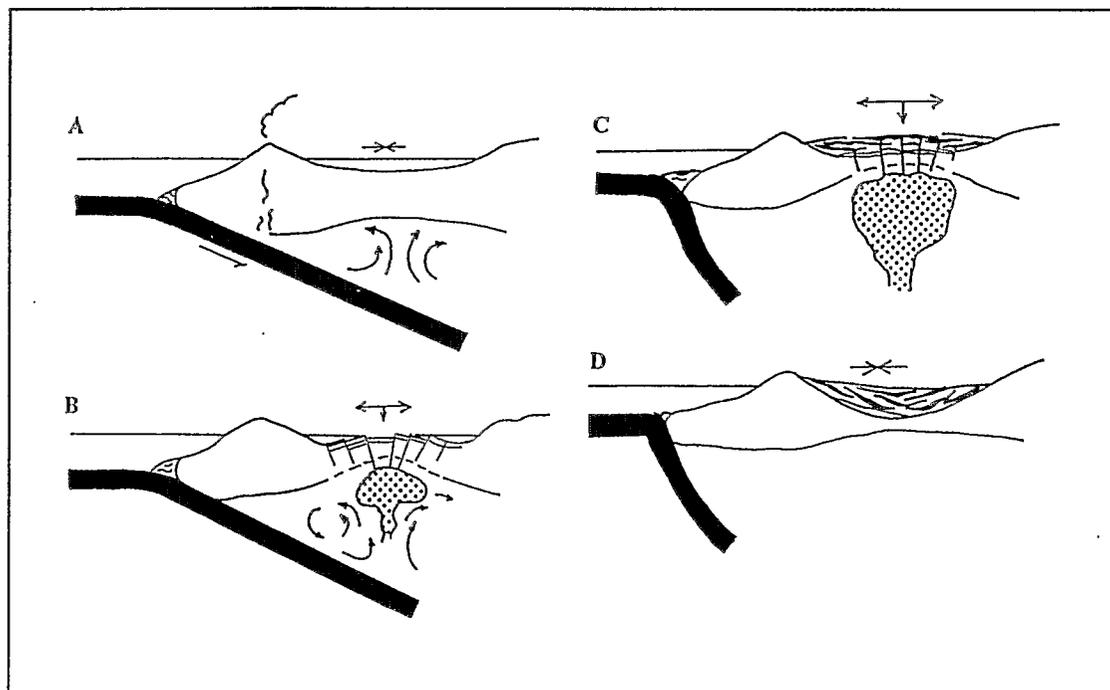


Fig.VII.1. : Modèle de genèse de bassins marginaux dans les Andes (d'après Aguirre *et al.*, 1989).

troisième stade (C sur la Fig.VII.1), avec un angle de subduction proche de la verticale (type Mariannes de Uyeda et Kanamori, 1979) induit la création d'un bassin marginal proprement dit (avec rupture de la croûte continentale et formation d'ophiolites) ou d'un bassin marginal avorté (sans création de croûte océanique). Lors d'une étape finale (D sur la Fig. VII.1), le découplage de la plaque océanique est à l'origine d'une phase courte de compression sur la croûte continentale, qui se manifeste comme une phase orogénique. Une augmentation du taux d'expansion océanique commence un nouveau cycle.

Les caractéristiques du métamorphisme exprimé dans les formations volcaniques andines dépendraient du type de bassin formé. Dans les bassins marginaux proprement dits, le métamorphisme serait de type hydrothermal de plancher océanique (*ocean-floor metamorphism*) et dans les bassins marginaux avortés, la composante d'enfouissement (Pression lithostatique) deviendrait prédominante (Åberg *et al.*, 1984).

Ce modèle a été proposé initialement pour les Andes du Chili central (Levi et Aguirre, 1981 ; Levi *et al.*, 1982 ; 1989) puis appliqué à différentes formations volcaniques crétacées dans d'autres secteurs des Andes. Ainsi, le Groupe Casma du Pérou central, d'âge crétacé est considéré par certains auteurs comme étant mis en place en contexte de bassin marginal avorté ou de bassin marginal *sensu stricto* avec genèse d'une ophiolite incomplète (Aguirre *et al.*, 1978 ; Offler *et al.*, 1980 ; Atherton *et al.*, 1983 ; Offler et Aguirre, 1984 ; Aguirre et Offler, 1985 ; Atherton *et al.*, 1985 ; Atherton et Webb, 1989 ; Aguirre, 1991 ; Atherton et Aguirre, 1992). D'autres auteurs (Soler, 1990, 1991) considèrent le volcanisme Casma comme issu d'un arc volcanique sur marge continentale active.

II. LES MODELES EVOLUTIFS PROPOSES POUR LES ANDES DU TRIAS AU CRETACE.

II.1. Introduction.

Si l'on excepte l'hypothèse de Feininger (1987) qui considère que la Formation Santiago constituerait un terrain accrété au continent, les données géologiques suggèrent que la zone subandine équatorienne correspond à la bordure stable de l'Amérique du Sud au moins pour le Phanérozoïque (Litherland *et al.*, 1993). Les séries volcaniques (Formations Santiago et Misahualli) qui s'y déposent peuvent donc être considérées comme autochtones vis-à-vis de la marge sud-américaine au Jurassique. Au Nord du Pérou, la Formation Colán est également considérée comme s'étant mise en place sur la marge andine stable. Les laves de ces formations se sont probablement déposées en milieu continental aérien (présence de troncs fossiles englobés dans des laves de la Formation Colán ; Mourier, 1988).

Au Sud du Pérou, aucune accrétion, à notre connaissance, n'est envisagée pour cette période. Les Formations Río Grande et Chala se sont donc probablement déposées en bordure de la marge andine, le long du segment péruvien, en milieu littoral.

L'hypothèse de terrains accrétés dans le cas des formations volcaniques jurassiques du Pérou et d'Equateur semble donc devoir être exclue.

Les transformations minérales secondaires observées dans les roches des différentes formations volcaniques jurassiques du Pérou et d'Equateur sont caractérisées par l'absence de déformation pénétrative. A l'inverse de ce qui est observé pour les séries volcaniques crétacées du Pérou et du Chili central, les transformations minérales secondaires affectant les formations jurassiques d'Equateur et du Pérou ne montrent pas de zonation de faciès métamorphiques avec la profondeur d'enfouissement. Aucune récurrence de faciès métamorphiques n'a pu être mise en évidence pour ces roches. Cependant, il nous faut souligner que dans plusieurs cas, l'absence de coupes détaillées ne permettrait pas de mettre en évidence de telles récurrences ou zonations même si elles existaient. De plus, les transformations minéralogiques secondaires observées dans les roches des Formations Misahualli (Nord et Sud) et Colán paraissent fortement liées à la présence des grands batholites d'âge jurassique moyen (voir chapitre V).

II.2. Evolution de la marge andine.

Afin de pouvoir discuter d'une possible évolution géodynamique de la marge andine, une hypothèse sur la morphologie même de cette marge doit être faite. Les reconstitutions géodynamiques proposées par différents auteurs supposent que la forme de l'Amérique du Sud n'a pas varié au cours des temps.

II.2.1. Du Trias au Lias supérieur.

Au Sinémurien, époque à laquelle se mettent en place les laves de la Formation Santiago associées à une sédimentation détritico-turbiditique (chapitre II), les reconstitutions géodynamiques proposés pour la marge andine (Jaillard *et al.*, 1990) supposent une prédominance d'une tectonique en extension (voir chapitre I) au niveau de la marge andine du Trias au Sinémurien. Jaillard *et al.* (1990) relie cette tectonique en extension à l'ouverture d'un rift téthysien dans les Caraïbes (Fig. VII.2).

Les laves de la Formation Santiago, épanchées en milieu marin à deltaïque correspondent à deux lignées magmatiques. La géochimie des premières est proche de celle des tholéiites continentales. Ce type de lave est généralement interprété comme étant lié à une tectonique en extension propre à un rifting continental. Les secondes montrent des caractères géochimiques typiques de laves calco-alcalines mises en place sur marge continentale. En première approximation, au Sinémurien, en Equateur on assisterait donc au passage d'un régime tectonique en extension à un contexte géodynamique dominé par une subduction océanique sous la marge continentale andine. Avant de pouvoir discuter sérieusement du passage de laves tholéiitiques continentales à des laves calco-alcalines, de nouvelles données d'ordre géologique et stratigraphique doivent être acquises : la position stratigraphique relative des différents types de coulées doit par exemple être précisée.

Les transformations minérales secondaires qui affectent les laves de la Formation Santiago sont caractérisées par des hétérogénéités minérales exprimées à différentes échelles (voir chapitre V). Les caractéristiques de ces transformations minérales sont compatibles avec l'hypothèse d'une altération de type hydrothermal similaire à celle que l'on rencontre dans la croûte océanique.

II.2.2. Au Jurassique moyen.

Les différents modèles géodynamiques proposés par plusieurs auteurs (Dalmayrac *et al.*, 1978 ; Aspiden *et al.*, 1987 ; Mourier, 1988 ; Jaillard *et al.*, 1990) pour la marge sud-américaine le long des Segments Colombo-équatorien et Péruvien suggèrent une convergence globalement orientée NW-SE entre la plaque océanique Phoenix et la plaque sud-américaine au Jurassique moyen (Figs. VII.2.; VI.3 et VI.4). Cette période de subduction, succédant à une période d'extension au niveau de la marge, serait liée à l'ouverture de l'Atlantique (Jaillard *et al.*, 1990)

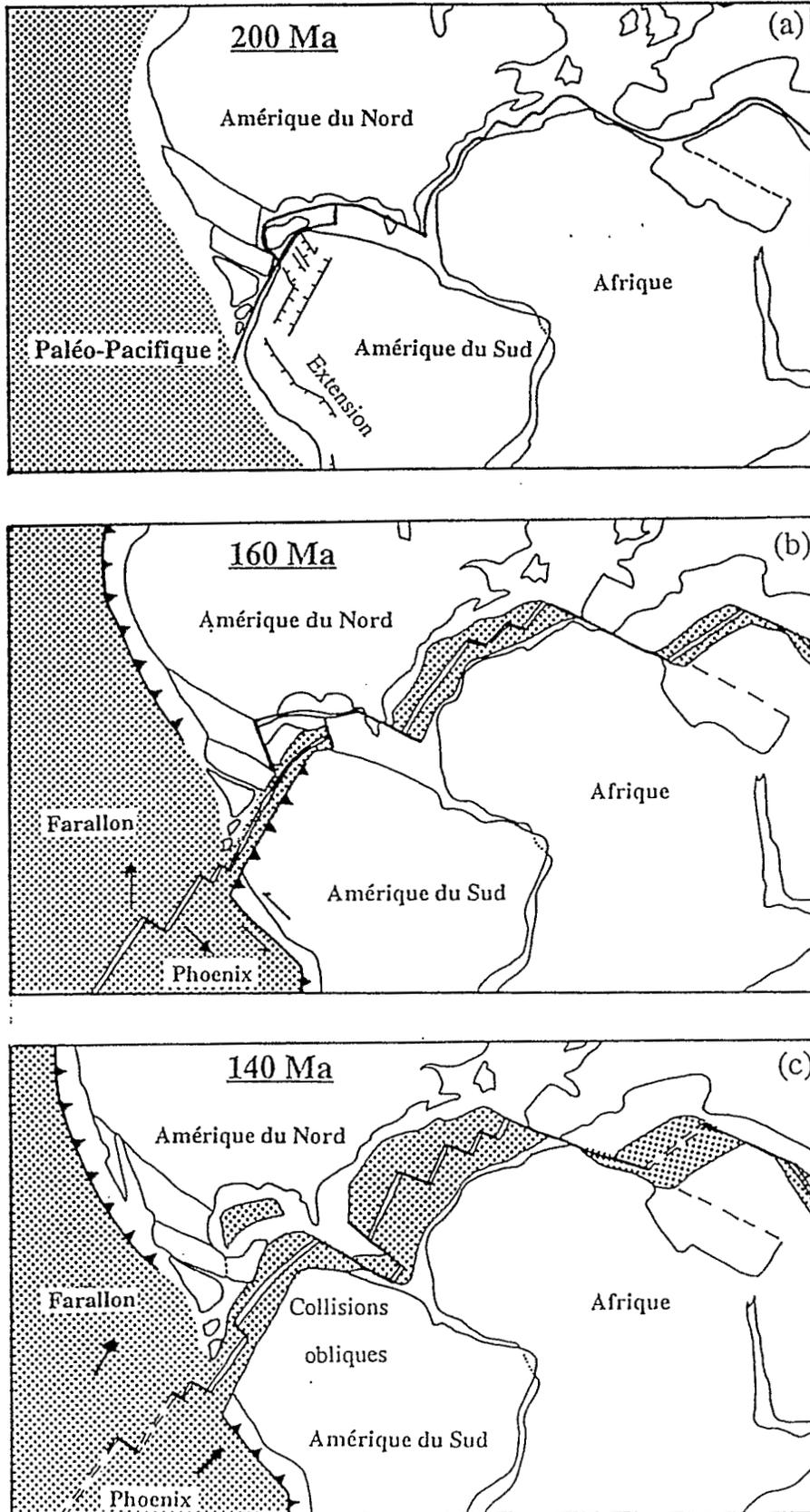


Fig.VII.2. : Reconstruction géodynamique et évolution de la marge andine au cours du Mésozoïque inférieur (d'après Jaillard *et al.*, 1990).

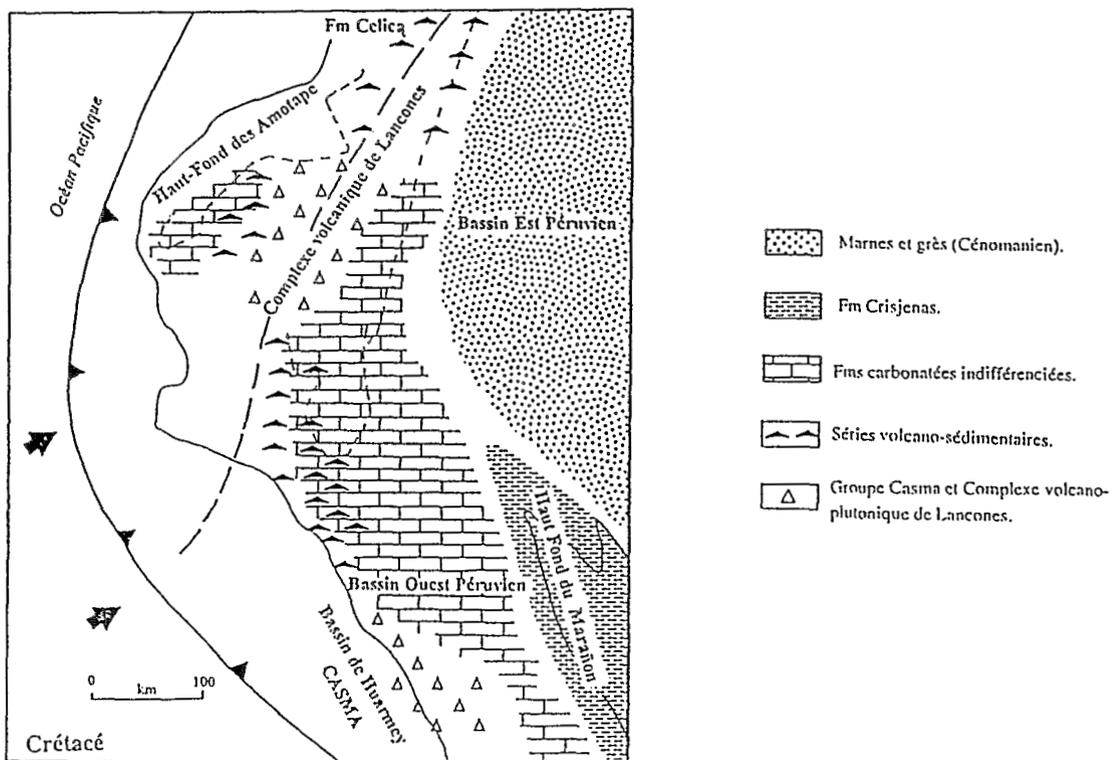
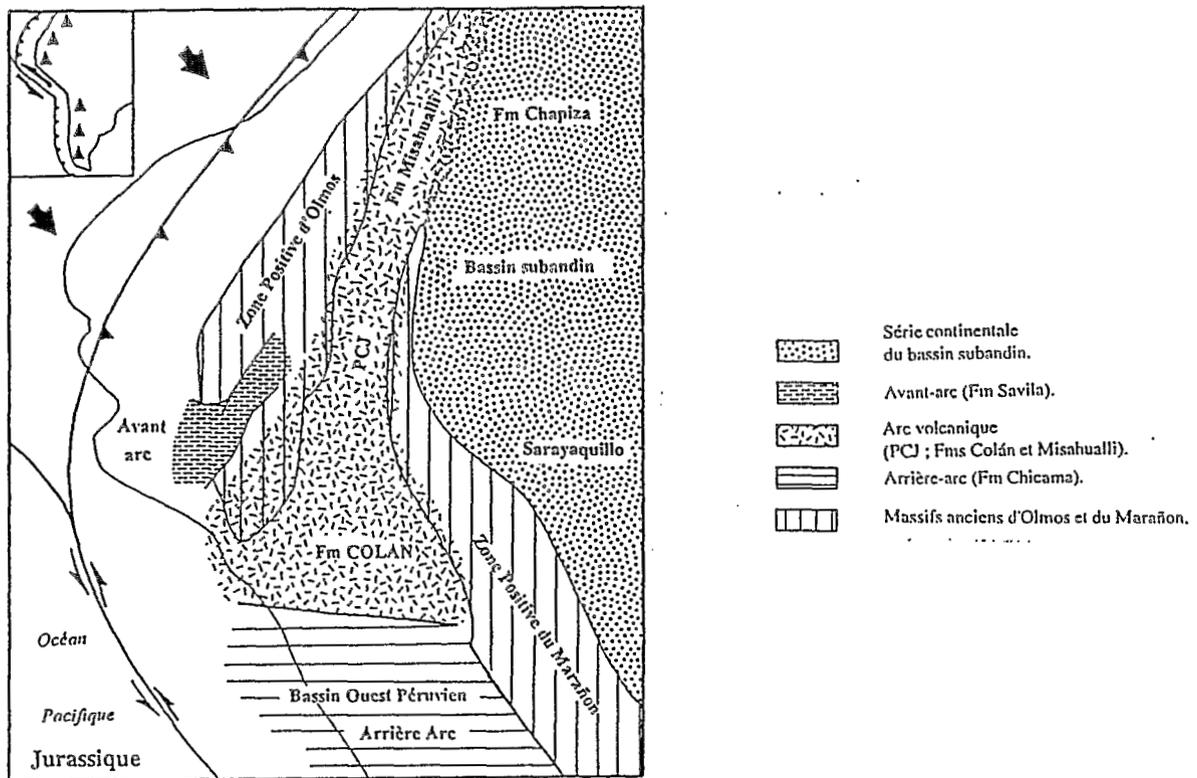


Fig.VII.3. : Reconstruction géodynamique et évolution des Andes de Huancabamba proposé par Mourier (1988) pour le Jurassique moyen à supérieur et pour le Crétacé.

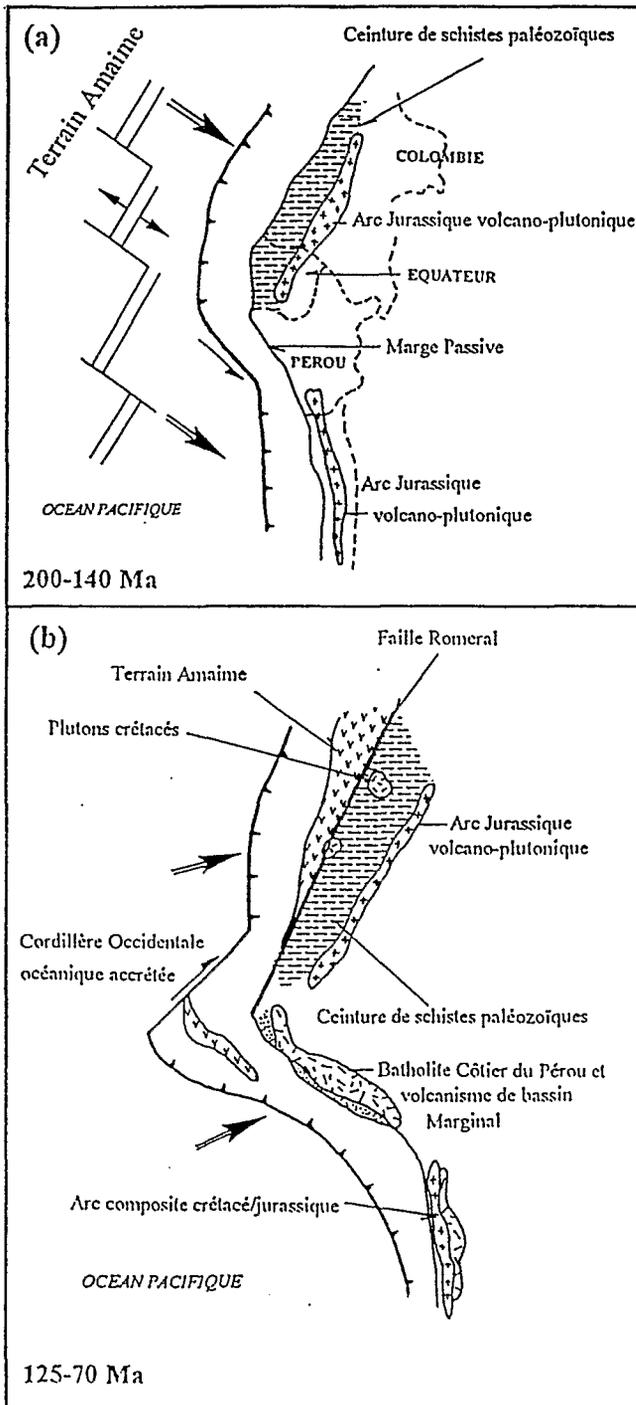


Fig.VII.4. : Reconstruction géodynamique et évolution de la marge andine au cours du Jurassique et du Crétacé (d'après Aspden *et al.*, 1987).

occidentale de l'Amérique du Sud à cette latitude et (2) de la direction de la plaque océanique en subduction. Pour cette hypothèse, il faut considérer que la forme de la marge andine n'a pas varié depuis le Mésozoïque. Cependant, la présence d'un volcanisme relativement bien représenté (Formations Río Grande et Chala), interprété ici comme issu d'un arc volcanique installé sur une marge active

La présence d'un magmatisme d'arc, que nous appellerons Arc Misahualli-Colán, installé sur une marge continentale active en Equateur et au Nord Pérou confirme la présence d'une zone de subduction sous le segment colombo-équatorien au Jurassique moyen (170-160 Ma). En Equateur, les manifestations volcaniques de cette période sont associées à un plutonisme important constitué des batholites granodioritiques La Florida, Abitagua et Zamora. Ces batholites et le volcanisme Misahualli seraient plus ou moins contemporains. L'âge (environ 173 Ma) obtenu sur une lave de la Formation Misahualli est relativement semblable aux âges obtenus sur les batholites (Aspden *et al.*, 1991 ; Aspden et Litherland, 1992 ; Aspden *et al.*, 1992). Les produits volcaniques des Formations Misahualli et Colán sont fortement marqués par des phénomènes de métamorphisme thermique liés à l'intrusion de ces plutons.

La disposition actuelle des produits volcaniques de l'Arc Misahualli-Colán globalement orientés NNE-SSW est compatible avec l'hypothèse d'une subduction de la plaque océanique dirigée vers le SE.

Au Sud du Pérou, le segment Péruvien est considéré comme une marge de type décrochant sans subduction active du fait (1) de la géométrie de la bordure

milite en faveur de l'existence d'une subduction active sous la marge andine au Jurassique moyen à la latitude du Sud du Pérou. Les interprétations géodynamiques proposées pour le Nord du Chili pour la même époque font état d'une subduction sous le Segment Chilien (Coira *et al.*, 1982). Les laves de la Formation La Negra sont interprétées soit comme mises en place en contexte d'arc sur marge continentale active (Losert, 1974 ; Muñoz *et al.*, 1988) soit comme étant épanchées en contexte de bassin marginal avorté lié à la subduction d'une plaque océanique sous la marge andine (Rogers, 1985 ; Rogers et Hawkesworth, 1989 ; Buchelt et Tellez, 1988). On aurait donc une zone de subduction continue depuis la Colombie jusqu'au Chili.

Le Sud du Pérou, au Jurassique moyen est caractérisé par la présence d'un bassin en pull-apart (le Bassin d'Arequipa) lié à une tectonique en transtension (Vicente, 1981 ; Vicente *et al.*, 1982 ; Beaudoin, 1989). **La présence d'un magmatisme calco-alcalin lié à la subduction d'une plaque océanique sous la marge andine associé à une tectonique en transtension renforce l'hypothèse d'une convergence oblique de la plaque océanique et de la marge andine au Jurassique moyen.**

La présence de ce magmatisme calco-alcalin riche en potassium nous permet de modifier le modèle proposé par Jaillard *et al.* (1990) en proposant l'existence d'une subduction oblique, dirigée vers l'ESE sous le segment péruvien ou tout au moins au niveau de la zone côtière du Sud Pérou. Cette zone de subduction est probablement responsable d'une partie du volcanisme représenté dans la Formation La Negra.

II.2.3. Du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur.

D'après différents auteurs (Aspden *et al.*, 1987 ; Mourier, 1988 ; Jaillard *et al.*, 1990 entre autres ; Fig. VII.2, VII.3 et VII.4), la fin du Jurassique et le début du Crétacé sont marqués par une importante réorganisation géodynamique. L'ouverture au Néocomien de l'Atlantique Sud et celle de la ride Pacifico-Caraïbe (environ 130 Ma) induit le changement de direction du mouvement de la plaque Pacifique qui se dirige globalement vers le Nord Est. Le long du segment Colombo-équatorien des collisions obliques se produisent. Dans les Andes de Huancabamba, on assiste au début de l'accrétion du bloc Amotape-Tahuin. Au Pérou, le segment considéré comme transformant au Jurassique moyen (segment Péruvien) devient actif et l'on assiste à la mise en place d'un volcanisme interprété comme étant issu d'une subduction (arc ou bassin marginal créé sous l'influence d'une subduction). Le volcanisme jurassique terminal et crétacé inférieur n'a pas fait l'objet d'une étude détaillée dans le cadre de ce mémoire.

III. CONCLUSIONS GENERALES.

Des conclusions d'ordre stratigraphique, chronologique, pétrographiques, minéralogiques et géochimiques peuvent être tirées, sur la base des résultats acquis au cours de cette étude sur les formations volcaniques jurassiques d'Equateur et du Pérou.

a) Stratigraphie et chronologie.

Cette étude nous a permis :

- ☞ de confirmer l'âge Sinémurien des épanchements basaltiques de la Formation Santiago grâce à la présence d'ammonites du genre *Arietites*.

- ☞ de mettre en évidence la présence de deux épisodes volcaniques qui correspondent aux manifestations volcaniques mises en place en milieu aérien connues sous le nom de "*Membre Misahualli*" de Tschopp (1956), considérées comme s'étant mises en place au Jurassique terminal.

Les données géochronologiques obtenues nous ont permis de préciser l'âge du premier de ces épisodes volcaniques situé dans la zone subandine et que nous avons appelé *Formation Misahualli*. Les épanchements volcaniques de cette formation, datés du Jurassique moyen (environ 172 Ma) sont globalement contemporains des batholites calco-alcalins datés entre 150 et 190 Ma (Aspden *et al.*, 1992).

Le second épisode volcanique, que nous avons appelé *Membre Chapiza supérieur*, localisé en Oriente équatorien proprement dit, serait daté du Jurassique terminal (datations K/Ar à 132 Ma Espín *in* Hall et Calle, 1982 et données palynologiques *in* Bristow et Hoffstetter, 1977). Il n'a pas fait l'objet d'une étude dans ce mémoire et correspondraient au Membre Misahualli de Tschopp (1956).

- ☞ de confirmer, grâce à l'apport de la géochronologie $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, l'âge des coulées basaltiques de la Formation Chala déjà datées par Roperch et Carlier (1992) ainsi que des intrusifs subvolcaniques qui les recourent. Les coulées basaltiques de la Formation Chala ont été datées à environ 165 Ma, permettant de confirmer la corrélation généralement envisagée pour cette formation avec la Formation Río Grande datée à 164 Ma (Aguirre et Offler, 1985 ; Aguirre 1988). **Les formations Río Grande et Chala ne correspondraient qu'à un seul et même événement volcanique daté du Bajocien-Bathonien.**

Plusieurs générations d'intrusion recourent la Formation Chala ou la Formation Guaneros considérées comme d'âge similaire. Les premières de ces intrusions seraient sensiblement contemporaines des laves de la Formation Chala et les secondes, caractérisées par la présence d'amphibole primaire, plus tardives, dateraient du Crétacé inférieur (112-113 Ma).

- ☞ de montrer l'existence d'un magmatisme bien développé, d'âge jurassique moyen

(Bajocien à Bathonien), à la fois en Equateur (Formation Misahualli), au Nord Pérou (Formation Colán) et au Sud du Pérou (Formations Chala et Río Grande). Des corrélations peuvent être envisagées pour l'ensemble de ces formations même si leur environnement de dépôt diffère légèrement.

b) Pétrographie et minéralogie.

☞ L'étude pétrographique nous a permis de mettre en évidence la similitude des produits volcaniques émis dans les Formations Misahualli (Nord et Sud) et Colán d'une part et Chala et Río Grande d'autre part. Cependant, ces deux groupes de formation diffèrent légèrement l'un de l'autre. Le premier est caractérisé par l'abondance de laves intermédiaires à acides et produits pyroclastiques acides associés alors que dans le second, les laves de nature basaltique associées à des roches pyroclastiques (ignimbrites et tufs) acides prédominent.

Cette étude a également montré que la pétrographie et la minéralogie des basaltes mis en place sous forme de coulées et d'intrusifs hypovolcaniques contemporains (sills et dykes) de la Formation Chala sont sensiblement les mêmes.

☞ L'étude minéralogique a permis de distinguer deux groupes de roches caractérisés par des plagioclases à teneur en potassium relativement différentes.

- Le premier groupe correspond aux plagioclases des laves de la Formation Santiago et d'un échantillon de la Formation Misahualli du Sud. Les plagioclases analysés dans ce groupe sont très peu potassiques et sont comparables aux plagioclases des séries tholéiitiques ou calco-alcalines pauvres en potassium.

- Le second groupe, présentant des plagioclases riches en K_2O , correspond aux laves des Formations Río Grande, Chala et Misahualli. Les plagioclases des laves des Formations Misahualli et Colán sont cependant un peu moins riches en potassium que les plagioclases des laves du Sud Pérou. Malgré leurs teneurs relativement élevées en molécule Or, les plagioclases de la Formation Colán sont caractérisés par des teneurs en K_2O intermédiaires entre les plagioclases des laves de la Formation Santiago et celles des plagioclases des laves des Formations Río Grande ou Chala.

c) Métamorphisme.

Cette étude nous a permis de mettre en évidence plusieurs types de transformations minéralogiques secondaires dans les différentes formations volcaniques jurassiques du Pérou et de l'Equateur.

☞ Les transformations minérales qui affectent les laves de la Formation Santiago sont caractérisées par d'importantes hétérogénéités des paragenèses minérales. Leurs caractéristiques les rapprochent d'une altération de type hydrothermal de croûte océanique. Les températures déduites de la minéralogie secondaire ne dépassent pas $200^{\circ}C$ et ces minéraux ont probablement cristallisé sous des pressions très basses. Une influence de la composition de la roche et du micro-domaine hôte a parfois été mise en évidence.

☞ L'influence des intrusions est claire en ce qui concerne les roches de la Formation Misahualli et dans une moindre mesure pour la Formation Colán. Les laves de la Formation Misahualli étant contemporaines des batholites jurassiques, on peut supposer que ces produits volcaniques ont subi l'influence thermique des plutons, ce qui expliquerait le métamorphisme qui les affecte. Ce métamorphisme se serait développé à une température supérieure à 300°C (présence d'épidote et d'actinote) sous faible pression ($P < 3\text{kb}$) pour la Formation Misahualli du Sud.

☞ Les transformations minéralogiques qui affectent les coulées de basaltes andésitiques des Formations Río Grande et Chala sont semblables et comparables à celles observées dans les laves de la Formation Santiago. Elles sont caractérisées par l'absence de déformation et par la cristallisation de minéraux secondaires à des températures inférieures à 200°C (faciès zéolites?) sous des conditions de basse pression. La faible épaisseur des dépôts et l'absence de zonation minéralogique verticale montrent que ces transformations ne sont pas liées à l'enfouissement de la pile volcanique. Le rôle de la perméabilité des coulées semble être fondamental pour expliquer les paragenèses secondaires observées.

Les transformations minérales secondaires qui affectent les laves de la Formation Río Grande ont été interprétées par Aguirre (1988) comme un métamorphisme intermédiaire entre le métamorphisme hydrothermal et le métamorphisme d'enfouissement (*hydrothermal-burial metamorphism* en anglais) qui s'est produit à des températures comprises entre 125 et 230°C, sous une pression inférieure à 3 kb et lié à une interaction entre la roche et l'eau de mer.

☞ Les intrusifs hypovolcaniques de la Formation Chala sont caractérisés par la présence de minéraux de plus haute température que les coulées avec l'apparition de prehnite, d'épidote et d'actinote. Le métamorphisme qui affecte ces intrusifs peut être comparé à l'autométamorphisme de Beiersdorfer (1992). Ces transformations minérales secondaires se sont produites à des températures proches de 300°C sous une pression très basse.

d) Géochimie.

L'étude géochimique a permis de mettre en évidence :

☞ une mobilité des éléments chimiques, au cours de l'altération. Un phénomène d'altération potassique marqué par la cristallisation de minéraux potassiques (feldspath potassique, céladonite, séricite, zéolites potassiques (??)) dans la mésostase de certaines laves, en remplissage d'amygdales et en remplacement de minéraux primaires (plagioclase, olivine) a été observé. Ce phénomène explique probablement en partie les problèmes rencontrés lors de l'étude géochronologique sans pour autant affecter la validité des résultats obtenus.

☞ la présence de volcanisme d'affinité tholéitique continentale pour certaines coulées basaltiques de la Formation Santiago. Ces laves anorogéniques (rapport Th/Ta proche de 1) passent à un magmatisme calco-alcalin pauvre en potassium marqué par une signature orogénique (rapport Th/Ta élevé).

☞ une affinité calco-alcaline avec une richesse plus ou moins grande en potassium pour les laves des Formations Misahualli, Colán, Río Grande et Chala. La comparaison avec des laves quaternaires d'affinité calco-alcaline moyennement à fortement potassiques montrent la similitude des laves jurassiques avec les laves quaternaires. Ceci suggère que les roches volcaniques du Jurassique moyen d'Equateur et du Pérou présentent une affinité intermédiaire entre un magmatisme moyennement à fortement riche en potassium. Des variations sont observées pour certains éléments incompatibles (Zr, Th, Ta, Y, et terres rares) entre les laves quaternaires et les séries étudiées ici. Ces variations peuvent probablement s'expliquer en termes de différences dans les sources du magmatisme, des phénomènes ayant lieu dans la croûte continentale (contamination...), dans l'épaisseur de la croûte continentale ou à des variations du cadre géodynamique, notamment de la direction de convergence des plaques. En effet, à l'Actuel, la convergence entre la plaque Amérique du Sud et la plaque océanique est orthogonal alors que les laves du Sud Pérou sont interprétées comme étant liées à une convergence oblique.

Une comparaison entre les laves du Pérou et d'Equateur avec des laves d'âge sensiblement équivalent du Nord du Chili (Formation La Negra) montre que ces laves présentent certaines similitudes. Cependant, les séries volcaniques étudiées ici diffèrent des laves du Nord du Chili par leurs teneurs différentes en certains éléments chimiques (Zr, Th, Ta, terres rares). Les laves de la Formation La Negra sont interprétées comme s'étant mises en place en contexte extensif de bassin arrière arc.

Des variations de composition chimique sont observées entre les roches d'Equateur et du Nord Pérou par rapport aux laves du Sud Pérou suggérant que les conditions de mise en place des laves de ces séries ne sont pas identiques.

La nature très potassique des plagioclases de laves de certaines formations (notamment Río Grande, Chala et dans une moindre mesure Misahualli) confirme le caractère riche en potassium du volcanisme jurassique moyen équatorien et sud-péruvien. En effet, bien que certaines laves soient clairement enrichies en potassium, en particulier dans le cas des laves du Sud Pérou, la teneur élevée en molécules d'orthose de leurs plagioclases suggère que les laves dans lesquelles ces minéraux ont cristallisé étaient riches en K. Il faut souligner qu'à l'inverse des plagioclases, les clinopyroxènes de ces roches ne sont pas caractéristiques d'un magmatisme calco-alcalin riche en potassium.

e) Conclusions d'ordre géodynamique.

Cette étude nous a permis de confirmer partiellement le modèle proposé par Jaillard *et al* (1990) en y apportant quelques modifications. Plusieurs phénomènes sont enregistrés au Jurassique inférieur à moyen dans le magmatisme :

☞ Un phénomène d'extension, caractérisé par l'épanchement des laves de type tholéiites continentales de la Formation Santiago. Un passage probable à un magmatisme calco-alcalin de marge continentale active est présent dans cette formation.

☞ L'Arc Misahualli-Colán composé de laves et produits pyroclastiques basiques à acides et de batholites granodioritiques, qui fonctionne au Jurassique moyen est lié à la subduction d'une croûte océanique sous le segment Colombo-équatorien. La présence de ce magmatisme de marge continentale active et la répartition actuelle des produits volcaniques confirment l'hypothèse proposée par plusieurs auteurs (Aspden *et al.*, 1987 ; Mourier 1988 ; Jaillard *et al.*, 1990) (voir figs) avec la subduction de la plaque océanique Phoenix sous la marge sud-américaine globalement dirigée vers le Sud-Est.

☞ A la même période (à environ 160-165 Ma), les laves calco-alcalines riches en potassium de marge continentale active des Formations Río Grande et Chala s'épanchent le long du segment péruvien. Cet arc volcanique édifié en bordure de la marge andine permet de supposer l'existence d'une subduction oblique par rapport au Segment péruvien et non d'une marge purement transformante comme le supposent certains auteurs (Aspden *et al.*, 1987 ; Jaillard *et al.*, 1990).

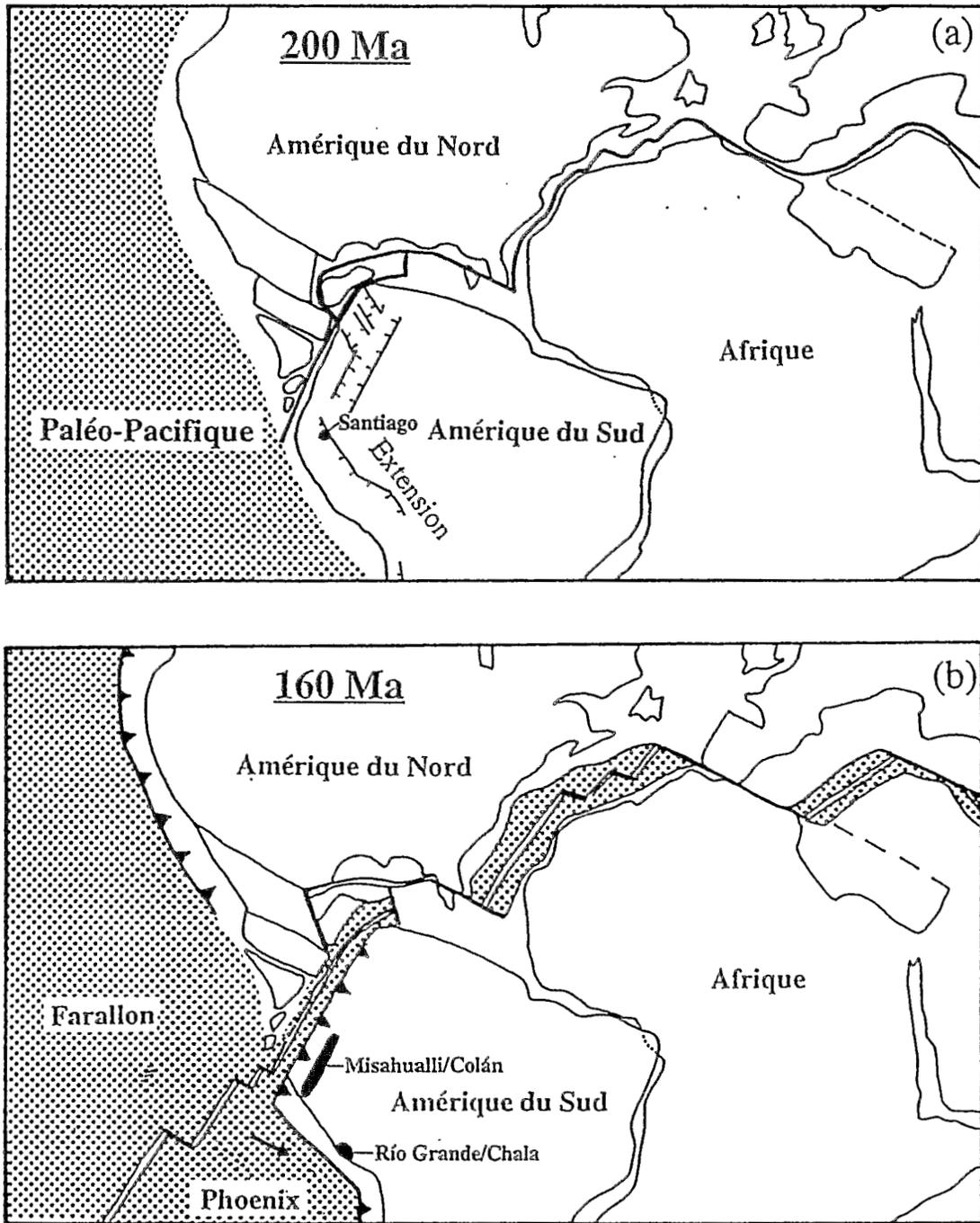


Fig.VII.5. : Reconstruction géodynamique schématique pour la marge andine du Jurassique inférieur (a, Sinémurien) à moyen (b, Bajocien-Bathonien), d'après Jaillard *et al.*, 1990 modifié. Le volcanisme est représenté en noir.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Références bibliographiques

- ABAD E.E. 1980 Cuadrángulos Estación Algarrobal, Yervas Buenas, Cerro Blanco, Merceditas y Tres Morros, Región de Atacama. Carta Geológica de Chile, 1/100 000. Instituto de Investigaciones Geológicas, n°38.
- ABDEL-RAHMAN A.F.M. 1994 Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline and peraluminous magmas. *J. Petrol.*, v. 35, p. 525-541.
- ÅBERG G., AGUIRRE L., LEVI B., NYSTROM J.O. 1984 Spreading-subsidence and generation of ensialic marginal basins : an example from the early Cretaceous of central Chile. In : «Marginal basin geology». Geol. Soc. London Spec. Publ., p. 185-193.
- AGUIRRE L. 1985 The Southern Andes. In : «The ocean basins and margins», v. 7A, The Pacific Ocean. A.E.M. Nairn, F.G. Stehli, S. Uyeda eds., Plenum Press, p. 265-376.
- AGUIRRE L. 1988 Chemical mobility during low-grade metamorphism of a Jurassic lava flow : Río Grande Formation, Peru. *J. South Amer. Earth Sci.*, v. 1, p. 343-361.
- AGUIRRE L. 1989 Metamorfismo pre-orogénico cretácico y marco geotectónico, Cordillera Occidental de Colombia (perfil Buga-Buenaventura). *Rev. Geol. Chile*, v. 16, p. 123-144.
- AGUIRRE L. 1991 Interpretación de facies y gradientes en el metamorfismo diastatérico del Grupo volcánico Casma (Cretácico), Perú. 6º Congreso Geológico Chileno, p. 11-15.
- AGUIRRE L., ATHERTON M.P. 1987 Low-grade metamorphism and geotectonic setting of the Macuchi formation, Western Cordillera of Ecuador. *J. Metamorphic Geol.*, v. 5, p. 473-494.
- AGUIRRE L., OFFLER R. 1985 Burial metamorphism in the Western Peruvian trough : its relation to Andean magmatism and tectonics. In : «Magmatism at a plate edge : the Peruvian Andes», Pitcher W.S., Atherton M.P., Cobbing E.J., Beckinsale R.D. eds., Blackie, Glasgow, p. 59-71.
- AGUIRRE L., LEVI B., OFFLER R. 1978 Unconformities as mineralogical breaks in the burial metamorphism of the Andes. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 66, p. 361-366.
- AGUIRRE L., LEVI B., NYSTRÖM J.O. 1989 The link between metamorphism, volcanism and geotectonic setting during the evolution of the Andes. In : «Evolution of Metamorphic Belts», Daly J.S., Cliff R.A. and Yardley B.W.D., eds., Geol. Soc. Sp. Pub., n° 43, p. 223-232.
- AGUIRRE L., MORATA D., PUGA E., BARONNET A., 1994 Chemistry and crystal characteristics of pumpellyite in a metadolomite from the Archidona region, Subbetic Cordillera, Spain. (sous presse, *Geological Society of America Bulletin*).
- ALT J.C., EMMERMANN R., 1985 Geochemistry of hydrothermally altered basalts, Deep Sea Drilling Project Hole 504B, Leg 83. In : «Initial Reports of the D.S.D.P.», Anderson R.N., Honnorez J., Becker K. et al. eds., v. LXXXIII, Washington, (US Govt. Printing Office) p. 249-262.
- ALT J.C., HONNOREZ J., 1984 Alteration of the upper oceanic crust, DSDP Site 417 : mineralogy and chemistry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 87, p. 149-169.
- ALT J.C., HONNOREZ J., LAVERNE C., EMMERMAN R., 1986 Hydrothermal alteration of 1 km section through the upper oceanic crust, DSDP Hole 504B : the mineralogy, chemistry and evolution of seawater-basalt interactions. *J. Journ. Geoph. Res.*, vol. 91, p. 309-335.
- ALT J.C., LAVERNE C., MUEHLENBACHS K. 1985 Alteration of the upper oceanic crust : mineralogy and processes in Deep Sea Drilling Project Hole 504B, Leg 83. In : «Initial Reports of the D.S.D.P.», Anderson R.N. Honnorez, J., et Becker K. eds., v. LXXXIII, Washington, (U.S. Govt. Printing Office), p. 217-247.

Bibliographie

- ALVAREZ A.J. 1983 Geología de la Cordillera Central y el Occidente colombiano y petroquímica de los intrusivos granitoides meso-cenozoicos. *Bol. Geol. Ingeominas*, v. 26, p. 1-175.
- ALY S. 1980 Petrologische untersuchungen plutonischer gesteine von Ecuador. Gedruckt mit Unterstützung des Deutschen Akademischen Austauschdienstes, 215 p.
- ANDREWS A.J., 1977 Low temperature fluid alteration of oceanic layer 2 basalts, DSDP Leg 37. *Can. J. Earth Sci.*, v. 14, p. 911-926.
- ANDREWS A.J. 1980 Saponite and celadonite in layer 2 basalts, DSDP Leg 37. *Contrib. Miner. Petrol.*, v. 73, p. 323-340.
- AOKI K.I., KUSHIRO I. 1968 Some clinopyroxenes from ultramafic inclusions in Dreiser Weiher, Eifel. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 18, p. 326-337.
- ARTHAUD F., MEGARD F., SEGURET M. 1977 Cadre tectonique de quelques bassins sédimentaires. *Bull. Cent. Rech. Expl. Prod. Elf-Aquitaine*, v. 1, p. 147-188.
- ASPDEN J., IVIMEY-COOK H.C. 1992 Nuevos datos paleontológicos del centro y surestado del Ecuador. *Bol. Geol. Ecuat.*, v. 3, p. 33-42.
- ASPDEN J.A., LITHERLAND M., 1992 The geology and Mesozoic collisional history of the Cordillera Real, Ecuador. *Tectonophysics*, v. 205, p. 187-204.
- ASPDEN J.A., McCOURT W.J. 1986 Mesozoic oceanic terrane in the central Andes of Colombia. *Geology*, v. 14, p. 415-418.
- ASPDEN J.A., LITHERLAND M., DUQUE P., SALAZAR E., BERMUDEZ R., VITERI F. 1987 Un nuevo cinturón ofiolítico en la Cordillera Real, Ecuador y su posible significación regional. *Politécnica, Monografía de Geología* 5, v. XII, n° 2, p. 81-83.
- ASPDEN J.A., McCOURT W.J., BROOK M. 1987 Geometrical control of subduction-related magmatism : the Mesozoic and Cenozoic plutonic history of western Colombia. *J. Geol. Soc. London*, v. 144, p. 893-905.
- ASPDEN J.A., LITHERLAND M., SALAZAR E. 1988 Una interpretación preliminar de la historia colisional del centro y sur del Ecuador y posibles controles para la geología cenozoica y de mineralización polimetálica. *Politécnica, Monografía de Geología* 6, v. XIII, n° 3.
- ASPDEN J.A., RUNDLE C.C., VITERI F., BERMUDEZ R., HARRISON S.S. 1990 Edades radiométricas del batolito Zamora-Río Mayo. *Bol. Geol. Ecuat.*, n° 1, p. 85-88.
- ASPDEN J.A., FORTEY N., LITHERLAND M., VITERI F., HARRISON S.M. 1992 Regional S-type granites in the Ecuadorian Andes: Possible remnants of the breakup of western Gondwana. *J. of South Amer. Earth Sci.*, v. 6, p.123-132.
- ASPDEN J.A., HARRISON S.H., RUNDLE C.C. 1992 New geochronological control for the tectono-magmatic evolution of the metamorphic basement, Cordillera Real and El Oro Province of Ecuador. *J. of South Amer. Earth Sci.*, v. 6, p.77-96.
- ATHERTON M.P., AGUIRRE L. 1992 Thermal and geotectonic setting of Cretaceous volcanic rocks near Ica, Peru, in relation to Andean crustal thinning. *J. South Am. Earth Sci.*, v. 5, n° 1, p. 47-69.
- ATHERTON M.P., WEBB S. 1989 Volcanic facies, structure, and geochemistry of the marginal basin rocks of central Peru. *J. South Amer. Earth Sc.*, v. 2, p. 241-261.
- ATHERTON M.P., PITCHER W.S., WARDEN V. 1983 The Mesozoic marginal basin of central Peru. *Nature*, v. 305, p. 303-306.
- ATHERTON M.P., WARDEN V., SANDERSON L.M. 1985 The Mesozoic marginal basin of Central Peru : geochemical study of within-plate-edge volcanism. In : «Magmatism at a plate-edge, the Peruvian Andes», Pitcher W.S., Atherton M.P., Cobbing E.J., Beckinsale R.D. eds., Blackie, Glasgow, p. 47-58.

- AUBOUIN J. 1973 Présentation de la Cordillère des Andes. *Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique*, v. 2, n°15, pp. 5-10.
- AUDEBAUD E., CAPDEVILLA R., DALMAYRAC B., DEBELMAS J., LAUBACHER G., LEFEVRE C., MAROCCO R., MARTINEZ C., MATTAUER M., MEGARD F., PAREDES J., TOMASI P. 1973 Les traits géologiques essentiels des Andes centrales (Pérou, Bolivie). *Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique*, v. 2, n° 15, p. 223-264.
- BAEZA L. 1979 Distribución de facies sedimentarias marinas en el Jurásico de Cerritos Bayos y zonas adyacentes - Norte de Chile. II Congreso Geológico Chileno, Actas Tomo III, Arica, Chile, p. H,45-H,69.
- BAHAR I. 1984 Contribution à la connaissance du volcanisme indonésien : le Mérapi (Centre-Java) ; Cadre structural, pétrologie-géochimie et implications volcanologiques. Thèse de Docteur Ingénieur, Université de Montpellier, 167 p.
- BAILEY J.C. 1981 Geochemical criteria for a refined tectonic discrimination of orogenic andesites. *Chemical Geology*, v. 32, p. 139-154.
- BALDOCK J.W. 1982 Geología del Ecuador. División de Investigación Geológico-Minera, 66 p.
- BALDOCK J.W. 1985 The Northern Andes : a review of the the Ecuadorian Pacific margin. In : «The Ocean Basins and Margins», Nairn A.E.M., Stehli F.G. et Uyeda S. eds., v. 7A, The Pacific Ocean, Plenum Press.
- BALTATZIS E.G., KATAGAS C.G. 1984 The pumpellyite-actinolite and contiguous facies in part of the Phyllite-Quartzites Series - Central northern Peloponnesus, Greece. *J. Metam. Geol.*, n° 2, p. 349-363.
- BARRERO D., ALVAREZ J., KASSEM T. 1969 Actividad ignea y tectónica en la Cordillera Central durante el Meso-Cenozoico. *Bol. Geol. Colombia*, v. 17, p. 145-173.
- BARTLEY J.M. 1986 Evaluation of REE mobility in low-grade metabasalts using mass-balance calculations. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, v. 66, p. 145-152.
- BATTY M., CARLOTTO v. , JACAY J., JAILLARD E. 1990 The kimberidgian(?)-early Valanginian tectonic event on the peruvian margin. ISAG 90, Grenoble, Ed. ORSTOM, Coll. Colloques et Séminaires, p. 265-268.
- BEAUDOIN B. 1989 Arequipa basin jurassic evolution (South Peru). *Géochronique*, v. 30, p. 35.
- BECKINSALE R.D, SANCHEZ F.A.W., BROOK M., COBBING E.J., TAYLOR W.P., MOORE N.D. 1985 Rb-Sr whole-rock isochron and K-Ar age determinations for the Coastal Batholith of Peru. In: «Magmatism at a plate edge : the Peruvian Andes», Pitcher W.S., Atherton M.P., Cobbing E.J., Beckinsale R.D. eds., Blackie, Glasgow, p. 177-202.
- BEIRSDORFER R.E. 1992 Metamorphism of the Smartville Complex and contiguous rocks, Northern Sierra Nevada and Klamath Mountains. Ph.D., University of California, Davis, 151 p.
- BELLIDO E., GUEVARA C., 1963 Geología de los Cuadrángulos de Punta de Bombón y Clemesi (Hojas 35-s et 35-y) Com. Carta. Geol. Nac., vol.2 (5), 92 p., cartes au 1/100 000°.
- BENAVIDES V. 1962 Estratigrafía-terciaria de la región de Arequipa. *Bol. Soc. Geol. Perú*, t. 38, p. 5-63.
- BESSON M. , FONTEILLES M., 1974 Relations entre les comportementsz contrastés de l'alumine et du fer dans la différenciation des séries tholéiitique et calco-alcaline. *Bull. Soc. Fr. Cristallogr.*, v. 97, p.445-449.
- BETTISON L.A., SCHIFFMAN P. 1988 Compositional and structural variations of phyllosilicates from the Point Sal ophiolite, California. *American Mineralogist*, v. 73, p. 62-76.
- BETTISON-VARGA L., MACKINNON I.D.R., SCHIFFMAN P. 1991 Integrated TEM-XRD and electron microprobe investigation of mixed-layer chlorite-smectite from the Point Sal ophiolite, California. *J. Metamorphic Geol.*, v. 9, p. 697-710.

Bibliographie

- BEVINS R.E. 1978 Pumpellyite-bearing basic igneous rocks from the Lower Ordovician of North Pembrokeshire, Wales. *Mineral. Magazine*, v. 42, p. 81-83.
- BEVINS R.E., ROWBOTHAM G., 1983 Low-grade metamorphism within the Welsh sector of the paratectonic Caledonides. *Geol. Journal*, v. 18, p. 141-167.
- BEVINS R.E., MERRIMAN R.J. 1988 Compositional controls on coexisting prehnite-actinolite and prehnite-pumpellyite facies assemblages in the Tal y Fan metabasite intrusion, North Wales: implications for Caledonian metamorphic field gradients. *J. Metamorphic Geol.*, v. 6, p. 17-39.
- BEVINS R.E., ROBINSON D., ROWBOTHAM G. 1991 Compositionnal variations in mafic phyllosilicates from regional low grade metabasites and application of the chlorite geothermometer. *J. Metamorphic Geol.*, v. 9, p. 711-721.
- BEVINS R.E., ROWBOTHAM G., ROBINSON D. 1991 Zeolite to prehnite-pumpellyite facies metamorphism of the late Proterozoic Zig-Zag Dal Basalt Formation, eastern North Greenland. *Lithos*, v. 27, p. 155-165
- BIENVENU P., BOUGAULT H., JORON J.L., TREUIL M., DMITRIEV L. 1989 MORB alteration: Rare Earth Element / non Rare Earth Hygromagmaphile Element fractionation. Soumis en 1989 à *Chemical Geology*.
- BIRD D.K., SCHIFFMAN P., ELDERS W.A., WILLIAMS A., Mc DOWELL S.D. 1984 Calc-silicate mineralization in active geothermal systems. *Econ. Geol.*, v. 79, p. 671-695.
- BOILY M., BROOKS C., JAMES D.E. 1984 Geochemical characteristics of the late Mesozoic andean volcanics. In : «Andean magmatism chemical and isotopic constraints», Harmon R.S., Barrero B.A. eds, p. 190-202.
- BOINET T., BOURGOIS J., BELLON H., TOUSSAINT J.F. 1985 Age et répartition du magmatisme pré-mésozoïque des Andes de Colombie. *C. R. Acad. Sci. Paris*, tome 300, Série II, n°10, p. 445-450.
- BOLES J.R., COOMBS D.S. 1975 Mineral reactions in zeolitic Triassic tuffs, Hokonui Hills, New Zealand. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 86, p. 163-173.
- BOLES J.R., COOMBS D.S., 1977 Zeolite facies alteration of sandstones in the Southland Syncline, New Zealand. *Amer. J. Sci.*, v. 277, p.982-1022. NR 598
- BRISTOW C.R., HOFFSTETTER R. 1977 Lexique Stratigraphique International, v. V, Amérique Latine, Fasc. 5a2, Equateur. C.N.R.S., Paris.
- BROTHERS R.N. 1974 High-pressure schists in Northern New Caledonia, *Contrib. Miner. Petrol.*, v. 46, p. 109-127.
- BROWN E.H. 1977 Phase equilibria among pumpellyite, lawsonite, epidote and associated minerals in low-grade metamorphic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. , p. 123-136.
- BRUET E., 1947 L'état actuel de nos connaissances géologiques sur le Haut-Amazone de l'Equateur. *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, vol.4 p. 61-64.
- BUHEL T., TELLEZ C. 1988 The Jurassic La Negra Formation in the area of Antofagasta, Northern Chile (lithology, petrography, geochemistry). In «The Southern Andes», Lecture notes in Earth Sciences, v. 17, H. Bahlburg, C. Breitkreuz, P. Giese eds., Springer Verlag, Berlin, p. 171-182.
- BURGL H. 1961 Historia geológica de Colombia. *Rev. Acad. Colomb. Cienc. Exactas Fis. Nat.*, v. 11, n° 43, p. 137-194.
- BURGL H. 1967 The orogenesis in the Andean system of Colombia. *Tectonophysics*, v. 4, p. 429-443.
- CABANIS B., LECOLLE M. 1989 Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8 : un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale. *C. R. Acad. Sci. Paris*, v. 309, p. 2023-2029.
- CABANIS B., THIEBLEMONT D. 1988 La discrimination des tholéiites continentales et des basaltes arrière-arc. Proposition d'un nouveau diagramme, le triangle Th-3 x Tb-2 x Ta. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, v. IV, p. 927-935.

- CALDAS J. 1978 Geología de los cuadrángulos de San Juan, Acarffía y Yauca. Inst. Geol. Min., Lima, 78 p.
- CAMPBELL C.J. 1970 Guide to the Puerto Napo area, Eastern Ecuador. Notes on the regional geology of the Oriente basin. *Ecuadorian Geological and Geophysical Society*.
- CANFIELD R.W., BONILLA G., ROBBINS R.K. 1982 Sacha oil field of Ecuadorian Oriente. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, v. 66, n° 8, p. 1076-1090.
- CARLIER G., GRANDIN G., LAUBACHER G., MAROCCO R., MEGARD F. 1982 Present knowledge of the magmatic evolution of the Eastern Cordillera of Peru. *Earth. Sci. Reviews*, v. 18, n° 3/4, p.253-283. Cas R.A.F., Wright J.V. 1991 Subaqueous pyroclastic flows and ignimbrites: an assessment. *Bull. Volcanol.*, v. 53, p. 357-380.
- CATHELINÉAU M., 1988 Cation site occupancy in chlorites and Illites as a function of temperature. *Clays minerals*, v. 23, p. 471-485.
- CATHELINÉAU M., IZQUIERDO G. 1988 Temperature-composition relationships of authigenic micaceous minerals in the Los Azufres geothermal system. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 100, p. 418-428.
- CATHELINÉAU M., NIEVA D. 1985 A chlorite solid solution geothermometer The Los Azufres (México) geothermal system. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 91, p. 235-244.
- CHARRIER R. 1979 El Triásico en Chile y regiones adyacentes de Argentina : una reconstrucción paleogeográfica y paleoclimática. *Comunicaciones*, v. 26, p. 1-37.
- CHO M., LIOU J.G., MARUYAMA S. 1986 Transition from the zeolite to prehnite-pumpellite facies in the Karmutsen metabasites, Vancouver Island, British Columbia. *J. Petrol.*, v. 27, p. 467-494.
- CHONG G.D. 1976 Las relaciones de los sistemas jurásico y cretácico en la zona preandina del Norte de Chile. Primer Congreso Geológico Chileno, Actas, Tomo I, Santiago, Chile, p.A,21-A,42.
- CLARK A.H., FARRAR E., KONTAK D.J., LANGRIDGE R.J., ARENAS M.J., FRANCE L.J., McBRIDE S.L., WOODMAN P.L., WASTENEYS H.A., SANDEMAN H.A., ARCHIBALD D.A. 1990 Geologic and geochronologic constraints on the metallogenic evolution of the Andes of southeastern Peru. *Economic Geology*, v. 85, n° 7, p. 1520-1583.
- COBBING E.J. 1985 The Central Andes. In : «The ocean basins and margins», v. 7A, The Pacific ocean. A.E.M. Naion, F.G. Stehli, S.Uyeda eds., Plenum Press, p. 219-264
- COBBING E.J., PITCHER W.S., WILSON J.J., BALDOCK J.W., TAYLOR W.P., Mc COURT W.J., SNELLING N.J. 1981 The geology of the Western Cordillera of Northern Peru. *Inst. Geol. Sc. Overseas Mem.*, n° 5, p. 1-143.
- COIRA B., DAVIDSON J., MPODOZIS C., RAMOS v. 1982 Tectonic and magmatic evolution of the Andes of Northern Argentina and Chile. *Earth Sci. Rev.*, v. 18, p. 303-332.
- COISH R.A., TAYLOR L.A. 1979 The effects of cooling rate on texture and pyroxene chemistry in DSDP LEG 34 basalt : a microprobe study. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 42, p. 389-398.
- COLONY R.J., SINCLAIR J.M. 1932 Metamorphic and igneous rocks of eastern Ecuador. *Annals of the New York Academy of Sciences*, v. XXXIV, p. 1-54
- COOMBS D.S. 1961 Some recent work on the lower grades of metamorphism. *Australian J. Sci.*, v. 24, p. 203-215.
- COOMBS D.S., NAKAMURA Y., VUAGNAT M. 1976 Pumpellyite-Actinolite facies schists of the Taveyanne formation near Loèche, Valais, Switzerland. *J. Petrol.*, v. 17, p. 440-471.
- CORTESOGNO L., LUCCHETTI G., SPADEA P., 1984 Pumpellyite in low-grade metamorphic rocks from Ligurian and Lucanian Appenines, Maritime Alps and Calabria (Italy). *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 85, p. 14-24.
- DALMAYRAC B. 1978 Géologie de la Cordillère Orientale de la région de Huanuco : sa place dans une transversale des Andes du Pérou central (9° S à 10°30' S). Travaux et Document de l'ORSTOM, n°93, 161 p.

Bibliographie

- DALMAYRAC B., LAUBACHER G., MAROCCO R. 1980 Géologie des Andes Péruviennes. Trav. Doc. ORSTOM, n°122, Paris, 501 p.
- DALZIEL I.W.D. 1985 Collision and cordilleran orogenesis : an Andean perspective. In : «Collision tectonics», M.P. Coward and A.E. Ries eds., Geol. Soc. London, Spec. Publ., n° 19, p. 389-404.
- DAMM K.W., PICHOWIAK S. 1981 Petrologie, geochronologie und geochemie der magmatite im kustenordillereensegment Taltal-Chanaral (nordchile). *Zbl. Geol. Päléont.*, v. 1, p. 319-332.
- D'ARCO P. 1982 Contribution à l'interprétation géothermométrique et géobarométrique des paragenèses calco-alcalines de l'arc des Petites Antilles ; Crystallisation fractionnée de la série du Quill (Ile de Saint-Eustache). Thèse de 3ème cycle, Université de Brest, 155 p.
- DAVIDSON J., GODOY , COVACEVITCH v. , 1976 El Bajociano marino de Sierra Minillas (70°30' L.O. - 26° L.S.) y Sierra Fraga (69°50"L.O. - 27° L.S.), Provincia de Atacama, Chile : Edad y marcogeotectónico de la Formación La Negra en esta latitud. Primer Congreso Geológico Chileno, Actas, Tomo I, Santiago, Chile, p.A,255-A,272.
- DAVIDSON J.P., McMILLAN N., MOORBATH S., WÖRNER G., HARMON R.S., LOPEZ-ESCOBAR L., 1990 The Nevados de Payachata volcanic region (18°S/69°W, N. Chile). II Evidence for widespread crustal involvement in Andean magmatism. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 105, p. 412-432.
- DEER W.A., HOWIE.A., ZUSSMAN J. 1963 Rock-forming minerals - Framework silicates. longmans, London, 417 p.
- DEER W.A., HOWIE.A., ZUSSMAN J. 1992 An introduction to the rock-forming minerals, Longman group, Harlow, UK, 677 p.
- DELPRETTI P. 1987 Contribution à l'étude de la Sierra Madre Occidental (Mexique) : La séquence volcanique tertiaire de la transversale Tepoca-Yepachic. Thèse d'Université, Université d'Aix-Marseille III, 224 p.
- DICKIN A.P., JONES N.W. 1983 Relative elemental mobility during hydrothermal alteration of a basic sill, Isle of Skye, N.W. Scotland. *Contrib. Miner. Petrol.*, v. 82, p. 147-153.
- DONNELLY T.W., THOMPSON G., SALISBURY M.L. 1980 The chemistry of altered basalts at site 417, Deep Sea Drilling Project Leg51. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. LI,LII, LIII, part II, p. 1319-1330.
- DUPLAY J., DESPRAIRIES A., PAQUET H., MILLOT G. 1986 Céladonites et glauconites. Double population de particules dans la céladonite de Chypre. Essai sur les températures de formation. *C. R. Acad. Sci. Paris*, v. 302, p. 181-186.
- DUPLAY J., PAQUET H., KOSSOVSKAYA A., TARDY Y. 1989 Estimation de la température de formation des paragenèses saponites-céladonites et glauconites-nontronites dans les altérations sous-marines de basaltes, par la méthode des corrélations entre éléments. *C. R. Acad. Sci. Paris*, v. 309, p. 53-58.
- ERNST W.G., SEKI Y., ONUKI H., GILBERT M.C. 1970 Comparative study of low-grade metamorphism in the California Coast Ranges and the outer metamorphic belt of Japan. *Mem. Soc. Geol. Am.*, p. 124-276.
- ESCALANT M. 1988 Evolution spatiale et chronologique du volcanisme de l'île de la Martinique (Petites Antilles) : implications pétrogénétiques. Thèse d'Université, Université d'Aix-Marseille III, 205 p.
- EVARTS R.C., SCHIFFMAN P. 1983 Submarine hydrothermal metamorphism of the Del Puerto ophiolite, California. *Amer. J. Sci.*, v. 283, p. 289-340.
- EWART E. 1979 A review of the mineralogy and chemistry of tertiary-recent dacitic, latitic, rhyolitic, and related salic volcanic rocks. In «: Trondjemites and dacites and related rocks», Elsevier ed., p. 13-69.
- EWART A. 1982 The mineralogy and petrology of Tertiary-recent orogenic volcanic rocks : with special reference to the andesitic-basaltic compositional range. In» Andesites», Thorpe R.S. ed., John Wiley and Sons publ., New York, p. 26-87.
- FAUCHER B., SAVOYAT E. 1973 Esquisse des Andes de l'Equateur. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, v. 15, p.115-142.

- FEININGER T., 1980 Eclogite and high pressure regional metamorphic rocks from the Andes of Ecuador, *J. Petrol.*, vol.21, p. 107-140.
- FEININGER T. 1987 Allochthonous terranes in the Andes of Ecuador and Northwestern Peru. *Can. J. Earth Sci.*, v. 24, p. 266-278.
- FEININGER T., SEGUIN M.K. 1983 Simple Bouger gravity anomaly field and the inferred crustal structure of continental Ecuador. *Geology*, v. 11, p. 40-44.
- FERAUD G. 1989 La datation par sonde laser. *La Recherche*, v. 20, n° 209, p. 540-542.
- FERRARIS F.B. 1978 Hoja Tocopilla, escala 1/250 000, Carta geológica de Chile. Instituto Investigaciones Geológica, n° 3, 32 p.
- FREY F.A., GERLACH D.C., HICKEY R.L., LOPEZ-ESCOBAR L. MUÑIZAGA-VILLAVICENCIO F., 1984 Petrogenesis of the Laguna del Maule volcanic complex, Chile (36°S). *Contrib. Mineral., Petrol.*, vol. 88, p. 133-149.
- FREY M., CAPITANI C. DE, LIOU J.G. (1991) - A new petrogenetic grid for low grade metabasites. *J. Metamorphic Geol.*, v. 9, p. 497-509.
- GARCIA F. 1967 Geología del Norte Grande de Chile. Soc. Geol. Chile Symposium, Santiago, 1962, 138 p.
- GARCIA W., 1968 Geología de los Cuadrángulos de Mollendo y La Joja (Hojas 34-r et 34-s), Serv. Geol. Min. Bol., n° 19, Lima, 95 p., cartes au 1/100 000°.
- GERMANIQUE J.C. 1994 Major, trace and rare-earth elements in fourteen GSJ reference samples. Determination by X-ray fluorescence spectrometry and inductively coupled plasma optical emission spectrometry. *Geostandards Newsletters*, v. 18, n° 1, p. 91-100.
- GEYER O.F. 1973 Das präkretazische Mesozoikum von Kolumbien. *Geol. Jahrb.*, Reihe B, Heft 5, (Regionale Geologie Ausland), p. 1-156.
- GEYER O.F. 1974 Der Unterjura (Santiago Formation) von Ekuador. *N. Jb. Geol. Paläont.*, Mh, Heft 9, p. 525-541.
- GEYER O.F. 1980 Die mesozoische Magnafazies-Abfolge in den Nördlichen Andes (Peru, Ekuador, Kolumbien). *Geol. Rundschau*, v. 69, n° 3, p. 875-891.
- GEYER O.F. 1980 Las Magnafacies mesozoicas en los Andes Septentrionales (Colombia, Ecuador, Perú). In: «Nuevos resultados de la investigación Geocientífica Alemana en Latino-América». Proyecto de la Deutsche Forschungsgemeinschaft, p. 98-111.
- GEYER O.F. 1982 Comparaciones estratigráficas y faciales en el Triásico Norandino. *Geol. Norandina*, v. I, p. 27-31.
- GILL J.B. 1981 Orogenic andesites and plate tectonics. Springer Verlag, Berlin, 390 p.
- GILLIS K.M., THOMPSON G., 1993 Metabasalts from the Mid-Atlantic Ridge : new insights into hydrothermal systems in slow-spreading crust. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 113, p. 502-523.
- HALL M.L., CALLE J. 1982 Geochronological control for the main tectonic-magmatic events of Ecuador. *Earth Sci. Reviews*, v. 18, p. 215-239.
- HAQ B.U., HARDENBOL J., VAIL J.R. 1987 Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, vol. 235, p. 1156-1167.
- HARRISON S.M. 1989 Radiometric ages (Rb/Sr, K/Ar and Sm/Nd) for rocks from the Cordillera Real, Ecuador, Phase II. In : «Fourth annual report of the Cordillera Real geological project», INEMIN-British Mission. Open file report, BGS, Keyworth, Nottingham, UK, and INEMIN, Quito (unpublished).

- HASHIMOTO M. 1966 On the prehnite-pumpellyite metagreywackefacies. *J. Geol. Soc. Japan*, v. 72, p. 253-265.
- HASKIN L.A., HASKIN N.A., FREY F.A., WILDEMAN T.R. 1968 Relative and absolute terrestrial abundances on the rare earths. In «Origin and evolution of the elements», L.H. Ahrens ed., Pergamon, Oxford, p. 889-911.
- HELLMAN P.L., HENDERSON P. 1977 Are rare earth elements mobile during spilitisation? *Nature*, v. 267, p. 38-40.
- HELLMAN P.L., SMITH R.E., HENDERSON P. 1977 Rare earth element investigation of the Cliefden Outcrop, N-S-W, Australia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 65, p. 155-164.
- HELLMAN P.L., SMITH R.E., HENDERSON P. 1979 The mobility of the rare earth elements : Evidence and implications from selected terrains affected by burial metamorphism. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v.71, p. 23-44.
- HERBERT M.J., PICHLER H. 1983 K/Ar ages of rocks from the Eastern Cordillera of Ecuador. *Z dt Geol. Gest.*, v. 134, p. 483-493.
- HERNANDEZ J. 1983 Le volcanisme miocène du Rif Oriental (Maroc) - Géologie, pétrologie et minéralogie d'une province shoshonitique. Thèse d'Etat, Université Paris VI, 391 p.
- HEY M.H. 1954 A new review of the chloritese. *Mineralogical Magazine*, v. 30, p. 277-292.
- HICKEY-VARGAS R., MORENO-ROA H., LOPEZ-ESCOBAR L., FREY F.A., 1989 Geochemical variations in Andean basaltic and silicic lavas from the Villarica-Lanin volcanic chain (39.5°S) : an evaluation of source heterogeneity, fractional crystallization and crustal assimilation. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 103, p.361-386.
- HILDERTH W., MOORBATH S., 1988 Crustal contributions to arc magmatism in the Andes. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 98, p. 455-489.
- HOLTZAPFFEL T. 1985 Les minéraux argileux : préparation, analyse diffractométrique et détermination. Soc. Géol. du Nord, France, n° 12, 136 p.
- HONNOREZ J., LAVERNE C., HUBBERTEN H-W, EMMERMANN A., MUEHLENBACHS K., 1983 Altration processes in Layer 2 basalts from Deep Sea Drilling Project Hole 504B, Costa Rica Rift. In : «Initial Reports of the D.S.D.P.», Cann. J.R., Langseth M.G., Honnorez J., Von Herzen R.P., White S.M. et al. eds., v. LXIX, Washington (US Govt Printing Office) p. 509-546.
- HUMPHRIS S.E. 1984 The mobility of the Rare Earth elements in the crust. In : »Rare Earth element geochemistry», P. Henderson ed., Elsevier, p. .
- HUMPHRIS S.E., THOMPSON G., 1978 Trace element mobility during hydrothermal alteration of oceanic basalts. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 42, p.127-136.
- IGM (Instituto Geográfico Militar d'Equateur) 1982 Mapa geológico nacional de la Republica del Ecuador, échelle 1/ 1 000 000. J. Baldock coordinateur.
- IGM (Instituto Geográfico Militar d'Equateur) 1986/1987 Mapa geológico del Ecuador, Hoja de Tena, échelle 1/100 000, n°101.
- IGM (Instituto Geográfico Militar d'Equateur) 1989 Mapa geológico del Ecuador, Hoja de Paquisha, échelle 1/100 000, n°76.
- INECEL (Instituto Ecuatorino de Electricidad) Géologie de la région de Baeza.
- INGEMMET (Instituto Geológico Minero y Metalúrgico du Pérou) 1980 Sinópsis explicativo del mapa geológico del departamento de Ica. Bol. 2, Ser. F, 27p.
- INJOQUE J. 1985 Geochemistry of the Cu-Fe-mphibole skarn deposits of the Peruvian central coast. PhD thesis, University of Nottingham, UK.

- IRVING E.M. 1975 Structural evolution of the Northernmost Andes, Colombia. *Geol. Surv. Prof. Paper* v. 846, p. 1-47.
- ISHIZUKA H. 1991 Pumpellyite from zeolite facies metabasites of the Horokanai ophiolite in the Kamuikotan zone, Hokkaido, Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 107, p. 1-7.
- IWASAKI M. 1963 Metamorphic rocks of the Kotu-Bizan area, eastern Shikoku. *J. Fac. Sci. Tokyo Univ.*, sec. II, p. 1-90.
- JAEN H., ORTIZ G., WILSON J.J. 1963 Geología de los cuadrangulos de la Yarada y Tacna (1/100 000) y geología de los cuadrangulos de Huaylillas (1/100 000). *Com. de la Carta Geol. Bol.*, n° 6, 53 p., Lima, Perú.
- JAILLARD E., JACAY J. 1989 Les «Couches Chicama» du nord du Pérou ; colmatage d'un bassin né d'une collision oblique au tithonique. *C. R. Acad. Sci. Paris*, v. 308, p. 1458-1465.
- JAILLARD E., SOLER P., CARLIER G., MOURIER T. 1990 Geodynamic evolution of the Northern and Central Andes during Early to Middle Mesozoic times : a tethyan model. *J. Geol. Soc. London.*, v. 147, p. 1009-1022.
- JAKEŠ P., WHITE A.J. 1972 Hornblendes from calc-alkaline volcanic rocks of island arcs and continental margins. *Amer. Mineral.*, v. 57, p. 887-902.
- JAMES D.E. 1971 Plate tectonic model for the evolution of the Central Andes. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 82, p. 3325-3346.
- JAMES D.E., BROOKS C., CUYUBAMBA A. 1975 Early evolution of the Central Andes. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 82, p. 3325-3346.
- JAMES D.E., BROOKS C., CUYUBAMBA A. 1976 1974 Strontium isotopic composition and K, Rb, Sr and trace element geochemistry. *Yearb. Carnegie Inst.*, v. 73, p.983-997.
- JARAMILLO L., ESCOBAR R., VESGA C.J. 1980 Edades K/Ar de rocas con alteracion hidrotermal asociadas al sistema de pórfido de cobre y molibdeno de Mocoa, Intendencia del Putumayo, Colombia. *Geologia Norandina*, v. 1, p. 11-18.
- JEHL V. , POTY B., WEISBROD A. 1976 Hydrothermal metamorphism of the oceanic crust in the north Atlantic ocean. *Trans. Am. Geophys. Union*, v. 57, p. 597-598.
- JENKS W.F. 1948 Geología de la hoja de Arequipa al 1/200 000 . *Int. Geol. Perú*, Lima, v. 9, 204 p.
- JENSEN O., VICENTE J-C. 1979 - La fase infra-neocomiana a la latitud de Copiapo. *Comunicaciones.*, v. 27, p.19-40.
- JOLLY W.T. 1970 Zeolite and prehnite-pumpellyite facies in south-central Puerto Rico. *Contrib. Miner. Petrol.*, v. 27, p. 204-227.
- JORDAN T.E., ISACKS B.L., ALLMENDINGER R.W., BREWER J.A., RAMOS v. A., ANDO C.J. 1983 Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 94, p. 341-361.
- JUTEAU T., MEGARD F., RAHARISON L., WHITECHURCH H. 1977 Les assemblages ophiolitiques de l'occident équatorien : nature pétrographique et position structurale. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, t. 19, p. 1127-1132.
- JUTEAU T., NOACK Y., WHITECHURCH H., COURTOIS 1980 Mineralogy and geochemistry of alteration products in holes 417A and 417D basement samples (Deep Sea Drilling Project, leg 51). *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, v. LI, LII, LIII, part.2, p.1273-1297.
- KAWACHI Y. 1975 Pumpellyite-actinolite and contiguous facies metamorphism in part of upper Wakatipu district, south island, New Zealand. *NZ J. Geology and Geophysics*, v. 18, p. 401-441.
- KAY S.M., MAKSAEV V., MOSCOSO R., MPODOZIS C., NASI C., 1987 Probing the evolving andean lithosphere : Mid-late Tertiary magmatism in Chile (29°-30°30' S) over the modern zone of subhorizontal subduction. *J. Geophys. Research.*, vol. 92, p. 6173-6189.

Bibliographie

- KENNERLEY J.B. 1980 Outline of the geology of Ecuador. *Overseas Geol. Miner. Resour. London*, n°55, 17 p.
- KLINCK B.A., ELLISON R.A., HAWKINS M.P. 1986 The geology of the Cordillera occidental and Altiplano, West of the Lake Titicaca, Southern Peru. *Inst. Geol. Min. Metal. Lima*, preliminary report, 353 p.
- KONTAK D.J., CLARK A.H., FARRAR E., STRONG D.F. 1985 The rift-associated Permo-Triassic magmatism of the Eastern Cordillera : a precursor of the Andean orogeny . *In* : «Magmatism at a plate edge, the Peuvian Andes», W.S. Pitcher, M.P. Atherton, E.J. Cobbing, R.D. Beckinsale eds., Blackie, Glasgow, p. 36-44
- KRISTMANNDOTTIR H. 1975 Clay minerals formed by hydrothermal alteration of basaltic rocks in Icelandic geothermal fields. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar*, v. 97, p. 289-292.
- KRISTMANNDOTTIR H. 1979 Alteration of basaltic rocks by hydrothermal activity at 100-300°. *In* : «Development in sedimentology», n°27, M. Mortland, V. Farmer eds., Elsevier, Amsterdam, p. 359-367.
- KRISTMANNDOTTIR H., TOMASSON J. 1978 Zeolites zones in geothermal areas in Iceland. *In* : «Natural zeolites, occurrences, properties, use», L.B. Sand, F.A. Mumpton eds., Pergamon Press, p. 277-284.
- KUMMEL B. 1948 Geological reconnaissance of the Contamana region, Peru. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 59, p. 1217-1226.
- KUMMEL B., FUCHS R.L. 1953 The Triassic of South America. *Bol. Soc. Geol. Perú*, v. 26, p. 95-120.
- LAVERNE C., 1987 Les altérations des basaltes en domaine océanique. Minéralogie, pétrologie, et géochimie d'un système hydrothermal : le puits 504B, Pacifique Oriental. Thèse de Doctorat d'Etat, Université d'Aix-Marseille III, 315 p.
- LAVERNE C., VIVIER G., 1983 Petrographical and chemical study of basement basalts from the Galapagos spreading center, Leg 70. *in* : Initial Rpts of the DSDP, Honnorez J, Van Herzen et al. eds., v. 70, Washington (US Govt Printing Office), p. 375-389.
- LAVERNE C., HONNOREZ J., ALT J. 1989 Transition entre l'altération à basse température et l'altération hydrothermale de la croûte océanique : étude pétrographique et géochimique du puits 504B, Est Pacifique. *Bull. Soc. Geol. France*, v. 5, n° 2, p. 327-337.
- LAVERNE C., VANKO D.A., TARTAROTTI P., ALT J.C., 1994 Chemistry and geothermometry of secondary minerals from the deep sheeted dike complex, DSDP/ODP Hole 504B, Proc. ODP, Sci. Results, 137/140, College Station, TX, (Ocean Drilling Project).
- LEAKE E. 1978 Nomenclature of amphiboles. *Miner. Mag.*, v. 42, p. 533-563.
- LE BAS M.J. 1962 The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. *Amer. J. Sci.*, v. 260, p. 267-288.
- LEBRAT M., MEGARD F., JUTEAU T., CALLE J. 1985 Pre-orogenic volcanic assemblages and structure in the Western Cordillera of Ecuador between 1°40'S and 2°20'S. *Geol. Rundschau*, v. 74, p. 343-351.
- LEBRAT M., MEGARD F., DUPUY C. 1986 Pre-orogenic volcanic assemblages and position of the suture between oceanic terranes and the South American continent in Ecuador. *Zbl. Geol. Paläont.*, Teil I, v. 9/10, p. 1207-1214.
- LEBRAT M., MEGARD F., DUPUY C., DOSTAL J. 1987 Geochemistry and tectonic setting of pre-collision Cretaceous and Paleogene volcanic rocks of Ecuador. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 99, p. 569-578.
- LEFEVRE C. 1979 Un exemple de volcanisme de marge active dans les Andes du Pérou (sud) du Miocène à l'Actuel - Zonation et pétrogenèse des andésites et shoshonites. Thèse d'Etat, Université de Montpellier, 415 p.
- LETERRIER J., MAURY R., THONON P., GIRARD D., MARCHAL M. 1982 Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 59, p. 139-154.

- LEVI B., AGUIRRE L. 1981 Ensilic spreading-subsidence in the Mesozoic and Paleogene Andes of Central Chile. *J. Geol. Soc. London*, v. 138, p. 75-81.
- LEVI B., AGUIRRE L., NYSTROM J.O. 1982 Metamorphic gradients in burial metamorphosed vesicular lavas : Comparison of basalt and spilite in Cretaceous basic flows from Central Chile. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 80, p. 49-58.
- LEVI B., NYSTRÖM J.O., THIELE R., ABERG G. 1985 Geochemical variations in Mesozoic-Tertiary volcanic rocks from the Andes in Central Chile and implications for the tectonic evolution. *Comunicaciones*, v. 35, p. 125-128.
- LEVI B., AGUIRRE L., NYSTRÖM J.O., PADILLA H., VERGARA M. 1989 Low-grade regional metamorphism in the Mesozoic-Cenozoic volcanic sequences of the Central Andes. *J. Metamorphic Geol.*, v. 7, p. 487-495.
- LIU J.G. 1973 Synthesis and stability relations of epidote, $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{FeSi}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$. *J. Petrol.*, v. 14, p. 381-413.
- LIU J.G. 1979 Zeolite facies metamorphism of basaltic rocks from the East Taiwan Ophiolite. *Amer. Mineral.*, v. 64, p. 1-14.
- LIU J.G., ERNST W.G. 1979 Oceanic ridge metamorphism of the East Taiwan Ophiolite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 68, p. 335-348.
- LIU J.G., LAN C.Y., SUPPE J., ERNST W.G. 1977 The east Taiwan Ophiolite : its occurrence, petrology, metamorphism and tectonic setting. Mining research service organization special report.1.
- LIU J.G., MARUYAMA S., CHO M. 1985 Phase equilibria and mineral parageneses of metabasites in low-grade metamorphism. *Mineral. Mag.*, v. 49, p. 321-333.
- LITHERLAND M., ASPDEN J.A. 1992 Terrane-boundary reactivation : a control on the evolution of the Northern Andes. *J. South Am. Earth Sci.*, v. 5, n° 1, p. 71-76.
- LITHERLAND M., ZAMORA A. 1991 A terrane configuration for the northern Andes. *Comunicaciones*, n° 42, p. 122-126.
- LITHERLAND M., ASPDEN J.A., BERMUDEZ R., VITERI F., POZO M.T. 1990 Geología y potencial mineral de la Cordillera Real, Ecuador (Un resumen de los resultados del Proyecto Geológico Cordillera Real 1986-1990) INEMIN Misión Británica, Quito. Unpubl Report INEMIN Mission Britannique en Equateur.
- LITHERLAND M., FORTEY N.J., BEDDOE-STEPHENS B. 1992 Newly discovered Jurassic Skarnfields in the Ecuadorian Andes. *J. of South Amer. Earth Sci.*, v. 6, p. 67-75.
- LITHERLAND M., ASPDEN J.A., EGUEZ A. 1993 The geotectonic evolution of Ecuador in the Phanerozoic. International Symposium of Andean Geodynamic, Oxford, UK, ORSTOM ed., p. 215-217.
- LOSERT J. 1974 Alterations and associated copper mineralizations in the Jurassic volcanic rocks of the Buena Esperanza mining area (Antofagasta Province, northern Chile. In : Coloquio sobre fenómenos de alteración y metamorfismo en rocas volcánicas e intrusivas. Kohn E. Universidad de Chile, Dpto de Geología, Publicación n°41.
- LOUGHMAN D.L., HALLAM A., 1982 A facies analysis of the Pucará Group (Norian to Toarcian Carbonates, organic-rich shale and phosphate) of central and northern Peru. *Sedim. Geol.*, vol. 32, p. 161-194.
- LUCCHETTI G., CABELLA R., CORTESOGNO L. 1990 Pumpellyites and coexisting minerals in different low grade metamorphic facies of Liguria, Italy. *J. Metamorphic Geol.*, v. 8, p. 539-550.
- LUDDEN J.N., THOMPSON G., 1979 An evaluation of the behavior of the rare earth elements during the weathering of sea-floor basalt. *Earth and Planetary Science Letters*, vol.43, p.85-92.
- LUHR J.F., CARMICHAEL S.E., VAREKAMP J.C. 1984 The 1982 eruptions of El Chichón volcano, Chiapas, Mexico : mineralogy and petrology of the anhydrite-bearing pumices. *J. Volcano. Geothermal Research*, v. 23, p. 69-108.
- MACELLARI C.E. 1988 Cretaceous paleogeography and depositional cycles of Western South America. *J. South Am. Earth Sci.*, v. 1, n° 4, p. 373-418.

- MACIA C., MOJICA J. 1981 Nuevos puntos de vista sobre el magmatismo Triásico superior (Fm Saldana), Valle superior del Magdalena, Colombia. *Zbl. Geol. Paläont.*, v. 1, p. 243-251.
- MACIA C., MOJICA J., COLMENARES F. 1985 Consideraciones sobre la importancia de la paleogeografía y las áreas de aporte precretácicas en la prospección de hidrocarburos en el Valle superior del Magdalena, Colombia. *Geología Colombiana*, v. 14, p. 49-70.
- MAKSAEV V. J., MARINOVIC N.S., 1980 Carta Geológica de Chile. Cuadrángulos Cerro de la Mica, Quillagua, Cerro Posada y Oficina Prosperidad. Región de Antofagasta. Carta geológica de Chile, Instituto de Investigaciones Geológicas, n°45 à 48.
- MARESCH W.V. 1983 The Northern Andes. In : «The Phanerozoic Geology of the World II, The Mesozoic», B, Moullade M. et Nairn A.E.M. eds., Elsevier, Amsterdam, p.121-148.
- MARTINEZ C. 1980 Structure et évolution de la chaîne hercynienne et de la chaîne andine dans le nord de la Cordillère des Andes en Bolivie. Trav. Doc. ORSTOM, Paris, n° 119, 352 p.
- MCCOURT W.J., ASPDEN J.A., BROOK M. 1984 New geological and geochronological data from the Colombian Andes : continental growth by multiple accretion. *J. Geol. Soc. Lond.*, v. 141, p. 831-845.
- McNUTT R.H., CROCKET J.H., CLARK A.H., CAELLES J.C., FARRAR E., HAYNES S.J. 1975 Initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of plutonic and volcanic rocks of the Central Andes between latitudes 26° and 29° South. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 29, p. 309-313.
- MEGARD F. 1978 Etude géologique des Andes du Pérou Central. Mem. ORSTOM, Paris, n° 86, 310 p.
- MEGARD F. 1987 Cordilleran Andes and marginal Andes : a review of andean geology north of the Arica elbow (18°S). In : «Circum-Pacific Orogenic belts and evolution of the Pacific Ocean», Monger J.M. et Fancheteau J. eds., Geodynamic Series, v. 18, p. .
- MEGARD F. 1989 The Evolution of the Pacific Ocean Margin in South America North of Arica Elbow (18°S). In : «The Evolution of the Pacific Ocean Margin», Z.V. I. Ben Avraham Ed. Oxford. Univ.Press in N.Y., p. 208-230.
- MEGARD F., LEBRAT M., MOURIER T. 1986 Las suturas entre los bloques exóticos y continente en el Ecuador y en el norte del Perú. *Comunicaciones*, v. 37, p. 17-30.
- MEGARD F., ROPERCH P., LEBRAT M., LAJ C., MOURIER T., NOBLET C. 1987 L'Occident équatorien: un terrain pacifique accolé au continent sudaméricain. *Bull. Inst. Fr. Et. And.*, v. XVI, n°1-2, p. 39-54.
- MERLYN M., 1978 Geología del sector entre los ríos Malo y Salado, Provincia del Napo. Thèse, Escuela Politécnica Nacional, Quito.
- MERRIMAN R.J., BEVINS R.E., BALL T.K. 1986 Petrological and geochemical variations within the Tal y Fan intrusion : a study of element mobility during low-grade metamorphism with implications for petrotectonic modelling. *J. Petrol.*, v. 27, p. 1409-1436.
- MEVEL C. 1981 Occurrence of pumpellyite in hydrothermally altered basalts from the Vema Fracture Zone (Mid-Atlantic Ridge). *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 76, p. 386-393.
- MEVEL C., VELDE D. 1976 Clinopyroxenes in Mesozoic pillow lavas from the French Alps : influence of the cooling rate on compositional trends. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 32, p. 158-164.
- MITOUARD P., KISSEL C., LAJ C. 1990 Post-Oligocene rotations in the southern Ecuador and northern Peru and the formation of the Huancabamba deflection in the Andean Cordillera. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 98, p. 329-339.
- MIYASHIRO A. 1973 Metamorphism and metamorphic belts. George Allen and Unwin, Boston, 440 p.
- MIYASHIRO A. 1974 Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Amer. J. Sci.*, v. 274, p. 321-355

- MIYASHIRO A., SHIDO F. 1975 Tholeiitic and calc-alkalic series in relation to the behavior of Ti, V, Cr and Ni. *Am. J. Sci.*, v. 275, p. 265-277.
- MOJICA J., DORADO J. 1987 El Jurásico anterior a los movimientos intermalmicos en los Andes Colombianos : Parte a ; Estratigrafía. In : «Bioestratigrafía de los sistemas regionales del Jurásico y Cretácico de América del Sur», tomo 1, p.49-110.
- MOJICA J., COLMENARES F., BAYER K. 1985 Capas rojas de la Fm Saldaña (Triasico terminal-Jurásico medoi ?) en la Cordillera Central al Oeste de Chaparral (Tolima, Colombia). Características faciales y significado paleogeográfico. Bogotá, Sexto Congreso.
- MORIMOTO N., FABRIES J., FERGUSON A.K., GINZBURG I.v., ROSS M., SEIFERT F.A., ZUSSMAN J., AOKI K., 1988 Nomenclature of pyroxenes. *Bull. Minéral.*, v. 111, p. 535-550.
- MORIN D., JEBRAK M., BEAUFORT D., MEUNIER A., 1993 Metamorphic evolution of the late Archaean Cadillac tectonic zone, McWatters, Abitibi belt, Quebec. *J. Metam. Geol.*, v. 11, p.121-135.
- MOULIN N. 1989 Faciès et séquences de dépôts de la plate-forme du Jurassique moyen à l'Albien, et une coupe structurale des Andes du Pérou Central. Thèse d'Université, Université de Montpellier, 287 p.
- MOURIER T. 1988 La transition entre Andes marginales et Andes cordillérraines à ophiolites : Evolution sédimentaire, magmatique et structurale du relais de Huancabamba (3° à 8° Lat. S, Nord Pérou-Sud Equateur). Thèse d'Etat, Université de Paris Sud, Centre Orsay, p.
- MOURIER T., BENGSTON P., BONHOMME M., BUGUE E., CAPPETTA M., CROCHET J.Y., FEIST M., et al. 1988 The upper Cretaceous-lower Tertiary marine to continental transition in the Baga basin, northern Peru. Paleontology, biostratigraphy, radiometry, correlations. *Newsl. Stratigr.*, v. 19, n° 3, p. 143-177.
- MOURIER T., LAJ C., MEGARD F., ROPERCH P., MITOUARD P., FARFAN MEDRANO F. 1988 An accreted continental terrane in northwestern Peru. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 88, p. 182-192.
- MOURIER T., MEGARD F., REYES RIVERA L., PARDO ARGUEDAS A. 1988 L'évolution mésozoïque des Andes de Huancabamba (nord Pérou-sud Equateur) et l'hypothèse de l'accrétion du bloc Amotape-Tahuin. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (8), v. 4, p. 69-79.
- MUKASA S.B. 1986 Zircon U-Pb ages of Super-units in the coastal Batholith, Peru. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 58, p. 241-254.
- MUKASA S.B., TILTON G.R. 1985 Zircon U-Pb ages of Super-units in the coastal Batholith, Peru. In : «Magmatism at a plate edge : the Peruvian Andes», Pitcher W.S., Atherton M.P., Cobbing E.J., Beckinsale R.D. eds., Blackie, Glasgow, p. 203-205.
- MUNCH P. 1993 Pétrologie et géochimie des tufs et des roches volcano-détritiques des bassins miocènes dans la région du Sonora, Mexique. Contribution à l'étude du métamorphisme de très bas degré en contexte distensif. Thèse d'Université, Université d'Aix-Marseille III, 224 p.
- MUÑOZ N., ELGUETA S., HARAMBOUR S. 1988 El sistema jurásico (Fm. Livilcar) en el curso superior de la quebrada de Azapa, I-region : implicancias paleogeográficas. V Congreso Geol. Chileno., v. I, p. 403-415.
- MUÑOZ N., VENEGAS R., TELLEZ C. 1988 La formación La Negra : nuevos antecedentes estratigráficos en la Cordillera de la Costa de Antofagasta. V Congreso Geol. Chileno., v. I, p. 283-311.
- MURPHY J.B., HYNES A.J. 1986 Contrasting secondary mobility of Ti, P, Zr, Nb, Y in two metabasaltic suites in the Appalachians. *Can. J. Earth Sci.*, v. 23, p. 1138-1144.
- NAKAJIMA T., BANNO S., SUZUKI T. 1977 Reactions leading to the disappearance of pumpellyite in low-grade metamorphic belt in central Shikoku, Japan. *J. Petrol.*, v. 18, p. 263-284.
- NARANJO J.A., PUIG A., SUAREZ M. 1982 Nuevos antecedentes estratigráficos del Triásico de la Cordillera de la Costa, Sector meridional de la región de Antofagasta, Chile. III Congreso Geológico Chileno, Actas, Tomo I, Concepcion, Chile, p.A,189 - A,206.

Bibliographie

- NEWELL N., 1949 Geology of the Lake Titicaca region, Peru and Bolivia., *Geol. Soc. America Memoir*, vol. 36, 111p.
- NIXON G.T. 1986 Contributions to the geology and petrology of the Trans-Mexican volcanic belt. PhD, University of British Columbia, 367 p.
- NOACK Y., EMMERMANN R., HUBBERTEN H.W., 1983 Alteration in Site 501 (Leg 68) and Site 504 (Leg 69) basalts : preliminary results. In : «Initial Reports of the D.S.D.P.», Cann J.R., Langseth M.G., Honnorez J., Von Herzen R.P., White S.M. et al., v. LXIX, Washington, (U.S. Govt; Printing Office), p. 497-508.
- NOBLE D.C., SILBERMAN M.L., MEGARD F., BOWMAN H.R. 1978 Comendite (peralkaline rhyolite) and basalt in the Mitu Group, Peru : Evidence for Permian-Triassic lithospheric extension in the Central Andes. *J. Res. U.S. Geol. Surv.*, v. 6, p. 453-457.
- NYSTRÖM J.O. 1983 Pumpellyite-bearing rocks in Central Sweden and extent of host rock alteration as a control of pumpellyite composition. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 83, p. 159-168.
- NYSTRÖM J.O. 1984 Rare earth mobility in lava during low-grade metamorphism. *Contrib. Miner. Petrol.*, v. 88, p. 328-331.
- ODIN G.S., ODIN C., 1990 Echelle numérique des temps géologiques. *Geochronique*, vol. 35.
- ODIN G.S., DESPRAIRIES A., FULLAGAR P.D., BELLON H., DECARREAU A., FRÖHLICH F., ZELVELDER M. 1986 Nature and geological significance of celadonite. In : «Green Marine Clays», G.S.Odin ed., p. 337-397.
- OFFLER R., AGUIRRE L. 1984 Mineral chemistry of low grade metamorphic rocks, Western Andes, Peru. *Neues Jahrbuch Miner. Abh.*, v. 150, p. 229-246.
- OFFLER R., AGUIRRE L., LEVI B., CHILD S. 1980 Burial metamorphism in rocks of the Western Andes of Peru. *Lithos*, v. 13, p. 31-42.
- OFFLER R., BAKER C.K., GAMBLE J. 1981 Pumpellyites in Two Low Grade Metamorphic Terranes North of Newcastle, NSW Australia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 76, p. 171-176.
- OLCHAUSKI L.E. 1980 Geología de los cuadrángulos de Jaqui, Coracora, Chala y Chaparra. *Boletín del Instituto de Geología, Minería y Metalurgia*, v. 34(A), Lima.
- PALACIOS C. 1978 The Jurassic paleovolcanism in Northern Chile. Diss. F.B. Geoviss. Université de Tübingen, 97 p.
- PALACIOS O.M. 1980 El grupo Pucará en la región subandina (Perú Central). *Bol. Soc. Geol. Perú*, v. 67, p.153-162.
- PAPIKE J.J., CAMERON K.L., BALDWIN K. 1974 Amphiboles and pyroxenes : characterization of other than quadrilateral components and estimates of ferric iron from microprobe data. *Geol. Soc. Amer.*, Abst.6, Miami, Florida.
- PARDO A.A., SANZ V. 1979 Estratigrafía del curso medio del río la Leche. *Bol. Soc. Geol. Perú*, v. 60, p. 251-266.
- PARDO A.A., ZUÑIGA F., 1976 Estratigrafía y evolución tectónica del Mesozoico y Cenozoico de la región de la Selva del Perú. Proc. 2° Congr. Latino-amer. Geol., Caracas, p. 569-608:
- PASSAGLIA E. 1970 The crystal chemistry of chabazite. *Amer. Mineral.*, v. 5, p. 1278-1301.
- PASSAGLIA E., GOTTARDI G. 1973 Crystal chemistry and nomenclature of pumpellyites and julgoldites. *Can. Mineral.*, v. 12, p. 219-223.
- PAVIA G., HIIRTZ A., LANDINI W., LOAYZA S. 1992 The Lower Jurassic in the Santiago, district S.E. Ecuador). In : «Table ronde européenne : paléontologie et stratigraphie d'Amérique Latine», 7-9 juillet 1992, Lyon, France, M. Gayet et Racheboeuf P.R. coord.

- PAZ MORENO F. 1992 Le volcanisme mio-pli-quadernaire de l'état du Sonora (nord-ouest du Mexique) : évolution spatiale et chronologique ; implications petrogénétiques. Thèse d'Université, Université d'Aix-Marseille III, 196 p.
- PEARCE J.A. 1983 Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. *In* : «Continental basalts and mantle xenoliths», Hawkesworth C.J. et Norry M.J. eds., Shiva, p. 230-249.
- PEARCE J.A. (inédit) A «user guide» to basalt discrimination diagrams.
- PEARCE J.A., CANN J.R. 1973 Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 19, p. 290-300.
- PEARCE J.A., HARRIS N.B.W., TINDLE A.G. 1984 Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, v. 25, p. 956-983.
- PECCERILLO A., TAYLOR S.R. 1976 Geochemistry of Eocene Calc-Alkaline Volcanic Rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 58, p. 63-81.
- PE-PIPER G., JANSÁ L.F. 1988 The origin of complex mantling relationships in clinopyroxene from the New England seamounts. *Canad. Miner.*, v.26, p. 109-116.
- PERTSEV N.N., BORONIKHIN v. A., 1983 Secondary K-feldspar in basalts at Deep Sea Drilling Project Hole 504B and the problem of K-feldspathization in oceanic basalts. *In* : «Initial Reports of the D.S.D.P.», Cann. J.R., Langseth M.G., Honnorez J., Von Herzen R.P., White S.M. et al., v. LXIX, Wash. (US G.P.O.) p. 589-591.
- PITCHER W.S., COBBING E.J. 1985 Epilogue. *In* : «Magmatism at a plate edge : the Peruvian Andes», Pitcher W.S., Atherton M.P., Cobbing E.J., Beckinsale R.D. eds., Blackie, Glasgow, p. 285-289.
- PRADAL E. 1990 La caldera de Los Azufres (Mexique) : contexte volcanologique d'un champ géothermique. Thèse d'Université, Université de Clermont-Ferrand II, 195 p.
- PRINZ P. 1985 Stratigraphie und Ammonitenfauna der PPucara-Gruppe (Obertrias-Unterjura) von Nord-Peru. *Paleontographica A*, v. 8, p. 153-197.
- RAHARIJAONA L.J. 1980 Pétrographie des roches volcaniques antéorogéniques des Andes équatoriennes. Contribution à l'étude de leurs paragenèses métamorphiques. Thèse de 3ème cycle, Université de Strasbourg, 161 p.
- RESTREPO J.J., TOUSSAINT J.F. 1988 Terranes and continental accretion in the Colombian Andes. *Episodes*, v. 11, n° 3, p. 189-193.
- RESTREPO J.J., TOUSSAINT J.F., HALL M., PIMENTEL N., CORDANI U., KAWASHITA K., LINARES E. 1985 Evolución magmática de los Andes septentrionales. *Comunicaciones*, n° 35, p. 201-208.
- RESTREPO-PACE P.A. 1992 Petrotectonic characterization of the Central Andean Terrane, Colombia. *J. South Am. Earth Sci.*, v. 5, n° 1, p. 97-116.
- REYES L., 1980 Geología de los cuadrángulos de Cajamarca, San Marcos y Cajabamba. *Carta Geol. Nac.*, boletín n° 31., Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Lima, Perú, 67 p.
- REYES L., CALDAS J.V., 1987 Geología de los cuadrángulos de Las Playas, La Tina, Las Lomas, Ayabaca, San Antonio, Chulucanes, Morropón, Huancabamba, Olmos y Pomahuaca. *Carta Geol. Nac.*, boletín n° 39., Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Lima, Perú, 83 p.
- RIVADENEIRA M.v. , RAMIREZ F. 1986 Prospectos hidrocarbúferos : la zona subandina amazónica. *Revista del Colegio de Ingenieros Geólogos de Minas y Petróleos*, n° 3.
- RIVERA R. 1979 Zonas faunísticas del Cretáceo de Lima. *Bol. Soc. Geol. Perú*, v. 62, p. 19-23.
- ROBINSON D., BEVINS R.E. 1989 Diastathermal (extensional) metamorphism at very low grades and possible high grade analogues. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 92, p. 81-88.

Bibliographie

- ROBINSON D., BEVINS R.E., ROWBOTHAM G. 1993 The characterization of mafic phyllosilicates in low-grade metabasalts from eastern North Greenland. *Amer. Mineralogist*, v. 78, p. 377-390.
- ROGERS G., 1985 - A geochemical traverse across the North Chilean Andes. Chap.3 ; The Negra Formation. Ph.D., The Open University.
- ROGERS G., HAWKESWORTH C.J. 1989 A geochemical traverse across the North Chilean Andes : evidence for crust generation from the mantle wedge. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 91, p. 271-285.
- ROPERCH P., CARLIER G., 1992 Paleomagnetism of Mesozoic rocks from the Central Andes of Southern Peru : Importance of rotations in the development of the Bolivian Orocline. *J. Geophys. Res.*, v. 97, n°B12, p. 17,233-17,249.
- ROPERCH P., MEGARD F., LAJ C., MOURIER T., CLUBE T.M., NOBLET C. 1987 Rotated oceanic blocks in western Ecuador. *Geophys. Res. Lett.*, v. 14, n° 5, p. 558-561.
- ROSANIA G.S., SILVA F.v. 1990 Paleogeografía del Cretácico (Albiense-Turonense) del Oriente ecuatoriano. Tercer Congreso Andino de la Industria del Petróleo, QUITO.
- RUEGG W. 1957 Das Anden-orogen Geologie zwischen Cañete-San Juan 13°00'-15°24', Südperu. *Geol. Rundschau*, v. 45, p. 775-858.
- RUEGG W. 1961 Hallazgo y posición estratigráfico-tectónica del Titoniano en la costa sur del Perú. Soc. Geol. Perú, Segundo Congr. Nac. Geol., Anales-parte I, v. 36, p.203-208.
- RUEGG W. 1962 Rasgos morfológicos-geológicos intramarinos y sus contrapartes en el suelo continental peruano. Segundo Congreso Nacional de Geología, Anales Parte III, Soc. Geol. Perú, t.38, p.97-142.
- RUFFET G. 1990 Paléomagnétisme et $40\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$: étude combinée sur des intrusions Précambriennes et Paléozoïque du Tregor (Massif Armoricaïn), Thèse de Doctorat, Université de Rennes.
- RUFFET G., FERAUD G., AMOURIC M., 1991 Comparison of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ conventional and laser dating of biotites from the North Trégor Batholith. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v; 55, p.1675-1688.
- RUNDLE C.C. 1987 Rb-Sr analysis of rocks from the Cordillera Real, Ecuador. In : «Second annual report of the Cordillera Real Geological Project, INEMIN-British Mission». Open file Report, BGS, Keyworth, Nottingham, UK, and INEMIN, Quito (unpublished).
- RUNDLE C.C. 1988 Potassium-Argon ages for minerals from the Cordillera Real, Ecuador. In : «Third annual report of the Cordillera Real Geological Project, INEMIN-British Mission». Open file Report, BGS, Keyworth, Nottingham, UK, and INEMIN, Quito (unpublished).
- SANTANA DE ZAMORA A., ROBINSON D. 1993 The transition from smectite to chlorite in boreholes CH7 and CH8 of the Chipilapa geothermal system, El Salvador. Abstract, IGCP 294 Low Temperature metamorphism symposium, Santiago, p. 117-121.
- SCARFE C.M., SMITH D.G.W., 1977 Secondary minerals in some basaltic rocks from DSDP Leg 37. *Can. J. Earth Sci.*, v. 14, p. 903-910.
- SCHIFFMAN P., EVARTS R.C., WILLIAMS A.E., PICKTHORN W.J., 1991 Hydrothermal metamorphism in oceanic crust from the Coast Range ophiolite of California : Fluid-rock interaction in a rified island arc. in : "Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere. Peters T.J. et al., eds, Ministry of Petroleum and minerals, Sultanat d'Oman, p.399-425.
- SCHIFFMAN P., FRIDLEIFSSON G.O. 1991 The smectite-chlorite transition in drillhole NJ-15 Nesjavellir geothermal field, Iceland ; XRD, BSE, and electron microprobe investigations. *J. Metamorphic Geol.*, v. 9, p. 679-696.
- SCHIFFMAN P., LIOU J.G. 1980 Synthesis and stability relations of Mg-Al pumpellyite, $\text{Ca}_4\text{Al}_3\text{MgSi}_6\text{O}_{21}(\text{OH})$, *J. Petrol.*, v. 21, p. 441-474.

- SCHIFFMAN P., LIOU J.G. 1983 Synthesis of Fe-pumpellyite and its stability relations with epidote. *J. Metamorphic Geol.*, v. 1, p. 91-101.
- SCHMIDT S. TH., 1990 Alteration under conditions of burial metamorphism in the North Shore Volcanic Group, Minnesota - Mineralogical and geochemical zonation. Thèse de l'Université d'Heidelberg, 225 p.
- SCHMIDT S. TH., 1993 Regional and local patterns of low-grade metamorphism in the North Shore Volcanic Group, Minnesota, USA. *J. Metam. Geol.*, v. 11, p. 401-414.
- SEBAI A., ZUMBO V., FERAUD G., BERTRAND H., HUSSAIN A.G., GIANNERINI G., CAMPREDON R., 1991 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of alkaline and tholeiitic magmatism of Saudi Arabia related to the early Red Sea rifting. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 104, p. 473-487.
- SEIFERT K.E., COLE M.R.W., BRUNOTTE D.A. 1985 REE mobility due to alteration of the Indian Ocean basalt. *Can. J. Earth Sci.*, v.22, p. 1884-1887.
- SEKI Y. 1972 Lower grade stability limit of epidote in the light of natural occurrences. *J. Soc. Geol. Japan*, v. 78, p. 405-413.
- SEKI Y. 1961 Pumpellyite in low-grade metamorphism. *J. Petrol.*, v. 2, p. 407-423.
- SHAU Y-H., PEACOR D.R. 1992 Phyllosilicates in hydrothermally altered basalts from DSDP Hole 504B, Leg 83 - a TEM and AEM study. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 112, p. 119-133.
- SHAU Y-H., PEACOR D.R., ESSENE E.J. 1990 Corrensite and mixed-layer chlorite/corrensite in metabasalt from northern Taiwan : TEM/AEM, EMPA, XRD, and optical studies. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 105, p. 123-142.
- SHIKAZONO N., KAWAHATA H. 1987 Compositional differences in chlorite from hydrothermally altered rocks and hydrothermal ore deposits. *Canadian Mineralogist*, v. 25, p. 465-474.
- SILLITOE R.H., HART S.R. 1984 Lead isotopic signature of porphyry copper deposits in oceanic and continental settings, Colombian Andes. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 48, p.2135-2142.
- SILLITOE R.H., JARAMILLO L., DAMON P.E., SHAFIQUILLAH M., ESCOVAR R. 1982 Setting, characteristics and age of the Andean Porphyry copper belt in Colombia. *Economic Geology*, v. 77, p. 1837-1850.
- SILVA L.I.P. 1976 Antecedentes estratigráficos del Jurásico y estructurales de la Cordillera de la Costa en el Norte Grande de Chile. Primer Congreso Geológico Chileno, Actas, Tomo I, Santiago, Chile, p.A,83-A,95.
- SKARMETA J.M., MARINOVIC N.S. 1981 Hoja Quillagua, Región de Antofagasta. Carta Geológica de Chile, 1/250 000. Instituto de Investigaciones Geológicas, n°51.
- SOLER P. 1990 El volcanismo Casma : Cuenca marginal abortada o arco en ambiente distensivo ? Proyecto IGCP-242, Cretácico de América Latina, 2° workshop : Cretácico en el Perú.
- SOLER P. 1991 Contribution à l'étude du magmatisme associé aux marges actives. Pétrographie, géochimie et géochimie isotopique du magmatisme crétacé à pliocène le long d'une transversale des Andes du Pérou central. Implications géodynamiques et métallogéniques. Thèse d'Etat, Université Paris VI, 777 p.
- SPRINGER R.K., DAY H.W., BEIERSDORFER R.E., 1992 Prehnite-pumpellyite to greenschists facies transition, Smartville Complex, near Auburn, California. *J. Metamorphic Geol.*, v. 10, p. 147-170.
- STEINMAN G., 1929 Geologie von Peru. Karl Winter, Heidelberg, 448 p.
- STEWART J.W., EVERNDEN J.F., SNELLING N.J. 1974 Age determinations from Andean Peru : a reconnaissance survey. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 85, p. 1107-1116.
- SUAREZ M. 1984 Origin of the Early Cretaceous back-arc basin in the Andes of Chile and Peru. *EOS*, v.695, n°16, p. 285.

Bibliographie

- SUAREZ M., NARANJO J.A., PUIG A. 1985 Estratigrafía de la Cordillera de la Costa, al sur de Taltal, Chile : Etapas iniciales de la evolución andina. *Revista Geológica de Chile*, n° 24, p. 19-28.
- SURDAM R.C. 1969 Electron microprobe study of prehnite and pumpellyite from the Karmutsen Group, Vancouver island, British Columbia. *Amer. Mineralogist*, v. 54, p. 256-266.
- SZEKELY T., 1966 Correlations of the mesozoic formations of Southern Peru and Northern Chile *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, vol. 50 (9), p. 1994-1998.
- TALAVERA MENDOZA O. 1993 Les formations orogéniques mésozoïques du Guerrero (Mexique méridional). Contribution à la connaissance de l'évolution géodynamique des cordillères mexicaines. Thèse d'Université, Université de Grenoble, 294 p.
- TERABAYASHI M. 1988 Actinolite forming reaction at low pressure and the role of Fe²⁺-Mg substitution. *Contrib. Miner. Petrol.*, v. 100, p. 268-280.
- TERABAYASHI M. 1993 Compositional evolution in Ca-amphibole in the Karmutsen metabasites, Vancouver island, British Columbia, *Canada. J. Metam. Geol.*, v. 11, p. 677-690.
- TERRELL D.J., PAL S., LOPEZ M.M. PEREZ J.R., 1979 Rare-earth elements in basalt samples, Gulf of California. *Chemical Geology*, v. 26, p. 267-275.
- TOMASSON J., KRISTMANNSDOTTIR H. 1972 High temperature alteration minerals and thermal brines, reykjanes, Iceland. *Contrib. Miner. Petrol.*, v. 36, p. 123-134.
- TOUSSAINT J.F., RESTREPO J.J. 1976 Modelos orogénicos de tectónica de placas en los Andes colombianos. *Bol. Ciencias de la Tierra*, n° 1, 47 P.
- TOUSSAINT J.F., RESTREPO J.J. 1982 Magmatic evolution of the Northwestern Andes of Colombia. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 18, n° 3/4, p. 205-213.
- TOUSSAINT J.F., RESTREPO J.J. 1990 Cronología de las accreciones de terrenos alóctonos en los Andes colombianos. Symposium International «Géodynamique Andine», ISAG 90, Grenoble, ed. ORSTOM, Coll. Colloques et Séminaires, p.219-221.
- TRZCIENSKI W.E.JR, BIRKETT T.C., 1982 Compositional variations of pumpellyite along the western margin of the Quebec Appalachians. *Canadian Mineralogist*, v. 20, p. 203-209.
- TSCHOPP H.J. 1948 Geologische Skizze von Ekuador. *Bull. Assoc. Suisse Géol. Ing. Petrol.*, v. 15, p. 15-45.
- TSCHOPP H.J. 1953 Oil explorations in the Oriente of Ecuador, 1938-1951. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 37, n° 10, p. 2303-2347.
- TSCHOPP H.J. 1956 Upper Amazon geological Province. In : «Handbook of South American Geology». *Mem. Geol. Soc. Am.*, v. 65, p. 253-267.
- UYEDA S., KANAMORI H. 1979 Back-arc opening and the mode of subduction. *J. Geophys. Res.* v. 84, p.1049-1061.
- VALSAMI E., CANN J.R. 1992 Mobility of rare earth elements in zones of intense hydrothermal alteration in the Pindos ophiolite, Greece. In : «Ophiolites and their modern analogues», Parson and Browning eds., v. 60, p. 219-232.
- VICENTE J.C. 1981 Elementos de la estratigrafía mesozóica superuana. In : «Cuencas sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur», W. Volkheimer and E.A. Musacchio eds., Buenos-Aires, 1, p. 319-351.
- VICENTE J.-C. 1985 Early Late Cretaceous overthrusting in the western Cordillera of Peru.
- VICENTE J.-C., BEAUDOIN B., CHAVEZ A., LEON I. 1982 La cuenca de Arequipa (Sur Perú) durante el Jurásico-Cretácico Inferior. V Congreso Latinoamer. Geol., Argentina., v.I, p. 121-153.

- VIERECK L.G., GRIFFIN B.J., SCHMINCKE H.U., PRITCHARD R.G. 1982 Volcaniclastic rocks of the Reydarfjordur drill hole, Eastern Iceland. 2 : Alteration. *J. Geophys. Research*, v. B8, p. 6459-6476.
- VIETEN K., HAMM H.M. 1978 On the calculation of the crystal chemical formula of clinopyroxenes and their contents of Fe³⁺ from microprobe analyses. *Neue Jahrbuch Miner. Mb.*, v. 2, p. 71-83.
- WASSON T., SINCLAIR J.M. 1927 Geological explorations east of the Andes of Ecuador. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 11, n° 12.
- WIEDMAN J. 1981 El límite Jurásico-Cretácico : problemas y soluciones. First Latin American Congress of Paleontology, Buenos-Aires, 1978, Coll : Límite Jurásico-Cretácico, v.5, p. 103-119.
- WILSON J.J. 1984 Geología de los cuadrángulos de Jayanca, Incahuasi, Cutervo, Chiclayo, Chongoyape, Chota, Celendín, Pacasmayo y Chépen. *Instituto Geol. Min. Metal. Lima, Perú*, n°38 (A), 104 p.
- WOOD D.A., GIBSON I.L., THOMPSON R.N. 1976 Elemental mobility during zeolite facies metamorphism of the Tertiary basalts of Eastern Iceland. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 55, p. 241-254.
- WOOD D.A., JORON J.L., TREUIL M. 1979 A re-appraisal of the use of the trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 45, p. 326-336.
- WOOD D.A. 1980 The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic Province. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 50, p. 11-30.
- WÖRNER G., HARMON R.S., DAVIDSON J., MOORBATH S., TURNER D.L., McMILLAN N., NYE C., LOPEZ-ESCOBAR L., MORENO H., 1988 The Nevados de Payachata volcanic region (18°S/69°W, N. Chile). I Geological, geochemical and isotopic observations. *Bull. Volcanology*, vol. 50, p. 287-303.
- ZEIL W. 1979 The Andes - a geological review. *Beitr. Regional. Geol. Erde*, v. 13, Gebr. Borntraeger, Berlin, 260 p.
- ZUMBO V. 1993 Etude géochronologique ⁴⁰Ar/₃₉Ar du magmatisme du Sud Yemen, de la République de Djibouti (Afar Central) et d'Arabie Saoudite, associé aux stades précoces du rifting Mer Rouge - Golfe d'Aden. Thèse de Doctorat, Université de Nice-Sofia Antipolis, Documents et Travaux n°19, 234 p.

ANNEXE I

METHODES ANALYTIQUES

ANNEXE I

METHODES ANALYTIQUES

I. ANALYSES CHIMIQUES DE ROCHES TOTALES.

I.1. Analyses par ICP.

Les analyses de roches ont été effectuées au Laboratoire de Pétrologie Magmatique par Marie-Odile Trensztz et Jean-Claude Germanique, par spectrométrie d'émission optique à source plasma (ICP-OES) selon la méthode analytique publiée par Germanique (1994).

Deux méthodes de mise en solution ont été utilisées ; la première pour les éléments majeurs et certaines traces et la seconde pour les terres rares.

I.1.1. Eléments majeurs et traces.

0.50 g d'échantillon est mélangé à 0.50 g de métaborate de lithium (LiBO_2 , Aldrich). Le mélange est entièrement transféré dans un creuset de graphite puis porté à 1000°C dans un four pendant 30 minutes. Le produit fondu obtenu est ensuite versé directement dans 50 ml d'acide chlorhydrique (1.2 M). La solution est agitée continuellement jusqu'à ce que la totalité de la bille de verre obtenue par fusion soit dissoute. Cette solution est filtrée pour éliminer les impuretés telles que les fines particules de carbone. La solution est par la suite diluée à 100 ml avec de l'eau déminéralisée. La solution est ensuite analysée directement à l'ICP (Jobin-Yvon).

Des étalons internationaux (BCR-1, G-2, AGV-1, GSP-1, MRG-1, SY-2, DR-N, AN-G, MA-N, BE-N, Mica-Fe, UB-N), sont préparés par la même méthode et utilisés pour établir les courbes d'étalonnage des divers éléments.

I.1.2. Terres rares.

Pour préparer la solution à analyser pour les terres rares, 500 mg de roche sont chauffés dans un creuset réfractaire en aluminium pendant une heure dans un four à 800°C . Après refroidissement la roche est mélangée à 1 g de métaborate de lithium (LiBO_2). Le mélange est transféré dans un creuset en graphite et fondu en autoclave à 1000°C pendant 30 minutes. Le produit obtenu est versé directement dans 70 ml d'une solution complexante composée d'acide chlorhydrique, d'acide oxalique et d'eau distillée (pour 2.5 litres de solution complexante 250 ml d'acide chlorhydrique 12 M, 50 g d'acide oxalique et compléter à 2.5 l avec de l'eau distillée). Ce mélange est agité magnétiquement jusqu'à ce que la roche soit dissoute.

Cette solution va passer sur une colonne chromatographique cationique échangeuse d'ions. La colonne (1 cm de diamètre) est remplie de 5 g d'une résine cationique (Amberlite CG 120, 100 mesh). Avant l'utilisation, la résine est purifiée par lavages successifs à l'acide chlorhydrique 6 M puis à l'eau distillée afin d'éliminer les impuretés.

L'échange d'ions est effectué comme suit :

- 50 ml de solution complexante.
- l'échantillon fondu et dissous est versé sur la colonne. Seules les terres rares et quelques traces sont fixées sur la résine. La majorité des éléments majeurs sont lessivés. Pour les échantillons riches en calcium, le Ca est fixé sur la colonne.
- la colonne est lavée avec 50 ml d'acide chlorhydrique 1.75 M, puis avec de l'acide nitrique 1.75 M pour éliminer le Ca, Mg, Ba et le Sr.
- les terres rares et l'Y sont lessivées avec 100 ml d'acide nitrique (HNO₃) 7 M.
- la résine est lavée avec de l'eau distillée.

La solution contenant les terres rares (100 ml) est mise à évaporer sur plaque chauffante. Le résidu est remis en solution dans 25 ml d'acide nitrique (HNO₃) avant l'analyse par ICP-OES.

Afin de contrôler l'exactitude des résultats, des standards internationaux sont incorporés dans les séries analytiques.

Pour tester la validité de ses résultats, le laboratoire participe à l'analyse de nouveaux étalons internationaux (Geostandards Newsletter, vol.XVIII, 1994).

I.2. Analyses par activation neutronique.

Un quinzaine d'analyses de roches par activation neutronique ont été effectuées par Pierre Soler à l'Université de Cornell (Ithaca, N. Y., Etats Unis). La méthode analytique employée est celle de Kay *et al.* (1987).

II. ANALYSES PAR MICROSONDE ELECTRONIQUE.

Des analyses par microsonde électronique ont été effectuées afin de connaître la composition chimique des minéraux primaires et secondaires. Ces analyses ont été effectuées au Service Commun de Micro-analyses électroniques, dirigé par Claude Merlet, à l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc (USTL, Montpellier), à l'aide d'une CAMECA-CAMEBAX. Les analyses ont été faites en condition de routine avec les paramètres suivants : tension d'accélération 15 kV, courant d'échantillon : 15 nA, diamètre du faisceau : 1 µm, temps de comptage : 20 s.

III. DIFFRACTION DES RAYONS X.

Un certain nombre de diffractogrammes ont été réalisés au cours de cette étude. La quasi-totalité

de ces spectres a été réalisée au Centre ORSTOM de Bondy.

Deux types de spectres ont été effectués :

+ sur roche totale broyée,

+ sur agrégats orientés. Pour cela, les échantillons ont été mélangés à de l'eau distillée puis agités, le liquide surnageant a été déposé sur des lames de verre. Trois lames ont été confectionnées pour chaque échantillon. La première n'a subi aucun traitement. La seconde a été glycolée et la troisième a été chauffée.

Quelques spectres complémentaires ont été réalisés sur plagioclases séparés au Laboratoire de Géosciences de l'Environnement de l'Université d'Aix Marseille III par Lucien Seigle. Le diffractomètre utilisé est un Philips dont les caractéristiques sont les suivantes : générateur PW1729, goniomètre PW1050, amplificateur PW1710. Les conditions analytiques étaient : anode en cobalt, 40 kV, 40 nA. Ces plagioclases ont subi le même type de séparation que ceux utilisés pour les mesures géochronologiques. De cette façon, l'identification de plusieurs phases minérales lorsqu'elles existent dans les échantillons datés a été possible.

IV. MICROSCOPIE ELECTRONIQUE A BALAYAGE.

Quelques échantillons ont été analysés au microscope électronique à balayage au Centre ORSTOM de Bondy par Martine Gérard (Laboratoire de Pétrologie de la Surface).

V. GEOCHRONOLOGIE.

Les analyses géochronologiques ont été réalisées au Laboratoire de Géochronologie de l'Université de Nice-Sofia Antipolis sous la direction de Gilbert Féraud et Gilles Ruffet par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ selon deux procédés différents :

- analyses de minéraux isolés (biotites, amphiboles) par sonde laser,
- analyses de populations de plagioclases par utilisation d'un four à induction.

L'utilisation de ces méthodes nécessite au préalable une séparation fine des minéraux. Les différentes étapes sont les suivantes :

- broyage des roches et tamisage,
- sélection des fractions granulométriques : 100 à 200 μm pour les populations de plagioclases et jusqu'à 0.5 mm pour les minéraux isolés,
- choix des fractions granulométriques paraissant les moins altérées,
- lavage et séchage en étuve des fractions retenues,
- séparations magnétiques à l'aide d'un séparateur magnétique Frantz,
- tri manuel à l'aide d'une loupe binoculaire afin d'éliminer les cristaux qui paraissent affectés par une transformation secondaire,
- pour certaines populations de plagioclases, lavage à l'acide oxalique et rinçage à

l'eau distillée pour éliminer les traces d'oxydation en surface (couleur rougeâtre).

Ces échantillons, placés dans un cylindre d'aluminium sur trois niveaux, ont été irradiés à l'Université McMaster (Hamilton, Ontario, Canada). L'irradiation a été effectuée en présence d'un standard international MMHB, une hornblende datée à 520.4 Ma.

V.1. La méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ par paliers de température.

La méthode de datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ est dérivée de la méthode K/Ar traditionnelle. Cette méthode utilise la désintégration naturelle du ^{40}K qui donne naissance à l'argon 40 radiogénique. La méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ nécessite l'irradiation préalable des échantillons sous un flux de neutrons rapides à l'intérieur d'un réacteur nucléaire. Au cours de cette irradiation, le potassium 39 (proportionnel à l'élément père) est transformé en argon 39. La mesure isotopique du rapport $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ permet de calculer l'âge de l'échantillon.

La méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ par paliers de température permet un dégazage progressif de l'argon de l'échantillon irradié par étapes successives de températures jusqu'à la fusion totale de l'échantillon. L'avantage de procéder à une fusion par étapes est de contraindre l'histoire de l'échantillon et de connaître d'éventuels événements thermiques postérieurs à la cristallisation des minéraux datés (métamorphisme par exemple) et de mettre en évidence d'éventuelles contaminations, ou des excès d'argon.

V.2. Dispositif expérimental.

Le dispositif expérimental est celui qui est décrit par Ruffet (1990) et Zumbo (1993). Il se compose de deux parties distinctes : 1) la ligne où se produit la fusion de l'échantillon et l'extraction de l'argon et 2) le spectromètre de masse servant à l'analyse (Fig.A.I.1 d'après Ruffet, 1990). Le dispositif de chauffage est différent selon qu'il s'agit de mesures sur :

- monograins ; chauffage par faisceau laser,
- populations de minéraux ; chauffage dans un four à induction.

La ligne de purification est en partie commune aux deux systèmes de chauffage.

V.2.1. La ligne de fusion et de purification.

V.2.1.1. Populations de plagioclases.

La ligne de fusion et purification est en pyrex. Elle est divisée en deux parties permettant :

- + le dégazage et la fusion de l'échantillon,
- + la fixation des gaz (H_2 , CO_2 , N_2 , H_2O ...)

reliées entre elles par des vannes ultra-vide (VUV).

a) La partie de dégazage et fusion de l'échantillon.

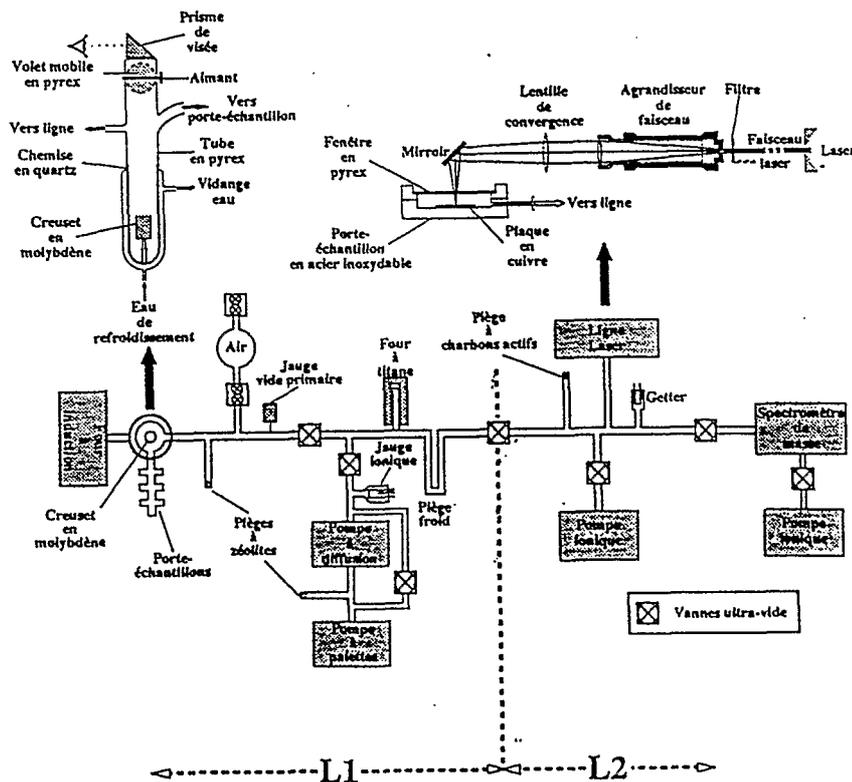


Fig.A.I.1. : Schéma du dispositif expérimental d'extraction de l'argon (d'après Ruffet, 1990)

Elle se fait dans un creuset en molybdène placé dans un tube de pyrex et quartz. Le refroidissement est assuré par de l'eau. Un système de visée pyrométrique permet la mesure de la température.

Le gaz libéré par l'échantillon est purifié au moyen de 3 pièges :

- un piège à zéolites pour H_2O ,
- un four à titane pour O_2 , N_2 et CO_2 à $700^\circ C$.
- un piège à froid (gaz refroidi à $-95^\circ C$) composé d'un mélange de chlorure de méthylène et d'azote liquide, retient H_2O .

b) La partie de fixation des gaz. Elle comprend :

- un getter SAES GP 50 W,
- un piège à charbon actif refroidi à $-180^\circ C$ par de l'azote liquide, destiné à piéger la totalité de l'argon sur cette partie de la ligne.

V.2.1.2. Sonde laser sur minéraux individuels.

Cette partie de la ligne est décrite par Féraud (1989), Ruffet (1990) et Zumbo (1993). Le chauffage et la fusion de l'échantillon sont effectués à l'aide d'un laser continu argon (COHERENT INOVA 70-4, de puissance 5.5 W, émettant entre 457.9 et 514.5 nm (bleu-vert visible). Un système de lentilles permet de focaliser le faisceau laser et un dispositif vidéo (caméra reliée à une loupe binoculaire et à un moniteur) permet de contrôler les différentes étapes de chauffage de l'échantillon. Les échantillons

Annexe I
Méthodes analytiques

Etapas	Contamination atmosphérique %	³⁹ Ar %	³⁷ Ar _{Cs} / ³⁹ Ar _K	⁴⁸ Ar ³⁹ / ³⁹ Ar _K		Age (Ma)	
Echantillon MI-143 – (Biotite, laser) – Formation Misahualli du Nord – (Manip M732)							
1	55.99	1.96	0.60	1.38	38.66	+/-	15.99
2	43.18	11.80	0.25	0.52	14.61	+/-	2.03
3	43.49	6.06	0.15	0.94	26.34	+/-	5.60
4	46.13	3.75	0.09	3.18	88.02	+/-	9.48
5	20.45	6.11	0.08	4.44	121.67	+/-	7.62
6	4.49	5.02	0.08	6.50	175.57	+/-	7.04
7	2.31	6.33	0.14	7.58	203.13	+/-	5.61
8	2.10	11.97	0.28	8.30	221.39	+/-	3.42
9	1.64	19.77	0.64	9.23	244.59	+/-	2.54
10	1.46	15.71	0.82	9.28	245.78	+/-	2.01
Fuse	1.51	11.52	0.67	8.53	226.98	+/-	1.92
Total Age =					176.1	+/-	1.2
Echantillon MI-143 – (Biotite, laser) – Formation Misahualli du Nord – (Manip M977)							
1	84.39	0.93	0.00	0.60	16.90	+/-	158.94
2	56.41	3.49	0.00	1.20	33.77	+/-	40.26
3	21.29	4.86	0.00	3.92	107.80	+/-	27.43
4	0.00	9.30	0.00	6.73	181.52	+/-	13.51
5	2.38	24.97	0.00	7.18	192.93	+/-	4.50
6	0.00	24.77	0.00	7.08	190.44	+/-	4.96
Fuse	0.37	31.69	0.00	6.69	180.37	+/-	3.44
Total Age =					175.96	+/-	3.39
Echantillon MI-90 – (Amphibole, laser) – Formation Misahualli du Nord – (Manip M752)							
1	14.77	0.27	0.00	18.99	471.52	+/-	315.53
2	100.00	0.05	0.00	-22.54	0.00	+/-	0.00
3	0.00	0.05	0.00	19.50	482.54	+/-	1801.85
4	92.73	0.28	13.70	2.00	55.78	+/-	444.09
5	0.00	0.15	8.03	6.29	170.24	+/-	572.92
6	6.67	11.60	11.40	6.49	175.38	+/-	10.28
7	3.26	55.33	11.61	6.37	172.16	+/-	2.20
Fuse	3.57	32.27	11.81	6.34	171.55	+/-	3.36
Total Age =					172.9	+/-	2.8
Echantillon MI-210 – (Amphibole, laser) – Formation Misahualli du Sud – (Manip M754)							
1	100.00	0.19	14.15	-0.90	0.00	+/-	0.00
2	100.00	0.06	34.32	-2.51	0.00	+/-	0.00
3	100.00	0.77	8.04	-0.37	0.00	+/-	0.00
4	20.63	30.65	7.85	0.99	28.26	+/-	3.42
5	35.60	27.25	7.42	0.68	19.32	+/-	3.52
6	30.570	18.14	7.58	0.77	22.13	+/-	6.34
7	70.45	6.46	8.02	0.35	9.99	+/-	20.10
Fuse	41.29	16.48	8.24	0.78	22.21	+/-	7.51
Total Age =					22.24	+/-	2.56
Echantillon CHA-104 – (Amphibole, laser) – Intrusif dans la Formation Chala – (Manip M756)							
1	93.69	3.00	4.10	7.51	201.45	+/-	93.12
2	71.82	3.61	22.20	2.69	74.67	+/-	62.56
3	29.63	55.66	24.83	4.12	113.30	+/-	5.54
4	17.73	22.62	19.05	4.02	110.59	+/-	10.01
5	32.82	5.50	18.83	3.64	100.36	+/-	39.91
Fuse	21.73	9.59	20.01	3.94	108.33	+/-	18.98
Total Age =					112.75	+/-	5.97

Tab.A.I.1. : Tableaux de données analytiques pour les analyses sur minéraux individuels (amphiboles et biotites) des différents échantillons analysés.

Température (°C)	Contamination atmosphérique %	³⁹ Ar %	³⁷ Ar _C / ³⁹ Ar _K	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K		Age (Ma)	
Echantillon OY13 (Plagioclases, population) – Formation Colán (Manip. M781)							
450	93.71	0.43	2.53	13.32	336.99	+/-	37.56
550	76.81	1.02	1.68	2.43	66.29	+/-	2.69
600	53.59	1.31	2.47	2.27	62.20	+/-	1.10
650	47.65	1.69	5.04	2.39	65.35	+/-	1.48
700	44.68	1.80	5.53	2.45	67.00	+/-	1.46
750	65.03	3.65	6.48	2.72	74.22	+/-	1.56
830	21.63	7.08	7.67	2.86	77.92	+/-	0.75
860	20.71	4.00	8.42	3.08	83.65	+/-	0.81
900	21.86	4.88	6.94	3.08	83.75	+/-	0.69
930	22.50	7.04	4.48	2.91	79.24	+/-	0.64
960	23.28	9.33	3.34	2.78	75.79	+/-	0.55
990	21.68	11.08	3.28	2.78	75.81	+/-	0.6
1020	20.71	9.44	3.97	2.73	74.49	+/-	0.55
1060	21.35	7.53	5.00	2.82	76.68	+/-	0.59
1110	26.09	8.43	6.25	2.91	79.19	+/-	0.77
1170	28.80	6.61	7.52	3.00	81.52	+/-	0.88
1250	30.41	6.58	8.55	3.30	89.48	+/-	1.04
1350	44.21	5.09	9.08	3.57	96.72	+/-	1.22
Fuse	52.25	3.00	9.46	3.62	98.10	+/-	1.54
Total Age =					80.58	+/-	0.3
Echantillon MOR1 – (Plagioclases, population) – Intrusif dans Formation Guaneros (Formation Chala) – (Manip. M782)							
450	92.75	0.54	1.36	10.76	276.98	+/-	26.34
550	58.33	1.27	1.01	6.03	160.55	+/-	3.59
630	45.75	1.63	1.84	5.07	135.74	+/-	1.70
700	42.17	1.54	4.16	5.30	141.85	+/-	1.26
750	53.99	2.60	6.84	5.90	157.05	+/-	2.74
800	16.86	3.51	8.05	5.85	155.88	+/-	1.41
830	15.22	3.02	8.26	5.87	156.41	+/-	0.93
860	12.12	3.79	8.36	5.93	157.99	+/-	1.13
890	13.28	4.08	8.09	5.90	157.16	+/-	1.17
915	16.48	4.05	7.55	5.84	155.46	+/-	1.05
940	17.44	3.72	7.12	5.80	154.49	+/-	1.31
960	15.82	3.92	7.01	5.80	154.56	+/-	1.05
980	14.17	3.54	7.12	5.81	154.77	+/-	1.17
1000	13.29	2.92	7.21	5.80	154.63	+/-	1.22
1020	11.09	4.59	7.29	5.81	154.83	+/-	1.30
1040	10.87	2.84	7.60	5.84	155.49	+/-	0.77
1060	11.73	2.74	7.68	5.96	158.70	+/-	1.29
1080	11.01	3.78	7.85	5.94	158.16	+/-	1.35
1100	11.24	4.23	8.04	5.91	157.26	+/-	0.97
1120	9.35	5.47	7.90	5.91	157.41	+/-	1.05
1140	10.44	5.80	8.05	5.92	157.53	+/-	1.34
1160	12.69	4.64	7.94	5.87	156.31	+/-	1.22
1180	11.94	4.40	8.03	5.86	156.12	+/-	1.00
1200	12.58	4.84	8.08	5.91	157.24	+/-	1.20
1220	14.04	3.92	7.95	5.88	156.50	+/-	1.18
1240	14.30	3.57	7.88	5.90	157.03	+/-	1.23
1260	30.16	2.76	7.92	5.94	158.19	+/-	2.08
1290	38.86	1.57	8.00	5.85	155.83	+/-	2.10
1350	47.53	2.67	7.42	6.04	160.67	+/-	1.80
Fuse	55.37	2.04	7.77	6.17	164.10	+/-	2.96
Total Age =					156.89	+/-	0.29

Tab.A.I.2. : Tableaux de données analytiques pour les analyses sur populations de plagioclases de deux des échantillons analysés.

Température (°C)	Contamination atmosphérique %	^{39}Ar %	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	$^{49}\text{Ar}^{\text{p}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$		Age (Ma)
Echantillon CHA-50 – (Plagioclases, population) – Formation Chala – (Manip M783)						
450	95.73	0.13	6.65	11.02	283.13	+/- 33.72
550	82.63	0.38	5.22	5.81	154.94	+/- 9.00
630	54.84	0.96	6.88	5.57	148.75	+/- 3.00
700	39.82	1.84	10.08	5.69	151.86	+/- 1.46
750	46.06	3.17	11.97	6.05	160.98	+/- 1.44
800	13.33	4.84	12.20	5.95	158.27	+/- 1.24
830	9.44	5.09	12.38	5.97	158.77	+/- 1.30
860	9.81	4.06	12.47	5.94	158.19	+/- 1.26
880	8.17	4.27	12.33	5.95	158.31	+/- 1.08
900	9.12	3.91	12.27	5.94	158.14	+/- 1.29
920	13.38	3.27	12.06	5.87	156.36	+/- 1.44
940	13.27	2.87	11.81	5.87	156.32	+/- 1.26
960	12.02	3.29	11.72	5.89	156.86	+/- 1.21
980	11.02	2.94	11.92	5.92	157.70	+/- 1.40
1000	8.86	2.79	12.13	6.04	160.62	+/- 1.27
1020	5.70	4.20	12.06	6.20	164.64	+/- 1.22
1040	6.08	5.42	12.07	6.27	166.45	+/- 1.24
1060	6.61	3.23	12.26	6.15	163.39	+/- 1.13
1080	8.33	3.42	12.14	6.23	165.60	+/- 1.12
1100	36.98	3.86	12.30	6.33	167.94	+/- 2.11
1120	7.68	4.56	12.26	6.27	166.64	+/- 1.59
1140	8.40	3.95	12.21	6.24	165.73	+/- 1.66
1160	8.90	4.29	12.27	6.24	165.78	+/- 1.39
1180	10.66	5.36	12.29	6.28	166.73	+/- 1.28
1200	10.93	4.88	12.26	6.24	165.83	+/- 1.59
1220	12.84	2.97	12.16	6.13	163.05	+/- 1.08
1240	20.92	1.98	12.34	6.28	166.84	+/- 1.43
1260	21.07	1.93	12.20	6.27	166.422	+/- 1.78
1290	28.33	1.29	12.34	6.14	163.14	+/- 2.29
1350	41.32	2.24	12.26	6.37	168.96	+/- 1.79
Fuse	49.72	2.64	12.44	6.42	170.37	+/- 1.88
Total Age =					164.08	+/- 0.28

Tab.A.I.3. : Tableaux de données analytiques pour les analyses sur populations de plagioclases de l'échantillon CHA-50.

sont chargés dans des alvéoles d'une plaque en cuivre placée dans un hublot ultra-vide.

V.2.2. Le spectromètre de masse.

Il est constitué d'un tube M.A.S.S.E. de déviation 120° et 5 cm de rayon, d'une source ionique Baur-Signer, d'un électro-aimant piloté par un micro-ordinateur et d'un détecteur d'ions. Les variations du champ magnétique permettent de focaliser les isotopes de l'argon sur le détecteur d'ions. Il existe deux types de détecteurs :

+ une cage de Faraday reliée à un amplificateur muni d'une résistance de 10^{10} ou 10^{11} ohms et

+ un multiplicateur d'électrons relié à un amplificateur muni d'une résistance de 10^8 ohms.

Ce spectromètre très sensible permet l'analyse de très faibles quantités de gaz.

ANNEXE II
Minéralogie primaire

Liste des tableaux de l'annexe II

Tableau A.II.1. : Analyses microsonde des plagioclases de la Formation Santiago.	1
Tableau A.II.2. : Analyses microsonde des plagioclases de la Formation Misahualli (Nord et Sud)..	2
Tableau A.II.3. : Analyses microsonde des plagioclases de la Formation Misahualli du Sud.	3
Tableau A.II.4. : Analyses microsonde des plagioclases de la Formation Colán..	4
Tableau A.II.5. : Analyses microsonde des plagioclases de la Formation Río Grande.	5
Tableau A.II.6. : Analyses microsonde des plagioclases de la Formation Río Grande.	6
Tableau A.II.7. : Analyses microsonde des plagioclases de la Formation Chala (coulées).	7
Tableau A.II.8. : Analyses microsonde des plagioclases de la Formation Chala (coulées).	8
Tableau A.II.9. : Analyses microsonde des plagioclases de la Formation Chala (intrusifs).	9
Tableau A.II.10. : Analyses microsonde des pyroxènes de la Formation Santiago.	10
Tableau A.II.11. : Analyses microsonde des pyroxènes de la Formation Santiago.	11
Tableau A.II.12. : Analyses microsonde des pyroxènes des Formations Santiago et Misahualli du Nord.	12
Tableau A.II.13. : Analyses microsonde des pyroxènes de la Formation Misahualli du Nord..	13
Tableau A.II.14. : Analyses microsonde des pyroxènes de la Formation Misahualli (Nord et du Sud).	14
Tableau A.II.15. : Analyses microsonde des pyroxènes des Formations Misahualli du Sud et Colán..	15
Tableau A.II.16. : Analyses microsonde des pyroxènes de la Formation Colán.	16
Tableau A.II.17. : Analyses microsonde des pyroxènes de la Formation Río Grande.	17
Tableau A.II.18. : Analyses microsonde des pyroxènes de la Formation Río Grande.	18
Tableau A.II.19. : Analyses microsonde des pyroxènes de la Formation Chala.	19
Tableau A.II.20. : Analyses microsonde des pyroxènes de la Formation Chala.	20
Tableau A.II.21. : Analyses microsonde des pyroxènes de la Formation Chala.	21
Tableau A.II.22. : Analyses microsonde des amphiboles primaires de la Formation Misahualli.	22
Tableau A.II.23. : Analyses microsonde des amphiboles primaires de la Formation Colán.	23
Tableau A.II.24. : Analyses microsonde des biotites primaires de la Formation Misahualli du Nord.	24
Tableau A.II.25. : Analyses microsonde des oxydes de fer-titane des différentes formations.	25
Tableau A.II.26. : Analyses microsonde des oxydes de fer-titane de la Formation Chala.	26

Liste des figures de l'annexe II

Fig. A.II.1. : Variations de composition d'un cristal de plagioclase d'une coulée de basalte andésitique de la Formation Chala. Cas d'un cristal à bordure corrodée.	27
Fig. A.II. 2. : Variations de composition d'un cristal de plagioclase d'une coulée de basalte andésitique de la Formation Chala. Cas d'un xénocrystal à bordure indentée.	27
Fig. A.II. 3. : Variations de composition d'un cristal de plagioclase d'une coulée de basalte andésitique de la Formation Chala. Cas d'un xénocrystal à bordure indentée.	28
Fig. A.II. 4. : Variations de composition d'un cristal de plagioclase d'une coulée de basalte andésitique de la Formation Chala. Cas d'un cristal poecilitique incluant des globules d'augite.	28

Ech.	MI210	MI210	MI210	MI210	MI210	MI210	MI210	MI210	MI210	MI210	MI210	MI210	MI210	MI210	MI210	MI210	MI210
Type	PLb	PLc	PLc	PLc	PLc	PLc	PLc	PLc	PLc	PLc	PLc	PLc	PLc	PLc	PLc	PLc	PLm
Coup	130	69	71	78	79	80	85	87	99	106	108	110	113	114	116	131	75
SiO ₂	54.85	47.64	46.43	50.37	48.46	47.78	48.91	50.24	58.55	59.98	50.96	51.90	47.41	48.21	47.16	48.97	54.86
Al ₂ O ₃	28.34	33.03	34.69	30.84	32.36	32.44	31.37	31.26	26.08	25.13	30.29	29.89	32.62	32.09	33.04	32.18	28.56
FeO _t	0.50	0.45	0.45	0.45	0.44	0.48	0.51	0.49	0.18	0.18	0.49	0.46	0.52	0.48	0.54	0.53	0.73
MgO	0.02	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05
CaO	11.36	16.75	17.97	14.33	15.89	16.28	15.12	14.81	8.27	7.27	13.58	13.14	16.64	15.81	16.81	15.85	11.56
Na ₂ O	4.69	1.96	1.21	3.16	2.52	2.26	2.64	3.03	6.32	6.92	3.46	3.81	1.97	2.60	1.94	2.37	4.68
K ₂ O	0.21	0.08	0.01	0.10	0.08	0.07	0.09	0.10	0.58	0.56	0.11	0.17	0.03	0.07	0.07	0.07	0.20
Total	99.98	100.02	100.75	99.26	99.76	99.31	98.63	99.93	100.03	100.04	98.91	99.38	99.19	99.31	99.55	99.97	100.64
Si	2.478	2.189	2.123	2.314	2.228	2.210	2.268	2.296	2.621	2.675	2.345	2.373	2.197	2.228	2.180	2.244	2.467
Al	1.509	1.789	1.869	1.670	1.753	1.768	1.714	1.684	1.375	1.321	1.642	1.611	1.781	1.748	1.799	1.738	1.513
Fet	0.019	0.017	0.017	0.017	0.017	0.018	0.020	0.019	0.007	0.007	0.019	0.018	0.020	0.018	0.021	0.020	0.027
Mg	0.001	0.007	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003
Ca	0.550	0.825	0.880	0.706	0.783	0.807	0.751	0.726	0.396	0.347	0.669	0.644	0.826	0.783	0.832	0.778	0.557
Na	0.411	0.174	0.107	0.282	0.225	0.203	0.237	0.268	0.549	0.598	0.309	0.337	0.177	0.233	0.174	0.210	0.408
K	0.012	0.005	0.000	0.006	0.005	0.004	0.005	0.006	0.033	0.032	0.006	0.010	0.002	0.004	0.004	0.004	0.012
Total	4.979	5.006	4.997	4.995	5.010	5.010	4.996	4.999	4.982	4.980	4.992	4.995	5.002	5.017	5.010	4.994	4.987
An	56.53	82.16	89.11	71.04	77.35	79.62	75.62	72.59	40.52	35.52	67.98	64.97	82.21	76.72	82.41	78.42	57.03
Ab	42.23	17.38	10.85	28.38	22.20	19.99	23.85	26.86	56.08	61.20	31.37	34.05	17.60	22.86	17.21	21.18	41.78
Or	1.24	0.47	0.04	0.58	0.46	0.38	0.53	0.55	3.40	3.28	0.64	0.98	0.19	0.43	0.38	0.40	1.20

Ech.	MI210	MI210	MI210	MI210	MI210	MI233	MI233	MI233	MI233	MI233	MI233						
Type	PLm	PLm	PLm	PLm	PLm	PLc	PLb	PLb	PLc	PLc	PLb	PLc	PLc	PLc	PLc	PLc	PLc
Coup	82	97	98	117	133	102	103	107	108	109	115	116	117	118	119	120	121
SiO ₂	53.57	53.40	54.45	59.25	47.69	53.72	53.15	53.67	53.55	53.39	53.31	52.82	52.15	54.51	53.13	52.86	53.59
Al ₂ O ₃	29.10	29.00	28.38	25.05	31.80	29.34	29.84	29.15	29.55	29.08	29.60	29.97	29.98	28.67	29.11	29.79	29.08
FeO _t	0.50	0.55	0.50	0.43	0.50	0.51	0.53	0.50	0.54	0.56	0.45	0.64	0.49	0.47	0.45	0.55	0.59
MgO	0.05	0.02	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.01	0.53	0.00	0.27	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00
CaO	12.28	11.89	11.07	7.47	15.81	11.77	12.52	12.23	12.17	11.92	12.35	12.43	12.73	11.11	12.10	12.30	11.89
Na ₂ O	4.48	4.28	4.90	6.99	2.37	4.48	3.91	4.36	4.14	4.16	4.20	4.29	3.87	4.71	4.35	4.13	4.11
K ₂ O	0.17	0.19	0.22	0.50	0.11	0.50	0.45	0.49	0.47	0.66	0.43	0.42	0.40	0.52	0.53	0.43	0.58
Total	100.14	99.35	99.59	99.69	98.28	100.31	100.41	100.48	100.43	100.29	100.35	100.84	99.63	99.99	99.71	100.06	99.84
Si	2.426	2.433	2.470	2.659	2.227	2.428	2.402	2.425	2.418	2.418	2.411	2.383	2.379	2.465	2.420	2.399	2.433
Al	1.553	1.557	1.517	1.325	1.750	1.563	1.589	1.552	1.572	1.552	1.578	1.594	1.612	1.528	1.562	1.593	1.556
Fet	0.019	0.021	0.019	0.016	0.019	0.019	0.020	0.019	0.021	0.021	0.017	0.024	0.019	0.018	0.017	0.021	0.022
Mg	0.003	0.001	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.006	0.001	0.036	0.000	0.018	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000
Ca	0.596	0.581	0.538	0.359	0.791	0.570	0.606	0.592	0.589	0.578	0.599	0.601	0.622	0.538	0.590	0.598	0.579
Na	0.393	0.378	0.431	0.608	0.215	0.393	0.343	0.382	0.363	0.365	0.368	0.375	0.343	0.413	0.384	0.364	0.362
K	0.010	0.011	0.013	0.028	0.006	0.029	0.026	0.028	0.027	0.038	0.025	0.024	0.024	0.030	0.031	0.025	0.034
Total	4.999	4.983	4.993	4.996	5.008	5.001	4.987	5.004	4.990	5.008	4.997	5.020	4.998	4.992	5.007	4.999	4.986
An	59.66	59.85	54.79	36.08	78.17	57.49	62.17	59.06	60.18	58.95	60.36	60.07	62.97	54.87	58.71	60.61	59.40
Ab	39.38	39.00	43.90	61.06	21.21	39.61	35.15	38.10	37.07	37.19	37.15	37.49	34.66	42.11	38.22	36.86	37.15
Or	0.96	1.15	1.31	2.86	0.62	2.90	2.68	2.84	2.74	3.86	2.49	2.44	2.38	3.03	3.08	2.53	3.44

Tableau A.II.3. : Analyses microsonde des plagioclases de la Formation Misahualli du Sud (PLb = bordure de phénocristaux ; PLc = coeur de phénocristaux ; PLm = microlites). Formule structurale calculée sur la base de 8 oxygènes.

Annexes II : Minéralogie Primaire
Plagioclases

Ech. Type Coup	OY11	OY11	OY11	OY13								
	PL 48	PL 45	PL 92	PLb 139	PLb 140	PLb 141	PLb 144	PLb 145	PLb 162	PLb 164	PLb 164	PLc 142
SiO2	54.39	54.61	55.22	55.23	53.24	54.06	52.86	55.93	53.19	53.08	53.08	54.04
Al2O3	28.37	27.88	27.95	26.19	28.74	28.74	28.22	26.89	28.38	28.10	28.10	28.55
FeOt	0.45	0.41	0.53	0.72	0.41	0.41	0.37	0.44	0.58	0.61	0.61	0.42
MgO	0.01	0.00	0.07	0.01	0.00	0.02	0.05	0.00	0.02	0.14	0.14	0.00
CaO	11.88	11.06	10.87	10.18	12.06	11.70	11.88	9.95	12.00	11.73	11.73	11.83
Na2O	4.58	4.98	5.03	5.83	4.30	4.52	4.40	5.76	4.40	4.59	4.59	4.43
K2O	0.26	0.30	0.26	0.26	0.40	0.43	0.43	0.29	0.40	0.36	0.36	0.46
Total	99.94	99.24	99.93	98.41	99.14	99.88	98.19	99.26	98.97	98.60	98.60	99.74
Si	2.463	2.487	2.495	2.538	2.434	2.450	2.441	2.539	2.439	2.443	2.443	2.454
Al	1.514	1.496	1.488	1.418	1.549	1.535	1.536	1.439	1.534	1.524	1.524	1.528
Fet	0.017	0.016	0.020	0.028	0.016	0.016	0.014	0.017	0.022	0.023	0.023	0.016
Mg	0.001	0.000	0.005	0.000	0.000	0.001	0.003	0.000	0.002	0.010	0.010	0.000
Ca	0.577	0.539	0.526	0.501	0.591	0.568	0.588	0.484	0.590	0.578	0.578	0.576
Na	0.402	0.439	0.441	0.520	0.381	0.398	0.394	0.507	0.391	0.409	0.409	0.390
K	0.015	0.017	0.015	0.015	0.023	0.025	0.025	0.017	0.023	0.021	0.021	0.027
Total	4.988	4.994	4.989	5.020	4.993	4.993	5.001	5.003	5.001	5.010	5.010	4.991
An	58.03	54.16	53.59	48.37	59.40	57.34	58.39	48.04	58.69	57.33	57.33	58.00
Ab	40.44	44.10	44.90	50.17	38.28	40.13	39.10	50.32	38.97	40.56	40.56	39.31
Or	1.52	1.74	1.51	1.46	2.32	2.53	2.52	1.64	2.34	2.11	2.11	2.69

Ech. Type Coup	OY13											
	PLc 143	PLc 147	PLc 148	PLc 165	PLc 166	PLc 168	PLc 171	PLc 172	PLm 120	PLm 127	PLm 127	PLm 157
SiO2	53.02	52.93	53.33	51.27	53.64	49.82	50.65	54.33	51.99	51.99	51.99	53.07
Al2O3	28.89	28.29	28.16	29.95	28.75	30.43	29.78	27.78	29.15	29.32	29.32	28.62
FeOt	0.47	0.44	0.47	0.50	0.49	0.51	0.48	0.40	0.97	1.16	1.16	1.08
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.04	0.00	0.00	0.12	0.12	0.20
CaO	12.50	11.88	12.08	13.58	11.99	13.99	13.89	11.13	13.48	12.77	12.77	10.07
Na2O	4.18	4.47	4.51	3.56	4.51	3.31	3.49	5.03	3.67	3.99	3.99	4.47
K2O	0.39	0.44	0.47	0.30	0.44	0.33	0.26	0.54	0.27	0.37	0.37	1.44
Total	99.44	98.45	99.02	99.17	99.82	98.42	98.60	99.22	99.53	99.72	99.72	98.95
Si	2.421	2.439	2.446	2.356	2.438	2.313	2.344	2.480	2.384	2.380	2.380	2.441
Al	1.555	1.537	1.522	1.622	1.540	1.665	1.624	1.494	1.575	1.582	1.582	1.551
Fet	0.018	0.017	0.018	0.019	0.018	0.020	0.019	0.015	0.037	0.044	0.044	0.042
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.003	0.000	0.000	0.008	0.008	0.014
Ca	0.611	0.587	0.594	0.669	0.584	0.696	0.689	0.544	0.662	0.626	0.626	0.496
Na	0.370	0.400	0.401	0.317	0.398	0.298	0.313	0.445	0.326	0.355	0.355	0.398
K	0.022	0.026	0.027	0.018	0.025	0.020	0.015	0.032	0.016	0.022	0.022	0.084
Total	4.998	5.005	5.007	5.001	5.003	5.013	5.008	5.011	5.000	5.017	5.017	5.025
An	60.90	57.98	58.10	66.62	57.99	68.66	67.69	53.32	65.95	62.47	62.47	50.69
Ab	36.86	39.50	39.22	31.60	39.49	29.40	30.79	43.58	32.46	35.36	35.36	40.70
Or	2.24	2.53	2.68	1.78	2.52	1.93	1.51	3.10	1.59	2.18	2.18	8.61

Tableau A.II.4. : Analyses microsonde des plagioclases de la Formation Colán. (PLb = bordure de phénocristaux ; PLc = coeur de phénocristaux ; PLm = microlites). Formule structurale calculée sur la base de 8 oxygènes.

Annexes II : Minéralogie Primaire
Plagioclases

Ech.	RG21	RG21	RG21	RG21	RG21	RG21	RG21	RG21	RG21	RG21	RG21	RG21	RG21	RG21
Type	PLb	PLb	PLb	PLb	PLb	PLb	PLb	PLb	PLb	PLb	PLb	PLb	PLc	PLc
Coup	180	210	205	208	215	178	197	161	224	198	236	226	164	213
SiO2	54.40	54.66	55.27	54.31	55.14	53.74	53.97	54.81	55.06	54.17	56.10	54.10	54.10	54.55
Al2O3	28.22	27.57	27.89	28.17	27.73	28.20	28.42	27.80	27.30	28.23	27.24	28.32	28.68	28.39
FeOt	0.79	0.77	0.65	0.73	0.67	0.81	0.81	0.89	0.83	0.81	0.81	0.73	0.68	0.76
MgO	0.08	0.06	0.04	0.07	0.12	0.09	0.14	0.00	0.09	0.04	0.03	0.06	0.00	0.07
CaO	11.52	10.92	10.23	11.44	11.10	11.77	11.76	11.31	10.81	11.49	10.03	11.27	11.96	11.52
Na2O	4.34	4.62	5.04	4.42	4.66	4.22	4.28	4.58	4.71	4.42	5.25	4.48	3.98	4.32
K2O	0.66	0.73	0.65	0.73	0.78	0.72	0.67	0.79	0.93	0.77	0.83	0.79	0.67	0.65
Total	100.01	99.33	99.76	99.85	100.20	99.54	100.05	100.17	99.72	99.93	100.28	99.74	100.07	100.26
Si	2.467	2.493	2.502	2.467	2.493	2.453	2.450	2.484	2.503	2.461	2.529	2.461	2.451	2.466
Al	1.508	1.482	1.488	1.508	1.477	1.517	1.520	1.484	1.463	1.512	1.447	1.518	1.531	1.513
Fet	0.030	0.029	0.024	0.028	0.025	0.031	0.031	0.034	0.031	0.031	0.031	0.028	0.026	0.029
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.005	0.004	0.002	0.004	0.008	0.006	0.010	0.000	0.006	0.003	0.002	0.004	0.000	0.005
Ca	0.559	0.534	0.496	0.557	0.538	0.576	0.572	0.549	0.527	0.560	0.484	0.549	0.581	0.558
Na	0.381	0.409	0.442	0.389	0.409	0.373	0.377	0.402	0.415	0.389	0.459	0.395	0.349	0.378
K	0.038	0.042	0.038	0.042	0.045	0.042	0.039	0.045	0.054	0.045	0.048	0.046	0.039	0.037
Total	4.989	4.992	4.994	4.995	4.995	4.997	4.998	4.998	5.000	5.000	5.000	5.001	4.977	4.986
An	57.15	54.19	50.84	56.37	54.21	58.12	57.92	55.06	52.89	56.32	48.87	55.49	59.92	57.30
Ab	38.94	41.50	45.30	39.37	41.23	37.66	38.17	40.37	41.69	39.16	46.31	39.89	36.07	38.86
Or	3.91	4.31	3.86	4.26	4.56	4.22	3.91	4.56	5.42	4.52	4.82	4.62	4.01	3.84

Ech.	RG21	RG21	RG21	RG21	RG21	RG21	RG21	RG21	RG21	RG21	RG21	RG21	RG21	RG21
Type	PLc	PLc	PLc	PLc	PLc	PLc	PLc	PLc	PLc	PLc	PLc	PLm	PLm	PLm
Coup	162	218	184	232	199	170	183	204	179	163	237	216	238	207
SiO2	54.30	54.40	53.96	54.43	53.88	54.20	54.77	54.63	54.68	54.29	54.39	57.48	58.33	54.06
Al2O3	28.27	28.18	28.75	28.61	28.20	28.16	27.92	28.09	28.09	27.82	27.70	25.68	25.67	27.87
FeOt	0.78	0.71	0.80	0.77	0.73	0.70	0.81	0.75	0.77	0.67	0.78	0.69	0.61	0.80
MgO	0.15	0.08	0.02	0.11	0.09	0.07	0.12	0.15	0.13	0.10	0.05	0.05	0.01	0.06
CaO	11.47	11.45	11.91	11.62	11.59	11.40	11.46	11.48	11.06	11.36	11.27	8.88	7.99	10.99
Na2O	4.29	4.35	4.15	4.29	4.29	4.43	4.51	4.54	4.78	4.65	4.78	5.40	6.30	4.63
K2O	0.67	0.71	0.66	0.71	0.75	0.76	0.79	0.71	0.76	0.81	0.69	1.20	0.76	0.68
Total	99.93	99.87	100.23	100.54	99.53	99.83	100.38	100.35	100.26	99.69	99.65	99.36	99.67	99.09
Si	2.463	2.469	2.444	2.456	2.457	2.464	2.477	2.470	2.474	2.473	2.478	2.605	2.626	2.474
Al	1.512	1.507	1.534	1.521	1.516	1.509	1.488	1.497	1.498	1.493	1.487	1.371	1.362	1.503
Fet	0.030	0.027	0.030	0.029	0.028	0.027	0.031	0.028	0.029	0.026	0.030	0.026	0.023	0.031
Mg	0.010	0.005	0.001	0.008	0.006	0.005	0.008	0.010	0.009	0.007	0.003	0.003	0.001	0.004
Ca	0.558	0.557	0.578	0.561	0.567	0.555	0.555	0.556	0.536	0.554	0.550	0.431	0.385	0.539
Na	0.378	0.382	0.364	0.376	0.379	0.391	0.396	0.398	0.419	0.410	0.422	0.475	0.550	0.411
K	0.039	0.041	0.038	0.041	0.044	0.044	0.046	0.041	0.044	0.047	0.040	0.069	0.044	0.040
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	4.989	4.989	4.990	4.992	4.996	4.997	5.000	5.001	5.008	5.009	5.010	4.981	4.990	5.000
An	57.24	56.81	58.96	57.43	57.26	56.11	55.71	55.89	53.67	54.79	54.32	44.23	39.36	54.45
Ab	38.78	39.00	37.17	38.41	38.31	39.46	39.70	39.97	41.96	40.57	41.73	48.67	56.18	41.53
Or	3.98	4.19	3.86	4.16	4.43	4.43	4.60	4.14	4.37	4.64	3.95	7.10	4.46	4.02

Tableau A.II.6. : Analyses microsonde des plagioclases de la Formation Río Grande. (PLb = bordure de phénocristaux ; PLc = coeur de phénocristaux ; PLm = microlites). Formule structurale calculée sur la base de 8 oxygènes.

Annexes II : Minéralogie Primaire
Plagioclases

Ech. Type Coup	CHA55	CHA55	CHA55	CHA55	CHA168											
	PLm	PLm	PLm	PLm	PLb	PLb	PLb	PLb	PLb	PLb	PLc	PLc	PLc	PLc	PLc	PLc
	6	225	226	227	21	39	40	44	46	52	8	24	25	26	27	28
SiO2	53.39	53.65	52.84	52.37	53.29	53.96	53.75	53.97	58.22	53.71	55.07	54.50	53.23	67.49	54.82	53.88
Al2O3	29.07	28.33	28.43	29.19	28.33	28.02	27.69	27.60	25.12	27.91	27.70	27.78	27.95	20.09	27.52	28.20
FeOt	1.16	1.14	1.08	1.09	0.78	0.81	0.90	0.73	0.57	0.88	0.73	0.80	0.76	0.01	0.78	0.73
MgO	0.06	0.10	0.06	0.02	0.05	0.11	0.07	0.00	0.12	0.02	0.09	0.03	0.04	0.00	0.00	0.09
CaO	12.73	12.02	12.16	12.58	12.46	11.78	11.94	11.68	7.46	11.75	11.28	11.64	12.04	0.76	11.21	12.15
Na2O	4.23	4.23	4.35	3.94	4.12	4.27	4.37	4.51	6.83	4.50	4.83	4.45	4.07	10.73	4.74	3.99
K2O	0.30	0.38	0.33	0.36	0.49	0.58	0.59	0.57	0.71	0.54	0.63	0.59	0.63	0.09	0.64	0.53
Total	100.95	99.86	99.24	99.56	99.51	99.51	99.31	99.06	99.03	99.31	100.32	99.79	98.72	99.17	99.72	99.57
Si	2.411	2.443	2.424	2.396	2.436	2.461	2.461	2.473	2.638	2.458	2.489	2.478	2.450	2.970	2.492	2.455
Al	1.547	1.520	1.537	1.574	1.526	1.506	1.494	1.490	1.341	1.505	1.475	1.488	1.516	1.042	1.474	1.514
Fet	0.044	0.043	0.041	0.042	0.030	0.031	0.035	0.028	0.022	0.034	0.027	0.030	0.029	0.000	0.030	0.028
Mg	0.004	0.007	0.004	0.002	0.003	0.007	0.005	0.000	0.008	0.001	0.006	0.002	0.003	0.000	0.000	0.006
Ca	0.616	0.586	0.598	0.617	0.610	0.575	0.586	0.573	0.362	0.576	0.546	0.567	0.594	0.036	0.546	0.593
Na	0.371	0.373	0.387	0.349	0.365	0.377	0.388	0.401	0.600	0.399	0.423	0.392	0.363	0.915	0.418	0.352
K	0.017	0.022	0.019	0.021	0.028	0.034	0.035	0.033	0.041	0.031	0.036	0.034	0.037	0.005	0.037	0.031
Total	5.010	4.995	5.010	5.002	4.998	4.991	5.003	4.999	5.012	5.005	5.003	4.991	4.992	4.969	4.998	4.979
An	61.36	59.70	59.57	62.47	60.82	58.34	58.09	56.90	36.11	57.22	54.33	57.06	59.72	3.76	54.53	60.75
Ab	36.92	38.03	38.53	35.38	36.35	38.25	38.48	39.78	59.78	39.65	42.07	39.50	36.56	95.72	41.74	36.10
Or	1.72	2.27	1.90	2.15	2.84	3.42	3.42	3.32	4.11	3.13	3.60	3.44	3.72	0.52	3.73	3.15

Ech. Type Coup	CHA168															
	PLc	PLm	PLm	PLm	PLc	PLm	PLm									
	41	42	43	45	47	48	49	50	9	23	53	58	62	51	13	14
SiO2	52.66	53.91	52.58	54.10	54.61	54.02	53.40	53.81	54.59	53.11	54.67	55.10	54.59	54.89	56.65	55.45
Al2O3	28.68	27.74	28.38	27.51	27.56	27.83	27.98	28.06	27.89	27.90	26.67	27.09	27.76	27.65	25.88	26.61
FeOt	0.73	0.74	0.75	0.82	0.75	0.82	0.74	0.82	0.82	0.75	1.99	0.82	0.87	0.71	1.05	1.26
MgO	0.04	0.00	0.00	0.04	0.13	0.00	0.08	0.01	0.02	0.06	0.50	0.02	0.07	0.08	0.04	0.10
CaO	12.79	11.79	12.39	11.42	11.35	11.66	11.61	11.84	11.58	11.98	11.00	10.65	11.48	11.49	9.46	10.22
Na2O	4.03	4.83	4.58	4.20	4.44	4.32	4.60	4.34	4.46	4.64	4.69	4.70	4.56	4.61	5.50	4.76
K2O	0.42	0.54	0.46	0.57	0.61	0.61	0.59	0.54	0.56	0.55	0.45	0.64	0.53	0.59	0.60	0.50
Total	99.35	99.55	99.12	98.66	99.44	99.27	98.98	99.42	99.92	98.98	99.95	99.01	99.85	100.01	99.17	98.89
Si	2.413	2.463	2.418	2.484	2.488	2.470	2.451	2.458	2.477	2.443	2.492	2.516	2.480	2.488	2.578	2.535
Al	1.549	1.493	1.538	1.488	1.479	1.499	1.514	1.510	1.492	1.512	1.433	1.458	1.486	1.477	1.388	1.433
Fet	0.028	0.028	0.029	0.031	0.029	0.032	0.028	0.031	0.031	0.029	0.076	0.031	0.033	0.027	0.040	0.048
Mg	0.003	0.000	0.000	0.003	0.009	0.000	0.005	0.001	0.002	0.004	0.034	0.001	0.005	0.005	0.002	0.006
Ca	0.628	0.577	0.610	0.562	0.554	0.571	0.571	0.579	0.563	0.590	0.537	0.521	0.559	0.558	0.461	0.500
Na	0.358	0.428	0.408	0.374	0.392	0.383	0.410	0.384	0.393	0.414	0.414	0.416	0.402	0.405	0.485	0.422
K	0.025	0.032	0.027	0.033	0.036	0.035	0.034	0.031	0.032	0.032	0.026	0.037	0.030	0.034	0.035	0.029
Total	5.003	5.020	5.030	4.976	4.986	4.990	5.014	4.995	4.989	5.024	5.012	4.981	4.993	4.994	4.989	4.974
An	62.16	55.68	58.38	57.99	56.40	57.74	56.27	58.22	56.99	56.98	54.96	53.47	56.39	55.95	46.99	52.62
Ab	35.41	41.26	39.05	38.57	39.97	38.69	40.36	38.63	39.74	39.91	42.38	42.68	40.54	40.64	49.45	44.32
Or	2.44	3.06	2.56	3.44	3.62	3.57	3.38	3.14	3.27	3.11	2.66	3.84	3.07	3.40	3.57	3.07

Tableau A.II.8. : Analyses microsonde des plagioclases de la Formation Chala (coulées). (PLb = bordure de phénocristaux ; PLc = coeur de phénocristaux ; PLm = microlites). Formule structurale calculée sur la base de 8 oxygènes.

Ech. Type Coup	CHA71 PLb 102	CHA71 PLc 90	CHA71 PLc 91	CHA71 PLc 92	CHA71 PLc 97	CHA71 PLc 98	CHA71 PLc 100	CHA71 PLc 103	CHA71 PLc 105	CHA71 PLc 106	CHA71 PLc 107	CHA71 PLc 5	CHA71 PLc 16	CHA71 PLc 17	CHA71 PLc 46
SiO2	53.02	54.52	53.95	54.78	53.71	54.14	53.79	54.17	54.18	54.44	53.49	53.87	54.06	53.41	53.82
Al2O3	28.40	28.08	28.38	27.57	28.37	28.18	28.39	27.44	28.46	27.66	28.90	28.51	28.44	28.39	28.52
FeO	0.99	0.69	0.72	0.81	0.86	0.88	0.82	0.84	0.79	0.80	0.75	0.72	0.86	0.81	0.87
MgO	0.32	0.07	0.07	0.07	0.08	0.11	0.08	0.09	0.07	0.08	0.18	0.12	0.13	0.08	0.11
CaO	11.77	11.37	11.24	10.76	11.64	11.30	11.40	10.74	11.43	10.73	11.88	11.98	11.94	12.05	11.77
Na2O	3.97	4.42	4.23	4.44	4.24	4.38	4.30	4.47	4.20	4.66	3.97	4.10	4.31	3.99	4.22
K2O	0.58	0.60	0.69	0.69	0.61	0.61	0.65	0.78	0.59	0.71	0.58	0.52	0.61	0.64	0.61
Total	99.06	99.76	99.29	99.11	99.51	99.58	99.43	98.52	99.72	99.08	99.74	99.83	100.35	99.36	99.91
Si	2.432	2.475	2.461	2.499	2.450	2.465	2.454	2.491	2.461	2.488	2.433	2.448	2.448	2.442	2.446
Al	1.535	1.503	1.526	1.482	1.525	1.512	1.526	1.487	1.523	1.490	1.549	1.527	1.518	1.530	1.527
Fet	0.038	0.026	0.028	0.031	0.033	0.033	0.031	0.032	0.030	0.030	0.028	0.027	0.032	0.031	0.033
Mg	0.022	0.004	0.005	0.005	0.006	0.007	0.006	0.006	0.005	0.006	0.012	0.008	0.009	0.005	0.007
Ca	0.578	0.553	0.549	0.526	0.569	0.551	0.557	0.529	0.556	0.525	0.579	0.583	0.579	0.590	0.573
Na	0.353	0.389	0.375	0.392	0.375	0.386	0.380	0.398	0.370	0.413	0.350	0.361	0.379	0.354	0.372
K	0.034	0.035	0.040	0.040	0.035	0.035	0.038	0.045	0.034	0.042	0.034	0.030	0.035	0.037	0.035
Total	4.994	4.986	4.983	4.976	4.993	4.990	4.992	4.988	4.979	4.994	4.984	4.985	5.000	4.989	4.994
An	59.90	56.58	56.97	54.89	58.09	56.67	57.13	54.40	57.94	53.60	60.15	59.83	58.34	60.13	58.45
Ab	36.57	39.85	38.85	40.93	38.30	39.69	38.97	40.93	38.51	42.15	36.36	37.06	38.13	36.07	37.95
Or	3.53	3.57	4.18	4.18	3.61	3.64	3.89	4.67	3.55	4.25	3.50	3.10	3.53	3.80	3.60

Ech. Type Coup	CHA71 PLc 50	CHA71 PLc 51	CHA71 PLc 71	CHA92 PLb 154	CHA92 PLb 155	CHA92 PLb 191	CHA92 PLc 134	CHA92 PLc 148	CHA92 PLc 149	CHA92 PLc 187	CHA115 PLb 118	CHA115 PLc 95	CHA115 PLc 96	CHA115 PLc 97	CHA115 PLc 100
SiO2	53.93	54.12	55.86	52.39	53.82	54.83	51.38	52.77	54.73	53.38	53.10	54.40	53.52	54.04	54.59
Al2O3	28.13	28.58	27.40	29.36	28.78	27.76	30.78	28.90	28.35	28.51	29.19	28.26	28.43	28.35	28.55
FeO	0.87	0.84	0.76	0.83	0.66	0.90	0.84	0.76	0.82	0.85	0.69	0.87	0.77	0.76	0.83
MgO	0.07	0.12	0.11	0.08	0.11	0.36	0.05	0.08	0.07	0.24	0.00	0.08	0.09	0.09	0.13
CaO	11.65	11.79	10.53	12.48	11.70	8.91	13.91	12.22	11.30	11.30	11.92	11.35	11.50	11.31	11.55
Na2O	4.22	4.21	4.78	3.93	4.39	4.17	3.28	4.05	4.61	4.13	3.95	4.18	4.20	4.34	4.12
K2O	0.55	0.56	0.64	0.46	0.38	2.01	0.28	0.44	0.48	1.02	0.51	0.64	0.61	0.59	0.67
Total	99.42	100.22	100.07	99.52	99.84	98.93	100.51	99.22	100.35	99.42	99.37	99.78	99.13	99.49	100.42
Si	2.461	2.450	2.521	2.396	2.443	2.508	2.333	2.417	2.470	2.441	2.423	2.470	2.448	2.461	2.463
Al	1.512	1.525	1.457	1.582	1.539	1.497	1.647	1.560	1.508	1.536	1.570	1.512	1.533	1.522	1.518
Fet	0.033	0.032	0.029	0.032	0.025	0.035	0.032	0.029	0.031	0.032	0.026	0.033	0.030	0.029	0.031
Mg	0.005	0.008	0.007	0.006	0.007	0.024	0.003	0.006	0.005	0.016	0.000	0.005	0.006	0.006	0.009
Ca	0.570	0.572	0.509	0.611	0.569	0.437	0.677	0.599	0.547	0.553	0.583	0.552	0.564	0.552	0.558
Na	0.373	0.370	0.419	0.348	0.386	0.370	0.289	0.359	0.403	0.366	0.350	0.368	0.373	0.383	0.360
K	0.032	0.032	0.037	0.027	0.022	0.118	0.016	0.026	0.027	0.059	0.030	0.037	0.036	0.034	0.038
Total	4.986	4.988	4.978	5.001	4.992	4.987	4.996	4.996	4.991	5.004	4.982	4.977	4.989	4.987	4.977
An	58.44	58.71	52.80	62.01	58.21	47.28	68.92	60.89	55.95	56.56	60.58	57.69	57.98	56.91	58.35
Ab	38.30	37.97	43.41	35.30	39.52	40.00	29.42	36.49	41.25	37.38	36.34	38.44	38.33	39.53	37.63
Or	3.26	3.33	3.80	2.69	2.27	12.72	1.66	2.62	2.80	6.06	3.08	3.87	3.68	3.55	4.01

Ech. Type Coup	CHA115 PLc 101	CHA115 PLc 102	CHA115 PLc 120	CHA115 PLc 166	CHA115 PLc 167	CHA126 PLc 3	CHA126 PLc 4	CHA126 PLc 20	CHA126 PLc 22	CHA126 PLc 67	CHA126 PLc 70	CHA126 PLc 71	CHA126 PLc 72	CHA126 PLc 76	CHA126 PLc 80
SiO2	54.15	53.00	51.65	53.49	53.44	55.34	55.81	53.05	52.63	54.12	53.35	55.54	52.46	53.44	53.50
Al2O3	28.48	29.20	30.29	28.53	28.51	28.03	27.91	29.39	29.48	28.71	27.95	27.47	29.32	28.14	28.29
FeO	0.75	0.72	0.85	0.80	0.80	0.67	0.68	0.69	0.72	0.65	0.62	0.78	0.73	0.69	0.90
MgO	0.11	0.14	0.08	0.08	0.00	0.07	0.05	0.07	0.09	0.08	0.12	0.08	0.08	0.04	0.16
CaO	11.29	12.12	13.43	11.72	11.25	11.24	10.99	12.53	13.03	11.97	11.78	10.58	12.72	11.56	11.64
Na2O	4.38	3.82	3.49	4.34	4.42	4.43	4.51	3.92	3.64	4.08	4.16	4.52	3.66	4.07	4.10
K2O	0.69	0.55	0.43	0.59	0.60	0.89	0.95	0.78	0.56	0.76	0.77	0.96	0.67	0.77	0.74
Total	99.85	99.54	100.21	99.55	99.02	100.66	100.89	100.41	100.15	100.37	98.74	99.92	99.63	98.71	99.33
Si	2.458	2.417	2.352	2.440	2.448	2.490	2.503	2.405	2.393	2.447	2.454	2.514	2.397	2.456	2.447
Al	1.524	1.569	1.625	1.534	1.539	1.486	1.475	1.570	1.580	1.530	1.515	1.465	1.579	1.524	1.525
Fet	0.029	0.028	0.032	0.031	0.031	0.025	0.025	0.026	0.027	0.024	0.024	0.030	0.028	0.027	0.035
Mg	0.007	0.009	0.005	0.005	0.000	0.004	0.003	0.005	0.006	0.005	0.008	0.005	0.006	0.003	0.011
Ca	0.549	0.592	0.655	0.573	0.552	0.542	0.528	0.609	0.635	0.580	0.580	0.513	0.623	0.569	0.570
Na	0.385	0.338	0.308	0.384	0.392	0.386	0.392	0.344	0.321	0.358	0.371	0.396	0.324	0.362	0.364
K	0.040	0.032	0.025	0.034	0.035	0.051	0.054	0.045	0.033	0.044	0.045	0.055	0.039	0.045	0.043
Total	4.992	4.984	5.002	5.002	4.997	4.985	4.982	5.004	4.994	4.989	4.997	4.979	4.995	4.986	4.994
An	56.39	61.56	66.29	57.80	56.39	55.32	54.19	60.98	64.22	59.10	58.25	53.19	63.18	58.26	58.36
Ab	39.53	35.10	31.21	38.74	40.06	39.45	40.23	34.50	32.49	36.46	37.23	41.09	32.87	37.09	37.25
Or	4.08	3.34	2.50	3.46	3.55	5.23	5.58	4.52	3.29	4.44	4.52	5.72	3.95	4.65	4.39

Tableau A.II.9. : Analyses microsonde des plagioclases de la Formation Chala (intrusifs). (PLb = bordure de phénocristaux ; PLc = coeur de phénocristaux). Formule structurale calculée sur la base de 8 oxygènes.

Annexes II : Minéralogie Primaire

Pyroxènes

A																	
Ech	MIS6	MIS6	MIS6	MIS6	MIS6	MIS6	MIS6	MIS6	MIS6	MIS6	MIS6	MIS6	MIS6	MIS6	MIS6	MIS6	MIS6
Type	PYc	PYc	PYc	PYmc	PYml	PYml	PYml	PYml	PYml	PYml	PYml	PYml	PYml	PYml	PYml	PYml	PYml
Coup	90	20	19	159	164	178	30										
SiO2	51.67	51.02	51.54	49.63	50.65	50.21	49.86										
Al2O3	3.16	3.56	3.38	2.96	1.32	3.84	1.34										
FeO	6.06	4.68	5.79	13.02	11.12	6.07	17.46										
Fe2O3	1.36	2.61	2.24	2.01	2.84	2.60	1.54										
MnO	0.16	0.17	0.24	0.37	0.36	0.24	0.58										
MgO	16.07	15.45	16.17	13.06	15.04	15.25	10.40										
CaO	20.69	21.59	20.37	17.53	16.82	20.20	17.35										
Na2O	0.13	0.25	0.19	0.14	0.21	0.21	0.27										
TiO2	0.21	0.20	0.21	0.47	0.25	0.32	0.49										
Cr2O3	0.54	0.57	0.41	0.19	0.00	0.42	0.00										
Total	99.51	99.53	100.13	99.19	98.61	98.94	99.29										
Si	1.902	1.877	1.888	1.890	1.926	1.868	1.940										
AlIV	0.098	0.123	0.112	0.110	0.059	0.132	0.060										
AlVI	0.039	0.032	0.034	0.023	0.000	0.036	0.001										
Fe2+	0.187	0.144	0.177	0.415	0.353	0.189	0.568										
Fe3+	0.042	0.080	0.069	0.064	0.090	0.081	0.050										
Mn	0.005	0.005	0.007	0.012	0.012	0.008	0.019										
Mg	0.882	0.847	0.883	0.741	0.852	0.845	0.603										
Ca	0.816	0.851	0.799	0.715	0.685	0.805	0.723										
Na	0.009	0.018	0.013	0.010	0.015	0.015	0.020										
Ti	0.006	0.006	0.006	0.013	0.007	0.009	0.014										
Cr	0.016	0.017	0.012	0.006	0.000	0.012	0.000										
Total	4.002	4.000	4.000	3.999	3.999	4.000	3.998										
Fm	0.18	0.15	0.17	0.37	0.30	0.19	0.49										
Wo	43.19	46.07	42.82	37.98	36.01	43.59	37.79										
En	46.67	45.86	47.28	39.37	44.80	45.78	31.52										
Fs	10.14	8.07	9.90	22.65	19.19	10.63	30.69										

B																	
Ech	MI90	MI90	MI90	MI90	MI90	MI90	MI90	MI90	MI90	MI90	MI90	MI90	MI90	MI90	MI90	MI90	MI90
Type	PYb	PYb	PYb	PYb	PYb	PYb	PYb	PYb	PYb	PYc	PYc	PYc	PYc	PYc	PYc	PYc	PYc
Coup	223	222	161	236	170	226	178	167	179	224	239	233	225	159	237	184	169
SiO2	49.78	49.83	50.21	51.78	53.28	50.97	52.22	53.25	53.11	49.40	50.64	50.83	52.35	53.15	51.34	53.20	53.58
Al2O3	5.23	4.88	4.57	3.69	0.68	4.28	3.11	0.98	1.52	4.83	4.11	3.93	2.99	0.79	3.58	0.87	0.69
FeO	6.47	5.06	5.75	4.36	8.15	4.58	4.78	6.91	6.79	4.21	5.18	3.86	3.85	7.53	4.58	5.86	8.22
Fe2O3	1.08	2.03	1.77	1.18	0.64	2.34	1.65	1.39	1.35	3.35	2.04	2.80	1.40	1.14	2.60	2.20	0.59
MnO	0.16	0.17	0.19	0.41	0.93	0.20	0.13	0.69	0.44	0.22	0.19	0.16	0.19	0.92	0.16	0.54	0.79
MgO	14.35	14.70	15.16	16.21	13.98	15.33	16.33	14.89	15.12	14.78	15.16	15.61	16.58	14.25	15.90	15.33	14.52
CaO	21.31	21.78	21.36	22.07	22.02	21.87	21.68	21.84	21.90	21.34	21.48	22.03	22.15	21.82	21.50	22.07	21.94
Na2O	0.08	0.12	0.00	0.03	0.33	0.23	0.18	0.35	0.30	0.28	0.19	0.21	0.16	0.38	0.21	0.37	0.24
TiO2	0.39	0.33	0.31	0.18	0.04	0.26	0.20	0.08	0.13	0.35	0.26	0.27	0.12	0.02	0.21	0.10	0.06
Cr2O3	0.01	0.29	0.09	0.28	0.00	0.09	0.13	0.00	0.03	0.09	0.17	0.16	0.25	0.01	0.00	0.00	0.01
Total	98.85	98.90	99.32	99.91	100.05	100.06	100.28	100.38	100.65	98.76	99.25	99.70	99.79	100.00	100.08	100.54	100.63
Si	1.860	1.852	1.863	1.894	1.986	1.871	1.907	1.967	1.953	1.840	1.876	1.869	1.913	1.978	1.884	1.958	1.983
AlIV	0.140	0.148	0.137	0.106	0.014	0.129	0.093	0.033	0.047	0.160	0.124	0.131	0.087	0.022	0.116	0.038	0.017
AlVI	0.090	0.066	0.062	0.054	0.016	0.056	0.041	0.010	0.019	0.053	0.055	0.040	0.042	0.013	0.039	0.000	0.013
Fe2+	0.202	0.157	0.178	0.133	0.254	0.141	0.146	0.213	0.209	0.131	0.161	0.119	0.118	0.234	0.140	0.180	0.254
Fe3+	0.034	0.063	0.055	0.036	0.020	0.072	0.050	0.043	0.041	0.104	0.063	0.086	0.043	0.036	0.080	0.068	0.018
Mn	0.005	0.005	0.006	0.013	0.029	0.006	0.004	0.022	0.014	0.007	0.006	0.005	0.006	0.029	0.005	0.017	0.025
Mg	0.799	0.814	0.838	0.884	0.777	0.839	0.889	0.820	0.829	0.821	0.837	0.856	0.903	0.790	0.870	0.841	0.801
Ca	0.853	0.867	0.849	0.865	0.879	0.860	0.848	0.865	0.863	0.852	0.852	0.868	0.867	0.870	0.845	0.870	0.870
Na	0.006	0.009	0.000	0.002	0.024	0.016	0.013	0.025	0.021	0.020	0.014	0.015	0.011	0.027	0.015	0.026	0.017
Ti	0.011	0.009	0.009	0.005	0.001	0.007	0.005	0.002	0.004	0.010	0.007	0.007	0.003	0.001	0.006	0.003	0.002
Cr	0.000	0.009	0.003	0.008	0.000	0.003	0.004	0.000	0.001	0.003	0.005	0.005	0.007	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	4.000	3.999	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.001	4.001	4.000	4.001	4.000	4.000	4.000	4.001	4.000
Fm	0.21	0.17	0.18	0.14	0.27	0.15	0.14	0.22	0.21	0.14	0.17	0.13	0.12	0.25	0.14	0.19	0.26
Wo	45.88	47.03	45.36	45.65	45.34	46.60	44.95	45.04	45.08	47.04	45.93	46.99	45.79	45.22	45.44	45.60	44.61
En	42.98	44.16	44.79	46.64	40.05	45.44	47.10	42.72	43.30	45.33	45.10	46.32	47.69	41.09	46.75	44.07	41.07
Fs	11.14	8.81	9.85	7.71	14.61	7.96	7.95	12.24	11.62	7.63	8.97	6.69	6.52	13.69	7.81	10.33	14.32

Tableau A.II.12. : Analyses microsonde des pyroxènes. A : Formation Santiago ; B : Formation Misahualli du Nord. (PYb = bordure de phénocristaux ; PYc = cœur de phénocristaux ; PYml ou m = microlites). Formule structurale calculée sur la base de 6 oxygènes selon la méthode de Vieten et Hamm (1978).

Annexes II : Minéralogie Primaire

Pyroxènes

A					
Ech	MI247	MI247	MI247	MI247	MI247
Type	PYc	PYc	PYc	PYc	PYc
Coup	27	30	25	34	24
SiO2	51.23	50.34	50.87	51.19	51.44
Al2O3	1.89	2.58	2.17	2.20	1.98
FeO	7.38	6.21	6.49	6.08	7.10
Fe2O3	1.87	2.97	3.30	3.57	2.45
MnO	0.40	0.43	0.23	0.51	0.40
MgO	14.89	14.74	15.22	14.73	15.36
CaO	20.13	20.46	20.13	20.03	20.00
Na2O	0.34	0.34	0.35	0.68	0.31
TiO2	0.47	0.54	0.45	0.47	0.46
Cr2O3	0.03	0.02	0.11	0.00	0.00
Total	98.60	98.61	99.21	99.46	99.50
Si	1.927	1.893	1.899	1.907	1.916
AlIV	0.073	0.107	0.095	0.093	0.084
AlVI	0.011	0.007	0.000	0.004	0.003
Fe2+	0.232	0.195	0.203	0.189	0.221
Fe3+	0.059	0.093	0.103	0.111	0.076
Mn	0.013	0.014	0.007	0.016	0.013
Mg	0.835	0.826	0.847	0.818	0.853
Ca	0.811	0.824	0.805	0.800	0.798
Na	0.025	0.025	0.025	0.049	0.022
Ti	0.013	0.015	0.013	0.013	0.013
Cr	0.001	0.001	0.003	0.000	0.000
Total	4.000	4.000	4.000	4.000	3.999
Fm	0.23	0.20	0.20	0.20	0.22
Wo	42.90	44.33	43.24	43.86	42.35
En	44.15	44.43	45.49	44.87	45.25
Fs	12.95	11.24	11.27	11.27	12.40

B

Ech	MI155	MI155	MI155	MI155	MI155	MI211	MI211	MI211	MI211	MI211	MI211	MI211	MI211	MI211	MI211	MI211	MI211
Type	PY	PY	PY	PY	PY	PYb	PYb	PYb	PYb	PYb	PYb	PYb	PYb	PYb	PYc	PYc	PYc
Coup	127	126	125	129	128	11	33	31	211	29	203	2	1	22	24	10	54
SiO2	51.43	51.24	51.90	51.50	52.71	48.78	50.75	50.65	49.68	49.42	51.71	51.47	51.65	51.68	47.85	48.05	50.18
Al2O3	2.64	3.19	2.56	2.95	1.91	5.21	3.17	3.45	4.40	4.69	2.47	3.13	2.40	2.45	6.22	5.95	4.10
FeO	4.98	5.62	6.52	5.99	6.00	5.85	6.65	4.83	4.94	5.45	7.01	5.01	6.37	5.66	2.83	3.39	2.97
Fe2O3	3.09	2.76	2.00	2.90	2.07	3.15	2.22	2.71	3.23	3.96	1.93	2.51	2.61	3.64	4.28	4.51	3.37
MnO	0.40	0.28	0.35	0.33	0.31	0.23	0.37	0.26	0.23	0.38	0.30	0.19	0.28	0.32	0.14	0.12	0.15
MgO	15.46	15.57	15.08	15.61	15.92	13.74	14.69	14.18	14.07	13.62	15.23	15.11	15.55	15.38	14.02	13.84	15.17
CaO	21.46	20.82	21.35	20.60	21.13	21.00	20.84	22.79	21.98	21.31	20.81	22.11	20.70	20.54	22.70	22.34	22.77
Na2O	0.31	0.30	0.28	0.31	0.33	0.33	0.27	0.29	0.36	0.52	0.24	0.32	0.28	0.53	0.15	0.28	0.22
TiO2	0.39	0.48	0.37	0.42	0.28	0.72	0.51	0.36	0.72	0.76	0.43	0.42	0.45	0.38	0.53	0.65	0.35
Cr2O3	0.02	0.01	0.00	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.34	0.01	0.14
Total	100.16	100.26	100.41	100.61	100.66	99.01	99.47	99.52	99.61	100.11	100.13	100.27	100.29	100.58	98.72	99.13	99.27
Si	1.895	1.885	1.913	1.890	1.931	1.827	1.891	1.882	1.846	1.833	1.913	1.893	1.904	1.899	1.782	1.790	1.855
AlIV	0.105	0.115	0.087	0.110	0.069	0.173	0.109	0.118	0.154	0.167	0.087	0.107	0.096	0.101	0.218	0.210	0.145
AlVI	0.009	0.024	0.024	0.018	0.013	0.057	0.030	0.034	0.039	0.038	0.020	0.029	0.009	0.005	0.055	0.051	0.033
Fe2+	0.154	0.173	0.201	0.184	0.184	0.183	0.207	0.150	0.154	0.169	0.217	0.154	0.196	0.174	0.088	0.106	0.092
Fe3+	0.095	0.085	0.062	0.089	0.063	0.099	0.069	0.084	0.100	0.123	0.060	0.077	0.081	0.112	0.133	0.141	0.104
Mn	0.012	0.009	0.011	0.010	0.010	0.007	0.012	0.008	0.007	0.012	0.009	0.006	0.009	0.010	0.004	0.004	0.005
Mg	0.849	0.854	0.829	0.854	0.869	0.767	0.816	0.786	0.779	0.753	0.840	0.828	0.855	0.842	0.778	0.769	0.836
Ca	0.847	0.821	0.843	0.810	0.829	0.843	0.832	0.908	0.875	0.847	0.825	0.871	0.818	0.809	0.906	0.892	0.902
Na	0.022	0.021	0.020	0.022	0.023	0.024	0.020	0.021	0.026	0.037	0.017	0.023	0.020	0.038	0.011	0.020	0.016
Ti	0.011	0.013	0.010	0.012	0.008	0.020	0.014	0.010	0.020	0.021	0.012	0.012	0.012	0.010	0.015	0.018	0.010
Cr	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.010	0.000	0.004
Total	4.000	4.000	4.000	4.000	3.999	4.000	4.000	4.001	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.001	4.000	4.001	4.002
Fm	0.16	0.18	0.20	0.19	0.18	0.20	0.21	0.17	0.17	0.19	0.21	0.16	0.19	0.18	0.11	0.12	0.10
Wo	45.49	44.21	44.76	43.59	43.83	46.81	44.57	49.02	48.21	47.56	43.62	46.86	43.56	44.07	50.98	50.39	49.17
En	45.59	46.00	43.99	45.95	45.94	42.61	43.71	42.43	42.93	42.29	44.41	44.55	45.52	45.90	43.80	43.43	45.57
Fs	8.92	9.79	11.25	10.46	10.23	10.58	11.72	8.55	8.86	10.15	11.97	8.59	10.92	10.03	5.22	6.18	5.26

Tableau A.II.14. : Analyses microsonde des pyroxènes. A : Formation Misahualli du Nord ; B : Formation Misahualli du Sud. (PYb = bordure de phénocristaux ; PYc = coeur de phénocristaux ; PYm = microlites). Formule structurale calculée sur la base de 6 oxygènes selon la méthode de Vieten et Hamm (1978).

Annexes II : Minéralogie Primaire

Pyroxènes

Ech	OY13	OY13	OY13	OY13	OY13	OY13	OY11	OY11	OY11	OY11	OY11	OY11	OY11	OY11	OY11	OY11	OY11	OY11
Type	PYc	PYi	PYi	PYi	PYi	PYm	PY	PY	PY	PY	PY	PY	PY	PY	PY	PY	PY	PY
Coup	167	124	125	163	169	128	97	104	70	65	59	86	61	82	71	67	85	60
SiO2	51.28	50.38	49.49	51.44	50.44	51.48	50.95	51.08	51.09	51.12	51.15	51.20	51.31	51.34	51.37	51.53	51.56	51.65
Al2O3	1.44	3.51	3.77	1.77	1.79	1.14	2.23	1.93	1.75	1.77	1.99	2.24	1.97	1.95	1.70	1.93	1.94	1.53
FeO	7.95	4.99	3.93	8.99	7.97	8.00	7.68	7.35	6.68	6.41	6.23	7.14	8.41	6.57	5.77	6.65	7.64	8.54
Fe2O3	3.18	4.36	5.81	1.63	3.23	2.48	2.43	2.96	3.60	3.79	4.38	2.55	2.14	2.65	3.00	2.92	2.63	1.90
MnO	0.44	0.35	0.31	0.40	0.36	0.40	0.40	0.35	0.40	0.47	0.37	0.40	0.40	0.38	0.35	0.30	0.35	0.49
MgO	13.96	15.32	15.46	13.87	13.67	14.02	14.35	14.70	15.20	15.15	15.54	14.62	14.32	14.99	15.51	15.23	14.67	14.21
CaO	20.97	20.39	20.29	20.61	20.70	21.28	20.49	20.23	20.01	20.50	19.99	20.66	20.13	20.67	20.93	20.52	20.51	20.60
Na2O	0.29	0.39	0.37	0.27	0.28	0.23	0.28	0.32	0.33	0.27	0.33	0.30	0.32	0.32	0.23	0.32	0.32	0.27
TiO2	0.16	0.32	0.27	0.28	0.19	0.17	0.30	0.23	0.24	0.27	0.26	0.25	0.27	0.26	0.22	0.26	0.26	0.26
Cr2O3	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	99.67	100.01	99.70	99.26	98.62	99.20	99.11	99.15	99.30	99.75	100.24	99.36	99.27	99.13	99.08	99.66	99.88	99.45
Si	1.924	1.860	1.833	1.937	1.913	1.938	1.914	1.916	1.910	1.904	1.892	1.914	1.927	1.920	1.918	1.916	1.921	1.939
AlIV	0.064	0.140	0.165	0.063	0.080	0.051	0.086	0.084	0.077	0.078	0.087	0.086	0.073	0.080	0.075	0.084	0.079	0.061
AlVI	0.000	0.013	0.000	0.015	0.000	0.000	0.013	0.001	0.000	0.000	0.000	0.013	0.014	0.006	0.000	0.001	0.006	0.006
Fe2+	0.249	0.154	0.122	0.283	0.253	0.252	0.241	0.231	0.209	0.200	0.193	0.223	0.264	0.206	0.180	0.207	0.238	0.268
Fe3+	0.100	0.135	0.180	0.051	0.102	0.078	0.076	0.093	0.113	0.118	0.135	0.080	0.067	0.083	0.094	0.091	0.082	0.060
Mn	0.014	0.011	0.010	0.013	0.012	0.013	0.013	0.011	0.013	0.015	0.012	0.013	0.013	0.012	0.011	0.009	0.011	0.016
Mg	0.781	0.843	0.853	0.778	0.773	0.787	0.804	0.822	0.847	0.841	0.857	0.815	0.801	0.835	0.863	0.844	0.815	0.795
Ca	0.843	0.807	0.805	0.831	0.841	0.858	0.825	0.813	0.802	0.818	0.792	0.828	0.810	0.828	0.837	0.818	0.819	0.828
Na	0.021	0.028	0.027	0.020	0.021	0.017	0.020	0.023	0.024	0.019	0.024	0.022	0.023	0.023	0.017	0.023	0.023	0.020
Ti	0.005	0.009	0.008	0.008	0.005	0.005	0.008	0.006	0.007	0.008	0.007	0.007	0.007	0.007	0.006	0.007	0.007	0.007
Cr	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	4.001	4.001	4.003	3.999	4.000	4.001	4.000	4.000	4.002	4.001	4.001	4.002	4.000	4.000	4.001	4.000	4.001	4.000
Fm	0.25	0.16	0.13	0.28	0.25	0.25	0.24	0.23	0.21	0.20	0.19	0.22	0.26	0.21	0.18	0.20	0.23	0.26
Wo	44.67	44.45	44.98	43.63	44.79	44.94	43.82	43.32	42.86	43.66	42.74	44.06	42.89	44.02	44.26	43.53	43.49	43.44
En	41.37	46.46	47.68	40.85	41.15	41.19	42.69	43.79	45.29	44.89	46.23	43.38	42.45	44.41	45.63	44.95	43.27	41.69
Fs	13.96	9.09	7.35	15.52	14.07	13.86	13.49	12.88	11.84	11.45	11.03	12.56	14.66	11.57	10.11	11.52	13.24	14.87

Ech	OY11	OY11	OY11	OY11	OY11	OY11	OY11	OY11
Type	PY	PY	PY	PY	PY	PY	PY	PY
Coup	62	68	80	64	58	81	66	79
SiO2	51.69	51.79	51.94	52.03	52.05	52.06	52.18	52.36
Al2O3	1.93	2.05	1.98	1.23	1.32	1.65	1.73	2.03
FeO	9.06	7.95	7.49	8.13	10.09	7.73	8.54	9.33
Fe2O3	1.49	1.83	2.16	1.95	0.15	1.33	1.44	1.27
MnO	0.45	0.40	0.40	0.47	0.38	0.31	0.50	0.44
MgO	13.96	14.57	14.59	14.46	14.13	15.18	14.42	14.28
CaO	20.53	20.54	20.93	20.65	20.70	20.87	20.76	20.48
Na2O	0.29	0.32	0.36	0.34	0.05	0.13	0.28	0.29
TiO2	0.26	0.21	0.29	0.21	0.19	0.21	0.27	0.22
Cr2O3	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Total	99.66	99.66	100.14	99.47	99.06	99.47	100.12	100.70
Si	1.937	1.931	1.928	1.949	1.965	1.942	1.942	1.940
AlIV	0.063	0.069	0.072	0.051	0.035	0.058	0.058	0.060
AlVI	0.022	0.022	0.014	0.003	0.023	0.014	0.018	0.029
Fe2+	0.284	0.248	0.232	0.255	0.318	0.241	0.266	0.289
Fe3+	0.047	0.057	0.067	0.061	0.005	0.041	0.045	0.039
Mn	0.014	0.013	0.013	0.015	0.012	0.010	0.016	0.014
Mg	0.780	0.810	0.807	0.807	0.795	0.844	0.800	0.789
Ca	0.824	0.821	0.832	0.829	0.837	0.834	0.828	0.813
Na	0.021	0.023	0.026	0.025	0.004	0.009	0.020	0.021
Ti	0.007	0.006	0.008	0.006	0.005	0.006	0.008	0.006
Cr	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	3.999	4.001	3.999	4.001	3.999	3.999	4.001	4.000
Fm	0.28	0.24	0.23	0.25	0.29	0.23	0.26	0.28
Wo	43.33	43.39	44.17	43.49	42.65	43.24	43.36	42.69
En	40.99	42.82	42.83	42.36	40.50	43.75	41.90	41.41
Fs	15.68	13.78	13.00	14.15	16.84	13.01	14.75	15.91

Tableau A.II.16. : Analyses microsonde des pyroxènes de la Formation Colán. (PYb = bordure de phénocristaux ; PYc = coeur de phénocristaux ; PYm = microlites ; PYi = inclusions dans les plagioclases). Formule structurale calculée sur la base de 6 oxygènes selon la méthode de Vieten et Hamm (1978).

Annexes II : Minéralogie Primaire

Pyroxènes

Ech	RG21	RG21	RG21	RG21	RG21	RG21	RG21	RG21	RG21	RG21	RG21	RG21	RG21	RG21	RG21	RG22	RG22	RG22	
Type	PYb	PYc	PYc	PYc	PYc	PYc	PYc	PYc	PYc	PYc	PYc	PYc	PYc	PYm	PYmc	PYmc	PYb	PYc	PYc
Coup	187	173	177	186	188	196	222	223	233	234	241	195	160	209	223	203	204		
SiO2	51.61	51.77	52.01	51.72	51.93	52.22	51.63	51.81	51.48	51.87	51.92	50.85	51.75	49.52	52.02	52.18	51.85		
Al2O3	2.17	1.87	1.77	1.96	1.86	2.02	1.78	1.75	1.94	1.89	1.92	2.13	2.12	2.21	1.93	1.85	1.83		
FeO	11.10	9.78	11.08	9.92	9.78	10.79	10.32	10.20	10.41	10.15	10.72	10.84	10.91	7.62	11.02	10.80	10.19		
Fe2O3	1.78	2.62	1.60	2.85	2.84	1.62	1.58	1.98	2.56	2.48	2.19	2.58	2.03	5.93	1.36	1.38	1.80		
MnO	0.43	0.49	0.44	0.48	0.32	0.41	0.32	0.48	0.45	0.36	0.39	0.40	0.29	0.36	0.45	0.38	0.37		
MgO	15.46	15.42	15.61	15.62	15.50	15.55	15.09	15.31	15.47	15.38	15.38	13.95	14.48	15.21	15.65	15.55	15.80		
CaO	17.58	17.92	17.90	17.97	18.33	17.62	18.31	18.21	17.58	18.12	17.78	18.60	18.69	18.34	17.08	17.70	17.43		
Na2O	0.12	0.36	0.08	0.22	0.28	0.30	0.24	0.23	0.24	0.27	0.27	0.32	0.31	0.29	0.29	0.25	0.28		
TiO2	0.50	0.52	0.50	0.47	0.44	0.49	0.41	0.45	0.56	0.39	0.51	0.67	0.56	0.70	0.43	0.37	0.38		
Cr2O3	0.00	0.00	0.03	0.13	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.02		
Total	100.75	100.75	100.99	101.21	101.28	101.02	99.68	100.42	100.69	100.91	101.08	100.34	101.14	100.18	100.23	100.46	99.93		
Si	1.915	1.917	1.925	1.906	1.913	1.928	1.933	1.926	1.911	1.919	1.920	1.905	1.918	1.848	1.935	1.937	1.931		
AlIV	0.085	0.082	0.075	0.085	0.081	0.072	0.067	0.074	0.085	0.081	0.080	0.094	0.082	0.097	0.065	0.063	0.069		
AlVI	0.010	0.000	0.002	0.000	0.000	0.016	0.012	0.003	0.000	0.001	0.003	0.000	0.010	0.000	0.020	0.018	0.011		
Fe2+	0.345	0.303	0.343	0.306	0.301	0.333	0.323	0.317	0.323	0.314	0.331	0.340	0.338	0.238	0.343	0.335	0.317		
Fe3+	0.055	0.081	0.050	0.088	0.087	0.050	0.049	0.062	0.079	0.077	0.068	0.081	0.063	0.185	0.042	0.043	0.056		
Mn	0.014	0.015	0.014	0.015	0.010	0.013	0.010	0.015	0.014	0.011	0.012	0.013	0.009	0.011	0.014	0.012	0.012		
Mg	0.855	0.851	0.861	0.858	0.851	0.856	0.842	0.849	0.856	0.848	0.848	0.779	0.800	0.846	0.868	0.860	0.877		
Ca	0.699	0.711	0.710	0.710	0.723	0.697	0.735	0.725	0.699	0.718	0.704	0.747	0.742	0.733	0.681	0.704	0.695		
Na	0.009	0.026	0.006	0.016	0.020	0.021	0.017	0.017	0.017	0.019	0.019	0.023	0.022	0.021	0.021	0.018	0.020		
Ti	0.014	0.014	0.014	0.013	0.012	0.014	0.012	0.013	0.016	0.011	0.014	0.019	0.016	0.020	0.012	0.010	0.011		
Cr	0.000	0.000	0.001	0.004	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001		
Total	4.001	4.000	4.001	4.001	3.999	4.000	4.000	4.001	4.000	3.999	3.999	4.001	4.000	4.000	4.001	4.000	4.000		
Fm	0.30	0.27	0.29	0.27	0.27	0.29	0.28	0.28	0.28	0.28	0.29	0.31	0.30	0.23	0.29	0.29	0.27		
Wo	36.55	37.81	36.82	37.58	38.36	36.71	38.46	38.06	36.94	37.97	37.16	39.76	39.28	40.10	35.73	36.83	36.58		
En	44.72	45.26	44.67	45.44	45.13	45.07	44.09	44.51	45.23	44.84	44.72	41.48	42.34	46.27	45.54	45.01	46.13		
Fs	18.72	16.93	18.50	16.98	16.51	18.23	17.45	17.43	17.83	17.19	18.13	18.76	18.38	13.63	18.73	18.16	17.30		

Ech	RG22	RG22	RG22	RG22	RG22
Type	PYc	PYc	PYc	PYi	PYi
Coup	216	224	239	251	267
SiO2	51.93	51.96	51.56	51.88	51.66
Al2O3	3.79	2.15	1.81	1.84	2.05
FeO	5.38	10.06	10.70	11.45	10.25
Fe2O3	1.04	1.78	1.44	0.72	1.75
MnO	0.20	0.38	0.34	0.35	0.55
MgO	16.16	15.83	15.47	15.09	15.50
CaO	20.88	17.46	17.37	17.53	17.42
Na2O	0.25	0.33	0.26	0.27	0.30
TiO2	0.22	0.47	0.46	0.42	0.40
Cr2O3	0.18	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	99.85	100.42	99.41	99.55	99.88
Si	1.902	1.924	1.934	1.946	1.927
AlIV	0.098	0.076	0.066	0.054	0.073
AlVI	0.066	0.018	0.014	0.027	0.017
Fe2+	0.165	0.312	0.335	0.359	0.320
Fe3+	0.032	0.055	0.045	0.022	0.055
Mn	0.006	0.012	0.011	0.011	0.017
Mg	0.882	0.874	0.865	0.844	0.862
Ca	0.820	0.693	0.698	0.705	0.696
Na	0.018	0.024	0.019	0.020	0.022
Ti	0.006	0.013	0.013	0.012	0.011
Cr	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	4.000	4.001	4.000	4.000	4.000
Fm	0.16	0.27	0.29	0.31	0.28
Wo	43.76	36.65	36.56	36.72	36.74
En	47.11	46.23	45.30	43.97	45.48
Fs	9.13	17.12	18.14	19.31	17.79

Tableau A.II.18. : Analyses microsonde des pyroxènes de la Formation Río Grande. (PYb = bordure de phénocristaux ; PYc = coeur de phénocristaux ; PYm = microlites ; PYi = inclusions dans les plagioclases). Formule structurale calculée sur la base de 6 oxygènes selon la méthode de Vieten et Hamm (1978).

Annexes II : Minéralogie primaire
Amphiboles primaires

Ech. Type Coup	OY3 AM 196	OY3 AM 213	OY3 AM 217	OY3 AM 177	OY3 AM 210	OY3 AM 175	OY3 AM 183	OY3 AM 208	OY3 AM 181	OY3 AM 199	OY3 AM 203	OY3 AM 201	OY3 AM 211
SiO2	40.19	40.42	41.78	41.98	42.04	42.28	42.43	42.52	42.59	42.69	42.80	42.84	42.91
Al2O3	16.46	15.41	14.70	15.11	14.29	12.85	13.89	13.97	13.33	13.46	12.72	12.65	14.00
FeOt	14.69	13.74	11.58	10.02	12.54	13.08	12.04	11.05	12.00	11.76	11.54	12.61	11.21
MnO	0.14	0.16	0.07	0.14	0.11	0.20	0.14	0.15	0.16	0.16	0.09	0.16	0.17
MgO	10.97	11.66	13.30	14.57	13.32	13.12	13.71	13.92	13.56	13.43	14.04	13.55	13.82
CaO	10.86	11.15	11.15	11.72	11.41	10.91	11.33	11.26	10.92	11.51	11.12	11.05	11.14
Na2O	2.54	2.46	2.33	2.45	2.24	2.19	2.34	2.27	2.34	2.22	2.33	2.25	2.19
K2O	0.18	0.23	0.21	0.21	0.15	0.16	0.20	0.15	0.20	0.15	0.12	0.19	0.19
TiO2	0.75	1.19	1.02	1.09	1.11	1.06	1.16	0.86	1.20	0.87	1.08	1.23	1.09
Cr2O3	0.03	0.00	0.03	0.10	0.04	0.01	0.08	0.00	0.00	0.00	0.12	0.05	0.00
Total	96.80	96.41	96.16	97.39	97.24	95.86	97.31	96.14	96.30	96.25	95.95	96.57	96.71
Si	5.995	6.037	6.180	6.087	6.158	6.305	6.209	6.265	6.307	6.307	6.340	6.335	6.293
AlIV	2.005	1.963	1.820	1.913	1.842	1.695	1.791	1.735	1.693	1.693	1.660	1.665	1.707
AlVI	0.888	0.750	0.742	0.668	0.625	0.564	0.605	0.690	0.634	0.651	0.560	0.540	0.712
Ti	0.084	0.134	0.113	0.119	0.122	0.119	0.128	0.095	0.134	0.097	0.120	0.137	0.120
Cr	0.004	0.000	0.004	0.011	0.005	0.001	0.009	0.000	0.000	0.000	0.014	0.006	0.000
Fe2+	1.655	1.527	1.293	0.946	1.232	1.403	1.254	1.183	1.405	1.269	1.276	1.395	1.279
Fe3	0.177	0.190	0.139	0.269	0.304	0.228	0.220	0.178	0.082	0.185	0.154	0.164	0.096
Mn	0.018	0.020	0.009	0.017	0.014	0.025	0.017	0.019	0.020	0.020	0.011	0.020	0.021
Mg	2.174	2.380	2.699	2.969	2.699	2.660	2.767	2.834	2.726	2.780	2.865	2.738	2.771
MgM4	0.264	0.216	0.233	0.179	0.209	0.257	0.223	0.223	0.267	0.178	0.235	0.249	0.250
Ca	1.736	1.784	1.767	1.821	1.791	1.743	1.777	1.777	1.733	1.822	1.765	1.751	1.750
NaM4	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
NaA	0.735	0.712	0.668	0.689	0.636	0.633	0.664	0.648	0.672	0.636	0.669	0.645	0.623
K	0.034	0.044	0.040	0.039	0.028	0.030	0.037	0.028	0.038	0.028	0.023	0.036	0.036
Total	15.769	15.756	15.708	15.728	15.664	15.664	15.701	15.677	15.710	15.664	15.692	15.681	15.658
XMg	0.600	0.630	0.690	0.770	0.700	0.680	0.700	0.720	0.680	0.700	0.710	0.680	0.700
XFe3	0.170	0.200	0.160	0.290	0.330	0.290	0.270	0.210	0.110	0.220	0.220	0.230	0.120
(Na+K)A	0.770	0.760	0.710	0.730	0.660	0.660	0.700	0.680	0.710	0.660	0.690	0.680	0.660
Ca+NaM	1.740	1.780	1.770	1.820	1.790	1.740	1.780	1.780	1.730	1.820	1.760	1.750	1.750
Méthode	SCa=15												

Ech. Type Coup	OY3 AM 176	OY3 AM 185	OY3 AM 180	OY3 AM 220	OY3 AM 182	OY3 AM 219	OY3 AM 178	OY3 AM 202	OY3 AM 184	OY3 AM 214	OY3 AM 191	OY3 AM 218
SiO2	43.06	43.25	43.29	43.40	43.59	43.69	43.85	43.94	44.15	44.24	44.38	45.42
Al2O3	12.47	13.60	12.60	13.69	13.12	13.34	12.70	11.10	12.55	12.66	12.74	11.60
FeOt	13.11	11.53	12.86	11.46	11.82	9.63	10.48	12.92	11.64	9.84	11.57	10.12
MnO	0.24	0.17	0.23	0.19	0.14	0.09	0.13	0.22	0.17	0.16	0.19	0.19
MgO	13.44	13.95	13.46	13.81	13.73	14.76	15.06	14.71	14.07	15.10	14.04	15.69
CaO	10.90	11.38	10.80	11.39	11.23	11.56	11.44	10.84	11.37	11.32	11.32	11.04
Na2O	2.19	2.26	2.25	2.19	2.29	2.26	2.27	1.96	2.02	2.21	2.24	2.02
K2O	0.09	0.16	0.11	0.16	0.18	0.17	0.19	0.09	0.14	0.22	0.19	0.15
TiO2	1.04	0.96	1.02	1.00	1.18	1.02	1.06	0.91	0.96	1.04	0.89	0.73
Cr2O3	0.04	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.04	0.00	0.06	0.09	0.00	0.09
Total	96.58	97.28	96.64	97.29	97.30	96.51	97.47	96.69	97.13	96.89	97.55	97.04
Si	6.367	6.312	6.398	6.331	6.382	6.382	6.372	6.447	6.446	6.442	6.466	6.579
AlIV	1.633	1.688	1.602	1.669	1.618	1.618	1.628	1.553	1.554	1.558	1.534	1.421
AlVI	0.540	0.650	0.593	0.685	0.646	0.678	0.547	0.366	0.605	0.614	0.653	0.560
Ti	0.116	0.105	0.113	0.110	0.130	0.112	0.116	0.100	0.105	0.114	0.098	0.080
Cr	0.005	0.002	0.000	0.001	0.001	0.000	0.005	0.000	0.007	0.010	0.000	0.010
Fe2+	1.408	1.251	1.473	1.283	1.420	1.132	1.104	1.173	1.288	1.157	1.392	1.130
Fe3	0.213	0.156	0.117	0.115	0.027	0.045	0.170	0.412	0.134	0.041	0.018	0.096
Mn	0.030	0.021	0.029	0.023	0.017	0.011	0.016	0.027	0.021	0.020	0.023	0.023
Mg	2.689	2.814	2.675	2.783	2.758	3.023	3.043	2.921	2.840	3.043	2.816	3.101
MgM4	0.273	0.221	0.290	0.220	0.238	0.191	0.219	0.296	0.221	0.234	0.233	0.287
Ca	1.727	1.779	1.710	1.780	1.762	1.809	1.781	1.704	1.779	1.766	1.767	1.713
NaM4	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
NaA	0.628	0.639	0.645	0.619	0.650	0.640	0.640	0.558	0.572	0.624	0.633	0.567
K	0.017	0.030	0.021	0.030	0.034	0.032	0.035	0.017	0.026	0.041	0.035	0.028
Total	15.645	15.669	15.666	15.649	15.684	15.672	15.675	15.574	15.598	15.665	15.668	15.595
XMg	0.680	0.710	0.670	0.700	0.680	0.740	0.730	0.700	0.740	0.690	0.690	0.750
XFe3	0.280	0.190	0.160	0.140	0.040	0.060	0.240	0.530	0.180	0.060	0.030	0.150
(Na+K)A	0.640	0.670	0.670	0.650	0.680	0.670	0.670	0.600	0.660	0.660	0.670	0.600
Ca+NaM	1.730	1.780	1.710	1.780	1.760	1.810	1.780	1.700	1.780	1.770	1.770	1.710
Méthode	SCa=15											

Tableau A.II.23. : Analyses microsonde des amphiboles primaires d'une dacite de la Formation Colán. Formule structurale calculée sur la base de 23 oxygènes selon la méthode de Papike *et al.* (1974).

Ech.	MI143						
Type	BI						
Coup	211	212	213	214	215	216	217
SiO ₂	37.97	36.57	37.08	36.49	37.40	36.25	37.28
Al ₂ O ₃	13.57	14.14	14.03	14.45	13.93	14.14	13.97
FeO _t	10.81	11.73	11.82	12.39	11.83	11.45	11.46
MnO	0.38	0.46	0.41	0.47	0.40	0.48	0.47
MgO	18.98	17.12	16.79	16.84	16.90	16.76	16.79
CaO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
Na ₂ O	0.13	0.37	0.40	0.22	0.35	0.17	0.17
K ₂ O	8.60	8.53	9.00	8.11	9.23	8.38	9.53
TiO ₂	3.66	4.51	4.98	4.43	4.61	4.84	4.59
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01
Total	94.10	93.42	94.55	93.40	94.64	92.46	94.28
Si	5.618	5.495	5.516	5.482	5.560	5.491	5.563
Al ₄	2.366	2.503	2.459	2.518	2.440	2.509	2.437
Al ₆	0.000	0.000	0.000	0.040	0.000	0.015	0.019
Fet	1.338	1.473	1.471	1.557	1.470	1.451	1.430
Mn	0.047	0.058	0.052	0.059	0.050	0.062	0.059
Mg	4.186	3.834	3.724	3.771	3.744	3.783	3.735
Ca	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003
Na	0.038	0.108	0.114	0.064	0.102	0.049	0.050
K	1.622	1.634	1.709	1.555	1.751	1.619	1.814
Ti	0.407	0.510	0.557	0.501	0.515	0.551	0.515
Cr	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.001
Total	17.989	18.118	18.065	18.106	18.071	18.054	18.082
XMg	0.76	0.72	0.72	0.71	0.72	0.72	0.72

Tableau A.II.24. : Analyses microsonde des biotites primaires d'une ignimbrite rhyolitique de la Formation Misahualli du Nord. Formule structurale calculée sur la base de 22 oxygènes).

Ech. Type Coup	MI46 MA 114	MI53 MA 25	MI53 MA 55	MI53 MA 58	MI123 MA 205	MI90 MA 176	MI90 MA 213	MI90 MA 216	MI210 MA 96	MI210 MA 100	MI210 MA 129	MI210 MA 125	MI210 MA 76	MI211 MA 57	MI212 MA 192	OY13 MA 155	OY13 MA 156	OY13 MA 170
SiO2	3.70	0.36	0.31	0.43	6.36	0.42	0.24	8.72	0.34	0.93	0.94	1.01	1.27	10.07	4.33	0.36	0.81	1.60
Al2O3	1.46	2.02	2.16	1.90	1.38	0.68	1.26	1.21	3.24	0.57	0.59	0.68	1.16	3.09	3.42	0.69	0.52	0.90
FeO	42.55	45.54	44.91	44.99	40.29	33.57	31.63	34.28	31.64	34.52	35.27	34.35	29.79	32.23	31.34	37.71	36.19	36.61
Fe2O3	21.60	24.32	25.16	24.01	29.38	51.33	58.15	33.96	55.79	55.31	52.64	54.24	58.82	31.38	44.87	45.12	47.77	44.16
MnO	0.75	3.92	3.47	3.80	0.03	0.92	0.18	0.14	0.99	0.53	0.63	0.66	1.22	0.23	0.44	3.17	2.48	2.54
MgO	0.03	0.00	0.00	0.01	0.22	0.06	0.00	0.00	1.67	0.04	0.02	0.02	0.10	1.06	1.30	0.07	0.49	0.59
TiO2	18.13	20.66	19.77	20.42	14.75	6.13	2.64	10.17	4.56	5.48	6.58	5.65	2.18	10.02	6.32	11.26	9.86	10.96
Cr2O3	0.04	0.00	0.04	0.01	0.00	0.04	0.05	0.01	0.05	0.04	0.04	0.03	0.01	0.06	0.31	0.04	0.02	0.05
Total	88.27	96.82	95.81	95.57	92.41	93.16	94.16	88.48	98.27	97.42	96.70	96.64	94.56	88.14	92.33	98.41	98.13	97.41
Si	1.210	0.111	0.096	0.135	1.945	0.137	0.078	2.736	0.103	0.290	0.295	0.316	0.405	3.072	1.336	0.110	0.247	0.490
Al	0.560	0.732	0.790	0.696	0.497	0.261	0.480	0.448	1.154	0.210	0.216	0.252	0.435	1.112	1.244	0.251	0.187	0.323
Fe2	11.627	11.695	11.658	11.704	10.314	9.153	8.556	8.995	7.984	8.975	9.226	8.988	7.947	8.225	8.088	9.692	9.281	9.349
Fe3	5.309	5.616	5.873	5.616	6.764	12.584	14.143	8.015	12.660	12.930	12.384	12.764	14.108	7.202	10.411	10.426	11.015	10.141
Mn	0.209	1.021	0.911	1.001	0.008	0.253	0.049	0.036	0.252	0.140	0.166	0.175	0.330	0.059	0.115	0.826	0.644	0.656
Mg	0.015	0.000	0.000	0.004	0.102	0.030	0.000	0.000	0.749	0.020	0.008	0.009	0.046	0.480	0.597	0.030	0.225	0.268
Ti	4.455	4.770	4.616	4.775	3.396	1.504	0.642	2.399	1.035	1.280	1.547	1.330	0.524	2.299	1.467	2.602	2.273	2.516
Cr	0.011	0.000	0.009	0.002	0.000	0.010	0.014	0.003	0.012	0.009	0.010	0.008	0.004	0.015	0.075	0.009	0.004	0.013
Total	23.395	23.945	23.952	23.933	23.027	23.932	23.962	22.632	23.949	23.855	23.853	23.842	23.798	22.464	23.332	23.945	23.877	23.755
Usp(a)	62.05	60.26	58.61	60.33	49.68	17.78	8.03	37.25	7.78	15.64	19.07	16.23	4.54	36.03	17.58	29.41	25.01	28.82
Usp(c)	63.23	65.27	63.32	65.26	50.49	20.72	8.61	37.61	19.51	17.37	20.87	18.21	9.16	41.62	25.92	36.74	32.94	36.99

Ech. Type Coup	RG14 MA 39	RG14 MA 51	RG14 MA 57	RG15 MA 108	RG15 MA 122	RG15 MA 129	RG15 MA 136	RG15 MA 159	RG18 MA 118	RG18 MA 125	RG21 MA 159	RG21 MA 176	RG21 MA 220	RG21 MA 221	RG21 MA 242	RG22 MA 212	RG22 MA 222	RG22 MA 263
SiO2	0.65	2.36	1.59	0.68	1.58	0.83	0.84	0.64	0.70	0.50	1.64	2.22	1.79	1.27	1.21	0.63	4.04	0.61
Al2O3	3.38	0.38	2.04	3.34	1.98	3.62	0.95	3.67	3.44	3.43	0.53	0.75	0.56	2.91	0.37	3.49	1.47	3.62
FeO	39.53	32.48	38.06	39.45	42.31	40.42	37.70	40.97	39.05	38.92	29.91	43.43	29.41	39.54	38.94	38.64	30.47	38.43
Fe2O3	33.26	55.07	38.75	27.89	27.72	28.17	44.56	30.07	33.64	34.23	62.70	30.10	62.71	34.12	34.70	33.20	45.10	34.13
MnO	4.54	0.92	1.79	4.80	0.22	1.89	0.21	1.81	2.87	1.66	0.02	0.38	0.07	1.69	3.16	1.80	0.28	1.64
MgO	0.25	0.08	0.00	0.54	1.33	1.34	0.49	1.32	0.58	1.59	0.00	0.26	0.00	0.01	0.24	0.78	0.54	0.80
TiO2	15.09	4.74	11.62	16.83	17.20	16.33	9.98	16.09	14.07	14.16	0.76	16.72	0.49	13.23	14.78	13.54	5.73	13.10
Cr2O3	0.23	0.00	0.21	0.23	0.22	0.29	0.24	0.22	0.27	0.30	0.00	0.27	0.00	0.19	0.27	0.25	0.21	0.13
Total	96.93	96.04	94.05	93.76	92.56	92.90	94.95	94.78	94.61	94.79	95.55	94.13	95.02	92.95	93.68	92.33	87.85	92.47
Si	0.199	0.734	0.501	0.211	0.497	0.259	0.264	0.198	0.218	0.155	0.519	0.694	0.568	0.402	0.386	0.201	1.333	0.194
Al	1.212	0.138	0.759	1.234	0.736	1.335	0.352	1.332	1.261	1.250	0.199	0.278	0.210	1.090	0.139	1.309	0.573	1.356
Fe2	10.073	8.464	10.027	10.332	11.144	10.590	9.955	10.551	10.160	10.047	7.916	11.371	7.817	10.497	10.382	10.284	8.411	10.214
Fe3	7.620	12.904	9.181	6.568	6.565	6.637	10.583	6.964	7.872	7.947	14.923	7.087	14.986	8.147	8.319	7.947	11.194	8.155
Mn	1.171	0.243	0.477	1.273	0.059	0.502	0.056	0.472	0.756	0.433	0.005	0.099	0.018	0.455	0.854	0.486	0.079	0.442
Mg	0.114	0.038	0.000	0.254	0.623	0.626	0.229	0.605	0.267	0.730	0.000	0.120	0.000	0.005	0.116	0.370	0.266	0.378
Ti	3.456	1.111	2.753	3.965	4.074	3.848	2.371	3.726	3.291	3.287	0.180	3.937	0.118	3.157	3.544	3.239	1.422	3.131
Cr	0.056	0.001	0.051	0.057	0.054	0.073	0.059	0.053	0.065	0.073	0.000	0.067	0.000	0.046	0.067	0.064	0.055	0.032
Total	23.901	23.633	23.750	23.894	23.752	23.870	23.868	23.901	23.891	23.923	23.741	23.653	23.717	23.799	23.807	23.899	23.334	23.903
Usp(a)	42.47	13.07	35.38	49.34	53.19	49.72	29.62	47.78	41.38	40.50	2.32	51.91	1.43	41.80	42.36	41.42	18.24	40.00
Usp(c)	51.81	16.24	39.44	59.00	57.34	57.06	32.19	55.04	49.12	49.32	2.38	53.30	1.66	45.39	49.19	47.98	22.16	46.47

Tableau A.II.25. : Analyses microsonde des oxydes de fer-titane des différentes formations. (MI46 et 53 = Formation Santiago ; MI90 et 123 = Misahualli Nord ; MI210, 211 et 212 = Misahualli Sud ; OY = Colán, RG = Río Grande). Formule calculée sur la base de 32 oxygènes.

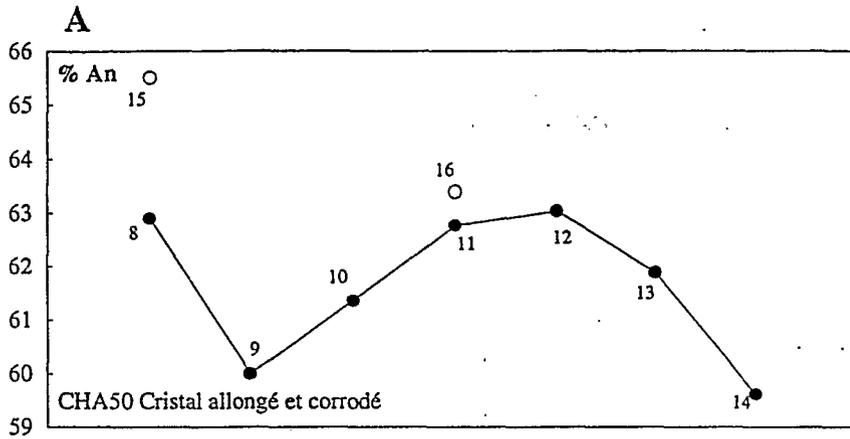
Annexes II : Minéralogie Primaire

Oxydes de fer-titane

Ech.	CHA50	CHA55	CHA168	CHA168	CHA168	CHA71	CHA71	CHA71	CHA72	CHA72
Type	MA									
Coup	109	40	11	59	66	57	86	113	217	235
SiO2	8.43	1.17	2.90	6.01	3.89	0.65	0.68	1.60	0.40	0.34
Al2O3	0.59	0.97	0.95	1.19	0.81	2.10	3.27	0.29	0.13	0.03
FeO	19.80	42.90	36.63	24.25	33.79	37.41	38.39	28.99	30.09	29.94
Fe2O3	60.63	32.19	39.19	61.08	46.86	36.29	30.15	65.06	65.83	66.26
MnO	0.27	0.41	0.40	0.20	0.44	4.61	5.28	0.15	0.00	0.08
MgO	4.33	0.20	1.53	2.30	0.46	0.34	0.29	0.27	0.00	0.00
TiO2	0.06	15.82	11.80	0.13	7.35	13.70	15.68	0.06	0.21	0.11
Cr2O3	0.03	0.12	0.55	0.04	0.41	0.48	0.42	0.10	0.03	0.02
Total	94.13	93.78	93.94	95.20	94.01	95.57	94.16	96.51	96.70	96.79
Si	2.459	0.372	0.899	1.794	1.208	0.202	0.213	0.502	0.128	0.108
Al	0.201	0.364	0.345	0.419	0.298	0.772	1.206	0.106	0.049	0.013
Fe2	4.833	11.387	9.488	6.058	8.787	9.736	10.050	7.600	7.988	7.950
Fe3	13.308	7.684	9.127	13.720	10.957	8.494	7.096	15.338	15.714	15.823
Mn	0.066	0.110	0.106	0.051	0.115	1.214	1.400	0.039	0.000	0.022
Mg	1.885	0.093	0.705	1.025	0.213	0.155	0.134	0.126	0.000	0.000
Ti	0.012	3.775	2.748	0.029	1.718	3.206	3.690	0.014	0.051	0.025
Cr	0.006	0.031	0.133	0.009	0.100	0.119	0.105	0.025	0.008	0.005
Total	22.771	23.814	23.551	23.103	23.396	23.899	23.893	23.749	23.936	23.946
Usp(a)	-16.92	48.87	33.90	-8.01	22.09	37.24	45.16	-0.90	0.64	0.18
Usp(c)	12.92	50.21	40.84	7.63	25.56	47.80	55.66	1.24	0.64	0.46

Ech.	CHA92	CHA92	CHA92	CHA92	CHA113	CHA113	CHA113	CHA113	CHA113	CHA126
Type	MA									
Coup	168	178	189	190	23	43	51	81	248	31
SiO2	5.17	1.20	0.69	7.78	0.38	7.61	0.44	0.41	0.40	0.54
Al2O3	0.68	0.77	3.71	0.43	2.49	2.38	1.79	1.14	2.47	2.60
FeO	30.65	38.69	36.38	30.61	34.42	34.00	33.55	32.32	42.91	44.52
Fe2O3	50.25	38.69	36.12	44.65	53.15	35.57	47.65	54.63	33.45	29.10
MnO	0.34	0.15	2.66	0.20	1.49	1.41	2.05	1.43	0.89	0.48
MgO	0.13	0.43	0.78	0.33	0.19	0.00	0.03	0.00	0.00	0.08
TiO2	4.43	11.92	11.94	6.12	5.90	9.87	7.21	4.67	15.02	16.74
Cr2O3	0.38	0.46	0.30	0.02	0.00	0.00	0.03	0.00	0.06	0.27
Total	92.03	92.32	92.56	90.13	98.03	90.84	92.76	94.60	95.20	94.32
Si	1.629	0.389	0.217	2.438	0.117	2.341	0.144	0.132	0.124	0.169
Al	0.252	0.293	1.388	0.158	0.902	0.863	0.687	0.431	0.912	0.963
Fe2	8.086	10.455	9.657	8.018	8.829	8.747	9.114	8.673	11.238	11.711
Fe3	11.920	9.404	8.622	10.517	12.259	8.228	11.639	13.183	7.877	6.883
Mn	0.090	0.042	0.715	0.053	0.387	0.367	0.564	0.388	0.237	0.128
Mg	0.062	0.207	0.369	0.153	0.087	0.000	0.013	0.000	0.000	0.035
Ti	1.051	2.898	2.849	1.441	1.361	2.284	1.762	1.127	3.536	3.959
Cr	0.095	0.118	0.074	0.004	0.000	0.000	0.007	0.000	0.014	0.067
Total	23.186	23.806	23.892	22.781	23.942	22.830	23.929	23.934	23.938	23.916
Usp(a)	14.06	37.09	34.84	20.28	15.48	33.78	20.19	12.39	46.44	52.96
Usp(c)	15.89	39.11	44.01	22.69	20.66	37.47	26.04	16.69	48.11	53.99

Tableau A.II.26. : Analyses microsonde des oxydes de fer-titane de la Formation Chala. Formule structurale calculée sur la base de 32 oxygènes.



B

Ann°	An	Ab	Or
8	62.90	34.47	2.64
9	60.00	37.11	2.90
10	61.36	35.98	2.66
11	62.77	34.48	2.76
12	63.03	34.26	2.70
13	61.89	35.02	3.09
14	59.61	37.39	3.00
15	65.49	32.79	1.72
16	63.39	34.21	2.40

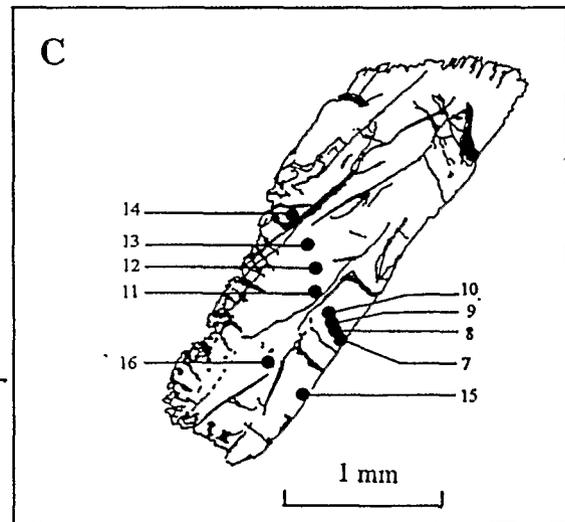
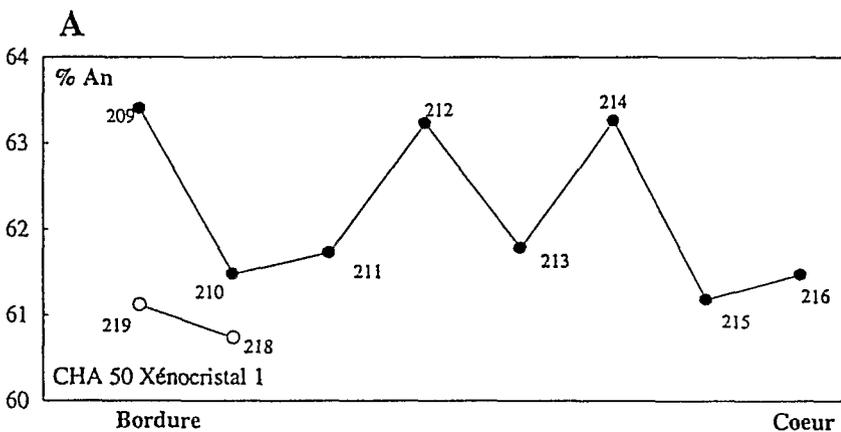


Fig. A.II.1. : Variations de composition d'un cristal de plagioclase d'une coulée de basalte andésitique de la Formation Chala. Cas d'un cristal à bordure corrodée.
 A. : Diagramme An en fonction de la position de l'analyse dans le cristal.
 B. : Tableau d'analyse.
 C. : Schéma du cristal analysé et position des analyses.



B

Ann n°	An	Ab	Or
209	63.41	34.01	2.59
210	61.48	35.76	2.76
211	61.73	35.59	2.68
212	63.23	33.82	2.95
213	61.79	35.35	2.86
214	63.27	34.01	2.72
215	61.18	35.92	2.90
216	61.47	35.63	2.90
218	60.73	36.47	2.80
219	61.12	36.08	2.80

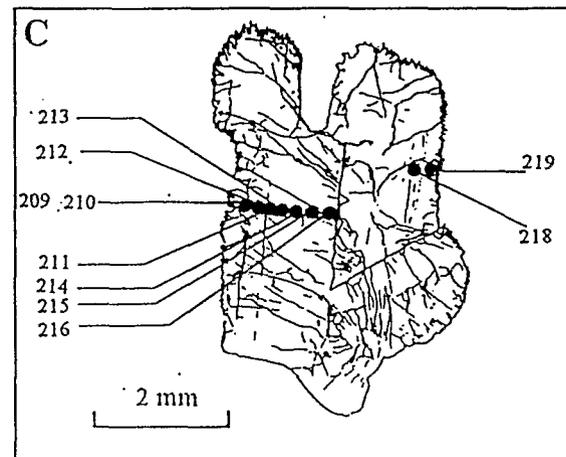


Fig. A.II. 2. : Variations de composition d'un cristal de plagioclase d'une coulée de basalte andésitique de la Formation Chala. Cas d'un xénocrystal à bordure indentée.
 A. : Diagramme An en fonction de la position de l'analyse dans le cristal.
 B. : Tableau d'analyse.
 C. : Schéma du cristal analysé et position des analyses.

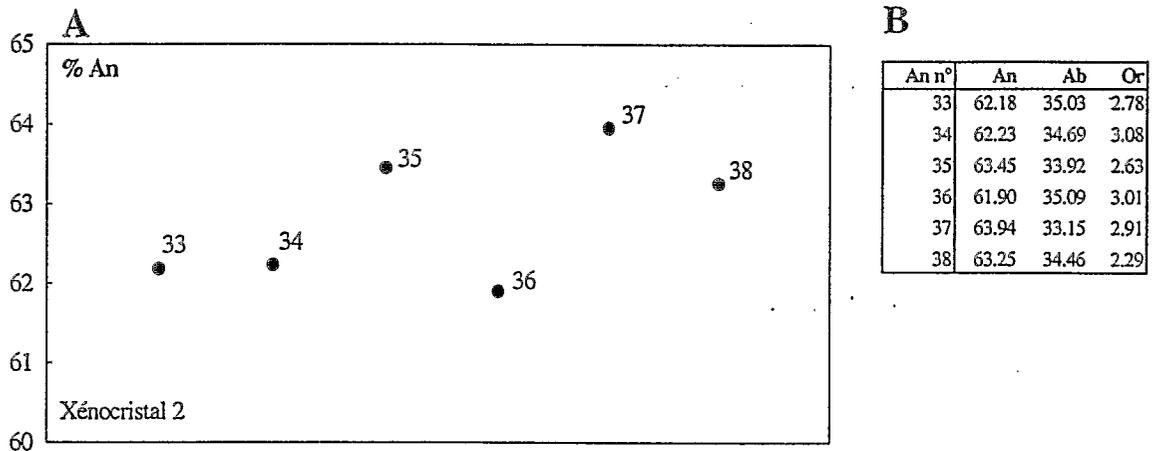


Fig. A.II. 3 : Variations de composition d'un cristal de plagioclase d'une coulée de basalte andésitique de la Formation Chala. Cas d'un xénocrystal à bordure indentée.
 A. : Diagramme An en fonction de la position de l'analyse dans le cristal.
 B. : Tableau d'analyse.
 C. : Schéma du cristal analysé et position des analyses.

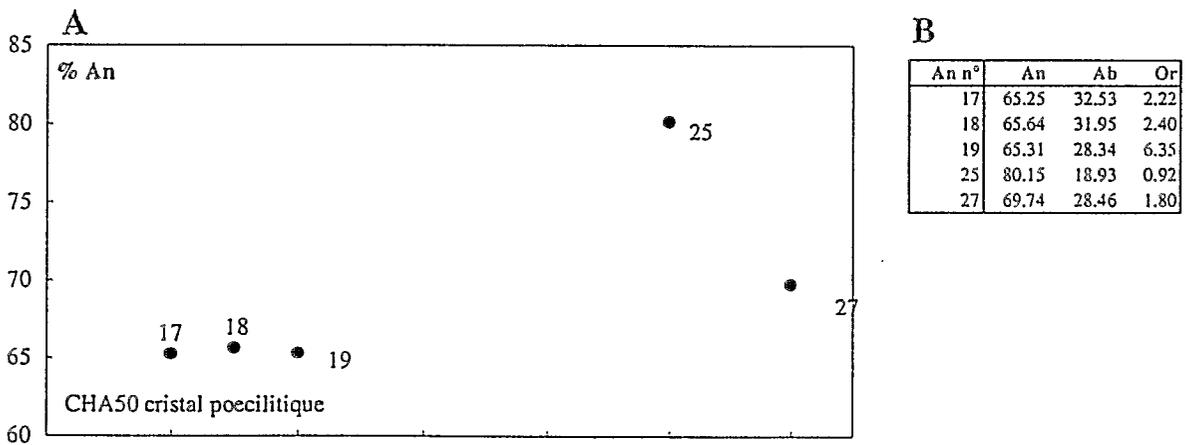
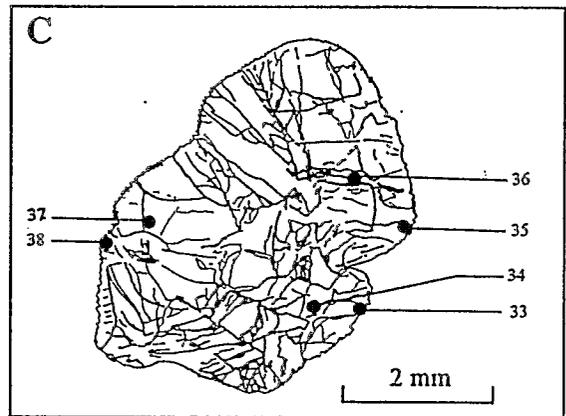
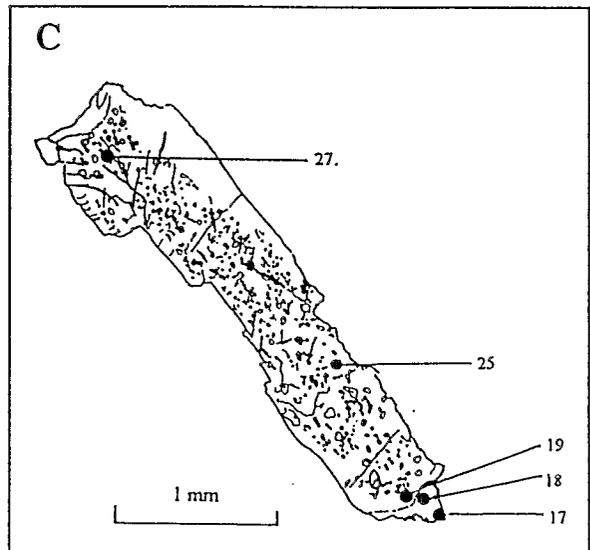


Fig. A.II. 4 : Variations de composition d'un cristal de plagioclase d'une coulée de basalte andésitique de la Formation Chala. Cas d'un cristal poecilitique incluant des globules d'augite.
 A. : Diagramme An en fonction de la position de l'analyse dans le cristal.
 B. : Tableau d'analyse.
 C. : Schéma du cristal analysé et position des analyses.



ANNEXE III
Minéralogie secondaire

Liste des tableaux de l'annexe III.

Tableau A.III.1. : Analyses microsonde des phyllosilicates mafiques des pillow lavas de la Formation Santiago.	1
Tableau A.III.2. : Analyses microsonde des phyllosilicates mafiques de la Formation Santiago.	2
Tableau A.III.3. : Analyses microsonde des phyllosilicates mafiques des coulées massives de la Formation Santiago.	3
Tableau A.III.4. : Analyses microsonde des phyllosilicates mafiques de la Formation Santiago.	4
Tableau A.III.5. : Analyses microsonde des phyllosilicates mafiques des coulées massives et prismatiques de la Formation Santiago. Formule structurale calculée sur la base de 28 oxygènes.	5
Tableau A.III.6. : Analyses microsonde des phyllosilicates mafiques des roches de la Formation Misahualli du Nord.	6
Tableau A.III.7. : Analyses microsonde des phyllosilicates mafiques des roches de la Formation Misahualli du Nord.	7
Tableau A.III.8. : Analyses microsonde des phyllosilicates mafiques des roches de la Formation Misahualli du Sud.	8
Tableau A.III.9. : Analyses microsonde des phyllosilicates mafiques des coulées de la Formation Colán.	9
Tableau A.III.10. : Analyses microsonde des phyllosilicates mafiques des coulées de la Formation Río Grande.	10
Tableau A.III.11. : Analyses microsonde des phyllosilicates mafiques des coulées de la Formation Río Grande.	11
Tableau A.III.12. : Analyses microsonde des phyllosilicates mafiques des coulées et intrusifs de la Formation Chala.	12
Tableau A.III.13. : Analyses microsonde des phyllosilicates mafiques des intrusifs de la Formation Chala.	13
Tableau A.III.14. : Analyses microsonde des phyllosilicates mafiques des intrusifs de la Formation Chala.	14
Tableau A.III.15. : Analyses microsonde des céladonites des Formations Santiago et Río Grande.	15
Tableau A.III.16. : Analyses microsonde des micas blancs des différentes formations.	16
Tableau A.III.17. : Analyses microsonde des pumpellyites des pillow lavas de la Formation Santiago.	17
Tableau A.III.18. : Analyses microsonde des pumpellyites de la Formation Santiago.	18
Tableau A.III.19. : Analyses microsonde des pumpellyites de la Formation Santiago.	19
Tableau A.III.20. : Analyses microsonde des pumpellyites des roches de la Formation Misahualli du Sud.	20
Tableau A.III.21. : Analyses microsonde des pumpellyites des roches des Formations Colán.	21
Tableau A.III.22. : Analyses microsonde des prehnites des pillow lavas de la Formation Santiago.	22
Tableau A.III.23. : Analyses microsonde des prehnites de la Formation Santiago.	23
Tableau A.III.24. : Analyses microsonde des préhnites des Formations Misahualli du Sud, Colán et Chala.	24
Tableau A.III.25. : Analyses microsonde des épidotes de la Formation Misahualli du Nord. s.	25
Tableau A.III.26. : Analyses microsonde des épidotes de la Formation Misahualli du Sud et Colán.	26
Tableau A.III.27. : Analyses microsonde des épidotes de la Formation Chala.	27
Tableau A.III.28. : A : Analyses microsonde des heulandites de la Formation Misahualli du Sud. et des analcites de la Formation Río Grande.	28
Tableau A.III.29. : Analyses microsonde des sphènes de la Formation Santiago.	29
Tableau A.III.30. : Analyses microsonde des sphènes des Formations Misahualli, Colán et Chala.	30
Tableau A.III.31. : Analyses microsonde des actinotes des Formations Misahualli et Chala.	31
Tableau A.III.32. : Analyses microsonde des actinotes de la Formation Chala (intrusifs).	32
Tableau A.III.33. : Analyses microsonde des actinotes de la Formation Chala (intrusifs).	33
Tableau A.III.34. : Analyses microsonde des albites de la Formation Santiago. (....	34
Tableau A.III.35. : Analyses microsonde des albites et feldspaths potassiques des Formations Misahualli et Colán).	35
Tableau A.III.36. : Analyses microsonde des feldspaths alcalins de la Formation Río Grande.	36
Tableau A.III.37. : Analyses microsonde des feldspaths alcalins de la Formation Chala.	37
Tableau A.III.38. : Analyses microsonde des feldspaths alcalins de la Formation Chala.	38

Liste des figures de l'annexe III.

Fig. A.III.1 : Spectres de diffraction aux rayons X : Formation Santiago, pillow lavas.	40
Fig. A.III.2 : Spectres de diffraction aux rayons X : Formation Santiago, pillow lavas.	41
Fig. A.III.3 : Spectres de diffraction aux rayons X : Formation Santiago, pillow lavas et coulées massives.	42
Fig. A.III.4 : Spectres de diffraction aux rayons X : Formation Santiago, coulées massives.	43
Fig. A.III.5 : Spectres de diffraction aux rayons X : Formation Santiago, coulées prismatiques.	44
Fig. A.III.6 : Spectres de diffraction aux rayons X : Formation Misahualli du Nord, tufs.	45
Fig. A.III.7 : Spectres de diffraction aux rayons X : Formation Misahualli du Nord, ignimbrites.	46
Fig. A.III.8 : Spectres de diffraction aux rayons X : Formation Misahualli du Nord, andésites, dacites.	47
Fig. A.III.9 : Spectres de diffraction aux rayons X : Formation Misahualli du Nord, dacites et rhyodacite.	48
Fig. A.III.10 : Spectres de diffraction aux rayons X : Formation Misahualli du Nord, tufs et ignimbrites dacitiques 49	49
Fig. A.III.11 : Spectres de diffraction aux rayons X : Formation Misahualli du Sud, basaltes aphyriques et cornéenne ...	50
Fig. A.III.12 : Spectres de diffraction aux rayons X : Formation Misahualli du Sud, basalte aphyrique, basalte andésitique et dacite.	51
Fig. A.III.13 : Spectres de diffraction aux rayons X : Formation Misahualli du Sud, basaltes andésitique et cornéenne .	52
Fig. A.III.14 : Spectres de diffraction aux rayons X : Formation Colán, basaltes andésitiques.	53
Fig. A.III.15 : Spectres de diffraction aux rayons X : Formation Chala, coulées de basaltes andésitiques.	54
Fig. A.III.16 : Spectres de diffraction aux rayons X : Formation Chala, coulées de basaltes andésitiques.	55
Fig. A.III.17 : Spectres de diffraction aux rayons X : Formation Chala, coulées de basaltes andésitiques.	56
Fig. A.III.18 : Spectres de diffraction aux rayons X : Formation Chala, coulée et intrusif basaltique andésitique.	57
Fig. A.III.19 : Spectres de diffraction aux rayons X : Formation Chala, intrusif basaltique andésitique.	58
Fig. A.III.20 : Spectres de diffraction aux rayons X : Formation Chala, intrusif basaltique andésitique.	59
Fig. A.III.21 : Spectres de diffraction aux rayons X : Formation Río Grande, coulées de basaltes andésitiques.	60
Fig. A.III.22 : Spectres de diffraction aux rayons X : Formation Río Grande, coulées de basaltes andésitiques.	61

Laves		COULEES MASSIVES													
Hab. Position	Taches dans la mésostase				Amygdale			Amygdale 1							
	MI46	MI46	MI46	MI46	Bord	→ Centre		Bord	→ Centre						
Ech.	CHLm	CHLm	CHLm	CHLm	MI46	MI46	MI46	MI47	MI47	MI47	MI47	MI47	MI47	MI47	MI47
Type	CHLm	CHLm	CHLm	CHLm	CHLa	CHLa	CHLa	CHLa	CHLa	CHLa	CHLa	CHLa	CHLa	CHLa	CHLa
An. n°	115	123	124	106	156	155	154	1	2	3	4	5	6	7	
SiO2	31.75	30.98	32.11	33.75	31.64	31.31	31.90	32.88	33.80	30.49	29.56	32.19	31.90	31.13	
Al2O3	15.08	13.37	15.71	17.12	14.54	15.38	15.84	16.48	15.99	19.44	19.74	17.25	16.76	17.31	
FeOt	21.39	22.63	20.70	16.77	22.49	21.45	21.19	15.77	16.51	15.05	15.11	15.12	15.07	15.38	
MnO	0.24	0.14	0.25	0.27	0.12	0.23	0.29	0.77	0.71	0.76	1.00	0.78	0.62	0.65	
MgO	18.83	19.05	18.74	16.37	18.98	19.13	16.64	21.34	19.19	20.55	20.24	23.11	20.42	21.71	
CaO	0.25	0.19	0.30	4.53	0.19	0.26	1.36	0.45	0.33	0.15	0.10	0.18	0.19	0.14	
Na2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.28	0.02	0.00	0.01	0.00	0.40	0.00	0.41	
K2O	0.04	0.00	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.05	0.04	0.01	0.00	0.02	0.01	0.01	
TiO2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Cr2O3	0.17	0.09	0.21	0.04	0.12	0.09	0.12	0.03	0.45	0.08	0.01	0.00	0.18	0.05	
Total	87.75	86.45	88.02	88.85	88.07	87.86	87.66	87.81	87.02	86.55	85.76	89.04	85.13	86.78	
Si	6.498	6.506	6.514	6.687	6.489	6.406	6.545	6.524	6.769	6.121	6.007	6.293	6.501	6.260	
Al4	1.502	1.494	1.486	1.313	1.511	1.594	1.455	1.476	1.231	1.879	1.993	1.707	1.499	1.740	
Al6	2.135	1.815	2.270	2.685	2.003	2.115	2.375	2.378	2.545	2.720	2.734	2.268	2.525	2.362	
Fet	3.661	3.973	3.513	2.779	3.857	3.671	3.635	2.617	2.766	2.526	2.568	2.471	2.568	2.586	
Mn	0.041	0.024	0.042	0.045	0.020	0.040	0.050	0.130	0.120	0.129	0.172	0.129	0.107	0.111	
Mg	5.745	5.963	5.667	4.833	5.802	5.833	5.087	6.312	5.728	6.149	6.130	6.736	6.202	6.509	
Ca	0.055	0.042	0.066	0.961	0.041	0.057	0.299	0.096	0.071	0.033	0.021	0.037	0.041	0.030	
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.113	0.008	0.000	0.004	0.000	0.151	0.001	0.158	
K	0.009	0.000	0.003	0.004	0.003	0.006	0.004	0.013	0.010	0.003	0.001	0.005	0.002	0.002	
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
Cr	0.028	0.015	0.033	0.006	0.020	0.014	0.020	0.004	0.072	0.013	0.002	0.000	0.029	0.007	
Total	19.674	19.832	19.593	19.313	19.745	19.736	19.585	19.558	19.312	19.577	19.629	19.797	19.474	19.765	
XFe	0.39	0.40	0.38	0.37	0.40	0.39	0.42	0.29	0.33	0.29	0.30	0.27	0.29	0.28	
T°C	180	179	177	149	181	195	172	176	136	241	259	213	179	218	
Xc	0.78	0.88	0.74	0.20	0.83	0.82	0.58	0.70	0.59	0.75	0.78	0.81	0.69	0.79	
Cat. inter	0.06	0.04	0.07	0.97	0.04	0.06	0.42	0.12	0.08	0.04	0.02	0.19	0.04	0.19	
Cat. non i	15.95	16.47	15.74	14.34	16.17	15.95	15.32	15.58	15.38	14.92	14.88	15.63	15.38	15.47	

Laves		COULEES MASSIVES													
Hab. Position	Amygdale 1														
	Bord	→ Centre							Bord	→ Centre					
Ech.	MI47	MI47	MI47	MI47	MI47	MI47	MI47	MI47	MI47	MI47	MI47	MI47	MI47	MI47	
Type	CHLa	CHLa	CHLa	CHLa	CHLa	CHLa	CHLa	CHLa	CHLa	CHLa	CHLa	CHLa	CHLa	CHLa	
An. n°	10	9	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21		
SiO2	33.61	33.17	31.49	29.65	29.58	29.67	30.70	29.21	31.19	32.06	31.77	30.37	29.87		
Al2O3	16.45	15.81	17.22	20.21	19.65	19.72	18.18	20.50	15.90	15.27	15.27	19.68	20.34		
FeOt	15.40	16.28	15.13	15.03	14.52	15.07	15.45	15.26	15.41	15.62	15.87	14.95	15.99		
MnO	0.77	0.68	0.75	0.85	1.03	0.89	0.84	0.99	0.47	0.65	0.60	0.78	0.97		
MgO	20.96	19.83	21.08	19.83	21.01	20.40	21.39	19.10	20.50	19.58	21.36	20.34	20.01		
CaO	0.39	0.34	0.17	0.13	0.15	0.08	0.21	0.11	0.33	0.36	0.20	0.10	0.10		
Na2O	0.00	0.03	0.01	0.02	0.00	0.00	0.54	0.00	0.09	0.00	0.04	0.00	0.03		
K2O	0.06	0.03	0.02	0.02	0.03	0.01	0.04	0.02	0.06	0.06	0.04	0.02	0.03		
TiO2	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01		
Cr2O3	0.13	0.10	0.05	0.00	0.09	0.00	0.02	3.09	0.14	0.12	0.15	0.05	0.06		
Total	87.77	86.27	85.91	85.73	86.05	85.85	87.37	88.28	84.10	83.71	85.29	86.29	87.41		
Si	6.642	6.703	6.371	6.014	5.980	6.018	6.146	5.820	6.469	6.675	6.512	6.110	5.975		
Al4	1.358	1.297	1.629	1.986	2.020	1.982	1.854	2.180	1.531	1.325	1.488	1.890	2.025		
Al6	2.474	2.468	2.477	2.844	2.662	2.731	2.436	2.634	2.357	2.423	2.201	2.775	2.771		
Fet	2.546	2.752	2.561	2.549	2.454	2.556	2.588	2.544	2.673	2.721	2.720	2.515	2.676		
Mn	0.128	0.116	0.128	0.146	0.177	0.154	0.143	0.167	0.083	0.114	0.105	0.132	0.164		
Mg	6.174	5.972	6.357	5.995	6.330	6.167	6.383	5.673	6.339	6.076	6.526	6.099	5.968		
Ca	0.083	0.074	0.036	0.029	0.032	0.017	0.045	0.024	0.074	0.080	0.043	0.021	0.022		
Na	0.000	0.012	0.005	0.006	0.000	0.000	0.209	0.000	0.035	0.000	0.014	0.000	0.010		
K	0.015	0.007	0.004	0.005	0.009	0.002	0.009	0.005	0.017	0.015	0.010	0.006	0.007		
Ti	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001		
Cr	0.020	0.016	0.009	0.000	0.014	0.000	0.004	0.487	0.023	0.019	0.024	0.008	0.010		
Total	19.440	19.416	19.577	19.576	19.677	19.627	19.816	19.532	19.601	19.449	19.644	19.557	19.629		
XFe	0.29	0.32	0.29	0.30	0.28	0.29	0.29	0.31	0.30	0.31	0.29	0.29	0.31		
T°C	157	147	200	258	263	257	237	289	184	151	178	242	264		
Xc	0.65	0.64	0.74	0.75	0.80	0.78	0.79	0.74	0.72	0.65	0.77	0.74	0.78		
Cat. inter	0.10	0.09	0.05	0.04	0.04	0.02	0.26	0.03	0.13	0.09	0.07	0.03	0.04		
Cat. non i	15.49	15.54	15.42	14.70	14.94	14.89	15.26	14.20	15.56	15.59	15.86	14.86	14.78		

Tableau A.III.3. : Analyses microsonde des phyllosilicates mafiques des coulées massives de la Formation Santiago. Formule structurale calculée sur la base de 28 oxygènes.

Annexes III : Minéralogie secondaire

Phyllosilicates mafiques

Laves Hab. Position	BASALTE ANDESITIQUE					DACITE					BASALTE ANDESITIQUE			
	Remplissage de veines					Remplacement					Pyroxène			
	Amphibole					Plagioclase								
Ech.	MI155	MI155	MI155	MI155	MI155	MI210	MI210	MI210	MI210	MI210	MI211	MI211	MI211	MI211
Type	CHLv	CHLv	CHLv	CHLv	CHLv	CHLam	CHLam	CHLam	CHLpl	CHLpl	CHLpl	CHLpy	CHLpy	CHLpy
An. n°	111	115	120	121	122	93	134	139	102	73	62	12	13	14
SiO2	32.15	30.12	31.29	28.71	31.69	34.79	35.40	34.24	34.52	33.66	30.17	30.35	30.22	30.59
Al2O3	14.79	16.17	15.42	17.65	15.77	14.88	14.28	14.70	15.00	15.24	15.38	15.55	15.66	16.02
FeOt	20.00	22.55	20.79	21.55	20.45	14.31	14.02	14.13	14.13	18.01	22.04	22.70	22.81	23.24
MnO	1.26	1.61	1.33	1.18	1.41	0.29	0.19	0.23	0.31	0.90	0.78	0.84	0.78	0.71
MgO	18.21	17.46	17.25	17.23	17.85	23.43	20.78	22.67	21.78	20.66	18.00	17.63	16.59	17.37
CaO	0.53	0.21	0.35	0.19	0.45	0.74	1.05	0.70	0.54	0.25	0.45	0.43	0.49	0.39
Na2O	0.00	0.00	0.12	0.00	0.00	0.02	0.17	0.01	0.04	0.02	0.04	0.01	0.00	0.00
K2O	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.03	0.10	0.03	0.06	0.39	0.06	0.05	0.04	0.03
TiO2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.30	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr2O3	0.43	0.00	0.13	0.11	0.29	0.04	0.12	0.07	0.15	0.09	0.09	0.07	0.14	0.09
Total	87.37	88.12	86.70	86.62	87.91	88.52	86.10	86.79	86.53	89.50	87.00	87.62	86.73	88.44
Si	6.598	6.233	6.503	6.014	6.478	6.770	7.060	6.794	6.858	6.639	6.300	6.307	6.348	6.300
Al4	1.402	1.767	1.497	1.986	1.522	1.230	0.940	1.206	1.142	1.361	1.700	1.693	1.652	1.700
Al6	2.173	2.176	2.280	2.371	2.276	2.181	2.416	2.230	2.371	2.181	2.083	2.115	2.224	2.187
Fet	3.433	3.903	3.614	3.776	3.496	2.328	2.339	2.344	2.347	2.972	3.848	3.944	4.007	4.002
Mn	0.219	0.281	0.233	0.210	0.244	0.048	0.031	0.039	0.053	0.151	0.138	0.148	0.139	0.123
Mg	5.570	5.387	5.344	5.380	5.438	6.796	6.178	6.704	6.449	6.073	5.603	5.462	5.195	5.331
Ca	0.116	0.047	0.078	0.043	0.098	0.154	0.225	0.148	0.116	0.052	0.100	0.095	0.109	0.086
Na	0.000	0.000	0.048	0.000	0.000	0.009	0.064	0.005	0.017	0.007	0.014	0.002	0.000	0.000
K	0.001	0.000	0.006	0.002	0.002	0.008	0.026	0.008	0.015	0.097	0.016	0.014	0.012	0.008
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.045	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.069	0.000	0.022	0.018	0.047	0.006	0.019	0.011	0.023	0.013	0.015	0.012	0.023	0.015
Total	23.156	23.738	23.401	24.156	23.398	22.942	22.653	22.926	22.903	23.133	23.599	23.599	23.584	23.639
XFe	0.38	0.42	0.40	0.41	0.39	0.26	0.27	0.26	0.27	0.33	0.41	0.42	0.44	0.43
T°C	164	222	179	258	183	136	89	132	122	157	212	211	204	212
Xc	0.79	0.89	0.80	0.90	0.80	0.77	0.65	0.75	0.69	0.77	0.91	0.90	0.86	0.88
Cat. interfol.		0.05	0.13	0.04	0.10	0.17	0.32	0.16	0.15	0.16	0.13	0.11	0.12	0.09
Cat. non interf.		15.80	15.69	15.38	15.66	15.94	15.61	15.88	15.71	15.83	15.89	15.86	15.69	15.76

Laves Hab. Position	BASALTE ANDESITIQUE										BASALTE ANDESITIQUE			
	Remplacement					Pyroxène					Remplissage Veines		Tache Mécostase	
	MI211	MI211	MI211	MI211	MI211	MI211	MI211	MI211	MI211	MI211	MI212	MI212	MI233	MI233
Type	CHLpy	CHLpy	CHLpy	CHLpy	CHLpy	CHLpy	CHLpy	CHLpy	CHLpy	CHLl	CHLv	CHLv	CHLl	CHLl
An. n°	17	20	21	26	27	49	50	207	209	56	151	154	128	134
SiO2	30.11	30.53	30.42	30.21	30.94	30.04	30.15	30.51	29.57	30.96	27.65	27.77	31.72	30.64
Al2O3	15.40	15.78	15.60	15.69	16.50	16.14	15.62	15.69	15.60	15.92	17.12	17.70	16.20	19.64
FeOt	23.16	22.39	23.01	22.75	23.49	22.94	22.19	22.76	23.60	21.91	22.61	22.62	17.88	18.21
MnO	0.73	0.63	0.83	0.75	0.84	0.81	0.63	0.72	0.50	0.64	0.96	0.80	0.61	0.52
MgO	17.51	17.58	17.78	18.12	17.11	17.62	18.06	17.33	17.68	17.59	17.75	16.83	16.59	18.78
CaO	0.39	0.45	0.42	0.49	0.50	0.50	0.45	0.57	0.44	0.49	0.17	0.29	2.01	0.19
Na2O	0.00	0.01	0.00	0.00	0.16	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.74
K2O	0.01	0.04	0.02	0.03	0.04	0.09	0.14	0.04	0.07	0.11	0.02	0.02	0.05	0.02
TiO2	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.04	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
Cr2O3	0.16	0.12	0.06	0.10	0.11	0.13	0.07	0.06	0.02	0.10	0.01	0.06	0.21	0.07
Total	87.46	87.52	88.12	88.14	89.86	88.31	87.32	87.66	87.49	87.71	86.29	86.11	85.27	88.80
Si	6.285	6.329	6.291	6.244	6.289	6.206	6.272	6.331	6.189	6.381	5.867	5.894	6.593	6.099
Al4	1.715	1.671	1.709	1.756	1.711	1.794	1.728	1.669	1.811	1.619	2.133	2.106	1.407	1.901
Al6	2.072	2.184	2.093	2.064	2.240	2.135	2.101	2.169	2.037	2.248	2.148	2.321	2.560	2.706
Fet	4.044	3.882	3.979	3.931	3.993	3.963	3.860	3.950	4.131	3.777	4.013	4.014	3.109	3.031
Mn	0.128	0.110	0.145	0.131	0.145	0.142	0.111	0.126	0.088	0.111	0.173	0.144	0.108	0.087
Mg	5.448	5.431	5.482	5.582	5.185	5.424	5.601	5.360	5.515	5.402	5.615	5.323	5.140	5.571
Ca	0.088	0.100	0.093	0.109	0.108	0.110	0.100	0.126	0.098	0.108	0.038	0.067	0.447	0.040
Na	0.000	0.004	0.000	0.000	0.065	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.002	0.000	0.000	0.285
K	0.003	0.009	0.004	0.008	0.011	0.024	0.037	0.010	0.018	0.029	0.005	0.006	0.014	0.004
Ti	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.006	0.002	0.000	0.001	0.000	0.000	0.002	0.000	0.001
Cr	0.027	0.019	0.010	0.017	0.018	0.021	0.012	0.009	0.003	0.017	0.002	0.010	0.035	0.011
Total	23.597	23.594	23.607	23.662	23.715	23.754	23.652	23.588	23.743	23.559	24.277	24.316	23.380	24.342
XFe	0.43	0.42	0.42	0.41	0.44	0.42	0.41	0.42	0.43	0.41	0.42	0.43	0.38	0.35
T°C	214	207	213	221	214	227	216	207	230	199	282	277	165	244
Xc	0.91	0.87	0.91	0.93	0.88	0.92	0.92	0.89	0.96	0.85	1.01	0.95	0.77	0.81
Cat. inter	0.09	0.11	0.10	0.12	0.18	0.13	0.14	0.14	0.12	0.14	0.05	0.07	0.46	0.33
Cat. non	15.90	15.75	15.90	15.89	15.61	15.74	15.84	15.77	15.92	15.67	15.67	15.38	14.95	14.79

Tableau A.III.8. : Analyses microsonde des phyllosilicates mafiques des roches de la Formation Misahualli du Sud. Formule structurale calculée sur la base de 28 oxygènes.

Laves Hab. Position Ech. Type Coup	DACITE			BASALTE ANDESITIQUE							
	Remplacement Amphibole			Remplacement de pyroxènes							
	OY3	OY3	OY3	OY11	OY11	OY11	OY11	OY11	OY11	OY11	OY11
	CHLam	CHLam	CHLam	CHLpy	CHLpy	CHLpy	CHLpy	CHLpy	CHLpy	CHLpy	CHLpy
	209	204	187	54	55	63	69	76	77	83	87
SiO2	29.73	30.78	30.87	28.95	29.18	29.52	29.35	29.34	29.72	29.46	29.36
Al2O3	16.28	15.95	16.35	18.18	17.67	17.36	17.28	17.75	17.82	17.69	17.34
FeOt	20.04	16.93	16.65	18.60	19.08	18.89	18.07	18.81	18.67	18.43	18.60
MnO	0.55	0.30	0.27	0.86	0.74	0.75	0.64	0.79	0.76	0.83	0.81
MgO	21.10	22.57	22.18	20.16	20.52	19.91	20.97	19.98	19.96	20.22	20.12
CaO	0.18	0.26	0.18	0.15	0.18	0.15	0.19	0.14	0.13	0.09	0.21
Na2O	0.05	0.00	0.00	0.03	0.00	0.04	0.05	0.00	0.05	0.00	0.05
K2O	0.07	0.07	0.16	0.08	0.05	0.04	0.09	0.07	0.03	0.07	0.06
TiO2	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
Cr2O3	0.02	0.09	0.06	0.04	0.03	0.04	0.00	0.05	0.02	0.00	0.13
Total	88.01	86.95	86.74	87.04	87.45	86.71	86.65	86.93	87.18	86.79	86.71
Si	6.067	6.235	6.251	5.931	5.963	6.073	6.022	6.018	6.066	6.039	6.040
Al4	1.933	1.765	1.749	2.069	2.037	1.927	1.978	1.982	1.934	1.961	1.960
Al6	1.982	2.041	2.154	2.320	2.217	2.281	2.199	2.310	2.352	2.313	2.245
Fet	3.420	2.868	2.821	3.187	3.261	3.250	3.101	3.227	3.186	3.159	3.199
Mn	0.095	0.051	0.046	0.149	0.129	0.131	0.112	0.137	0.132	0.144	0.141
Mg	6.417	6.813	6.695	6.159	6.249	6.106	6.413	6.108	6.072	6.178	6.170
Ca	0.039	0.057	0.038	0.033	0.039	0.034	0.042	0.031	0.029	0.020	0.046
Na	0.018	0.000	0.000	0.012	0.000	0.017	0.021	0.000	0.020	0.000	0.022
K	0.018	0.019	0.042	0.021	0.012	0.011	0.023	0.019	0.008	0.019	0.015
Ti	0.000	0.002	0.004	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003
Cr	0.004	0.014	0.010	0.006	0.005	0.006	0.000	0.009	0.003	0.000	0.022
Total	19.992	19.863	19.810	19.887	19.912	19.834	19.911	19.841	19.803	19.833	19.862
XFe	0.35	0.30	0.30	0.34	0.34	0.35	0.33	0.35	0.34	0.34	0.34
T°C	249	222	220	271	266	248	257	257	249	254	254
Xc	0.96	0.88	0.85	0.90	0.92	0.87	0.90	0.88	0.86	0.88	0.88
Cat. interf.	0.08	0.08	0.08	0.07	0.05	0.06	0.09	0.05	0.06	0.04	0.08
Cat. non interf.	19.91	19.77	19.72	19.81	19.86	19.77	19.83	19.78	19.74	19.79	19.75

Laves Hab. Position Ech. Type Coup	BASALTES ANDESITIQUES										
	Remplacement de pyroxènes				Remplacement de pyroxènes						
	OY11	OY11	OY11	OY11	OY13	OY13	OY13	OY13	OY13	OY13	OY13
	CHLpy	CHLpy	CHLpy	CHLpy	CHLpy	CHLpy	CHLpy	CHLpy	CHLpy	CHLpy	CHLpy
	95	96	102	103	118	122	123	126	153	154	138
SiO2	29.74	29.15	28.96	28.97	32.36	31.93	31.69	32.44	32.73	31.81	33.08
Al2O3	17.60	17.72	17.33	17.73	14.14	14.05	12.98	14.32	12.66	13.68	13.02
FeOt	18.84	19.32	18.48	18.86	17.80	17.89	17.48	17.82	16.45	17.94	16.74
MnO	0.78	0.69	0.71	0.70	0.56	0.48	0.45	0.56	0.50	0.39	0.53
MgO	19.97	20.28	19.97	20.80	23.26	23.60	22.94	22.30	24.35	22.93	23.62
CaO	0.17	0.13	0.15	0.14	0.13	0.14	0.89	0.14	0.15	0.10	0.14
Na2O	0.00	0.01	0.05	0.07	0.04	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.01
K2O	0.03	0.06	0.01	0.03	0.02	0.02	0.04	0.03	0.00	0.00	0.02
TiO2	0.00	0.02	0.00	0.00	0.03	0.00	0.58	0.00	0.01	0.00	0.00
Cr2O3	0.09	0.11	0.05	0.03	0.12	0.08	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03
Total	87.22	87.47	85.71	87.32	88.45	88.19	87.04	87.62	86.88	86.85	87.20
Si	6.075	5.961	6.021	5.924	6.467	6.409	6.460	6.535	6.615	6.481	6.661
Al4	1.925	2.039	1.979	2.076	1.533	1.591	1.540	1.465	1.385	1.519	1.339
Al6	2.311	2.232	2.268	2.197	1.796	1.733	1.577	1.935	1.632	1.765	1.751
Fet	3.218	3.304	3.213	3.226	2.975	3.002	2.980	3.003	2.781	3.056	2.819
Mn	0.135	0.120	0.125	0.121	0.094	0.082	0.078	0.096	0.085	0.067	0.091
Mg	6.080	6.180	6.191	6.342	6.928	7.060	6.970	6.697	7.337	6.965	7.091
Ca	0.036	0.029	0.033	0.030	0.028	0.029	0.194	0.030	0.032	0.023	0.031
Na	0.000	0.002	0.021	0.027	0.017	0.000	0.000	0.003	0.012	0.000	0.004
K	0.008	0.015	0.003	0.009	0.004	0.005	0.010	0.007	0.000	0.000	0.006
Ti	0.000	0.002	0.000	0.000	0.004	0.000	0.089	0.000	0.001	0.000	0.000
Cr	0.015	0.017	0.009	0.005	0.018	0.013	0.000	0.001	0.001	0.000	0.004
Total	19.803	19.901	19.863	19.955	19.865	19.925	19.898	19.770	19.881	19.877	19.796
XFe	0.35	0.35	0.34	0.34	0.30	0.30	0.30	0.31	0.27	0.30	0.28
T°C	248	266	257	272	185	194	186	174	161	183	154
Xc	0.86	0.92	0.89	0.94	0.90	0.94	0.86	0.85	0.91	0.92	0.86
Cat. interf.	0.04	0.05	0.06	0.07	0.05	0.03	0.20	0.04	0.04	0.02	0.04
Cat. non interf.	19.74	19.84	19.80	19.89	19.79	19.88	19.61	19.73	19.83	19.85	19.75

Tableau A.III.9. : Analyses microsonde des phyllosilicates mafiques des coulées de la Formation Colán. Formule structurale calculée sur la base de 28 oxygènes.

Laves Hab. Position Ech. Type Coup	Remplacement de minéraux primaires										
	RG21	RG21	RG21	RG21	RG21	RG21	RG21	RG21	RG21	RG21	RG21
	CHLfm	CHLfm	CHLfm	CHLfm	CHLfm	CHLol	CHLol	CHLol	CHLol	CHLpy	CHLpy
	155	156	158	227	157	225	229	154	181	189	200
SiO2	30.34	29.72	30.24	29.11	30.20	30.28	29.01	29.54	29.77	29.13	29.64
Al2O3	17.07	16.65	16.68	17.94	17.22	16.88	17.82	17.84	17.78	17.61	18.06
FeOt	23.40	23.95	23.63	24.30	23.52	24.41	25.74	25.96	24.27	25.24	24.72
MnO	0.61	0.58	0.75	0.46	0.65	0.61	0.55	0.50	0.72	0.54	0.93
MgO	15.85	17.70	17.35	16.70	17.06	16.72	16.29	16.09	17.12	16.81	15.97
CaO	0.28	0.11	0.18	0.26	0.24	0.31	0.16	0.20	0.30	0.21	0.38
Na2O	0.03	0.00	0.00	0.07	0.28	0.00	0.00	0.00	0.30	0.15	0.05
K2O	0.08	0.02	0.00	0.16	0.03	0.04	0.06	0.10	0.00	0.06	0.08
TiO2	0.18	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
Cr2O3	0.14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	87.98	88.73	88.85	88.99	89.20	89.25	89.63	90.20	90.27	89.76	89.85
Si	6.275	6.124	6.205	5.994	6.171	6.206	5.972	6.037	6.040	5.979	6.057
Al4	1.725	1.876	1.795	2.006	1.829	1.794	2.028	1.963	1.960	2.021	1.943
Al6	2.436	2.166	2.239	2.347	2.317	2.283	2.295	2.334	2.290	2.238	2.407
Fet	4.047	4.126	4.055	4.184	4.019	4.184	4.432	4.437	4.118	4.331	4.226
Mn	0.107	0.101	0.130	0.080	0.112	0.107	0.096	0.086	0.124	0.095	0.161
Mg	4.886	5.434	5.308	5.126	5.195	5.108	4.998	4.901	5.178	5.143	4.863
Ca	0.062	0.025	0.040	0.056	0.052	0.068	0.036	0.043	0.066	0.047	0.084
Na	0.013	0.000	0.000	0.029	0.111	0.000	0.000	0.000	0.119	0.059	0.021
K	0.021	0.006	0.000	0.043	0.008	0.009	0.015	0.025	0.000	0.016	0.021
Ti	0.028	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003
Cr	0.022	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	19.623	19.858	19.775	19.865	19.815	19.760	19.873	19.827	19.895	19.929	19.785
XFe	0.45	0.43	0.43	0.45	0.44	0.45	0.47	0.48	0.44	0.46	0.46
T°C	216	240	227	261	233	227	265	254	254	263	251
Xc	0.75	0.90	0.85	0.86	0.82	0.82	0.90	0.86	0.86	0.90	0.82
Cat. interf.	0.10	0.03	0.04	0.13	0.17	0.08	0.05	0.07	0.18	0.12	0.13
Cat. non inte	19.48	19.83	19.73	19.74	19.64	19.68	19.82	19.76	19.71	19.81	19.66

Laves Hab. Position Ech. Type Coup	COULEES DE BASALTE ANDESITIQUE										
	Taches dans la mésostase						Amygdales			Remp. de plagio	
	RG21	RG21	RG21	RG21	RG21	RG21	RG22	RG22	RG22	RG22	RG22
	CHLt	CHLt	CHLt	CHLt	CHLt	CHLt	CHLa1	CHLa3	CHLa4	CHLpl	CHLpl
SiO2	28.85	29.16	34.13	29.64	37.41	38.38	30.57	31.39	30.83	38.41	36.05
Al2O3	17.18	17.31	17.70	17.56	12.27	12.26	15.55	14.96	14.68	14.26	11.22
FeOt	26.51	27.15	24.54	25.92	13.64	12.94	22.27	22.54	21.27	15.60	13.91
MnO	0.53	0.32	0.35	0.51	0.39	0.41	0.43	0.67	0.58	0.11	0.17
MgO	15.93	16.00	13.71	16.14	23.27	24.27	19.29	18.83	18.86	18.48	24.43
CaO	0.20	0.13	0.18	0.19	0.80	0.91	0.29	0.20	0.27	0.87	0.56
Na2O	0.19	0.00	1.74	0.14	0.14	0.20	0.00	0.05	0.06	0.07	0.08
K2O	0.04	0.00	0.05	0.05	0.12	0.08	0.02	0.11	0.14	0.75	0.15
TiO2	0.00	0.16	0.00	0.00	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
Cr2O3	0.00	0.08	0.00	0.00	0.08	0.04	0.00	0.00	0.07	0.00	0.04
Total	89.43	90.30	92.40	90.15	88.23	89.50	88.41	88.74	86.74	88.55	86.62
Si	5.991	5.994	6.697	6.064	7.261	7.308	6.263	6.414	6.419	7.460	7.161
Al4	2.009	2.006	1.303	1.936	0.739	0.692	1.737	1.586	1.581	0.540	0.839
Al6	2.195	2.188	2.789	2.297	2.066	2.058	2.016	2.016	2.019	2.722	1.788
Fet	4.603	4.667	4.027	4.435	2.214	2.061	3.815	3.852	3.703	2.534	2.310
Mn	0.093	0.056	0.058	0.088	0.064	0.067	0.075	0.115	0.102	0.017	0.028
Mg	4.929	4.902	4.009	4.923	6.731	6.888	5.891	5.734	5.851	5.349	7.233
Ca	0.044	0.028	0.038	0.042	0.167	0.186	0.063	0.043	0.060	0.180	0.119
Na	0.076	0.000	0.661	0.056	0.051	0.075	0.000	0.020	0.022	0.028	0.030
K	0.011	0.000	0.012	0.013	0.029	0.019	0.004	0.029	0.037	0.186	0.037
Ti	0.000	0.024	0.000	0.000	0.018	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003
Cr	0.000	0.013	0.000	0.000	0.012	0.006	0.000	0.000	0.011	0.000	0.005
Total	19.951	19.878	19.594	19.854	19.352	19.361	19.863	19.810	19.805	19.016	19.554
XFe	0.48	0.49	0.50	0.47	0.25	0.23	0.39	0.40	0.39	0.32	0.24
T°C	262	261	148	250	57	49	218	193	193	25	73
Xc	0.91	0.92	0.53	0.87	0.54	0.53	0.88	0.84	0.83	0.32	0.66
Cat. interf.	0.13	0.03	0.71	0.11	0.25	0.28	0.07	0.09	0.12	0.39	0.19
Cat. non inte	19.82	19.81	18.88	19.74	19.08	19.07	19.80	19.72	19.68	18.62	19.36

Tableau A.III.11. : Analyses microsonde des phyllosilicates mafiques des coulées de basalte andésitique de la Formation Río Grande. Formule structurale calculée sur la base de 28 oxygènes.

Ech. Type Coup	MI78 CEL 134	MI78 CEL 137	MI78 CEL 139	RG14 CELa 23	RG14 CELa1 27	RG14 CELa1 29	RG14 CELol 17	RG14 CELol 19	RG14 CELpy 7	RG14 CELpy 6	RG16 CELt 224	RG16 CELt 227	RG16 CELt 229	RG16 CELt 230
SiO2	53.68	54.54	55.15	50.19	52.49	53.87	49.14	54.74	49.15	51.11	53.85	55.48	54.32	53.87
Al2O3	18.72	17.74	11.25	8.88	9.14	9.47	9.04	7.77	10.06	8.55	10.47	12.09	11.07	10.88
FeOt	8.01	8.54	13.04	16.97	15.75	15.17	14.71	15.79	15.15	15.51	9.25	8.21	8.68	9.28
MnO	0.06	0.03	0.18	0.19	0.05	0.06	0.01	0.11	0.22	0.15	0.06	0.04	0.08	0.04
MgO	4.22	4.06	4.93	9.44	8.99	8.06	13.86	8.40	11.47	11.62	6.16	6.06	5.89	6.20
CaO	0.11	0.05	0.05	0.14	0.11	0.34	0.26	0.28	0.37	0.48	0.03	0.05	0.06	0.06
Na2O	0.03	0.00	0.00	0.02	0.04	0.05	0.03	0.05	0.00	0.00	0.02	0.07	0.10	0.00
K2O	8.25	8.48	9.01	6.86	8.27	8.18	5.64	8.72	6.64	6.69	9.78	9.97	9.66	10.10
TiO2	0.07	0.14	0.25	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.10	0.11	0.06	0.06
Cr2O3	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.04	0.03	0.10	0.00	0.07	0.00
Total	93.22	93.60	93.87	92.69	94.85	95.22	92.70	95.90	93.14	94.12	89.82	92.07	89.98	90.49
Si	3.712	3.765	3.919	3.704	3.769	3.826	3.576	3.885	3.586	3.685	3.956	3.940	3.962	3.934
Al	1.525	1.443	0.942	0.773	0.774	0.793	0.776	0.650	0.865	0.726	0.906	1.011	0.951	0.937
Fe	0.463	0.493	0.775	1.047	0.946	0.901	0.895	0.937	0.924	0.935	0.568	0.487	0.529	0.567
Mn	0.003	0.002	0.011	0.012	0.003	0.004	0.001	0.006	0.014	0.009	0.003	0.002	0.005	0.002
Mg	0.435	0.418	0.522	1.039	0.962	0.854	1.504	0.888	1.247	1.249	0.675	0.642	0.641	0.675
Ca	0.008	0.004	0.004	0.011	0.009	0.026	0.020	0.022	0.029	0.037	0.003	0.004	0.004	0.005
Na	0.004	0.000	0.000	0.003	0.005	0.007	0.004	0.007	0.000	0.000	0.002	0.010	0.014	0.000
K	0.728	0.747	0.817	0.646	0.758	0.741	0.524	0.790	0.618	0.615	0.916	0.903	0.899	0.941
Ti	0.004	0.007	0.013	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.006	0.006	0.003	0.004
Cr	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.002	0.001	0.006	0.000	0.004	0.000
Total	6.886	6.880	7.004	7.234	7.225	7.152	7.300	7.187	7.288	7.258	7.041	7.006	7.013	7.064

Ech. Type Coup	RG16 CELt 231	RG16 CELt 232	RG16 CELt 233	RG16 CELt 234	RG16 CELt 235	RG16 CELt 236	RG16 CELt 237	RG16 CELt 238	RG16 CELt 239	RG16 CELt 240	RG18 CELol 145	RG18 CELol 110	RG18 CELol 122	RG18 CELol 121
SiO2	52.76	56.60	53.67	54.67	56.29	54.96	54.36	54.42	57.17	55.25	53.44	54.38	55.18	55.77
Al2O3	11.39	12.10	11.52	11.81	11.83	12.09	11.68	11.60	12.42	11.95	9.25	10.83	9.12	9.64
FeOt	8.33	8.20	7.58	7.85	8.45	8.86	8.31	9.06	7.74	7.86	14.46	14.23	15.05	14.71
MnO	0.04	0.02	0.04	0.08	0.04	0.05	0.08	0.07	0.05	0.05	0.13	0.22	0.07	0.03
MgO	6.19	6.10	6.07	6.25	6.33	5.54	6.11	6.51	6.27	6.10	5.85	5.44	6.67	5.89
CaO	0.05	0.02	0.03	0.06	0.03	0.03	0.03	0.01	0.02	0.04	0.19	0.25	0.25	0.15
Na2O	0.00	0.00	0.03	0.04	0.01	0.02	0.15	0.00	0.01	0.03	0.27	0.08	0.01	0.00
K2O	10.12	9.95	9.65	9.91	9.99	9.91	9.80	9.87	10.13	10.02	9.38	8.41	9.62	9.97
TiO2	0.13	0.09	0.12	0.05	0.06	0.12	0.08	0.12	0.11	0.09	0.07	0.00	0.01	0.00
Cr2O3	0.00	0.02	0.18	0.00	0.15	0.03	0.13	0.09	0.00	0.11	0.13	0.04	0.04	0.00
Total	88.99	93.11	88.89	90.71	93.18	91.60	90.74	91.74	93.92	91.50	93.18	93.89	96.02	96.15
Si	3.906	3.963	3.943	3.939	3.951	3.936	3.929	3.905	3.960	3.945	3.896	3.888	3.902	3.927
Al	0.994	0.998	0.997	1.003	0.978	1.021	0.995	0.981	1.013	1.006	0.795	0.913	0.760	0.800
Fe	0.516	0.480	0.465	0.473	0.496	0.531	0.502	0.544	0.449	0.469	0.882	0.851	0.890	0.866
Mn	0.003	0.001	0.003	0.005	0.003	0.003	0.005	0.004	0.003	0.003	0.008	0.013	0.004	0.002
Mg	0.683	0.637	0.665	0.672	0.663	0.591	0.658	0.696	0.648	0.650	0.636	0.580	0.703	0.618
Ca	0.004	0.002	0.002	0.004	0.002	0.002	0.003	0.001	0.001	0.003	0.015	0.019	0.019	0.011
Na	0.000	0.000	0.004	0.005	0.001	0.002	0.021	0.000	0.001	0.004	0.038	0.010	0.001	0.000
K	0.955	0.889	0.904	0.911	0.894	0.905	0.903	0.903	0.895	0.913	0.873	0.767	0.868	0.896
Ti	0.007	0.005	0.006	0.003	0.003	0.006	0.004	0.007	0.006	0.005	0.004	0.000	0.001	0.000
Cr	0.000	0.001	0.011	0.000	0.008	0.002	0.008	0.005	0.000	0.006	0.008	0.002	0.002	0.000
Total	7.068	6.976	7.001	7.014	7.000	7.000	7.028	7.046	6.975	7.003	7.154	7.043	7.151	7.121

Tableau A.III.15. : Analyses microsonde des céladonites des Formations Santiago (MI) et Río Grande (RG).
(CELa = remplissage d'amygdales ; CELol = remplacement d'olivine ; CELpy = remplacement de pyroxène ; CELt = taches dans la mésostase). Formule structurale calculée sur la base de 11 oxygènes.

Annexes III : Minéralogie secondaire

Micas blancs

Ech.	MI35	MI35	MI53	MI49	MI49	MI49	MI49	MI105	MI105	MI143	MI143
Type	MIBL	MIBLpl	MIBLpl	MIBLpl	MIBLpl						
Coup	2	3	61	122	138	139	143	102	119	209	210
SiO2	51.17	45.92	47.54	51.79	53.21	52.01	51.02	46.04	48.74	45.43	44.97
Al2O3	28.98	30.60	31.34	31.61	30.96	30.33	30.52	26.10	29.01	29.25	28.59
FeOt	2.22	2.67	2.70	0.72	0.72	0.75	0.68	5.45	4.28	4.05	4.69
MnO	0.00	0.06	0.08	2.41	2.48	2.62	2.64	0.09	0.06	0.10	0.19
MgO	3.21	2.20	0.28	0.10	0.03	0.09	0.08	3.11	1.21	4.41	5.21
CaO	0.23	0.19	0.35	0.10	0.21	0.12	0.12	0.11	0.09	0.01	0.00
Na2O	1.33	0.20	0.48	0.04	0.20	0.02	0.00	0.07	0.05	0.30	0.34
K2O	7.04	8.64	9.78	9.14	8.84	8.55	8.90	9.85	10.36	10.16	10.40
TiO2	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.05	0.08	0.04	0.12
Cr2O3	0.02	0.03	0.06	0.05	0.01	0.05	0.05	0.27	0.05	0.00	0.00
Total	94.21	90.50	92.61	95.97	96.67	94.55	94.00	91.12	93.92	93.75	94.51
Si	6.77	6.42	6.52	6.77	6.89	6.88	6.81	6.56	6.65	6.27	6.20
Al4	1.23	1.58	1.48	1.23	1.11	1.12	1.19	1.44	1.35	1.73	1.80
Al6	3.29	3.46	3.59	3.64	3.61	3.61	3.61	2.95	3.32	3.02	2.85
Fet	0.25	0.31	0.31	0.08	0.08	0.08	0.08	0.65	0.49	0.47	0.54
Mn	0.00	0.01	0.01	0.27	0.27	0.29	0.30	0.01	0.01	0.01	0.02
Mg	0.63	0.46	0.06	0.02	0.00	0.02	0.02	0.66	0.25	0.91	1.07
Ca	0.03	0.03	0.05	0.01	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00
Na	0.34	0.05	0.13	0.01	0.05	0.01	0.00	0.02	0.01	0.08	0.09
K	1.19	1.54	1.71	1.52	1.46	1.44	1.52	1.79	1.80	1.79	1.83
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01
Cr	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00
Total	18.25	18.90	18.93	18.43	18.23	18.21	18.34	18.51	18.58	19.04	19.07
XMg	0.72	0.59	0.16	0.20	0.06	0.18	0.17	0.50	0.33	0.66	0.66

Ech.	MI211	MI233	MI233	OY3	CHA71	CHA71	CHA71	CHA125	CHA115	CHA115	CHA126
Type	MIBLpl	MIBLpl	MIBLpl	MBamp	MIBLpl						
Coup	65	135	152	216	89	45	49	127	136	169	84
SiO2	54.83	49.33	63.01	48.66	59.49	52.99	47.07	57.66	57.82	52.58	48.84
Al2O3	30.62	31.95	18.63	33.72	22.59	28.54	30.68	15.51	19.42	30.26	34.57
FeOt	1.24	2.68	0.11	0.75	0.58	1.60	3.07	9.00	0.08	1.23	1.02
MnO	0.22	0.19	0.00	0.00	0.00	0.22	0.36	0.00	0.00	0.00	0.26
MgO	0.46	0.79	0.00	0.70	0.19	1.09	2.73	2.65	0.00	0.42	0.43
CaO	0.61	0.12	0.06	0.14	0.29	0.55	0.04	1.63	0.00	1.05	0.10
Na2O	2.08	0.16	0.54	0.09	2.52	0.79	0.05	0.27	0.32	1.98	0.04
K2O	8.57	11.00	15.56	10.46	11.26	12.11	11.32	10.53	14.76	9.06	10.86
TiO2	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	98.63	96.20	97.90	94.51	96.92	97.90	95.37	97.26	92.39	96.57	96.13
Si	6.94	6.54	8.18	6.47	7.72	6.91	6.36	7.79	7.96	6.84	6.41
Al4	1.06	1.46	0.00	1.53	0.28	1.09	1.64	0.21	0.04	1.16	1.59
Al6	3.51	3.53	2.85	3.75	3.17	3.30	3.25	2.25	3.11	3.48	3.76
Fet	0.13	0.30	0.01	0.08	0.06	0.17	0.35	1.02	0.01	0.13	0.11
Mn	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.04	0.00	0.00	0.00	0.03
Mg	0.09	0.16	0.00	0.14	0.04	0.21	0.55	0.53	0.00	0.08	0.08
Ca	0.08	0.02	0.01	0.02	0.04	0.08	0.01	0.24	0.00	0.15	0.01
Na	0.51	0.04	0.13	0.02	0.63	0.20	0.01	0.07	0.09	0.50	0.01
K	1.38	1.86	2.58	1.77	1.86	2.01	1.95	1.81	2.59	1.50	1.82
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	18.29	18.91	16.60	19.07	17.26	18.39	19.06	16.39	16.95	18.48	19.18
XMg	0.40	0.34	0.00	0.62	0.37	0.55	0.61	0.34	0.00	0.38	0.43

Tableau A.III.16. : Analyses microsonde des micas blancs des différentes formations. (MI35, 53 et 49 = Formation Santiago ; MI105 et 143 = Misahualli du Nord ; MI211 et 233 = Misahualli du Sud ; OY = Colán ; CHA = Chala). Formule structurale calculée sur la base de 11 oxygènes.

Laves Hab. Assoc.	COULEE					
	Remplacement de plagioclase					
	OY11	OY11	OY11	OY11	OY11	OY11
Type	PMP	PMP	PMP	PMP	PMP	PMP
N° An	42	52	49	78	47	74
SiO2	36.82	36.87	36.91	37.01	37.21	37.08
Al2O3	22.72	22.64	22.67	22.48	22.31	22.32
Fe2O3	8.84	8.44	8.73	8.33	8.93	9.5081
MnO	0.27	0.33	0.36	0.39	0.33	0.36
MgO	1.93	2.13	2.09	2.12	2.18	2.16
CaO	22.91	22.60	22.44	22.23	22.72	22.34
Na2O	0.03	0.01	0.01	0.04	0.04	0.17
K2O	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
TiO2	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.05
Cr2O3	0.01	0.00	0.02	0.03	0.05	0.00
Total	93.55	93.04	93.25	92.66	93.79	93.977
Si	5.95	5.98	5.98	6.02	6.00	5.98
Alz	0.05	0.02	0.02	0.00	0.00	0.02
Sz	6.00	6.00	6.00	6.02	6.00	6.00
Aly	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	3.99
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Fey	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sy	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Fex	1.08	1.03	1.06	1.02	1.08	1.15
Mg	0.46	0.51	0.50	0.51	0.52	0.52
Alx	0.29	0.31	0.31	0.31	0.24	0.22
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Mnx	0.04	0.05	0.05	0.05	0.04	0.05
Sx	1.86	1.91	1.93	1.91	1.90	1.94
Ca	3.97	3.93	3.89	3.87	3.93	3.86
Na	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.05
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mnw	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sw	3.98	3.93	3.90	3.89	3.94	3.91
Total	15.85	15.84	15.83	15.82	15.84	15.85
XFe3+	19.90	19.22	19.74	19.13	20.35	21.39
Al	73.76	73.70	73.39	73.74	72.52	71.72
Fe	18.32	17.54	18.05	17.45	18.53	19.51
Mg	7.92	8.77	8.56	8.81	8.95	8.76

Laves Hab. Assoc.	COULEE															
	Remplacement de plagioclase															
	RG22	RG22	RG22	RG22	RG22	RG22	RG22	RG22	RG22	RG22	RG22	RG22	RG22	RG22	RG22	RG22
Type	PMP	PMP	PMP	PMP	PMP	PMP	PMP	PMP	PMP	PMP	PMP	PMP	PMP	PMP	PMP	PMP
N° An	188	200	175	179	187	192	193	195	198	201	202	205	210	211	234	266
SiO2	38.48	37.45	36.14	36.19	35.89	38.65	37.92	37.09	37.56	36.69	36.63	37.21	36.72	35.63	38.13	34.96
Al2O3	19.38	19.52	16.42	18.02	19.14	19.04	19.51	18.08	20.77	20.29	18.53	17.55	16.63	17.85	17.96	17.38
Fe2O3	12.85	10.95	15.78	13.33	11.36	12.83	11.76	12.45	9.66	10.73	11.32	15.93	15.63	13.07	11.70	13.72
MnO	0.00	0.10	0.16	0.14	0.06	0.00	0.13	0.00	0.14	0.10	0.22	0.06	0.13	0.18	0.03	0.03
MgO	2.31	2.33	2.13	2.19	2.12	2.16	2.72	2.30	2.62	2.55	2.09	2.27	1.85	1.97	2.72	2.15
CaO	19.22	19.05	21.67	21.53	21.12	19.61	20.51	19.41	21.89	21.90	21.23	20.88	20.58	21.05	19.12	20.76
Na2O	0.09	0.07	0.05	0.06	0.06	0.09	0.04	0.13	0.05	0.03	0.17	0.05	0.43	0.18	0.02	0.07
K2O	0.30	0.34	0.01	0.00	0.00	0.29	0.33	0.52	0.03	0.04	0.48	0.18	0.00	0.22	0.39	0.00
TiO2	0.00	0.00	0.02	0.04	0.01	0.03	0.09	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.25	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	92.62	89.80	92.40	91.49	89.75	92.69	93.24	90.02	92.71	92.33	90.68	94.12	92.01	90.15	90.07	89.05
Si	6.28	6.28	6.08	6.08	6.09	6.31	6.18	6.27	6.12	6.04	6.18	6.10	6.17	6.08	6.40	6.05
Alz	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sz	6.28	6.28	6.08	6.08	6.09	6.31	6.18	6.27	6.12	6.04	6.18	6.10	6.17	6.08	6.40	6.05
Aly	3.73	3.86	3.25	3.57	3.83	3.66	3.74	3.60	3.99	3.94	3.68	3.39	3.29	3.59	3.55	3.54
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fey	0.27	0.14	0.74	0.43	0.17	0.33	0.24	0.39	0.01	0.06	0.32	0.61	0.70	0.41	0.45	0.46
Sy	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Fex	1.31	1.24	1.25	1.26	1.28	1.25	1.20	1.19	1.18	1.27	1.12	1.36	1.27	1.27	1.03	1.33
Mg	0.56	0.58	0.53	0.55	0.54	0.53	0.66	0.58	0.64	0.63	0.53	0.55	0.46	0.50	0.68	0.55
Alx	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mnx	0.00	0.01	0.02	0.02	0.01	0.00	0.02	0.00	0.02	0.01	0.03	0.01	0.02	0.03	0.00	0.00
Sx	1.87	1.84	1.81	1.82	1.82	1.77	1.91	1.77	1.83	1.91	1.68	1.92	1.75	1.80	1.71	1.89
Ca	3.36	3.42	3.90	3.88	3.84	3.43	3.58	3.52	3.82	3.86	3.84	3.67	3.70	3.85	3.44	3.85
Na	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.01	0.04	0.01	0.01	0.06	0.01	0.14	0.06	0.01	0.02
K	0.06	0.07	0.00	0.00	0.00	0.06	0.07	0.11	0.01	0.01	0.10	0.04	0.00	0.05	0.08	0.00
Mnw	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sw	3.45	3.52	3.92	3.89	3.86	3.52	3.66	3.67	3.85	3.88	3.99	3.72	3.84	3.96	3.53	3.87
Total	15.61	15.64	15.81	15.80	15.78	15.61	15.74	15.71	15.80	15.83	15.84	15.74	15.76	15.84	15.64	15.80
XFe3+	29.75	26.38	38.03	32.09	27.49	30.09	27.79	30.54	22.89	25.24	28.07	36.69	37.50	31.87	29.39	33.51
Al	63.52	66.26	56.25	61.50	65.83	63.54	64.06	62.48	68.66	66.82	65.23	57.38	57.45	62.21	62.20	60.24
Fe	26.90	23.74	34.51	29.05	24.96	27.35	24.66	27.47	20.38	22.56	25.45	33.25	34.46	29.10	25.89	30.36
Mg	9.59	10.00	9.23	9.45	9.22	9.11	11.28	10.05	10.95	10.62	9.32	9.36	8.09	8.69	11.91	9.40

Tableau A.III.21. : Analyses microsonde des pumpellyites des roches des Formations Colán (éch. OY) et Río Grande (éch. RG). Formule structurale calculée sur la base de 24,5 oxygènes et 16 cations.

Ech. Type Coup	MI35 SPH 14	MI35 SPH 49	MI35 SPH 57	MI35 SPH 59	MI35 SPH 64	MI35 SPH 67	MI35 SPH 91	MI46 SPH 125	MI46 SPH 143	MI47 SPH 22	MI47 SPH 23	MI47 SPH 32	MI49 SPH 120
SiO ₂	31.46	30.90	31.46	31.28	31.14	31.25	31.44	32.40	31.80	32.18	31.23	31.55	31.12
Al ₂ O ₃	3.37	4.32	3.64	4.34	3.38	3.71	3.51	3.02	3.00	4.89	4.79	4.96	7.84
Fe ₂ O ₃	2.41	2.03	2.54	2.19	2.45	2.17	2.53	2.42	2.31	2.32	2.53	1.94	0.15
MnO	0.04	0.01	0.02	0.01	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	2.33	2.18	2.08	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.08	0.11	0.00
CaO	28.13	28.07	28.41	28.67	28.09	27.90	27.51	28.61	28.58	25.41	25.05	25.42	29.37
Na ₂ O	0.00	0.41	0.35	0.05	0.00	0.07	0.09	0.00	0.04	0.41	0.03	0.23	0.00
K ₂ O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.03	0.00	0.09	0.07	0.01	0.00
TiO ₂	30.07	28.57	29.47	28.63	29.42	29.29	29.24	29.24	29.86	30.61	30.51	30.39	28.49
Cr ₂ O ₃	0.07	0.00	0.00	0.00	0.01	0.04	0.04	0.00	0.03	0.03	0.11	0.01	0.00
Total	95.55	94.30	95.90	95.17	94.59	94.46	94.37	95.72	95.60	98.38	96.57	96.70	96.97
Si	4.286	4.264	4.279	4.277	4.288	4.300	4.329	4.401	4.331	4.255	4.210	4.236	4.134
Al	0.541	0.702	0.583	0.700	0.548	0.602	0.570	0.483	0.481	0.762	0.761	0.784	1.227
Fe ³⁺	0.223	0.190	0.234	0.203	0.229	0.203	0.236	0.223	0.213	0.208	0.231	0.176	0.014
Mn	0.004	0.002	0.003	0.001	0.003	0.002	0.000	0.000	0.000	0.261	0.249	0.237	0.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.018	0.000	0.000	0.000	0.000	0.022	0.015	0.021	0.000
Ca	4.105	4.149	4.140	4.199	4.144	4.113	4.059	4.164	4.171	3.599	3.617	3.657	4.180
Na	0.000	0.110	0.093	0.013	0.000	0.019	0.023	0.000	0.011	0.105	0.008	0.060	0.000
K	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.003	0.004	0.000	0.015	0.012	0.002	0.000
Ti	3.081	2.964	3.014	2.943	3.046	3.031	3.027	2.987	3.058	3.043	3.092	3.069	2.846
Cr	0.007	0.000	0.000	0.000	0.001	0.004	0.004	0.000	0.003	0.003	0.012	0.001	0.000
Total	12.248	12.381	12.345	12.335	12.277	12.275	12.251	12.262	12.268	12.274	12.207	12.245	12.400

Ech. Type Coup	MI49 SPH 123	MI49 SPH 140	MI49 SPH 141	MI49 SPH 142	MI49 SPH 144	MI49 SPH 145	MI53 SPH 15	MI56 SPH 33	MI56 SPH 35	MI56 SPH 71	MI56 SPH 77	MI56 SPH 165	MI56 SPH 173
SiO ₂	30.95	31.01	30.78	30.93	30.95	30.73	32.40	30.70	31.40	30.60	30.65	30.29	31.92
Al ₂ O ₃	5.91	8.43	8.45	7.99	7.92	7.15	2.12	3.88	4.09	3.58	3.38	3.34	3.89
Fe ₂ O ₃	0.49	0.08	0.33	0.14	0.01	0.11	2.81	3.99	3.15	3.81	3.35	3.56	2.86
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.05	0.00	0.00	0.02	0.00	0.07
MgO	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	0.17	1.14	1.27	1.12	1.49	0.80	1.42	0.67
CaO	29.13	29.55	29.60	29.41	29.19	29.74	26.57	26.50	25.80	25.27	27.12	25.75	25.84
Na ₂ O	0.09	0.09	0.01	0.04	0.00	0.07	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.03	0.04
K ₂ O	0.02	0.02	0.01	0.07	0.00	0.01	0.01	0.00	0.04	0.02	0.00	0.01	0.02
TiO ₂	29.64	27.18	26.64	27.49	27.23	28.85	32.17	27.39	27.50	28.13	28.58	28.46	26.98
Cr ₂ O ₃	0.13	0.03	0.00	0.06	0.15	0.06	0.00	0.07	0.07	0.07	0.03	0.02	0.00
Total	96.36	96.39	95.84	96.13	95.43	96.89	97.30	93.85	93.19	92.97	93.93	92.86	92.28
Si	4.158	4.144	4.141	4.147	4.173	4.101	4.319	4.266	4.360	4.277	4.257	4.247	4.465
Al	0.935	1.328	1.339	1.263	1.259	1.125	0.334	0.635	0.670	0.590	0.554	0.552	0.641
Fe ³⁺	0.045	0.007	0.030	0.013	0.001	0.010	0.254	0.376	0.297	0.361	0.316	0.339	0.271
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.007	0.006	0.000	0.000	0.002	0.000	0.008
Mg	0.000	0.000	0.005	0.003	0.000	0.034	0.227	0.263	0.231	0.311	0.166	0.296	0.139
Ca	4.192	4.230	4.267	4.225	4.217	4.253	3.794	3.946	3.839	3.783	4.037	3.868	3.871
Na	0.023	0.023	0.002	0.011	0.000	0.017	0.000	0.003	0.002	0.000	0.000	0.007	0.011
K	0.003	0.003	0.001	0.011	0.000	0.002	0.002	0.001	0.008	0.003	0.000	0.002	0.003
Ti	2.994	2.731	2.695	2.772	2.761	2.895	3.225	2.862	2.872	2.957	2.986	3.000	2.838
Cr	0.014	0.003	0.000	0.006	0.016	0.006	0.000	0.007	0.008	0.008	0.003	0.002	0.000
Total	12.364	12.469	12.481	12.451	12.428	12.444	12.163	12.364	12.286	12.289	12.320	12.312	12.248

Tableau A.III.29. : Analyses microsonde des sphènes de la Formation Santiago. Formule structurale calculée sur la base de 20 oxygènes.

**SPECTRES DE DIFFRACTION AUX
RAYONS X EFFECTUES POUR LES
PHYLLOSILICATES MAFIQUES DES
DIFFERENTES FORMATIONS***

* Spectres effectués au Centre ORSTOM de Bondy avec l'aide de Martine Gérard. Conditions analytiques reportées dans l'annexe 1.

A.III-40

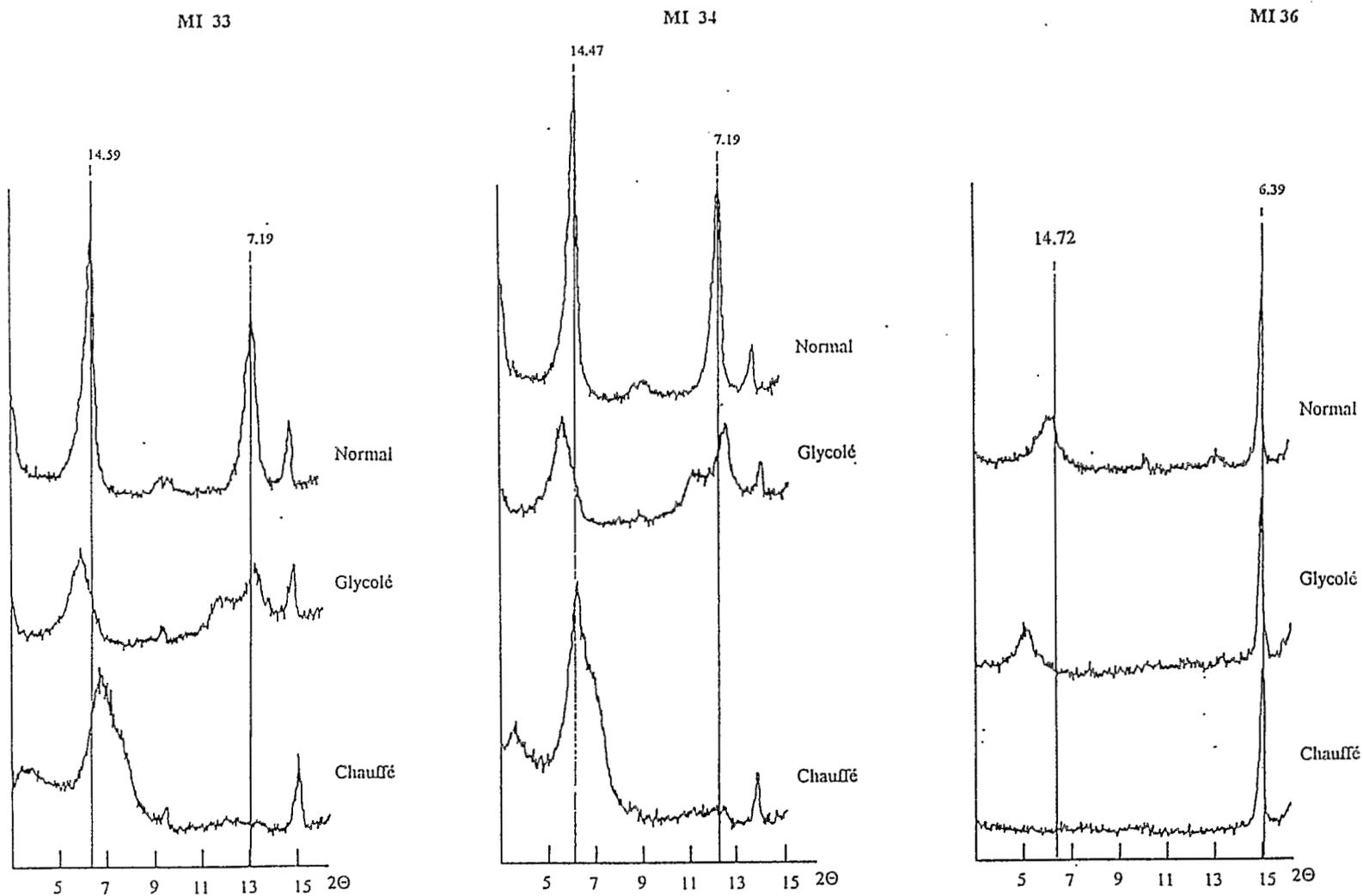


Fig. A.III.1 : Spectres de diffraction aux rayons X : Formation Santiago, pillow lavas.

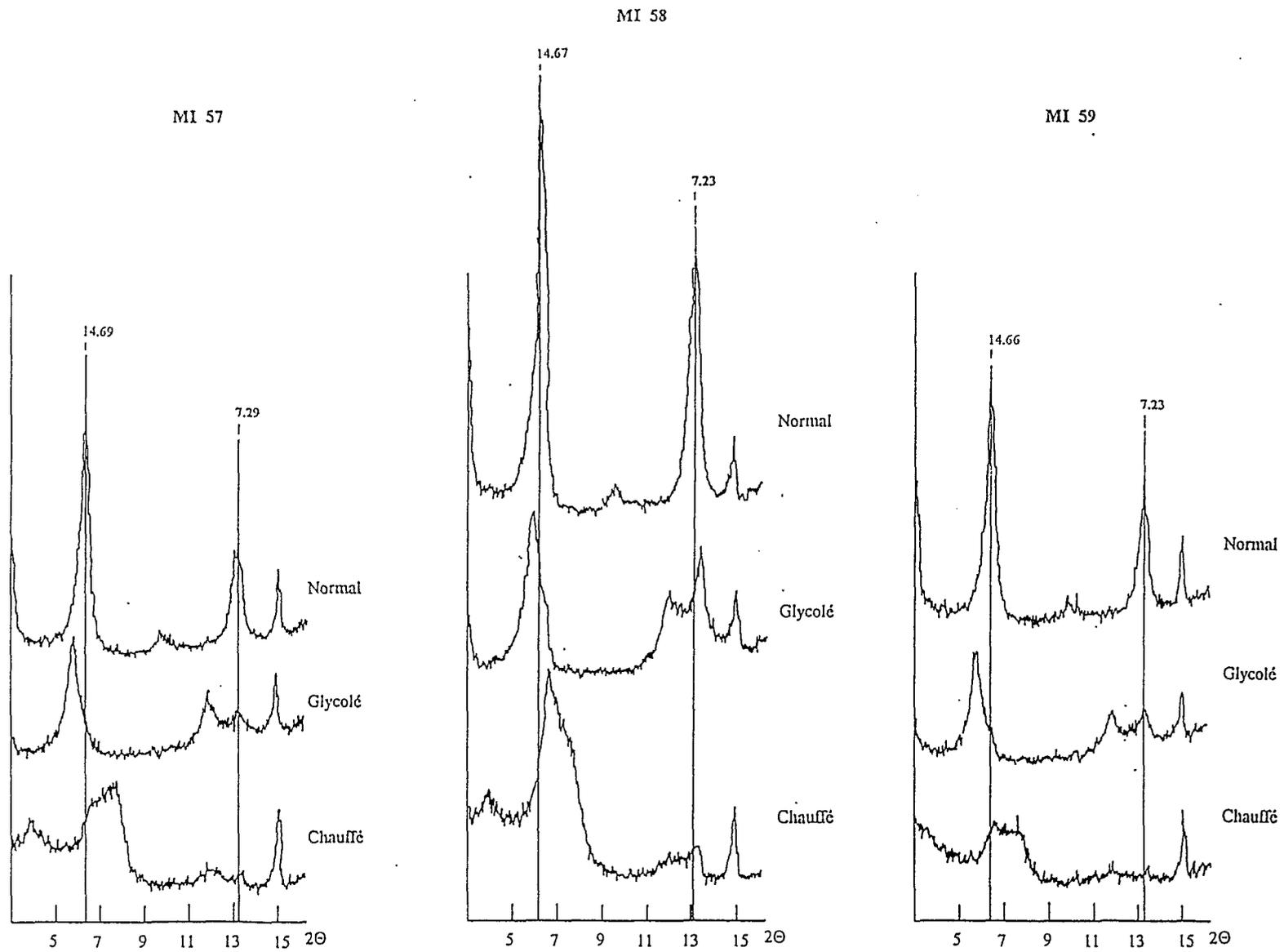


Fig. A.III.2 : Spectres de diffraction aux rayons X : Formation Santiago, pillow lavas.

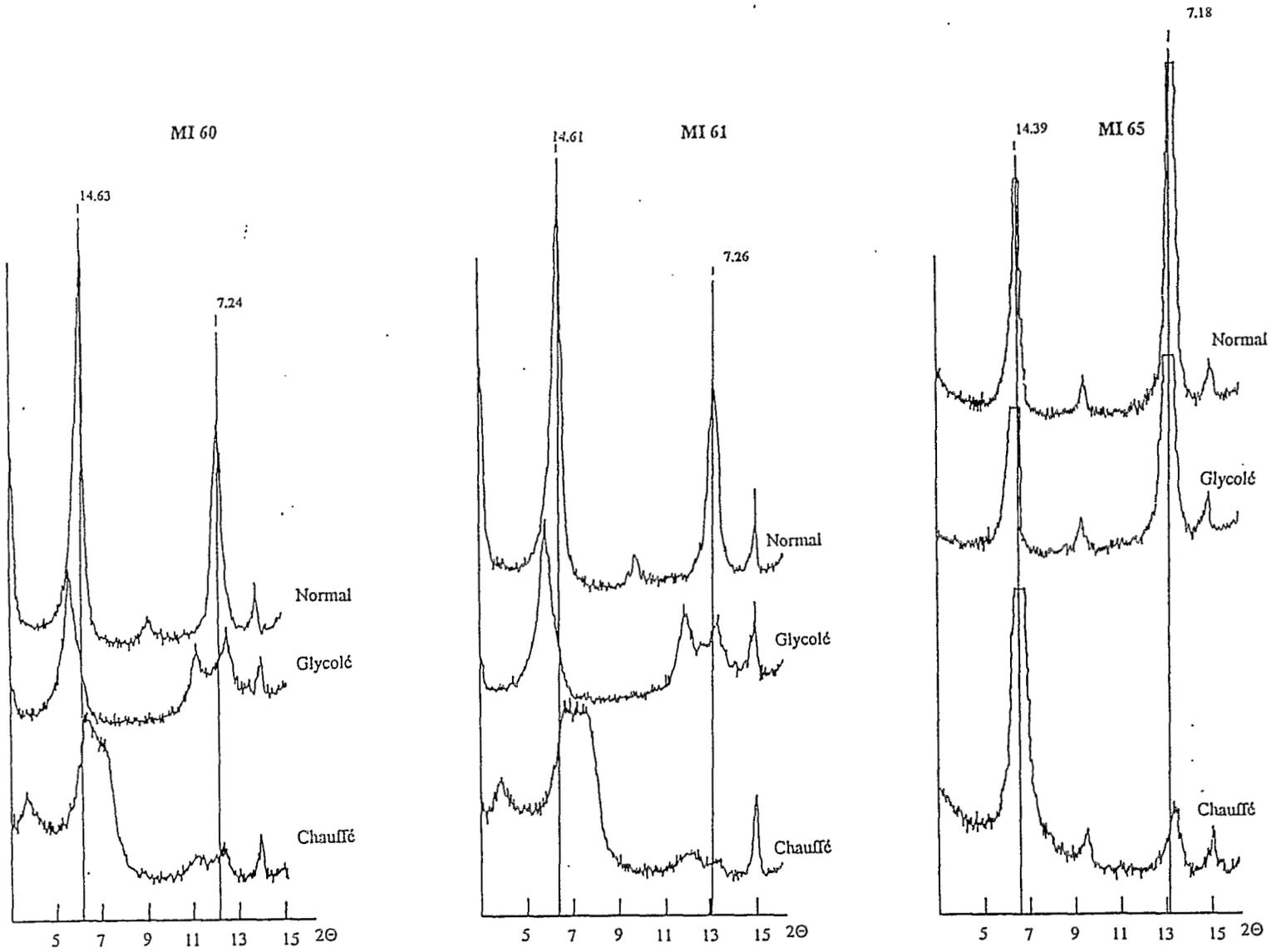


Fig. A.III.3 : Spectres de diffraction aux rayons X : Formation Santiago, pillow lavas (MI 60 et 61) et coulées massive (MI 65).

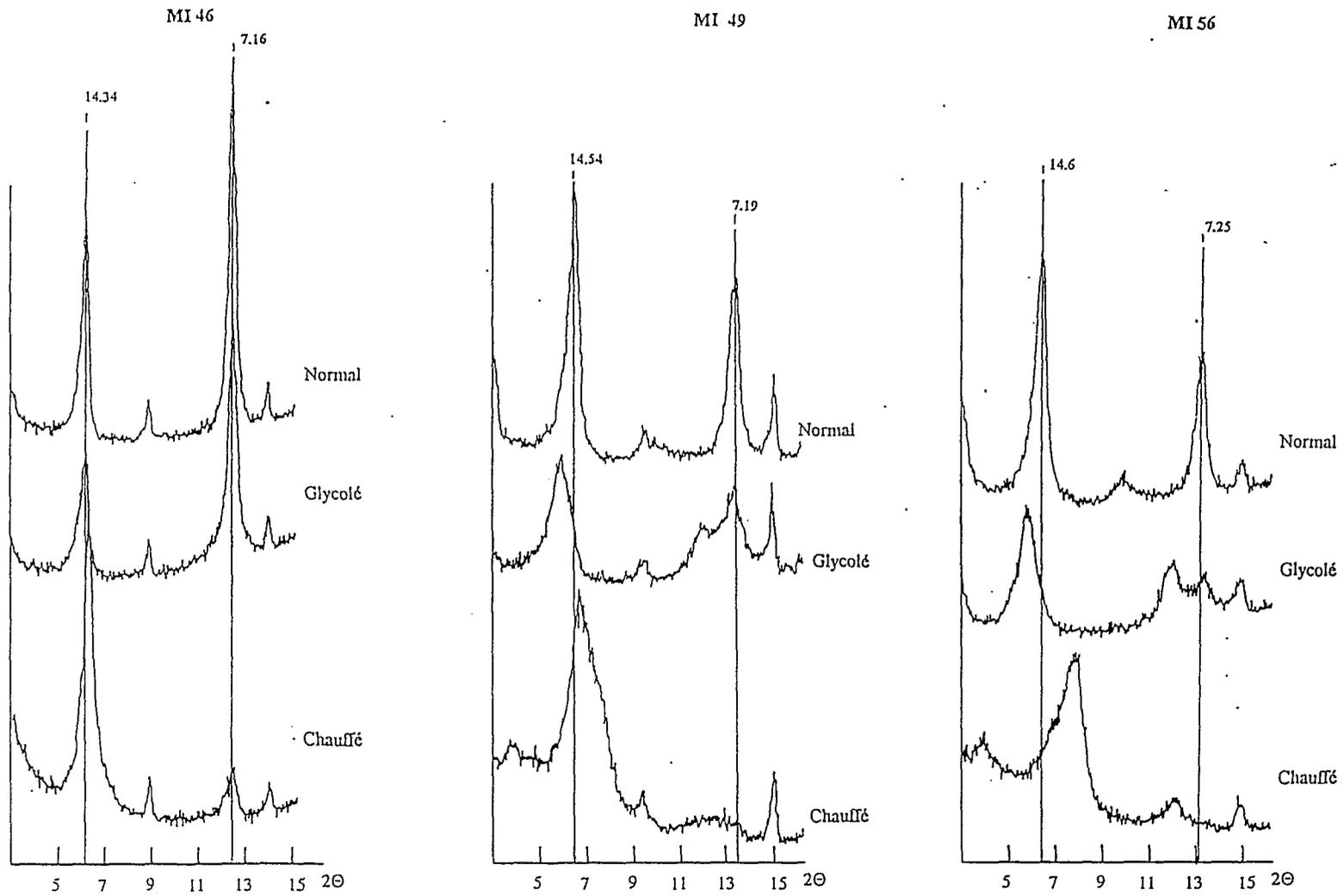


Fig. A.III.4 : Spectres de diffraction aux rayons X : Formation Santiago, coulées massives.

A.III.44

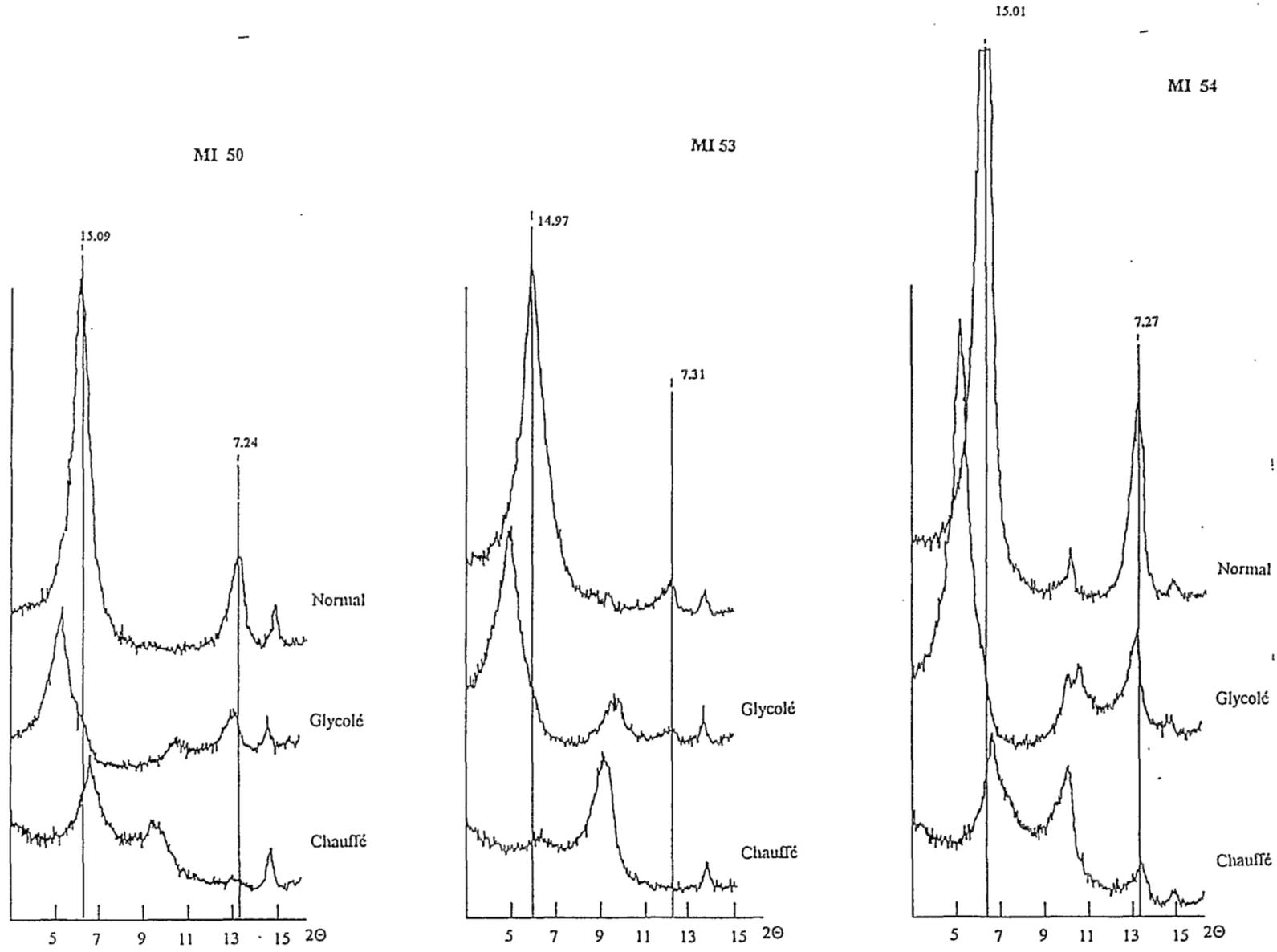


Fig. A.III.5 : Spectres de diffraction aux rayons X : Formation Santiago, coulées prismatiques.

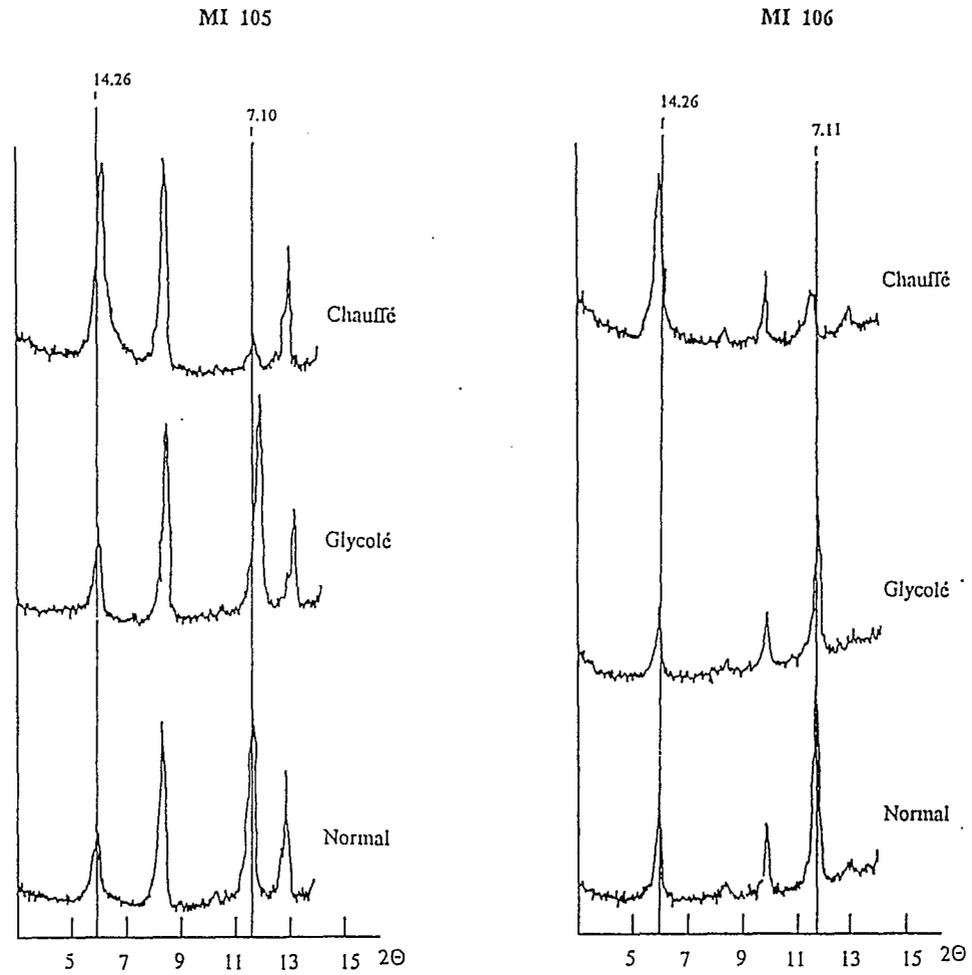


Fig. A.III.6 : Spectres de diffraction aux rayons X : Formation Misahualli du Nord, tufs.

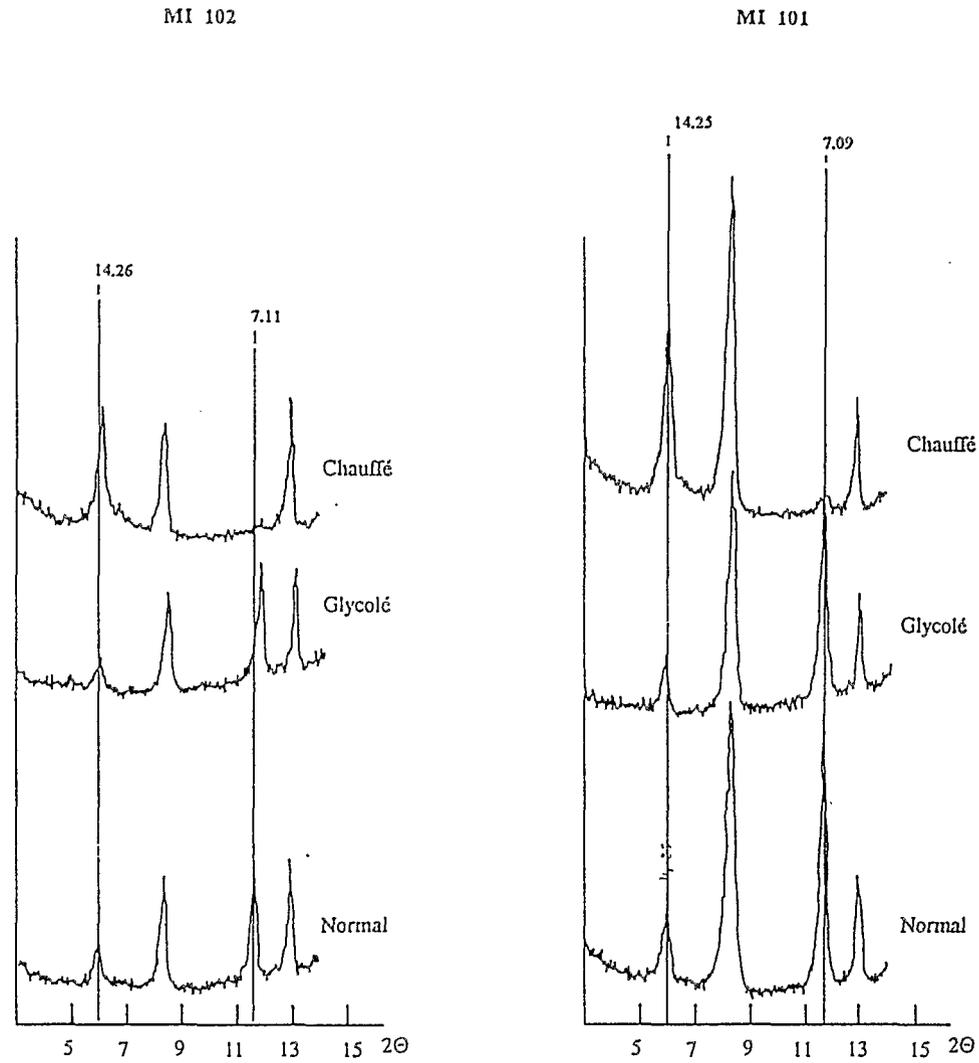


Fig. A.III.7 : Spectres de diffraction aux rayons X : Formation Misahualli du Nord, ignimbrites.

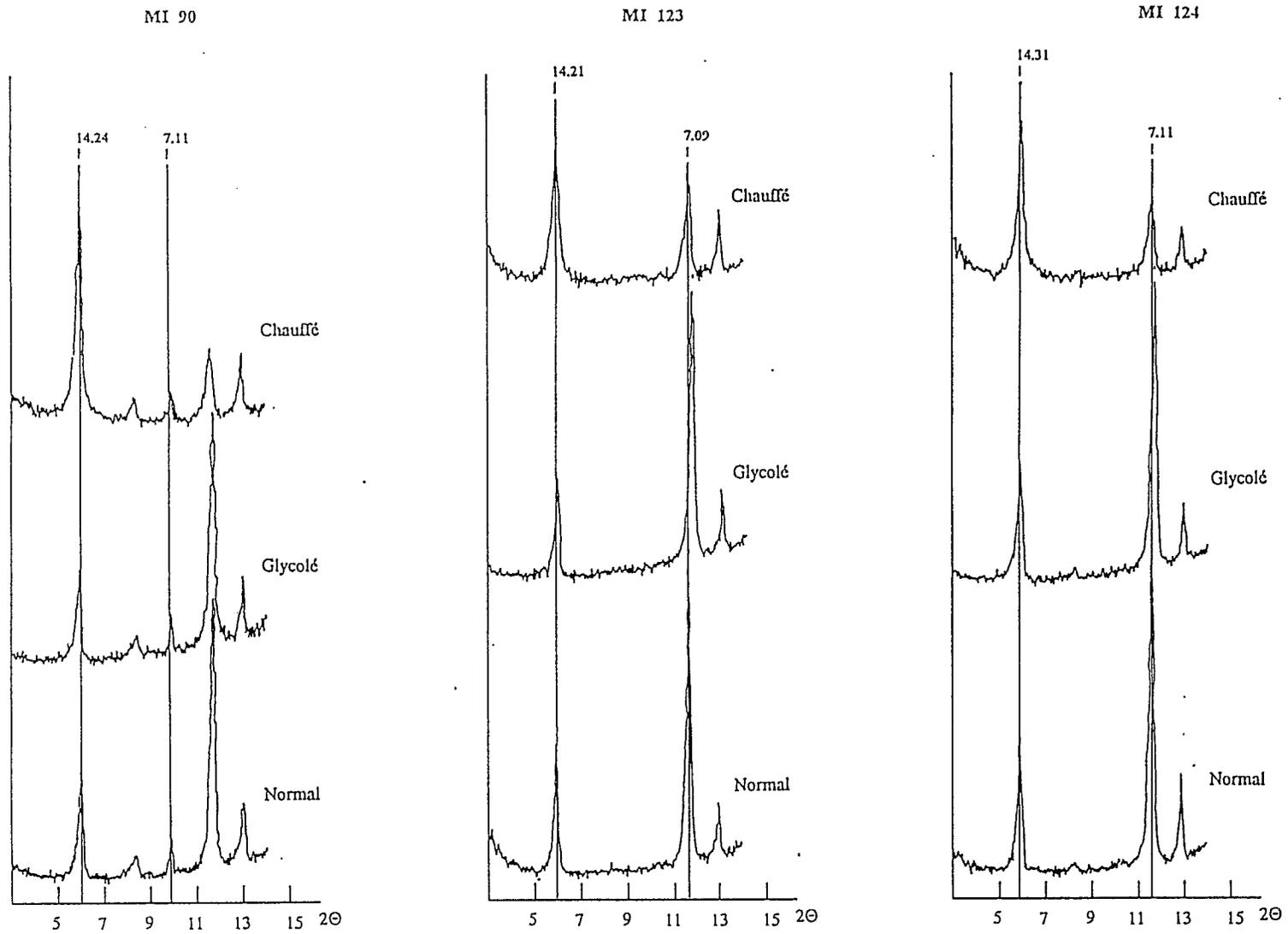


Fig. A.III.8 : Spectres de diffraction aux rayons X : Formation Misahualli du Nord, andésites (MI 90), daçites (MI 123 et MI 124).

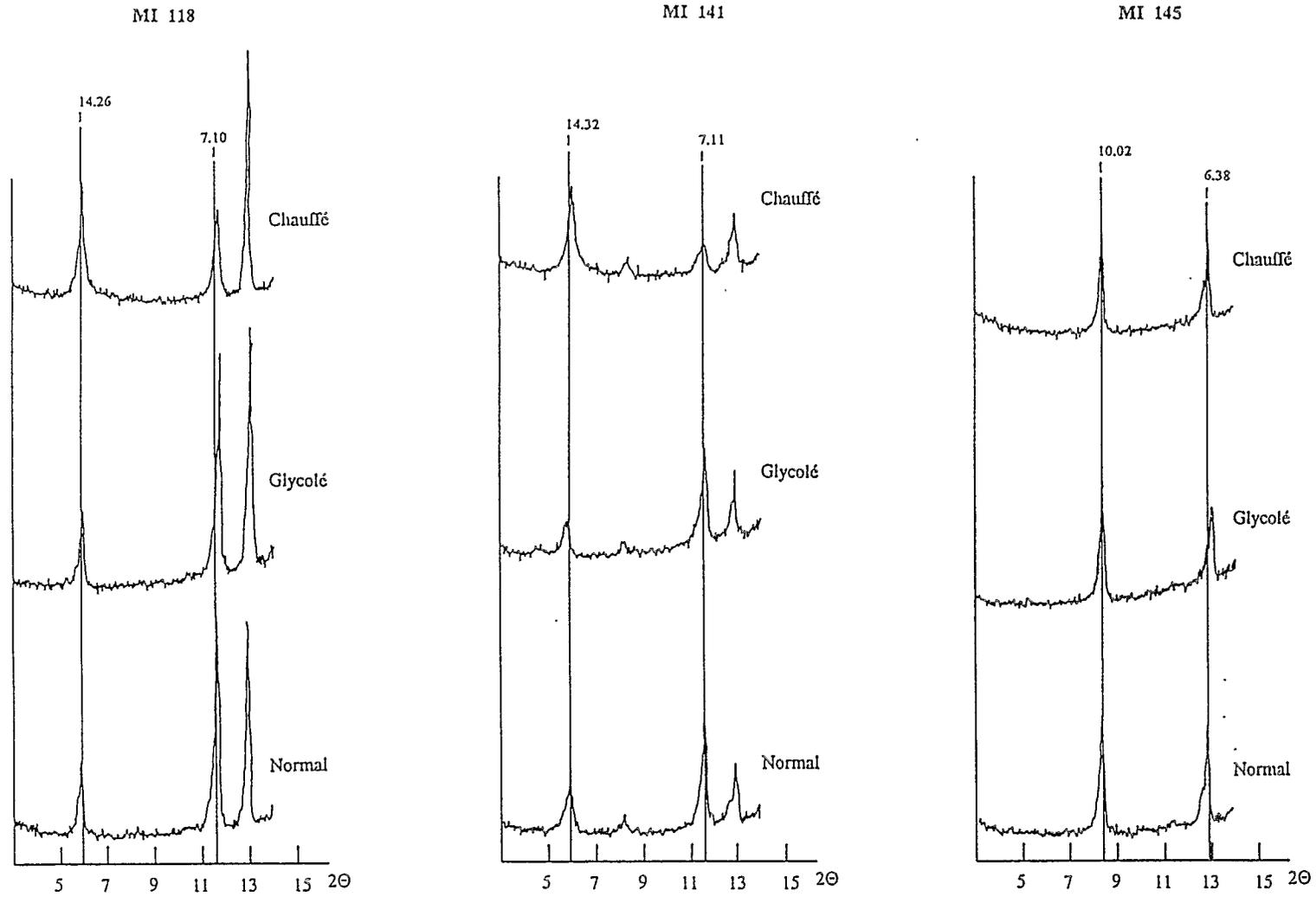


Fig. A.III.9 : Spectres de diffraction aux rayons X : Formation Misahualli du Nord, dacites (MI 118, MI 141) et rhyodacite (MI 145).

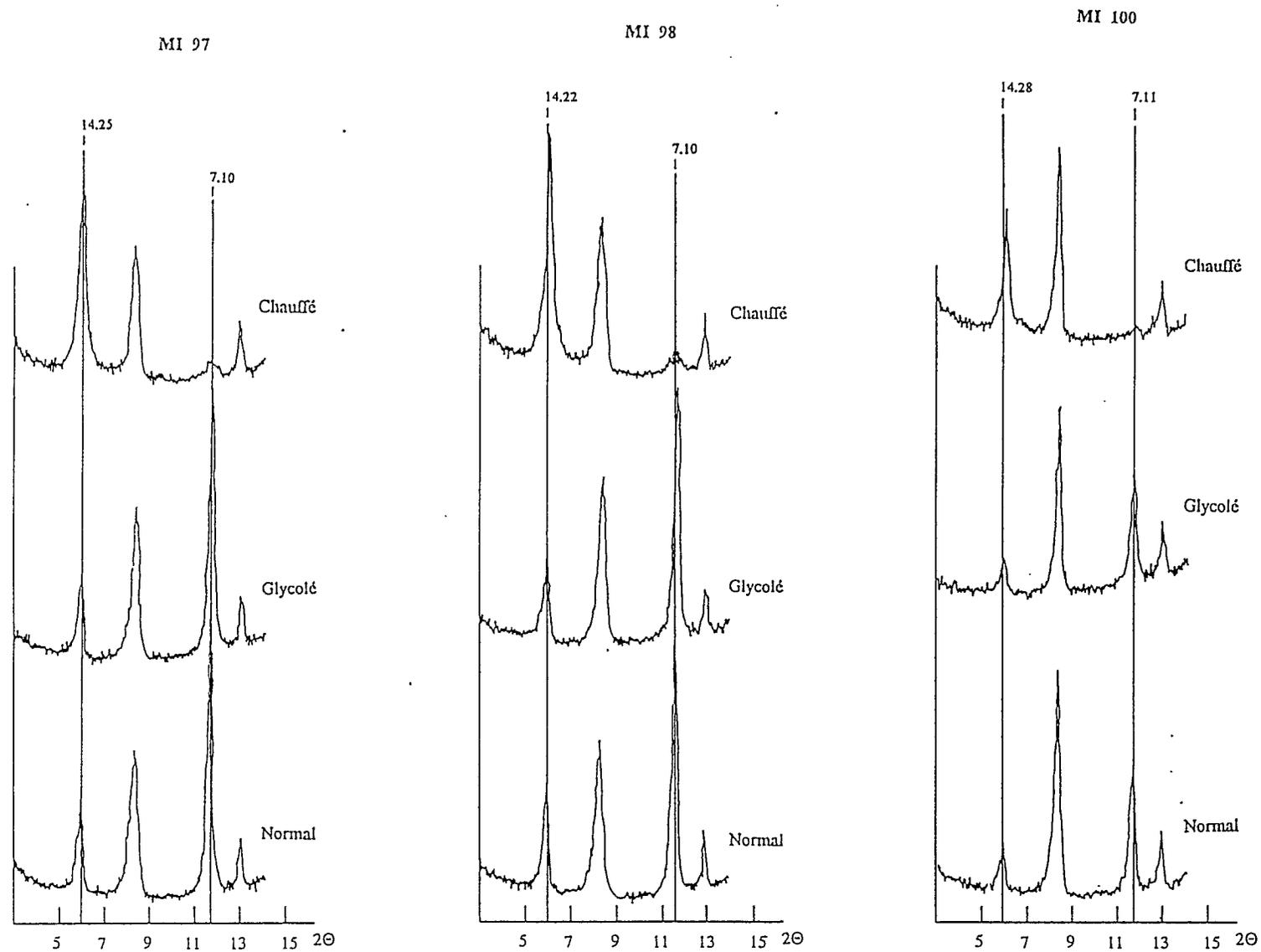


Fig. A.III.10 : Spectres de diffraction aux rayons X : Formation Misahualli du Nord, tufs (MI 97 et MI 98), ignimbrites dacitiques (MI 100).

A-III-50

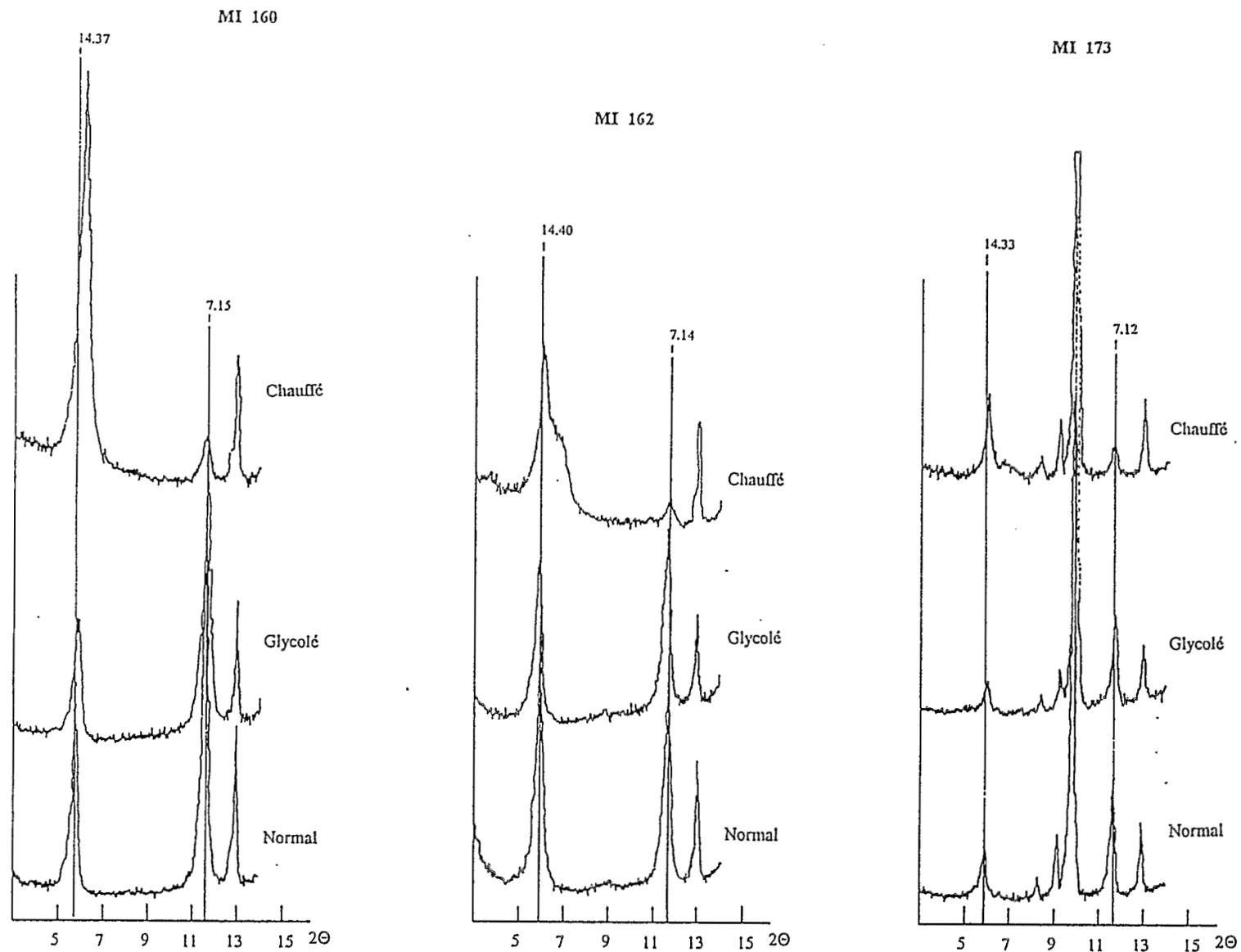


Fig. A.III.11 : Spectres de diffraction aux rayons X : Formation Misahualli du Sud, basaltes aphyriques (MI 160, MI 162), cornéenne (MI 173).

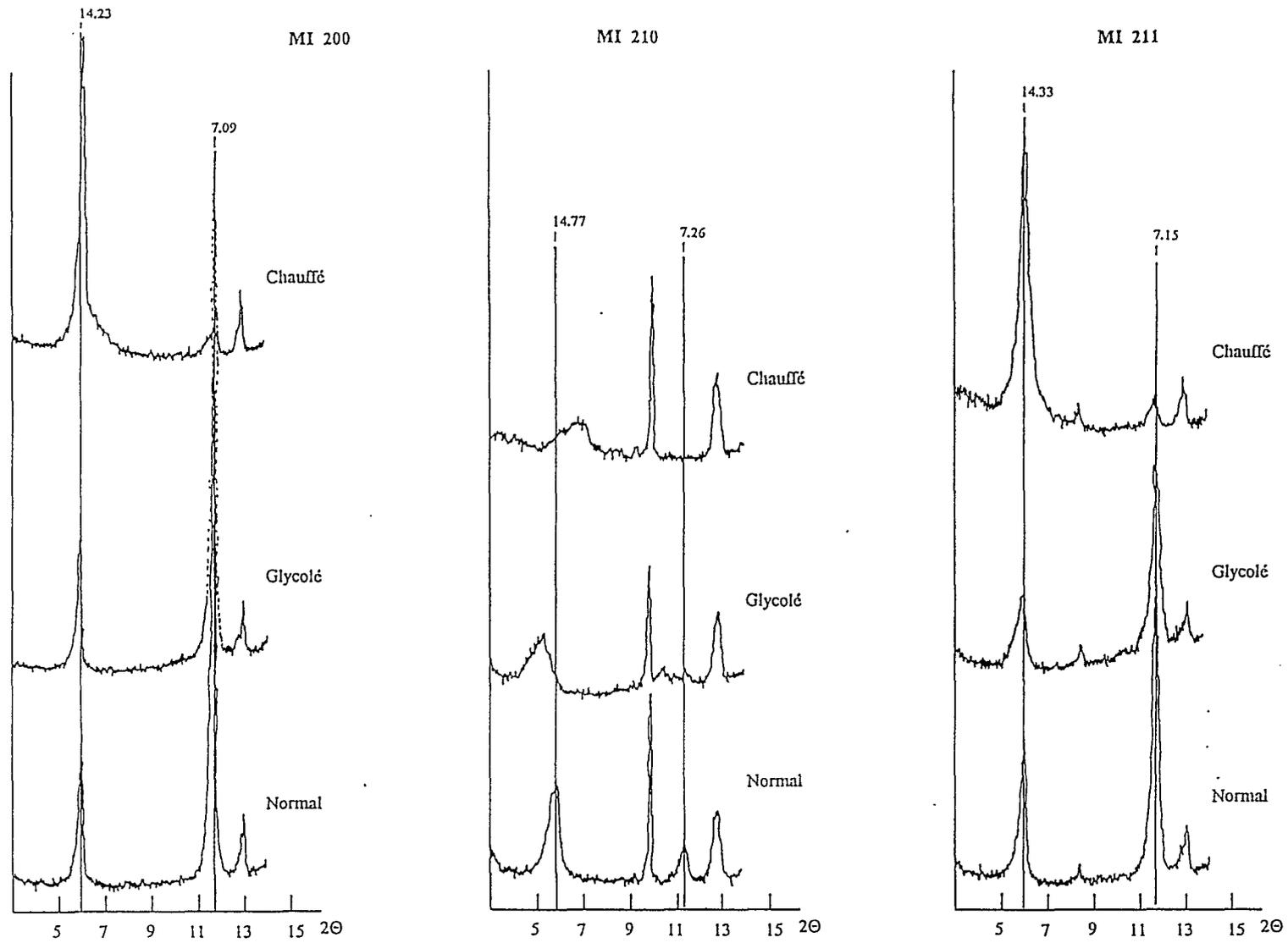


Fig. A.III.12 : Spectres de diffraction aux rayons X : Formation Misahualli du Sud, basalte aphyrique (MI200), basalte andésitique (MI211) et dacite (MI 210).

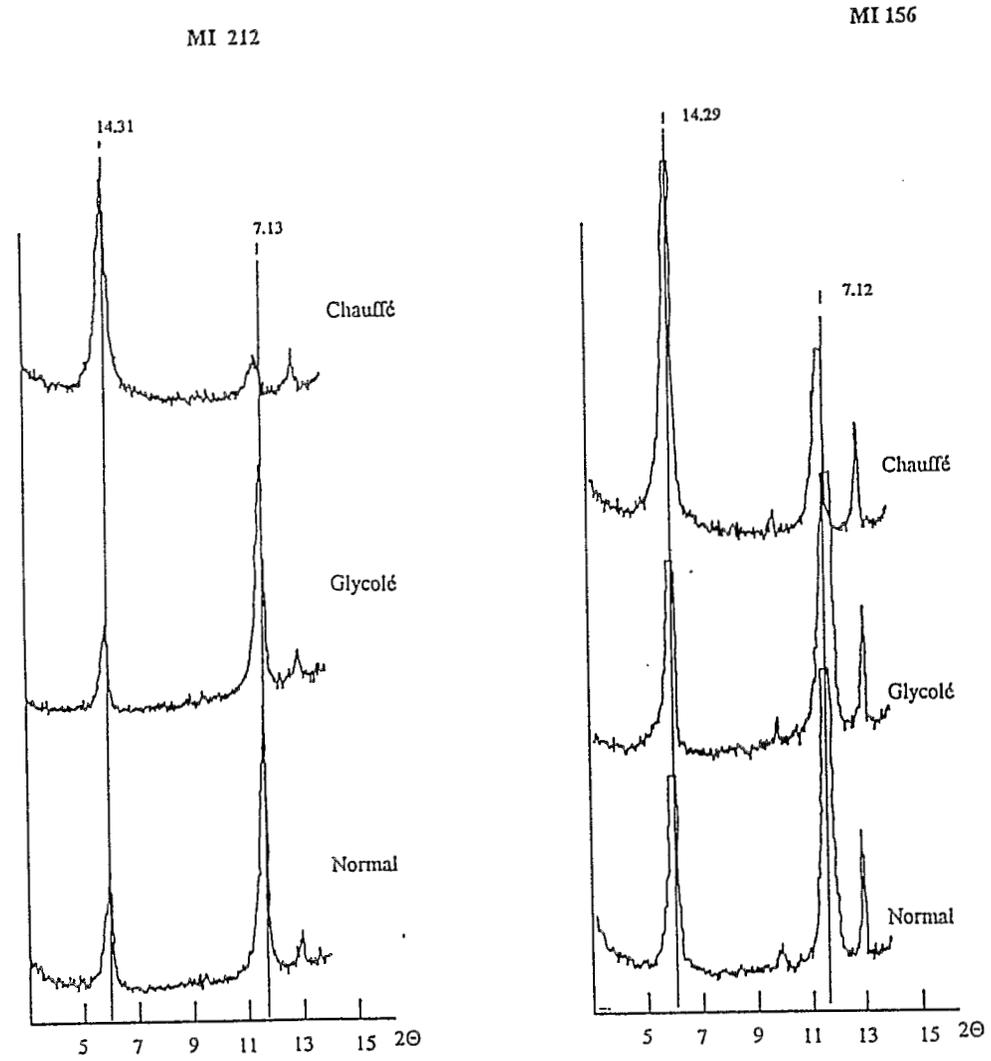


Fig. A.III.13 : Spectres de diffraction aux rayons X : Formation Misahualli du Sud, basaltes andésitique (MI 212) et cornéenne (MI 156).

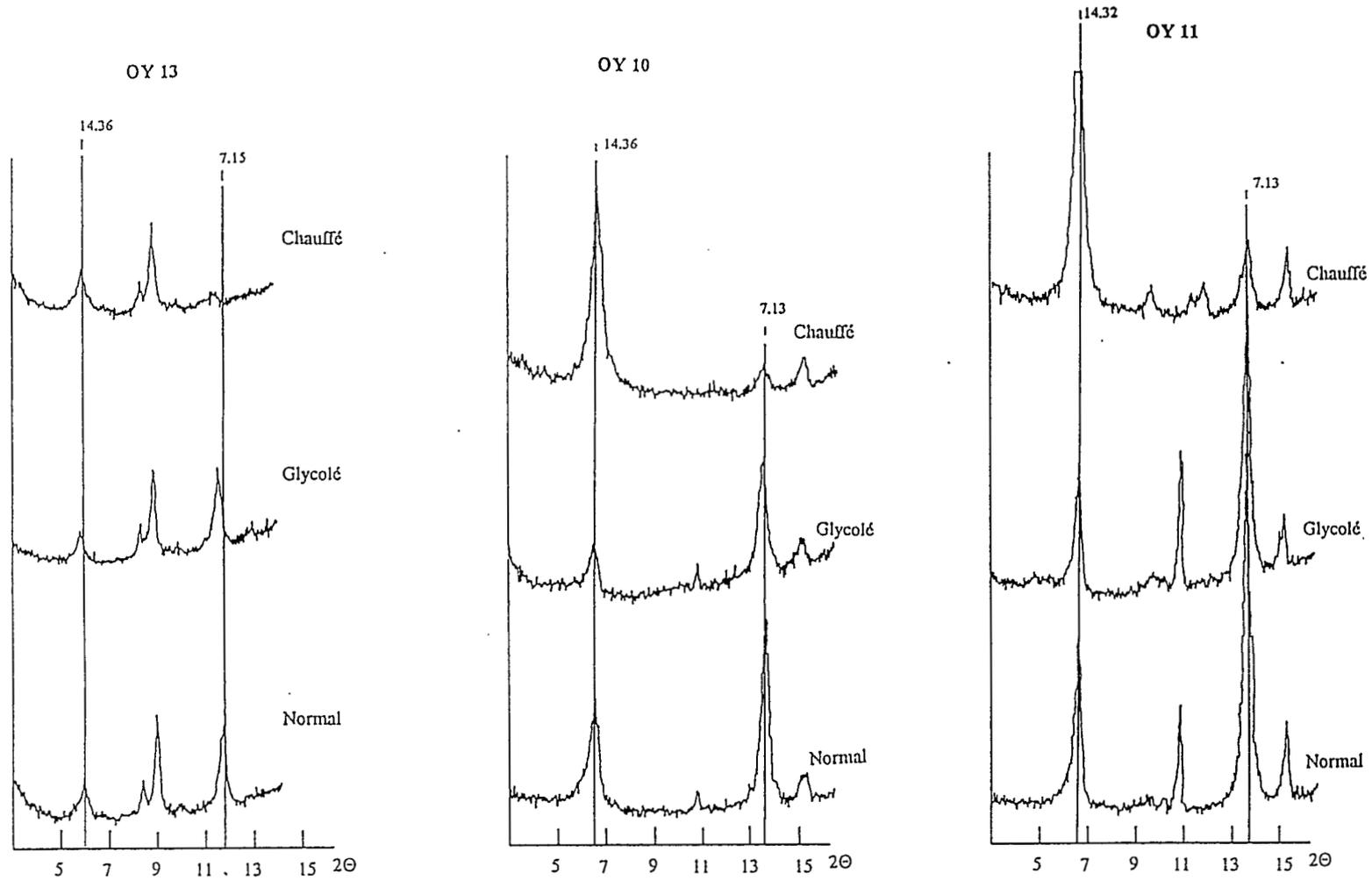


Fig. A.III.14 : Spectres de diffraction aux rayons X : Formation Colán, basaltes andésitiques.

A-III-54

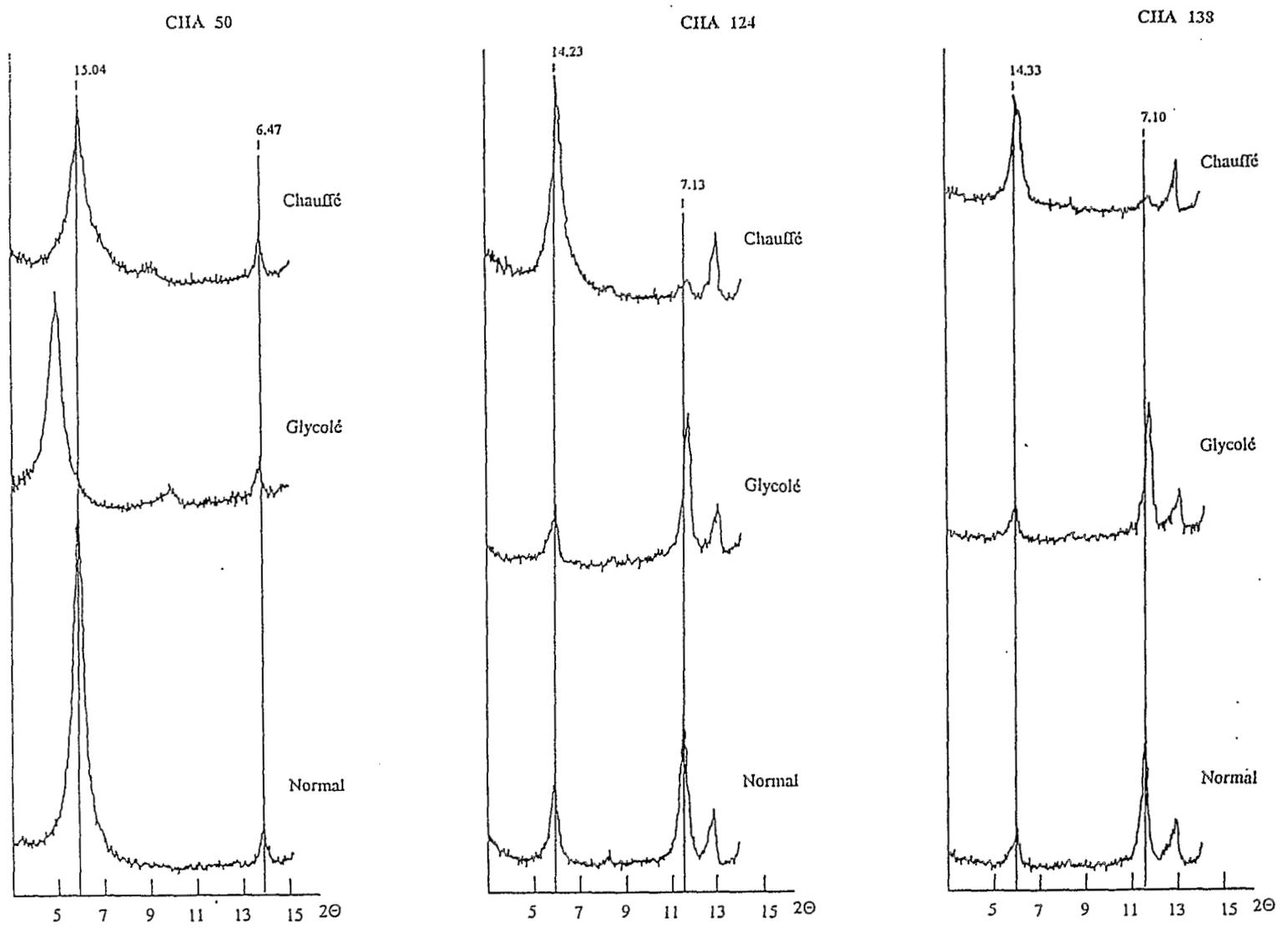


Fig. A.III.15 : Spectres de diffraction aux rayons X : Formation Chala, coulées de basaltes andésitiques.

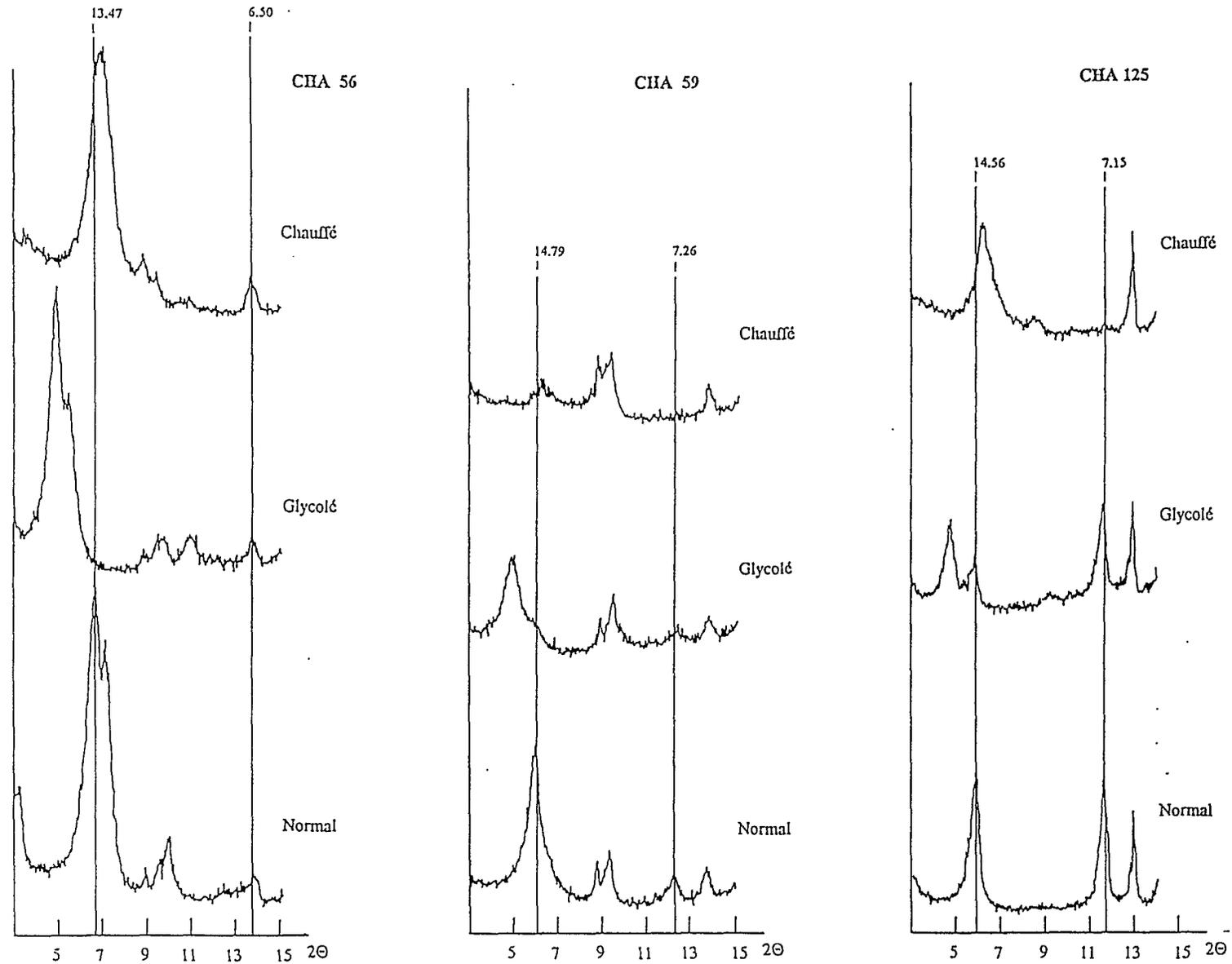


Fig. A.III.16 : Spectres de diffraction aux rayons X : Formation Chala, coulées de basaltes andésitiques.

A-III-56

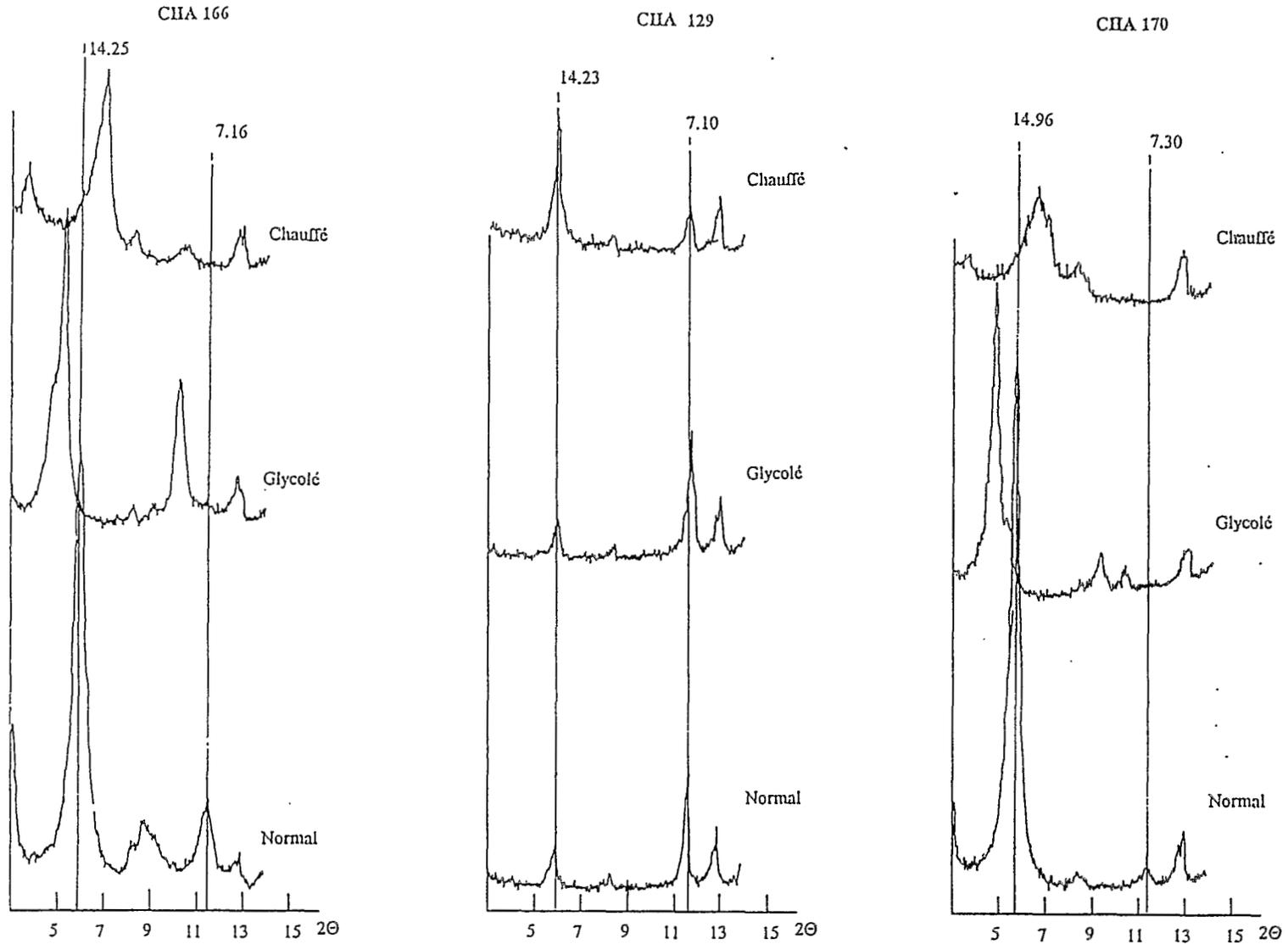


Fig. A.III.17 : Spectres de diffraction aux rayons X : Formation Chala, coulées de basaltes andésitiques.

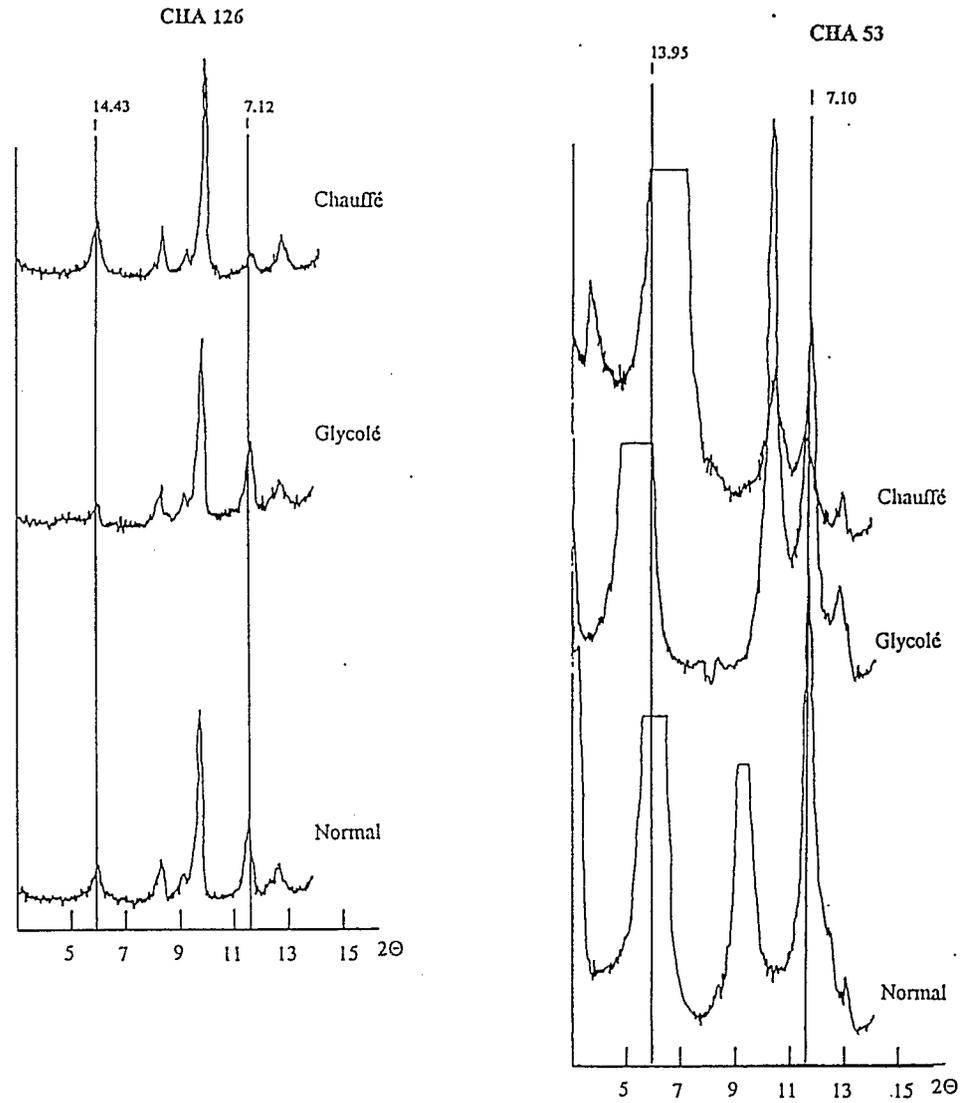


Fig. A.III.18 : Spectres de diffraction aux rayons X : Formation Chala, coulée de basalte andésitique (CHA 53) et intrusif basaltique andésitique (CHA 126).

A.III.58

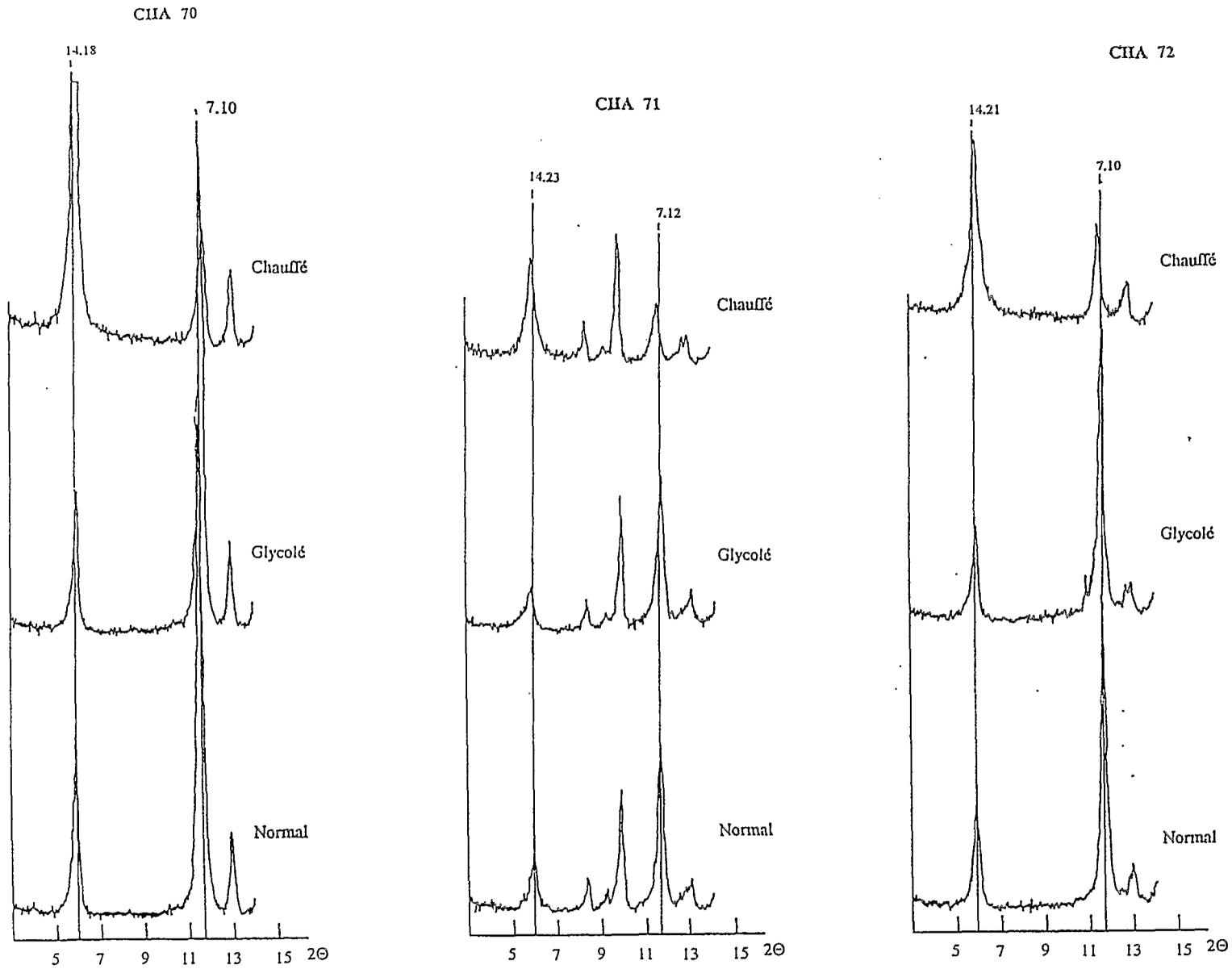


Fig. A.III.19 : Spectres de diffraction aux rayons X : Formation Chala, intrusif basaltique andésitique.

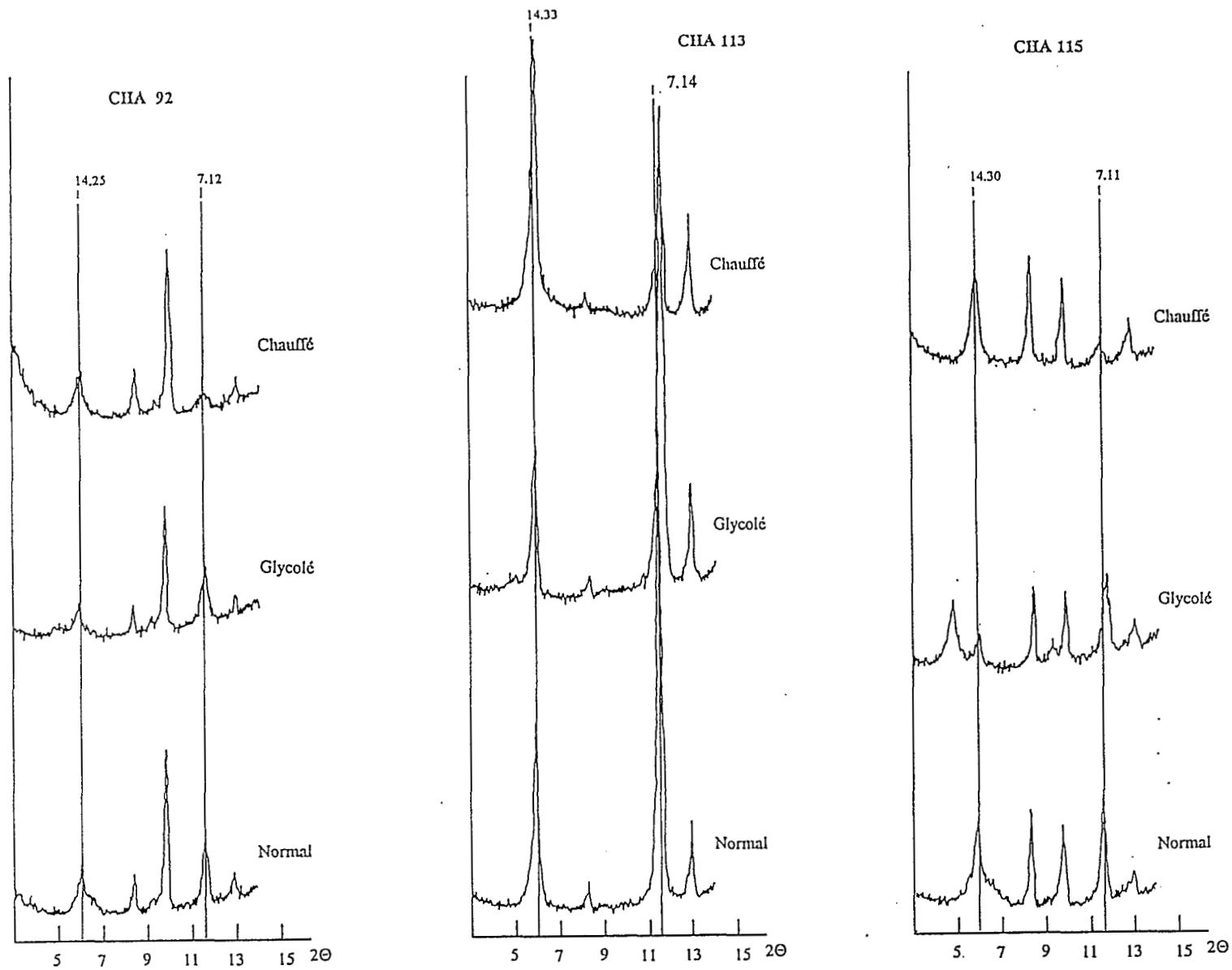
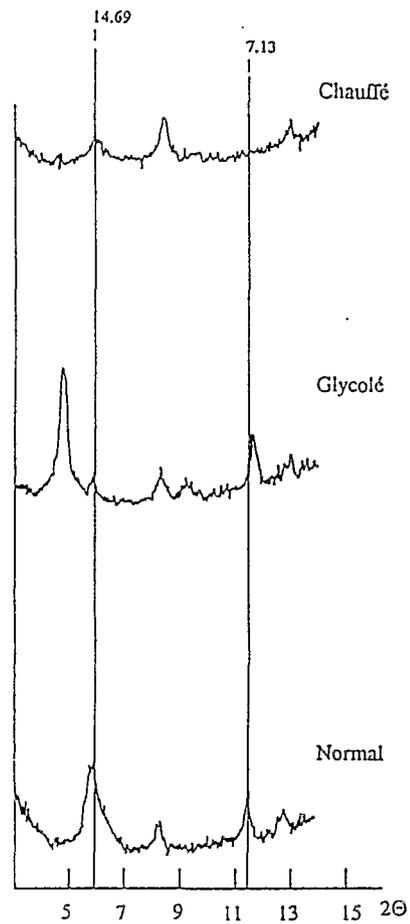
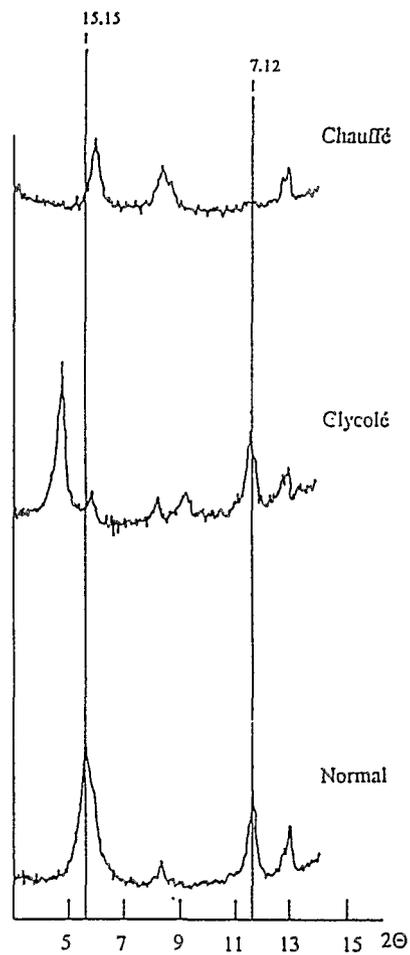


Fig. A.III.20 : Spectres de diffraction aux rayons X : Formation Chala, intrusif basaltique andésitique.

RG 13



RG 14



RG 15

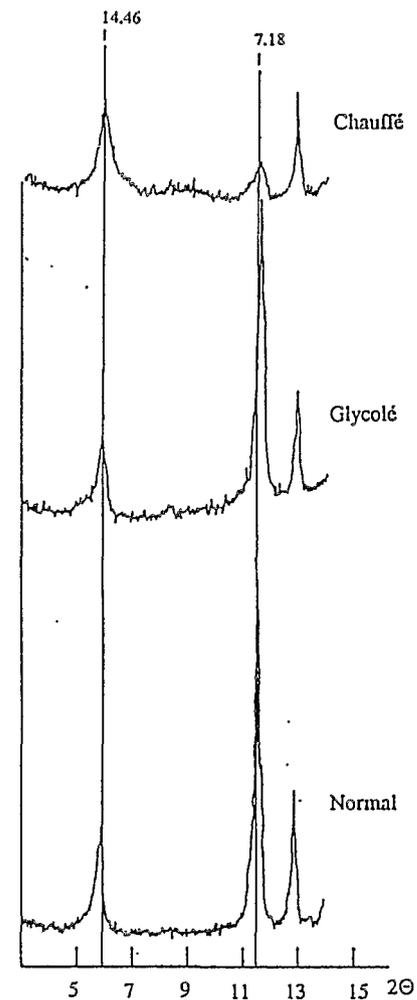


Fig. A.III.21 : Spectres de diffraction aux rayons X : Formation Rfo Grande, coulées de basaltes andésitiques.

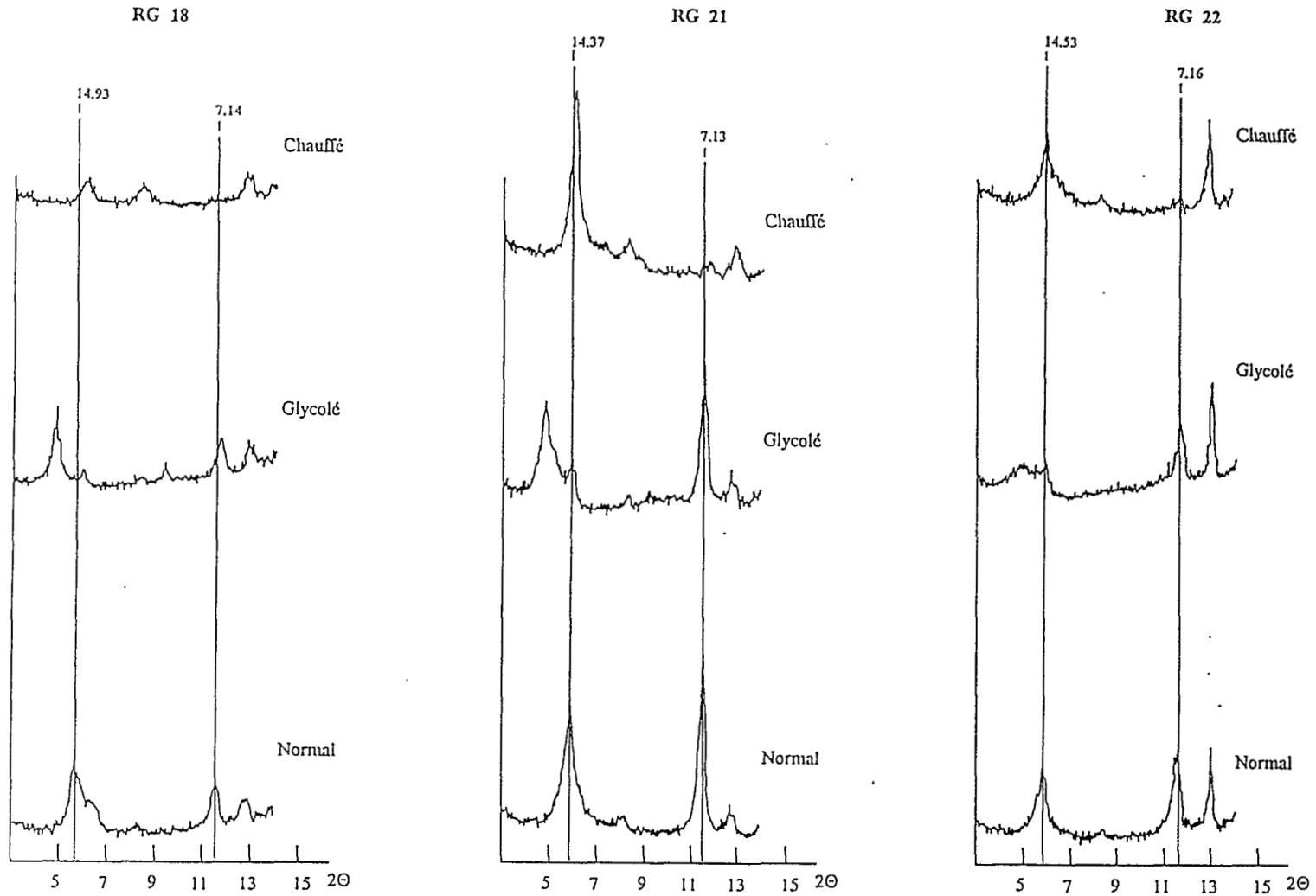


Fig. A.III.22 : Spectres de diffraction aux rayons X : Formation Rfo Grande, coulées de basaltes andésitiques.

ANNEXE IV

Géochimie

Liste des tableaux de l'annexe IV

Tab.A.IV.1. : Analyses chimiques et rapports d'éléments pour les roches de la Formation Santiago.	1
Tab.A.IV.2. : Analyses chimiques et quelques rapports pour les roches de la Formation Misahualli du Nord.	2
Tab.A.IV.3. : Analyses chimiques et rapports d'éléments pour les roches des Formations Misahualli du Sud et Colán	3
Tab.A.IV.4. : Analyses chimiques et rapports d'éléments pour les roches de la Formation Río Grande	4
Tab.A.IV.5. : Analyses chimiques et divers rapports pour les roches de la Formation Chala	5
Tab.A.IV.6. : Analyses chimiques et quelques rapports pour les roches de la Formation Chala.	6
Tab.A.IV.7. : Matrice de corrélation calculée pour les laves de la Formation Santiago.	7
Tab.A.IV.8. : Matrice de corrélation calculée pour les laves de la Formation Santiago.	8
Tab.A.IV.9. : Matrice de corrélation calculée pour les roches de la Formation Misahualli du Nord. Analyses ICP.	9
Tab.A.IV.10. : Matrice de corrélation calculée pour les roches de la Formation Misahualli du Sud.	10
Tab.A.IV.11. : Matrice de corrélation calculée pour les roches de la Formation Colán.	11
Tab.A.IV.12. : Matrice de corrélation calculée pour les roches des Formations Misahualli du Nord, Misahualli du Sud et Colán.	12
Tab.A.IV.13. : Matrice de corrélation calculée pour les roches des Formations Misahualli (Nord et Sud) et Colán.	13
Tab.A.IV.14. : Matrice de corrélation calculée pour les laves de la Formation Río Grande.	14
Tab.A.IV.15. : Matrice de corrélation calculée pour les coulées et intrusifs de la Formation Chala.	15

Liste des figures de l'annexe IV

Fig.A.IV.1. : Diagrammes détaillés de normalisation pour les basaltes de la Formation Santiago.	16
Fig.A.IV.2. : Diagrammes détaillés de normalisation pour les roches basiques des Formations Misahualli et Colán.	17
Fig.A.IV.3. : Diagramme détaillés de normalisation pour les roches basiques de la Formation Misahualli du Sud.	18
Fig.A.IV.4. : Diagrammes détaillés de normalisation pour les roches acides des Formations Misahualli et Colán.	19
Fig.A.IV.5. : Diagrammes détaillés de normalisation pour les roches basiques des Formations Río Grande et Chala.	20
Fig.A.IV.6. : Diagrammes détaillés de normalisation pour les intrusifs basiques de la Formation Chala.	21

Annexe IV : Géochimie
Tableau d'analyses chimiques roches totales
Formation Santiago

	MI33	MI34	MI39	MI46	MI49	MI50	MI51	MI52	MI53	MI54	MI56	MI58	MI60	MI61	MI65	
I.C.P.	SiO2	47.57	48.32	53.25	50.57	43.41	47.95	63.76	64.45	48.00	46.05	49.88	47.46	47.47	50.48	48.66
	TiO2	0.95	1.01	0.82	0.85	1.14	1.16	0.52	0.78	1.13	1.10	0.96	0.83	0.91	0.98	0.92
	Al2O3	16.91	16.17	19.44	16.82	15.95	16.09	11.75	15.18	16.86	16.64	17.07	15.91	15.87	16.38	17.96
	Fe2O3	2.21	2.30	3.16	2.88	3.47	3.62	1.22	1.17	3.91	3.66	3.91	3.88	2.28	2.80	2.50
	FeO	6.59	6.52	5.97	6.52	4.65	5.05	2.41	2.92	4.71	5.14	6.50	6.54	6.22	4.85	7.08
	MnO	0.16	0.16	0.15	0.12	0.34	0.19	0.09	0.06	0.16	0.10	0.13	0.07	0.09	0.06	0.12
	MgO	6.63	7.14	4.64	6.06	6.67	8.56	1.59	3.01	6.90	8.73	5.98	8.79	8.25	6.79	8.27
	CaO	6.15	6.56	0.96	4.02	7.15	9.47	4.57	0.99	10.18	7.18	9.32	3.73	4.94	4.77	4.03
	Na2O	5.17	4.61	5.05	5.20	4.67	2.75	2.12	4.66	2.37	2.79	2.79	4.43	4.67	5.61	4.16
	K2O	1.17	0.32	2.97	2.63	2.43	0.70	5.95	3.73	0.82	1.36	0.16	1.35	1.01	1.05	1.65
	P2O5	0.18	0.17	0.37	0.20	0.25	0.19	0.12	0.22	0.28	0.24	0.12	0.19	0.20	0.19	0.31
	H2O+	4.32	6.40	3.31	3.78	7.90	2.72	6.62	3.22	2.94	3.46	2.52	5.48	7.53	5.24	4.78
	H2O-	1.00	0.30	0.14	0.30	1.04	1.82	0.22	0.05	1.86	3.24	1.48	1.48	1.04	1.40	0.42
	Total	99.01	99.98	100.23	99.95	99.07	100.27	100.94	100.44	100.12	99.69	100.82	100.14	100.48	100.60	100.86
	Li	n.d.	27	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	37	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	30
	Rb	22	12	64	40	53	16	142	85	14	22	10	21	17	17	39
	Sr	715	667	1149	495	426	310	86	90	334	278	271	398	413	543	412
	Ba	110	86	2175	1374	799	246	2175	1019	207	2536	134	262	252	217	574
	Co	29	31	21	27	39	33	7	16	33	30	29	30	33	31	26
	Cu	47	53	26	11	42	40	7	10	43	34	40	29	27	29	52
	Cr	178	167	8	85	288	289	6	31	230	169	155	248	257	309	41
	Ni	86	92	6	34	133	121	0	12	70	70	43	101	102	115	22
V	261	262	195	272	254	263	46	84	216	265	294	217	219	229	266	
Zn	84	74	106	78	382	81	21	22	78	72	86	49	50	95	56	
Nb	7	7	10	5	12	15	9	9	19	13	4	3	10	6	3	
Zr	80	84	87	70	97	96	165	200	89	87	62	58	63	69	63	
Y	20	21	26	21	24	22	33	41	20	23	19	17	18	18	20	
La	10.90	9.18	18.90	8.05	14.90	6.48		28.70	8.17	16.30	8.78	18.60	13.50	7.79	10.60	
Ce	21.20	17.80	36.30	13.50	27.50	12.40		55.20	15.20	28.70	16.60	37.10	23.60	14.50	20.60	
Nd	13.70	12.60	23.60	10.10	16.70	8.61		30.30	11.10	17.30	11.50	22.60	15.60	10.60	14.00	
Sm	2.85	3.00	4.69	2.48	3.43	2.02		5.82	2.97	3.62	2.73	5.23	3.55	2.56	3.46	
Eu	1.00	0.97	1.50	0.85	1.25	0.76		1.56	0.98	1.11	0.92	1.01	1.12	0.92	1.09	
Gd	3.98	3.64	4.83	2.65	4.17	2.41		6.52	3.10	4.31	3.36	5.46	4.19	3.36	3.85	
Dy	3.64	3.92	3.93	2.85	4.22	2.46		6.50	3.20	4.07	3.38	5.72	4.21	3.53	3.54	
Yb	1.53	1.92	2.20	1.48	2.13	1.25		3.30	1.62	1.67	1.81	3.19	2.04	1.77	1.77	
Lu	0.28	0.73	0.40	0.20	0.38	0.18		0.48	0.24	0.31	0.35	0.44	0.28	0.26	0.25	
Eu/Eu*	0.91	0.90	0.96	1.01	1.01	1.06	0.99	0.78	0.98	0.86	0.93	0.58	0.89	0.96	0.91	
La/Lu	4.01	1.30	4.87	4.15	4.04	3.71	3.72	6.16	3.51	5.42	2.58	4.36	4.97	3.09	4.37	
La/Yb	4.32	2.90	5.21	3.30	4.24	3.14	2.98	5.27	3.06	5.92	2.94	3.53	4.01	2.67	3.63	
Ce/Yb	3.15	2.11	3.75	2.07	2.93	2.25	2.23	3.80	2.13	3.91	2.08	2.64	2.63	1.86	2.65	
Sm/Nd	0.69	0.79	0.66	0.81	0.68	0.78	0.81	0.64	0.89	0.69	0.79	0.77	0.75	0.80	0.82	
Ce/Ce*	0.86	0.83	0.85	0.74	0.86	0.83	0.84	0.91	0.80	0.83	0.82	0.90	0.80	0.80	0.84	
Activation neutronique	La		10.16		12.34		13.32	25.10	31.97	14.03				10.15	13.28	
	Ce		23.65		27.26		29.07	53.11	65.62	31.26				22.94	30.17	
	Nd		10.94		14.34		13.92	24.03	28.27	14.45				11.53	13.81	
	Sm		3.35		3.79		3.62	5.82	6.82	3.58				3.37	4.07	
	Eu		0.93		1.24		1.06	1.21	1.63	1.08				1.01	1.26	
	Th		0.61		0.61		0.68	1.48	1.10	0.65				0.57	0.64	
	Yb		2.18		2.24		2.30	3.72	4.18	2.25				1.93	2.21	
	Lu		0.32		0.35		0.32	0.53	0.59	0.32				0.27	0.32	
	Ba		85		1500		227	2043	1082	216				248	674	
	Hf		2.22		2.10		2.37	4.78	5.71	2.53				1.89	1.96	
	Sc		35.37		37.06		34.22	12.90	17.09	33.51				36.54	30.67	
	Ta		0.56		0.24		1.04	0.72	0.81	0.95				0.43	0.27	
	Cr		195		104		339	4	16	233				419	54	
	Th		1.51		1.71		1.77	7.10	8.20	1.81				1.49	1.96	
	U		0.50		0.56		0.53	1.96	2.63	0.50				1.58	0.60	
	Co		35.44		31.98		34.40	6.57	7.35	32.54				41.16	32.75	
	Ni		144		134		195	85	66	126				208	108	
Cs		0.63		0.44		1.45	0.39	0.46	4.14				0.05	1.49		
Sr		611		524		343	93	94	328				507.20	455.40		
Th/Ta		2.70		7.13		1.70	9.86	10.12	1.91				3.47	7.26		
U/Th		0.33		0.33		0.30	0.28	0.32	0.28				1.06	0.31		
Hf/Ta		3.96		8.75		2.28	6.64	7.05	2.66				4.40	7.26		
Ti/V	21.82	23.11	25.21	18.73	26.91	26.44	67.77	55.67	31.36	24.88	19.58	22.93	24.91	25.66	20.73	
La/Nb	1.56	1.31	1.89	1.61	1.24	0.43	0.00	3.19	0.43	1.25	2.20	6.20	1.35	1.30	3.53	
Zr/V	4.00	4.00	3.35	3.33	4.13	4.36	5.00	4.88	4.45	3.78	3.26	3.41	3.50	3.83	3.15	
Zr/Nb	11.43	12.00	8.70	14.00	8.08	6.40	18.33	22.22	4.68	6.69	15.50	19.33	6.30	11.50	21.00	
Ti/Zr	71.19	72.08	56.50	72.80	70.46	72.44	18.89	23.38	76.12	75.80	92.83	85.79	86.59	85.15	87.55	

Tab.A.IV.1. : Analyses chimiques et rapports d'éléments pour les roches de la Formation Santiago (échantillons MI33, 34, 58 à 61 : pillow lavas ; MI50, 53, 54 : coulées prismatiques ; MI39 : sill ; MI 46, 49, 56 et 65 : coulées massives ; MI51 et 52 : ignimbrites).

Annexe IV : Géochimie

Tableau d'analyses chimiques roches totales
Formation Misahualli du Nord

		Misahualli du Nord																					
		MI197	MI198	MI100	MI101	MI102	MI103	MI105	MI106	MI188	MI190	MI118	MI120	MI123	MI124	MI141A	MI141B	MI143	MI145	MI245	MI246	MI247	
I.C.P.	SiO2	59.81	60.74	64.11	65.38	66.91	63.43	64.82	55.55	66.58	58.87	66.64	66.28	60.45	53.80	65.65	66.84	68.58	71.86	56.65	55.50	55.42	
	TiO2	0.70	0.69	0.72	0.66	0.59	0.65	0.76	0.93	0.46	0.71	0.77	0.78	0.86	1.05	0.48	0.46	0.43	0.23	0.85	0.85	0.86	
	Al2O3	16.80	16.32	17.42	16.36	14.92	15.71	14.95	18.15	16.19	17.02	16.95	15.88	16.39	17.19	16.38	16.20	15.73	14.81	16.72	16.84	16.86	
	FeO	1.13	1.71	1.72	1.17	1.07	0.71	2.77	3.44	1.53	2.39	1.83	1.96	2.99	4.73	1.74	2.13	1.60	2.34	2.83	3.10	3.06	
	MnO	3.29	3.09	1.87	1.86	1.68	2.12	1.69	3.80	1.87	3.20	1.34	1.82	2.86	4.23	1.48	1.42	1.54	0.00	4.04	4.11	4.10	
	MgO	0.07	0.05	0.10	0.08	0.08	0.05	0.07	0.10	0.12	0.15	0.06	0.11	0.11	0.15	0.10	0.10	0.13	0.06	0.14	0.13	0.12	
	CaO	1.91	1.88	1.17	1.05	0.91	0.97	1.11	3.38	1.17	2.38	1.19	0.99	2.39	4.56	1.16	1.09	1.11	0.32	3.32	3.50	3.58	
	Na2O	4.02	4.22	1.56	2.31	0.89	3.71	3.40	5.86	2.52	4.24	1.72	1.91	4.05	4.55	2.55	2.80	1.75	0.20	4.85	6.40	6.25	
	K2O	3.53	3.40	3.42	4.57	5.60	3.45	3.49	3.89	4.88	5.13	6.63	3.21	4.69	5.45	4.44	4.36	4.42	3.28	3.38	3.03	3.06	
	P2O5	3.19	2.62	5.56	3.40	3.64	4.26	3.83	2.30	3.38	2.90	0.86	4.76	2.97	0.54	3.55	3.32	3.71	5.15	3.68	3.34	3.56	
	H2O+	0.29	0.28	0.17	0.16	0.27	0.14	0.24	0.28	0.18	0.29	0.14	0.22	0.31	0.39	0.19	0.19	0.17	0.08	0.28	0.30	0.29	
	H2O-	5.20	5.12	2.50	3.03	1.72	3.80	1.87	2.07	1.41	2.14	1.66	2.31	1.86	3.24	1.35	1.28	1.03	1.37	3.30	1.78	1.98	
	Total	100.04	100.27	100.47	100.15	98.38	99.07	99.07	99.85	100.36	99.54	99.94	100.43	100.04	100.22	99.22	100.42	100.27	99.94	100.33	98.96	99.23	
	I.C.P.	Li	32	26	n.d.	21	n.d.	22	12	19	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
		Rb	81	21	208	28	103	60	41	43	94	76	24	102	80	20	100	98	100	130	106	92	92
		Sr	453	421	473	208	313	461	303	687	510	667	191	379	414	414	529	576	456	229	570	618	596
		Ba	1218	1180	2022	1208	1707	1595	1740	1118	1450	1230	297	2888	1098	134	1398	1452	1397	1218	1789	1114	1078
		Co	14	14	9	10	9	9	12	23	9	16	10	12	20	31	11	10	9	5	21	21	22
		Cu	44	44	6	4	22	10	3	36	21	36	41	70	29	72	21	18	36	14	78	56	86
		Cr	24	23	26	16	24	17	18	40	16	26	16	7	24	32	3	2	8	5	54	56	61
Ni		8	12	8	9	8	8	9	16	231	44	10	6	40	28	7	7	6	36	21	19	15	
V		116	107	48	49	24	36	76	221	53	118	88	60	152	280	57	52	46	9	174	183	190	
Zn		68	66	65	52	55	55	284	57	59	66	152	309	70	102	65	55	56	35	77	70	74	
Nb		7	8	13	12	12	10	13	9	9	9	12	12	9	7	8	9	10	10	12	12	10	
Zr		164	163	270	253	216	242	281	121	221	208	286	298	205	110	220	225	204	156	143	149	136	
Y		24	25	36	35	29	31	36	26	21	24	31	38	30	24	22	24	22	22	24	25	25	
I.C.P.		La	26.10	28.20	34.30	30.50	23.00	30.70	29.00	19.70	29.00	27.30	25.40	28.90	25.60	17.30	30.60	31.40	30.30	31.60	24.70	22.30	19.00
		Ce	46.20	51.30	65.30	56.90	43.20	57.00	57.10	51.80	50.80	46.00	55.20	46.60	34.00	52.70	52.50	51.90	60.40	42.00	41.40	29.00	29.00
		Nd	25.80	25.70	33.00	28.70	22.20	29.20	28.90	20.30	21.10	24.10	22.40	29.10	25.00	19.20	21.90	23.30	21.80	22.90	24.00	23.50	23.00
		Sm	4.64	4.89	6.03	5.54	4.51	5.40	5.56	4.01	3.60	4.53	4.52	5.70	5.34	4.18	3.87	4.00	3.73	3.95	4.64	4.43	4.48
		Eu	1.26	1.32	1.50	1.42	1.11	1.38	1.29	1.23	0.97	1.27	1.13	1.24	1.28	1.27	1.04	1.11	0.98	0.65	1.24	1.24	1.23
		Gd	4.58	4.77	6.05	5.48	4.84	5.15	5.91	4.54	3.19	4.33	4.61	5.72	5.25	4.70	3.45	3.78	3.47	3.18	4.52	4.73	4.41
		Dy	3.87	4.05	5.63	5.06	4.14	4.86	5.45	4.02	2.92	3.62	4.25	5.22	4.88	4.00	3.07	3.40	3.17	3.00	4.30	4.27	3.91
	Yb	1.98	1.99	3.02	2.67	2.47	2.66	3.02	1.97	1.80	1.86	2.80	3.09	2.57	2.09	1.80	1.90	1.92	2.05	1.82	2.23	2.16	
	Lu	0.36	0.32	0.45	0.43	0.40	0.42	0.48	0.32	0.29	0.29	0.44	0.46	0.40	0.30	0.28	0.30	0.30	0.32	0.34	0.41	0.40	
	Eu/Eu*	0.83	0.83	0.75	0.78	0.73	0.79	0.69	0.88	0.86	0.87	0.75	0.66	0.73	0.88	0.86	0.86	0.82	0.54	0.82	0.83	0.84	
	La/Lu	7.47	9.08	7.85	7.31	5.92	7.53	6.22	6.34	10.30	9.70	5.95	6.47	6.39	5.94	11.26	10.78	10.41	10.17	7.48	5.60	4.89	
La/Yb	7.99	8.59	6.88	6.92	5.64	6.99	5.82	6.06	9.76	8.44	5.50	5.67	6.04	5.02	10.30	10.02	9.56	9.34	8.23	6.06	5.33		
Ce/Yb	3.75	5.89	7.46	4.28	3.97	4.85	4.88	2.79	6.54	5.89	3.73	4.06	4.12	3.70	6.65	6.28	6.14	6.70	5.24	4.22	3.05		
Sm/Nd	1.39	1.41	1.37	1.39	0.67	1.44	1.29	1.22	0.57	0.62	0.67	0.65	0.71	0.72	0.59	0.57	0.57	0.57	0.64	0.62	0.65		
Ce/Ce*	1.84	2.00	1.89	1.93	0.92	1.91	1.82	1.76	0.96	0.94	0.91	0.92	0.89	0.92	0.93	0.89	0.92	1.03	0.83	0.88	0.69		
Activation neutronique	La			34.40							30.72				18.65	31.01							
	Ce			70.72							61.97				39.62	58.97							
	Nd			29.55							25.52				22.14	19.73							
	Sm			6.42							5.04				4.61	3.96							
	Eu			1.47							1.38				1.21	1.05							
	Tb			0.86							0.63				0.70	0.47							
	Yb			3.26							2.14				2.22	1.92							
	Lu			0.48							0.31				0.32	0.29							
	Ba			1267							1220				114	1254							
	Hf			6.69							4.80				2.71	4.76							
	Sc			9.79							12.77				28.50	5.47							
	Ta			0.75							0.46				0.30	0.56							
Cr										11.47				33.80	2.79								
Th					13.10					5.24				2.66	7.16								
U					4.03					1.52				1.51	2.19								
Co					3.61					11.58				28.13	4.89								
Ni					95.37					20.76				44.32	36.72								
Cs					4					3				0.70	1.60								
Sr					227					654				367	465								
Th/Ta					17.47					11.39				8.87	12.79								
U/Th					0.31					0.29				0.27	0.31								
Hf/Ta					8.92					10.43				9.03	8.50								
Mg#	30.72	28.88	25.50	26.50	25.61	26.01	20.97	32.89	26.49	30.79	28.49	21.65	30.099	34.953	27.58193	24.62	27.14	13.19	33.51	33.6559	34.3179		
Ti/V	36.18	38.66	89.93	80.75	147.38	69.58	59.95	25.23	52.03	36.07	52.46	77.94	33.92	22.48	50.48	53.03	56.04	153.21	29.63	27.85	27.14		
La/Nb	3.73	3.53	2.64	2.54	1.92	3.07	2.23	2.19	3.22	3.03	2.12	2.41	2.84	2.47	3.83	3.49	3.03	3.16	2.06	1.86	1.90		
Zr/Y	6.83	6.52	7.50	7.23	7.45	7.81	7.81	4.65	10.52	8.67	9.23	7.84	6.83	4.58	10.09	9.38	9.27	7.09	5.96	5.96	5.44		
Zr/Nb	23.43	20.38	20.77	21.08	18.00	24.20	21.62	13.44	24.56	23.11	23.83	24.83	22.78	15.71	27.50	25.00	20.40	15.60	11.92	12.42	13.60		
Ti/Zr	25.59	25.38	15.99	15.64	16.38	16.10	16.21	46.08	12.48	20.46	16.14	15.69	25.15	57.23	13.08	12							

Tableau d'analyses chimiques roches totales
Formation Misahualli du Sud et Colán

	Misahualli du Sud												Colán				
	MI200	MI210	MI211	MI212	MI233	MI234	MI156	MI160	MI162	MI167	MI173	MI221	OY3	OY10	OY11	OY13	
SiO₂	56.10	57.51	50.12	44.21	50.28	46.72	54.56	51.38	58.41	58.83	57.29	65.07	61.33	58.01	57.55	54.85	
TiO₂	1.20	0.58	1.08	1.54	1.05	0.84	1.50	0.93	1.50	0.71	0.69	0.51	0.52	0.81	0.77	0.75	
Al₂O₃	16.77	17.29	17.69	17.42	20.28	20.85	16.15	17.05	15.72	16.12	15.39	16.02	16.89	16.63	17.16	16.97	
Fe₂O₃	2.44	3.44	2.65	4.68	4.50	4.06	0.98	2.94	4.71	2.37	0.75	1.64	1.53	3.96	4.13	2.73	
FeO	4.95	2.04	6.64	5.61	3.64	3.90	4.44	5.72	3.27	2.31	6.25	2.84	2.06	3.42	2.62	4.79	
MnO	0.23	0.16	0.23	0.27	0.23	0.21	0.30	0.30	0.14	0.11	0.24	0.10	0.08	0.14	0.17	0.20	
MgO	2.06	3.03	5.58	4.30	3.14	4.09	6.82	7.83	3.63	4.28	5.72	1.87	2.82	3.15	3.31	5.31	
CaO	6.61	5.53	4.12	10.46	6.09	8.71	4.24	2.02	0.80	4.30	6.34	1.68	3.68	6.19	4.58	7.12	
Na₂O	3.38	3.90	3.98	3.07	3.95	3.77	6.20	4.41	4.93	4.18	4.67	3.79	5.65	2.99	3.48	2.69	
K₂O	2.55	2.07	3.11	2.15	3.03	1.92	0.39	1.74	2.50	3.41	0.42	2.48	1.30	1.46	1.97	1.67	
P₂O₅	0.57	0.33	0.33	0.32	0.57	0.37	0.24	0.29	0.40	0.29	0.15	0.16	0.19	0.16	0.17	0.16	
H₂O+	3.26	2.76	3.87	5.99	2.31	3.70	3.13	5.69	3.41	1.98	1.56	2.54	3.14	3.04	3.82	2.72	
H₂O-	0.22	0.40	0.24	0.26	0.12	0.19	0.07	0.09	0.05	0.09	0.03	0.06	0.13	0.24	0.22	0.07	
Total	100.34	99.04	99.64	100.28	99.19	99.33	99.02	100.39	99.47	98.98	99.50	98.76	99.32	100.20	99.95	100.03	
I.C.P.	Li	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
	Rb	56	72	100	42	70	50	12	48	42	96	20	54	38	44	54	44
	Sr	578	814	434	88	864	667	213	152	50	926	339	216	621	328	434	357
	Ba	1110	1011	3726	678	1553	1147	74	1384	396	1327	78	729	370	432	713	605
	Co	20	16	29	32	21	24	22	36	21	16	17	11	14	23	22	26
	Cu	106	45	92	59	225	51	77	12	22	130	13	11	31	66	47	90
	Cr	3	24	59	29	9	19	48	470	2	162	240	3	29	5	4	77
	Ni	5	14	38	40	18	18	18	158	9	138	66	8	38	19	21	48
	V	129	126	276	313	190	270	290	228	95	113	217	89	8	190	163	213
	Zn	129	59	139	143	149	113	163	183	279	85	74	62	39	70	66	85
	Nb	8	8	5	7	10	6	8	3	10	7	5	2	1	5	3	2
	Zr	185	113	66	66	128	57	173	744	220	194	104	150	399	133	145	105
	Y	44	23	22	26	34	20	38	24	51	13	22	17	11	30	32	22
	La	35.30	29.10	13.40				20.90	14.80	20.00	36.40	18.00	16.00	10.10	15.10	16.70	14.30
	Ce	71.70	53.20	31.70				52.80	27.50	46.90	69.80	35.00	26.50	21.00	31.50	35.50	26.10
	Nd	39.16	26.75	19.18				30.50	13.40	32.10	35.40	18.66	12.90	12.20	18.10	19.70	15.30
	Sm	7.54	4.72	3.75				5.91	2.63	6.86	5.49	3.26	2.48	2.29	3.69	3.94	3.15
Eu	1.89	1.41	1.26				1.55	0.96	1.63	1.42	0.97	0.68	0.78	1.03	1.05	0.88	
Gd	8.01	4.62	4.33				6.85	3.30	8.30	3.74	3.50	2.69	2.26	4.73	4.95	3.53	
Dy	7.18	3.54	3.87				6.52	3.31	8.44	2.45	3.44	2.54	1.66	4.75	5.05	3.52	
Yb	3.47	1.65	1.73				2.68	1.63	4.06	0.82	1.71	1.68	0.59	2.28	2.76	1.84	
Lu	0.52	0.29	0.28				0.39	0.27	0.61	0.16	0.29	0.27	0.13	0.36	0.43	0.27	
Eu/Eu*	0.74	0.92	0.96				0.75	1.00	0.66	0.91	0.88	0.80	1.04	0.76	0.73	0.81	
La/Lu	6.99	10.34	4.93				5.52	5.65	3.38	23.44	6.39	6.11	8.00	4.32	4.00	5.46	
La/Yb	6.17	10.69	4.69				4.73	5.50	2.99	26.90	6.38	5.77	10.37	4.01	3.67	4.71	
Ce/Yb	4.70	7.33	4.16				4.48	3.83	2.63	19.35	4.65	3.58	8.09	3.14	2.92	3.22	
Sm/Nd	0.64	0.58	0.65				0.64	0.65	0.71	0.51	0.58	0.64	0.62	0.68	0.66	0.68	
Ce/Ce*	0.95	0.91	0.99				1.05	0.93	0.93	0.94	0.93	0.86	0.94	0.94	0.97	0.86	
Activation neutronique	La			11.82			20.41	16.42			17.13	18.69		15.43		15.25	
	Ce			30.02			52.70	32.07			35.18	34.96		34.28		33.27	
	Nd			15.47			31.29	12.21			14.69	10.91		16.73		12.64	
	Sm			3.93			6.78	2.86			3.74	3.14		4.19		3.89	
	Eu			1.60			1.48	1.06			0.95	0.79		1.01		0.98	
	Tb			0.62			1.12	0.54			0.52	0.41		0.73		0.60	
	Yb			1.79			3.43	1.93			2.14	1.96		2.85		2.16	
	Lu			0.26			0.47	0.27			0.33	0.28		0.41		0.30	
	Ba			3521			99	1463			68	710		392		572	
	Hf			1.66			4.26	1.85			2.92	3.40		3.66		3.01	
	Sc			29.96			39.11	33.23			26.56	9.96		23.09		27.05	
	Ta			0.19			0.55	0.28			0.32	0.41		0.38		0.27	
	Cr			66.11			55.80	571.47			265.16	5.51		8.15		79.87	
	Th			1.09			4.85	1.40			6.15	6.34		5.55		7.43	
	U			0.19			0.93	0.34			2.07	2.01		1.69		2.43	
	Co			26.44			12.37	40.11			15.84	8.65		20.63		26.15	
	Ni			39.44			32.98	166.28			120.93	14.35		24.05		32.69	
Cs			1.53			0.84	1.40			1.09	1.92		0.35		2.45		
Sr			451			268	253			367	235		327		338		
Th/Th			5.74			8.82	5.00			19.22	15.46		14.61		27.52		
U/Th			0.17			0.19	0.24			0.34	0.32		0.30		0.33		
Hf/Ta			8.74			7.75	6.61			9.13	8.29		9.63		11.15		
Mg#	22.38	37.11	38.21	30.45	29.00	35.13	56.17	48.35	32.59	49.07	45.24	30.23	45.07	31.09	34.31	42.29	
Ti/V	55.77	27.60	23.46	29.50	33.13	18.65	31.01	24.45	94.66	37.67	19.06	34.35	389.68	25.56	28.32	21.11	
La/Nb	4.41	3.64	2.68	0.00	0.00	0.00	2.61	4.93	2.00	5.20	3.60	8.00	10.10	3.02	5.57	7.15	
Zr/Y	4.20	4.91	3.00	2.54	3.76	2.85	4.55	31.00	4.31	14.92	4.73	8.82	36.27	4.43	4.53	4.77	
Zr/Nb	23.13	14.13	13.20	9.43	12.80	9.50	21.63	248.00	22.00	27.71	20.80	75.00	399.00	26.60	48.33	52.50	
Ti/Zr	38.89	30.77	98.10	139.88	49.18	88.35	51.98	7.49	40.88	21.94	39.77	20.38	7.81	36.51	31.84	42.82	

Tab.A.IV.3. : Analyses chimiques et rapports d'éléments pour les roches de la Formation Misahualli du Sud (échantillons MI) et de la Formation Colán (échantillons OY).

	COULEES DE LA QUEBRADA RIO GRANDE					
	RG13	RG14	RG15	RG18	RG21	RG22
SiO ₂	54.74	55.26	52.74	56.73	55.08	57.28
TiO ₂	0.97	0.96	0.95	0.96	0.99	0.92
Al ₂ O ₃	17.20	17.59	16.93	17.33	16.78	16.64
Fe ₂ O ₃	5.88	5.61	5.37	4.74	6.46	4.04
FeO	1.10	1.36	1.53	1.34	1.66	0.74
MnO	0.11	0.13	0.15	0.13	0.12	0.07
MgO	3.08	3.20	4.08	2.70	3.72	2.01
CaO	3.56	4.92	3.09	5.65	5.46	3.09
Na ₂ O	4.40	3.58	6.49	3.23	3.05	6.42
K ₂ O	4.92	3.87	2.00	3.71	3.27	3.82
P ₂ O ₅	0.36	0.36	0.37	0.32	0.33	0.33
H ₂ O+	1.70	1.72	4.72	1.60	1.85	2.92
H ₂ O-	1.02	0.92	1.25	0.60	0.57	0.75
Total	99.04	99.48	99.67	99.04	99.34	99.03
Li	25	25	82	34	44	49
Rb	199	153	49	136	120	104
Sr	572	660	204	445	530	180
Ba	1406	1001	1188	2520	807	2310
Co	16	16	22	16	18	8
Cu	38	21	90	58	18	80
Cr	21	22	20	19	22	19
Ni	11	13	13	10	14	9
V	194	198	161	186	202	173
Zn	162	174	152	207	138	71
Nb	5	5	5	6	5	5
Zr	162	158	157	162	180	147
Y	30	29	30	30	30	34
La	24	24	25	26	26	33
Ce	52	50	54	54	55	66
Nd	25	24	25	25	24	29
Sm	5.60	5.50	5.70	5.60	5.80	6.10
Eu	1.20	1.10	1.10	1.10	1.10	1.10
Gd	4.60	4.50	4.70	4.50	4.60	5.20
Tb	0.90	0.80	0.90	0.90	1.00	0.90
Dy	4.40	4.20	4.40	4.40	4.40	5.00
Yb	2.60	2.50	2.60	2.60	2.60	2.40
Eu/Eu*	0.70	0.66	0.63	0.65	0.63	0.58
La/Lu	-	-	-	-	-	-
La/Yb	5.59	5.82	5.83	6.06	6.06	8.33
Ce/Yb	4.55	4.55	4.72	4.72	4.81	6.25
Sm/Nd	0.74	0.76	0.76	0.74	0.80	0.70
Ce/Ce*	1.03	1.01	1.05	1.02	1.05	1.01
Ti/V	29.98	29.07	35.37	30.94	29.38	31.88
La/Nb	4.80	4.80	5.00	4.33	5.20	6.60
Zr/Y	5.40	5.45	5.23	5.40	6.00	4.32
Zr/Nb	32.40	31.60	31.40	27.00	36.00	29.40
Ti/Zr	35.90	36.43	36.28	35.53	32.97	37.52

Tab.A.IV.4. : Analyses chimiques et rapports d'éléments pour les roches de la Formation Río Grande (échantillons RG)

Annexe IV : Géochimie
Tableau d'analyses chimiques roches totales
Formation Chala : coulées

	Coulées de la région de Chala													
	CHA50	CHA53	CHA55	CHA56	CHA57	CHA59	CHA124	CHA125	CHA129	CHA138	CHA166	CHA168	CHA170	PE7
SiO ₂	52.84	50.08	53.38	53.49	53.38	52.59	63.16	57.79	57.19	59.64	55.98	57.37	57.62	55.10
TiO ₂	1.29	1.25	1.37	1.29	1.30	0.87	1.23	1.34	1.24	0.95	1.90	1.58	1.19	2.05
Al ₂ O ₃	15.14	15.62	14.85	15.33	15.43	17.91	14.11	15.39	15.17	14.50	13.20	15.66	14.86	14.89
Fe ₂ O ₃	7.48	9.51	7.66	7.84	8.88	6.99	4.86	7.40	6.53	7.20	11.85	8.01	8.10	10.13
FeO	1.87	0.38	1.87	1.74	0.88	2.50	1.59	1.83	2.67	3.14	0.38	1.03	0.87	0.05
MnO	0.12	0.96	0.12	0.15	0.12	0.11	0.16	0.17	0.25	0.12	0.16	0.16	0.12	0.21
MgO	4.99	6.66	4.99	4.86	5.25	4.47	1.48	2.54	2.74	1.97	3.22	3.95	3.29	3.04
CaO	8.09	2.32	7.49	7.62	8.00	8.62	2.53	2.19	3.65	0.68	2.61	5.38	4.02	4.16
Na ₂ O	2.81	4.51	2.69	3.08	2.75	2.60	4.72	5.16	4.83	4.06	3.56	0.60	3.53	3.80
K ₂ O	2.11	3.24	2.27	2.18	1.91	1.01	3.65	3.79	3.21	4.36	4.40	3.23	3.89	4.80
P ₂ O ₅	0.33	0.32	0.35	0.32	0.28	0.18	0.37	0.60	0.30	0.27	0.46	0.38	0.31	0.49
H ₂ O ⁺	1.50	3.72	1.60	1.60	1.37	1.70	1.22	2.20	1.45	2.05	2.15	1.99	1.95	1.30
H ₂ O ⁻	0.80	0.82	0.55	0.42	0.80	0.52	0.12	0.25	0.10	0.10	0.27	0.70	0.45	0.80
Total	99.37	99.39	99.19	99.92	100.35	100.07	99.20	100.65	99.33	99.04	100.14	100.04	100.20	100.82
Li	67	59	54	38	43	32	22	27	15	21	25	15	18	15
Rb	55	149	73	82	70	22	63	96	121	113	217	139	191	194
Sr	274	187	265	284	290	342	239	233	262	114	190	235	210	205
Ba	489	1368	557	449	469	339	724	901	676	1200	858	749	710	664
Co	26	39	30	26	22	34	7	17	15	13	25	29	16	28
Cu	33	15	34	64	42	26	9	38	7	8	23	58	11	29
Cr	202	237	195	154	184	14	5	7	8	7	9	57	41	17
Ni	69	86	81	49	46	10	6	8	6	6	10	18	15	10
V	280	276	282	290	291	268	77	167	244	182	301	234	201	312
Zn	85	467	82	80	71	73	77	215	125	104	52	61	55	65
Nb	8	9	10	9	5	5	10	9	8	4	13	8	10	4
Zr	150	186	191	170	135	89	265	212	161	175	287	220	218	289
Y	29	37	37	34	31	19	42	39	32	32	56	29	39	34
La	24.20	23.50	25.10	23.90	23.00	13.50	29.00	28.40	19.40	23.50	36.40	27.00	29.20	34.00
Ce	53.40	54.60	58.30	54.80	50.00	30.70	66.00	65.50	44.80	54.00	81.00	58.00	65.80	73.00
Nd	26.30	25.40	26.90	24.90	26.00	14.00	29.80	31.40	20.90	22.70	37.90	30.00	28.80	39.00
Sm	6.32	6.13	6.41	6.03	6.20	3.46	6.80	7.39	5.34	5.43	9.00	7.10	6.84	8.90
Eu	1.42	1.44	1.43	1.40	1.30	1.02	1.51	1.64	1.30	1.17	1.94	1.40	1.44	1.30
Gd	5.64	5.64	5.68	5.38	5.60	2.96	5.47	6.29	5.06	4.94	8.20	6.10	6.16	8.10
Tb	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	1.00	n.d.								
Dy	5.85	5.31	6.08	5.58	5.30	3.24	5.81	6.25	5.30	5.20	8.46	6.20	6.70	7.60
Yb	3.21	3.17	3.36	3.06	2.80	1.85	3.73	3.48	3.07	3.12	4.80	3.40	4.20	4.50
Lu	0.51	0.58	0.53	0.49	0.00	0.30	0.62	0.55	0.50	0.50	0.76	0.00	0.67	7.60
Eu/Eu*	0.71	0.74	0.71	0.74	0.66	0.95	0.74	0.72	0.76	0.68	0.68	0.64	0.67	0.46
La/Lu	4.89	4.17	4.88	5.03	-	4.64	4.82	5.32	4.00	4.84	4.93	-	4.49	0.46
La/Yb	4.57	4.49	4.53	4.73	4.98	4.42	4.71	4.95	3.83	4.56	4.60	4.81	4.21	4.58
Ce/Yb	3.78	3.91	3.94	4.07	4.06	3.77	4.02	4.28	3.32	3.93	3.84	3.88	3.56	3.69
Sm/Nd	0.80	0.80	0.79	0.80	0.79	0.82	0.76	0.78	0.85	0.79	0.79	0.78	0.79	0.76
Ce/Ce*	1.04	1.09	1.10	1.09	1.01	1.09	1.09	1.08	1.09	1.13	1.06	1.00	1.10	0.99
Mg#	36.72	42.70	36.28	35.59	37.18	33.71	19.88	23.03	24.28	17.00	22.58	32.41	28.74	24.91
Ti/V	27.62	27.15	29.12	26.67	26.78	19.46	95.76	48.10	30.47	31.29	37.84	40.48	35.49	39.39
La/Nb	3.03	2.61	2.51	2.66	4.60	2.70	2.90	3.16	2.43	5.88	2.80	3.38	2.92	8.50
Zr/Y	5.17	5.03	5.16	5.00	4.35	4.68	6.31	5.44	5.03	5.47	5.13	7.59	5.59	8.50
Zr/Nb	18.75	20.67	19.10	18.89	27.00	17.80	26.50	23.56	20.13	43.75	22.08	27.50	21.80	72.25
Ti/Zr	51.56	40.29	43.00	45.49	57.73	58.60	27.83	37.89	46.17	32.54	39.69	43.06	32.73	42.53

Tab.A.IV.5. : Analyses chimiques et divers rapports pour les roches de la Formation Chala (coulées de basaltes andésitiques et d'andésites).

Annexe IV : Géochimie

Tableau d'analyses chimiques roches totales

Formation Chala : intrusifs et roche acide

	Intrusifs de la région de Chala								Ign.	Intrusifs crétacés	
	CHA70	CHA71	CHA72	CHA92	CHA113	CHA115	CHA126	CHA89	CHA154	CHA104	CHA108
SiO ₂	49.16	53.03	54.98	55.51	52.56	52.03	54.61	54.40	75.44	53.37	53.54
TiO ₂	1.10	1.12	1.01	1.06	0.96	1.10	1.07	1.05	0.35	0.55	0.48
Al ₂ O ₃	15.98	15.47	15.24	16.01	17.46	15.09	16.90	15.86	10.67	15.43	16.58
Fe ₂ O ₃	11.96	6.36	3.31	6.43	6.40	7.77	5.87	7.12	2.06	4.60	4.36
FeO	2.76	2.14	0.93	1.95	1.98	1.77	1.82	0.99	0.08	1.04	1.74
MnO	0.50	0.38	0.26	0.24	0.39	0.52	0.22	0.21	0.02	0.19	0.19
MgO	5.42	3.99	2.50	4.30	3.87	5.42	3.71	4.56	0.41	6.38	5.90
CaO	2.30	4.72	5.77	4.80	3.69	5.13	5.38	3.04	1.04	3.38	3.98
Na ₂ O	6.10	3.14	2.78	3.92	4.90	3.05	1.44	3.02	3.31	5.65	3.15
K ₂ O	0.42	5.04	7.00	2.96	2.90	4.61	7.01	7.10	5.08	2.14	5.95
P ₂ O ₅	0.39	0.38	0.32	0.37	0.30	0.37	0.37	0.36	0.09	0.20	0.13
H ₂ O+	3.67	2.89	5.27	1.52	3.07	2.05	1.32	1.82	1.55	1.90	0.42
H ₂ O-	0.40	0.39	0.60	0.35	0.55	0.45	0.25	0.32	0.15	0.80	2.38
Total	100.16	99.05	99.97	99.42	99.03	99.36	99.97	99.85	100.25	95.63	98.80
Li	50	28	76	15	49	24	11	26	92	21	24
Rb	12	130	136	134	70	155	250	208	78	70	257
Sr	105	248	171	276	170	343	538	368	27	247	128
Ba	137	2872	1628	646	634	2849	2294	2064	545	760	4618
Co	18	18	10	21	18	25	18	18	2	18	10
Cu	30	151	77	76	90	52	125	8	9	43	22
Cr	51	52	39	30	11	52	30	35	7	181	169
Ni	35	22	9	216	10	25	16	19	6	25	23
V	205	224	185	89	246	223	227	226	28	167	165
Zn	215	163	88	89	103	285	105	76	14	53	67
Nb	6	5	5	5	5	8	5	6	8	2	2
Zr	145	175	160	155	107	195	180	212	204	63	88
Y	25	30	26	29	25	31	27	27	28	12	11
La	21.00	23.00	15.00	22.00	17.00	24.00	28.00	25.00	23.30	8.00	9.00
Ce	47.00	51.00	36.00	48.00	34.00	53.00	60.00	53.00	39.70	20.00	25.00
Nd	25.00	28.00	20.00	27.00	20.00	29.00	33.00	29.00	14.90	13.00	15.00
Sm	5.80	5.80	4.70	5.60	4.50	6.30	7.00	6.00	3.16	2.70	3.00
Eu	1.00	1.00	1.00	1.10	1.00	1.20	1.40	1.20	0.72	0.80	0.80
Gd	4.50	4.90	4.20	4.70	3.90	5.20	5.40	4.90	3.03	2.20	2.20
Tb	0.80	0.90	0.80	0.90	0.80	0.90	1.00	0.80	n.d.	0.30	n.d.
Dy	4.20	4.50	4.10	4.20	3.60	4.50	4.40	4.30	4.21	1.80	2.00
Yb	2.20	2.50	2.30	2.50	2.30	2.60	2.40	2.60	3.53	1.00	1.00
Lu	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.60	n.d.	n.d.
Eu/Eu*	0.58	0.56	0.68	0.64	0.72	0.62	0.67	0.66	0.70	0.98	0.91
La/Lu	-	-	-	-	-	-	-	-	4.00	-	-
La/Yb	5.79	5.58	3.95	5.33	4.48	5.59	7.07	5.83	4.00	4.85	5.45
Ce/Yb	4.86	4.64	3.56	4.36	3.36	4.63	5.68	4.63	2.56	4.55	5.68
Sm/Nd	0.77	0.69	0.78	0.69	0.75	0.72	0.70	0.69	0.70	0.69	0.66
Ce/Ce*	1.01	1.00	1.04	0.98	0.91	0.99	0.98	0.97	0.95	0.99	1.09
Mg#	28.61	33.66	39.01	35.73	33.34	38.22	34.31	38.14	17.49	55.19	51.02
Ti/V	32.17	29.98	32.73	71.40	23.40	29.57	28.26	27.85	74.94	19.74	17.44
La/Nb	3.50	4.60	3.00	4.40	3.40	3.00	5.60	4.17	2.91	4.00	4.50
Zr/Y	5.80	5.83	6.15	5.34	4.28	6.29	6.67	7.85	7.29	5.25	8.00
Zr/Nb	24.17	35.00	32.00	31.00	21.40	24.38	36.00	35.33	25.50	31.50	44.00
Ti/Zr	45.48	38.37	37.84	41.00	53.79	33.82	35.64	29.69	10.29	52.34	32.70

Tab.A.IV.6. : Analyses chimiques et quelques rapports pour les roches de la Formation Chala (intrusifs et ignimbrites).

	Fe3/FeO	H2O	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Rb	Sr	Ba	Co	Cu	Cr	Ni	V	Zn	Nb	Zr	Y	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Yb	Lu	Fe3/FeO			
Fe3/FeO	1																																					
H2O	0.37	1																																				
SiO2	-0.17	-0.44	1																																			
TiO2	0.27	-0.06	-0.65	1																																		
Al2O3	-0.13	-0.56	-0.23	0.50	1																																	
Fe2O3	0.04	-0.32	-0.53	0.61	0.52	1																																
FeO	-0.64	-0.43	-0.41	0.30	0.63	0.63	1																															
MnO	0.07	0.00	-0.42	0.56	0.23	0.41	0.22	1																														
MgO	-0.34	-0.17	-0.62	0.62	0.48	0.75	0.80	0.25	1																													
CaO	0.57	0.62	-0.53	0.28	-0.36	-0.01	-0.37	0.11	-0.13	1																												
Na2O	0.08	0.34	-0.13	-0.11	0.16	-0.46	-0.15	-0.15	-0.28	-0.02	1																											
K2O	-0.24	-0.36	0.77	-0.57	-0.23	-0.28	-0.21	-0.02	-0.39	-0.67	-0.23	1																										
P2O5	0.07	-0.25	-0.11	0.25	0.66	0.21	0.16	0.23	0.15	-0.32	0.15	0.09	1																									
Rb	-0.19	-0.27	0.82	-0.63	-0.33	-0.40	-0.33	-0.03	-0.52	-0.56	-0.24	0.97	0.03	1																								
Sr	-0.33	-0.41	-0.15	0.19	0.75	0.30	0.59	0.28	0.30	-0.51	0.27	0.03	0.51	-0.07	1																							
Ba	-0.05	-0.33	0.44	-0.28	0.07	0.02	-0.07	-0.03	-0.16	-0.52	-0.30	0.73	0.32	0.67	0.18	1																						
Co	0.46	0.51	-0.86	0.72	0.22	0.31	0.07	0.35	0.36	0.62	0.36	-0.83	0.06	-0.84	0.00	-0.61	1																					
Cu	0.11	0.10	-0.62	0.67	0.45	0.28	0.31	0.43	0.42	0.34	0.05	-0.62	0.17	-0.58	0.25	-0.48	0.62	1																				
Cr	0.41	0.59	-0.70	0.55	-0.17	0.28	-0.07	0.20	0.34	0.62	0.16	-0.70	-0.24	-0.71	-0.21	-0.64	0.81	0.31	1																			
Ni	0.17	0.56	-0.75	0.57	-0.12	0.32	0.11	0.35	0.49	0.49	0.15	-0.63	-0.24	-0.65	-0.07	-0.59	0.76	0.38	0.93	1																		
V	0.01	-0.15	-0.72	0.75	0.69	0.62	0.66	0.39	0.69	0.12	0.07	-0.60	0.13	-0.69	0.42	-0.27	0.64	0.67	0.32	0.37	1																	
Zn	0.10	0.04	-0.36	0.50	0.27	0.42	0.19	0.88	0.25	-0.09	0.03	0.09	0.25	0.03	0.30	0.07	0.34	0.28	0.23	0.36	0.37	1																
Nb	0.51	-0.07	0.02	0.49	0.04	0.13	-0.37	0.34	-0.04	0.17	-0.31	0.07	0.32	0.05	-0.03	0.19	0.17	0.11	0.18	0.08	-0.04	0.21	1															
Zr	-0.08	-0.34	0.85	-0.35	-0.36	-0.45	-0.50	-0.06	-0.51	-0.41	-0.24	0.75	-0.05	0.79	-0.26	0.45	-0.68	-0.47	-0.52	-0.49	-0.69	-0.05	0.32	1														
Y	-0.25	-0.56	0.84	-0.31	-0.09	-0.27	-0.23	-0.02	-0.33	-0.65	-0.28	0.82	0.10	0.82	-0.02	0.59	-0.76	-0.46	-0.68	-0.61	-0.53	0.03	0.23	0.94	1													
La	-0.28	-0.30	0.46	-0.37	0.09	-0.13	-0.01	-0.32	-0.16	-0.50	0.11	0.28	0.21	0.28	0.01	0.16	-0.41	-0.41	-0.39	-0.36	-0.43	-0.19	-0.22	0.42	0.51	1												
Ce	-0.27	-0.32	0.48	-0.37	0.10	-0.12	-0.01	-0.31	-0.15	-0.53	0.08	0.31	0.23	0.31	0.02	0.19	-0.43	-0.38	-0.41	-0.37	-0.44	-0.79	-0.20	0.45	0.54	0.996	1											
Nd	-0.29	-0.32	0.44	-0.38	0.13	-0.06	0.04	-0.28	-0.12	-0.54	0.06	0.32	0.26	0.31	0.08	0.23	-0.44	-0.38	-0.42	-0.38	-0.42	-0.14	-0.22	0.40	0.51	0.99	0.99	1										
Sm	-0.28	-0.26	0.35	-0.34	0.12	0.05	0.11	-0.28	-0.02	-0.50	-0.03	0.27	0.25	0.26	0.03	0.22	-0.39	-0.34	-0.37	-0.34	-0.36	-0.13	-0.26	0.31	0.42	0.95	0.96	0.98	1									
Eu	-0.36	-0.38	0.41	-0.30	0.21	0.01	0.12	-0.12	-0.12	-0.48	-0.12	0.33	0.35	0.34	0.15	0.35	-0.49	-0.33	-0.51	-0.47	-0.35	-0.02	-0.15	0.37	0.52	0.84	0.82	0.87	0.84	1								
Gd	-0.35	-0.24	0.39	-0.35	0.09	-0.07	0.09	-0.33	-0.03	-0.54	0.07	0.25	0.19	0.25	0.04	0.13	-0.39	-0.32	-0.34	-0.29	-0.39	-0.16	-0.29	0.35	0.45	0.97	0.97	0.98	0.98	0.82	1							
Dy	-0.34	-0.15	0.40	-0.34	-0.07	-0.07	0.06	-0.38	-0.01	-0.41	0.03	0.16	-0.06	0.16	-0.14	0.01	-0.33	-0.32	-0.22	-0.17	-0.38	-0.20	-0.36	0.33	0.38	0.91	0.91	0.90	0.93	0.71	0.96	1						
Yb	-0.31	-0.19	0.35	-0.37	0.00	-0.02	0.09	-0.39	0.01	-0.47	0.05	0.19	0.02	0.18	-0.05	0.05	-0.34	-0.33	-0.24	-0.19	-0.37	-0.21	-0.36	0.29	0.37	0.92	0.93	0.92	0.95	0.69	0.97	0.98	1					
Lu	-0.40	-0.16	0.17	-0.09	0.12	-0.06	0.24	-0.09	0.08	-0.35	0.10	-0.01	0.00	0.02	0.30	-0.04	-0.17	0.11	-0.23	-0.07	-0.07	-0.09	-0.23	0.18	0.25	0.49	0.51	0.52	0.52	0.41	0.57	0.58	0.58	1				
Fe3/FeO	H2O	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Rb	Sr	Ba	Co	Cu	Cr	Ni	V	Zn	Nb	Zr	Y	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Yb	Lu	Lu				

Tab.A.IV.7 : Matrice de corrélation calculée pour les laves de la Formation Santiago (nombre d'analyses = 15). Tous échantillons confondus. Analyses ICP.

	Fe3/FeO	H2O	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Rb	Sr	Ba	Co	Cu	Cr	Ni	V	Zn	Nb	Zr	Y	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Yb	Lu	Fe3/FeO		
Fe3/FeO	1																																				Fe3/FeO
H2O	-0.56	1																																			H2O
SiO2	0.46	-0.39	1																																		SiO2
TiO2	-0.41	0.34	-0.84	1																																	TiO2
Al2O3	-0.34	0.21	-0.69	0.62	1																																Al2O3
Fe2O3	0.31	-0.13	-0.65	0.61	0.41	1																															Fe2O3
FeO	-0.55	0.42	-0.98	0.81	0.66	0.57	1																														FeO
MnO	-0.06	-0.30	-0.48	0.34	0.41	0.57	0.51	1																													MnO
MgO	-0.26	0.22	-0.95	0.79	0.66	0.80	0.93	0.61	1																												MgO
CaO	-0.45	0.29	-0.92	0.70	0.59	0.56	0.91	0.38	0.85	1																											CaO
Na2O	0.03	-0.27	0.17	0.00	0.07	-0.02	-0.18	0.10	-0.06	-0.32	1																										Na2O
K2O	0.15	-0.15	0.45	-0.49	-0.45	-0.44	-0.43	-0.16	-0.53	-0.37	-0.65	1																									K2O
P2O5	-0.40	0.33	-0.84	0.75	0.42	0.62	0.85	0.51	0.83	0.71	0.02	-0.49	1																								P2O5
Rb	0.21	-0.31	0.28	-0.37	-0.09	-0.20	-0.27	0.20	-0.27	-0.34	-0.34	0.76	-0.30	1																							Rb
Sr	-0.34	-0.04	-0.60	0.25	0.55	0.31	0.61	0.59	0.55	0.68	-0.29	-0.01	0.44	0.20	1																						Sr
Ba	-0.08	-0.06	0.34	-0.23	-0.36	-0.41	-0.28	-0.04	-0.45	-0.29	-0.51	0.80	-0.25	0.55	0.07	1																					Ba
Co	-0.22	0.22	-0.92	0.84	0.61	0.84	0.90	0.58	0.98	0.91	-0.02	-0.56	-0.86	-0.34	0.47	-0.42	1																				Co
Cu	-0.19	0.21	-0.63	0.57	0.38	0.52	0.69	0.52	0.72	0.55	-0.12	-0.34	0.60	-0.13	0.34	-0.14	0.69	1																			Cu
Cr	-0.37	0.19	-0.84	0.69	0.51	0.51	0.85	0.41	0.82	0.79	-0.27	-0.19	0.63	-0.03	0.48	-0.21	0.72	0.62	1																		Cr
Ni	0.03	-0.22	0.10	-0.23	-0.02	-0.03	-0.05	0.24	-0.04	-0.05	0.19	-0.04	-0.08	0.06	0.13	-0.04	-0.08	-0.09	-0.05	1																	Ni
V	-0.22	0.25	-0.93	0.83	0.67	0.82	0.90	0.51	0.98	0.84	-0.02	-0.61	0.81	-0.38	0.47	-0.50	0.98	0.68	0.74	-0.06	1																V
Zn	0.15	-0.05	0.11	0.29	-0.23	0.14	-0.12	-0.06	-0.13	-0.09	-0.09	0.06	-0.18	-0.30	0.40	0.00	0.16	-0.16	-0.15	-0.03	1																Zn
Nb	0.11	-0.32	0.27	0.05	-0.25	-0.17	-0.26	-0.11	-0.29	-0.27	-0.11	0.43	-0.33	0.29	-0.33	0.45	-0.31	-0.16	0.12	-0.20	-0.33	0.41	1														Nb
Zr	0.03	-0.24	0.65	-0.26	-0.35	-0.57	-0.65	-0.34	-0.74	-0.60	0.20	0.32	-0.56	0.13	-0.47	0.47	-0.67	-0.52	-0.60	-0.03	-0.69	0.52	0.54	1													Zr
Y	-0.10	0.08	0.17	0.30	-0.11	-0.19	-0.21	-0.32	-0.30	-0.23	-0.08	0.26	-0.16	0.00	-0.46	0.44	-0.20	-0.25	-0.12	-0.34	-0.23	0.62	0.67	0.71	1												Y
La	0.21	-0.09	0.76	-0.71	-0.42	-0.67	-0.75	-0.38	-0.84	-0.66	-0.17	0.64	-0.77	0.42	-0.28	0.50	-0.84	-0.69	-0.72	0.04	-0.85	0.02	0.22	0.65	0.24	1										La	
Ce	0.25	-0.05	0.74	-0.61	-0.44	-0.59	-0.75	-0.43	-0.82	-0.68	-0.16	0.62	-0.72	0.36	-0.39	0.50	-0.80	-0.74	-0.71	0.03	-0.81	0.13	0.30	0.68	0.39	0.96	1									Ce	
Nd	-0.21	0.32	0.20	0.03	-0.15	-0.43	-0.21	-0.37	-0.41	-0.19	-0.45	0.62	-0.28	0.29	-0.25	0.59	-0.38	-0.36	-0.14	-0.29	-0.40	0.34	0.51	0.61	0.78	0.58	0.66	1								Nd	
Sm	-0.26	0.37	-0.02	0.36	-0.05	-0.19	-0.01	-0.29	-0.17	-0.05	-0.29	0.35	-0.01	0.07	-0.32	0.44	-0.09	-0.17	0.03	-0.36	-0.13	0.45	0.52	0.53	0.89	0.27	0.40	0.91	1							Sm	
Eu	-0.68	0.53	-0.52	0.69	0.46	0.02	0.51	0.03	0.31	0.43	-0.14	-0.09	0.40	-0.17	0.16	0.11	0.34	0.06	0.37	-0.32	0.33	0.17	0.20	0.18	0.59	-0.11	-0.04	0.60	0.74	1						Eu	
Gd	-0.34	0.36	-0.23	0.60	0.10	0.02	0.20	-0.18	0.06	0.12	-0.18	0.11	0.23	-0.08	-0.24	0.30	0.15	-0.05	0.20	-0.42	0.11	0.51	0.52	0.40	0.89	-0.02	0.14	0.74	0.93	0.82	1					Gd	
Dy	-0.26	0.27	-0.14	0.54	0.05	-0.01	0.11	-0.20	-0.01	0.06	-0.22	0.20	0.10	-0.01	-0.27	0.35	0.07	-0.10	0.17	-0.39	0.04	0.51	0.61	0.46	0.92	0.07	0.22	0.79	0.95	0.77	0.98	1					Dy
Yb	0.01	-0.01	0.23	0.25	-0.19	-0.17	-0.28	-0.35	-0.33	-0.30	-0.63	0.25	-0.21	0.04	-0.54	0.34	-0.24	-0.25	-0.14	-0.31	-0.26	0.62	0.68	0.71	0.96	0.22	0.38	0.72	0.84	0.47	0.83	0.87	1				Yb
Lu	-0.12	0.06	0.08	0.33	-0.16	-0.17	-0.10	-0.36	-0.20	-0.09	-0.19	0.27	-0.12	0.03	-0.45	0.32	-0.15	-0.11	0.12	-0.34	-0.15	0.56	0.75	0.57	0.89	0.07	0.20	0.70	0.81	0.50	0.82	0.86	0.92	1			Lu
Fe3/FeO	H2O	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Rb	Sr	Ba	Co	Cu	Cr	Ni	V	Zn	Nb	Zr	Y	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Yb	Lu				

Tab.A.IV.9. : Matrice de corrélation calculée pour les roches de la Formation Misahualli du Nord (nombre d'analyses = 21). Tous échantillons confondus. Analyses ICP.

A-IV-10

	Fe3/FeO1	H2O	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Rb	Sr	Ba	Co	Cu	Cr	Ni	V	Zn	Nb	Zr	Y	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Yb	Lu			
Fe3/FeO1	1																																			Fe3/FeO1	
H2O	0.08	1																																			H2O
SiO2	0.30	-0.65	1																																		SiO2
TiO2	-0.12	0.34	-0.43	1																																	TiO2
Al2O3	0.20	0.65	-0.60	-0.50	1																																Al2O3
Fe2O3	0.83	0.44	-0.09	0.24	0.31	1																															Fe2O3
FeO	-0.77	0.34	-0.70	0.27	0.19	-0.33	1																														FeO
MnO	-0.67	0.51	-0.78	0.44	0.25	-0.33	0.76	1																													MnO
MgO	-0.49	0.42	-0.72	0.27	0.09	-0.24	0.58	0.76	1																												MgO
CaO	-0.33	-0.39	-0.19	-0.18	0.14	-0.45	0.22	0.27	-0.08	1																											CaO
Na2O	-0.33	-0.04	-0.19	0.56	-0.42	-0.24	0.09	0.43	0.61	-0.20	1																										Na2O
K2O	0.62	0.12	0.11	-0.16	0.39	0.56	-0.33	-0.63	-0.49	-0.24	-0.67	1																									K2O
P2O5	0.37	0.35	-0.28	0.48	0.39	0.57	-0.01	0.05	-0.35	0.20	-0.37	0.44	1																								P2O5
Rb	0.50	0.10	-0.11	-0.34	0.61	0.38	-0.20	-0.46	-0.28	0.02	-0.65	0.89	0.27	1																							Rb
Sr	0.36	-0.36	0.06	-0.47	0.31	0.00	-0.39	-0.35	-0.33	0.62	-0.47	0.42	0.22	0.64	1																						Sr
Ba	0.06	0.42	-0.54	-0.06	0.79	0.23	0.35	0.04	0.10	0.01	-0.46	0.63	0.24	0.80	0.25	1																					Ba
Co	-0.21	0.87	-0.88	0.42	0.52	0.24	0.65	0.71	0.74	-0.21	0.16	-0.05	0.22	0.04	-0.35	0.47	1																				Co
Cu	0.06	-0.14	-0.24	0.20	0.30	-0.07	-0.08	-0.04	-0.11	0.45	-0.14	0.45	0.47	0.53	0.67	0.40	-0.03	1																			Cu
Cr	-0.29	0.41	-0.42	-0.21	0.04	-0.14	0.43	0.48	0.73	-0.09	0.09	-0.26	-0.30	-0.12	-0.15	0.02	0.61	-0.29	1																		Cr
Ni	-0.06	0.26	-0.32	-0.27	0.05	-0.05	0.16	0.19	0.59	-0.11	0.00	0.08	-0.24	0.21	0.16	0.16	0.46	0.06	0.88	1																	Ni
V	-0.71	0.33	-0.78	0.33	0.28	-0.45	0.75	0.85	0.83	0.21	0.52	-0.52	-0.25	-0.24	-0.26	0.28	0.63	0.07	0.36	0.18	1																V
Zn	0.14	0.53	-0.36	0.87	-0.07	0.57	0.19	0.26	0.30	-0.57	0.44	0.01	0.39	-0.25	-0.62	-0.03	0.55	-0.13	0.05	-0.03	0.12	1															Zn
Nb	0.41	-0.17	-0.07	0.60	-0.11	0.44	0.32	-0.08	-0.20	0.21	0.29	0.03	0.58	-0.07	0.22	-0.25	-0.15	0.39	-0.49	-0.37	-0.18	0.42	1														Nb
Zr	0.02	0.74	-0.34	0.07	0.16	0.22	0.19	0.41	0.52	-0.43	0.07	-0.08	0.04	-0.15	-0.34	-0.03	0.69	-0.32	0.79	0.67	0.13	0.38	-0.33	1													Zr
Y	0.07	0.22	-0.14	0.85	-0.16	0.39	0.08	0.24	-0.11	0.11	0.32	-0.17	0.63	-0.46	-0.44	-0.31	0.15	-0.02	-0.36	-0.51	-0.05	0.75	0.68	0.01	1											Y	
La	0.41	-0.35	0.23	-0.07	-0.02	0.11	-0.52	-0.32	-0.47	0.51	-0.29	0.32	0.53	0.29	0.78	-0.17	-0.42	0.67	-0.28	0.01	-0.49	-0.26	0.55	-0.22	0.08	1											La
Ce	0.31	-0.31	0.08	0.24	-0.05	0.12	-0.42	-0.17	-0.36	0.49	-0.07	0.24	0.61	0.17	0.64	-0.18	-0.31	0.75	-0.37	-0.09	-0.32	-0.04	0.73	-0.27	0.31	0.95	1									Ce	
Nd	0.32	-0.26	0.03	0.47	-0.11	0.24	-0.35	-0.14	-0.33	0.36	0.06	0.22	0.68	0.08	0.45	-0.19	-0.25	0.69	-0.47	-0.23	-0.28	0.21	0.87	-0.30	0.53	0.83	0.95	1								Nd	
Sm	0.29	-0.12	-0.02	0.65	-0.11	0.34	-0.26	-0.06	-0.33	0.22	0.13	0.16	0.76	-0.05	0.21	-0.21	-0.15	0.55	-0.53	-0.38	-0.25	0.41	0.90	-0.27	0.75	0.66	0.87	0.96	1							Sm	
Eu	0.27	0.03	-0.25	0.66	0.12	0.36	-0.14	0.09	-0.20	0.33	0.10	0.16	0.82	0.06	0.29	-0.03	0.03	0.62	-0.45	-0.32	-0.08	0.39	0.90	-0.22	0.70	0.65	0.83	0.93	0.96	1						Eu	
Gd	0.16	0.09	-0.13	0.87	-0.09	0.38	-0.05	0.14	-0.20	0.05	0.27	-0.03	0.73	-0.28	-0.17	-0.23	0.04	0.27	-0.51	-0.53	-0.09	0.64	0.83	-0.16	0.95	0.32	0.56	0.75	0.91	0.88	1						Gd
Dy	0.06	0.16	-0.14	0.88	-0.17	0.36	0.06	0.21	-0.12	-0.08	0.35	-0.13	0.63	-0.41	-0.39	-0.28	0.12	0.08	-0.43	-0.53	-0.02	0.74	0.74	-0.08	0.99	0.12	0.37	0.60	0.80	0.75	0.97	1					Dy
Yb	0.08	0.16	-0.02	0.79	-0.20	0.39	0.06	0.13	-0.24	-0.16	0.22	-0.11	0.60	-0.44	-0.48	-0.30	0.06	-0.09	-0.45	-0.60	-0.14	0.71	0.61	-0.06	0.98	0.03	0.24	0.47	0.70	0.62	0.91	0.97	1				Yb
Lu	0.12	0.15	0.00	0.75	-0.20	0.43	0.04	0.10	-0.26	-0.14	0.18	-0.09	0.62	-0.42	-0.46	-0.30	0.05	-0.11	-0.44	-0.60	-0.18	0.70	0.63	-0.07	0.98	0.05	0.24	0.47	0.70	0.62	0.91	0.96	1.00	1			Lu

Tab.A.IV.10. : Matrice de corrélation calculée pour les roches de la Formation Misahualli du Sud (nombre d'analyses = 12 ; sauf pour les terres rares = 9). Tous échantillons confondus. Analyses ICP.

	Fe3/FeO1	Il2O	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Rb	Sr	Ba	Co	Cu	Cr	Ni	V	Zn	Nb	Zr	Y	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Yb	Lu	Fe3/FeO1			
Fe3/FeO1	1																																			1		
Il2O	0.91	1																																			Il2O	
SiO2	0.17	0.29	1																																		SiO2	
TiO2	0.42	0.13	-0.75	1																																	TiO2	
Al2O3	0.13	0.47	-0.21	-0.08	1																																Al2O3	
Fe2O3	0.76	0.52	-0.47	0.91	0.03	1																															Fe2O3	
FeO	-0.50	-0.66	-0.90	0.58	-0.11	0.18	1																														FeO	
MnO	-0.03	-0.10	-0.98	0.77	0.36	0.55	0.80	1																													MnO	
MgO	-0.62	-0.61	-0.87	0.35	0.23	-0.02	0.92	0.80	1																												MgO	
CaO	-0.35	-0.61	-0.87	0.70	-0.28	0.34	0.97	0.76	0.79	1																											CaO	
Na2O	-0.11	0.15	0.92	-0.94	0.05	-0.72	-0.81	-0.90	-0.63	-0.88	1																										Na2O	
K2O	0.48	0.56	-0.60	0.60	0.74	0.67	0.20	0.75	0.32	0.17	-0.55	1																									K2O	
P2O5	-0.08	0.21	0.87	-0.94	0.19	-0.71	-0.81	-0.83	-0.59	-0.90	0.99	-0.43	1																								P2O5	
Rb	0.71	0.72	-0.46	0.66	0.60	0.82	0.04	0.62	0.07	0.07	-0.52	0.95	-0.43	1																							Rb	
Sr	-0.15	0.17	0.82	-0.95	0.25	-0.74	-0.77	-0.78	-0.52	-0.88	0.98	-0.41	1.00	-0.43	1																						Sr	
Ba	0.32	0.43	-0.68	0.56	0.78	0.57	0.31	0.81	0.46	0.24	-0.57	0.99	-0.44	0.89	-0.41	1																					Ba	
Co	0.00	-0.21	-0.96	0.89	0.04	0.64	0.87	0.94	0.74	0.90	-0.99	0.57	-0.97	0.50	-0.94	0.61	1																				Co	
Cu	-0.41	-0.61	-0.92	0.66	-0.15	0.28	0.99	0.82	0.88	0.99	-0.86	0.23	-0.87	0.10	-0.83	0.33	0.91	1																			Cu	
Cr	-0.91	-0.80	-0.51	-0.15	0.15	-0.52	0.70	0.41	0.87	0.53	-0.19	-0.09	-0.17	-0.37	-0.09	0.09	0.32	0.62	1																		Cr	
Ni	-0.95	-0.75	-0.23	-0.45	0.19	-0.75	0.45	0.13	0.68	0.25	0.13	-0.24	0.15	-0.52	0.23	-0.08	0.01	0.35	0.95	1																	Ni	
V	0.12	-0.12	-0.92	0.95	-0.02	0.73	0.80	0.91	0.63	0.87	-1.00	0.57	-0.98	0.55	-0.97	0.59	0.99	0.86	0.18	-0.13	1																V	
Zn	-0.10	-0.30	-0.98	0.84	0.05	0.56	0.91	0.95	0.80	0.92	-0.97	0.53	-0.95	0.44	-0.91	0.59	0.99	0.94	0.41	-0.11	0.97	1															Zn	
Nb	0.60	0.22	-0.26	0.81	-0.51	0.84	0.19	0.26	-0.17	0.41	-0.63	0.17	-0.65	0.38	-0.75	0.06	0.50	0.30	-0.55	-0.76	0.62	0.43	1														Nb	
Zr	-0.21	0.02	0.90	-0.96	-0.05	-0.79	-0.74	-0.91	-0.59	-0.81	0.99	-0.65	0.97	-0.63	-0.96	-0.66	-0.98	-0.80	-0.11	-0.20	-0.99	-0.95	-0.63	1													Zr	
Y	0.72	0.49	-0.53	0.93	0.07	1.00	0.25	0.62	0.05	0.39	-0.77	0.71	-0.74	0.84	-0.77	0.62	0.69	0.34	-0.45	-0.69	0.78	0.61	0.81	-0.83	1												Y	
La	0.61	0.44	-0.67	0.93	0.25	0.95	0.36	0.77	0.24	0.45	-0.82	0.83	-0.77	0.90	-0.78	0.78	0.78	0.44	-0.28	-0.53	0.83	0.71	0.68	-0.89	0.97	1										La		
Ce	0.83	0.67	-0.41	0.83	0.22	0.98	0.06	0.53	-0.08	0.18	-0.62	0.77	-0.58	0.91	-0.61	0.67	0.55	0.15	-0.56	-0.75	0.64	0.46	0.72	-0.71	0.97	0.95	1									Ce		
Nd	0.79	0.61	-0.46	0.87	0.17	0.99	0.13	0.57	-0.03	0.26	-0.68	0.76	-0.64	0.89	-0.68	0.66	0.61	0.22	-0.52	-0.74	0.69	0.52	0.76	-0.76	0.99	0.96	1.00	1								Nd		
Sm	0.72	0.51	-0.55	0.92	0.13	0.99	0.24	0.64	0.07	0.37	-0.76	0.75	-0.73	0.87	-0.76	0.66	0.69	0.03	-0.44	-0.68	0.77	0.62	0.78	-0.83	1.00	0.98	0.98	0.99	1								Sm	
Eu	0.82	0.58	-0.39	0.87	0.02	1.00	0.10	0.48	-0.11	0.26	-0.66	0.65	-0.64	0.82	-0.69	0.54	0.57	0.20	-0.59	-0.81	0.67	0.48	0.85	-0.73	0.99	0.93	0.98	0.99	0.98	1							Eu	
Gd	0.76	0.52	-0.48	0.91	0.05	1.00	0.19	0.57	-0.01	0.34	-0.73	0.69	-0.71	0.83	-0.75	0.59	0.65	0.29	-0.50	-0.74	0.74	0.57	0.83	-0.80	1.00	0.96	0.98	0.99	0.99	0.99	1						Gd	
Dy	0.70	0.47	-0.55	0.94	0.07	0.99	0.27	0.64	0.08	0.41	-0.78	0.71	-0.76	0.83	-0.79	0.63	0.71	0.36	-0.43	-0.68	0.79	0.63	0.81	-0.84	1.00	0.98	0.97	0.99	1.00	0.98	1.00	1						Dy
Yb	0.67	0.49	-0.61	0.92	0.21	0.97	0.30	0.71	0.16	0.40	-0.79	0.91	-0.74	0.90	-0.76	0.74	0.74	0.38	-0.35	-0.60	0.80	0.67	0.71	-0.86	0.99	1.00	0.97	0.98	0.99	0.95	0.98	0.99	1				Yb	
Lu	0.75	0.58	-0.51	0.88	0.20	0.99	0.18	0.62	0.04	0.30	-0.72	0.79	-0.67	0.90	-0.70	0.70	0.65	0.27	-0.46	-0.69	0.73	0.57	0.74	-0.79	0.99	0.98	0.99	1.00	1.00	0.98	0.99	0.99	1				Lu	

Tab.A.IV.11. : Matrice de corrélation calculée pour les roches de la Formation Colán (nombre d'analyses = 4). Tous échantillons confondus. Analyses ICP.

	Fe3/FeO	H2O	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Rb	Sr	Ba	Co	Cu	Cr	Ni	V	Zn	Nb	Zr	Y	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Yb	Lu						
Fe3/FeO	1																																					Fe3/FeO		
H2O	-0.35	1																																					H2O	
SiO2	0.47	-0.52	1																																				SiO2	
TiO2	-0.35	0.38	-0.69	1																																			TiO2	
Al2O3	-0.16	0.36	-0.62	0.28	1																																		Al2O3	
Fe2O3	0.46	0.15	-0.47	0.40	0.39	1																																	Fe2O3	
FeO	-0.60	0.43	-0.89	0.62	0.42	0.21	1																																FeO	
MnO	-0.43	0.26	-0.70	0.56	0.26	0.18	0.76	1																															MnO	
MgO	-0.45	0.39	-0.86	0.59	0.37	0.30	0.83	0.33	1																														MgO	
CaO	-0.38	0.13	-0.69	0.28	0.46	0.27	0.61	0.36	0.46	1																													CaO	
Na2O	-0.11	-0.17	0.11	0.16	-0.07	-0.21	-0.10	0.10	0.10	-0.36	1																												Na2O	
K2O	0.34	-0.23	0.52	-0.40	-0.29	-0.21	-0.50	-0.51	-0.63	-0.42	-0.47	1																											K2O	
P2O5	-0.18	0.32	-0.56	0.64	0.30	0.43	0.47	0.33	0.28	0.33	0.01	-0.15	1																										P2O5	
Rb	0.31	-0.30	0.33	-0.36	-0.01	-0.11	-0.34	-0.24	-0.38	-0.32	-0.33	0.87	-0.12	1																									Rb	
Sr	0.02	-0.18	-0.17	-0.23	0.39	0.06	-0.04	-0.12	-0.06	0.49	-0.21	0.16	0.25	0.31	1																								Sr	
Ba	0.02	0.04	0.11	-0.14	0.03	-0.16	-0.04	-0.11	-0.23	-0.24	-0.34	0.71	0.07	0.61	0.18	1																							Ba	
Co	-0.28	0.49	-0.92	0.66	0.56	0.62	0.87	0.70	0.88	0.53	-0.07	-0.54	0.50	-0.35	-0.03	-0.12	1																						Co	
Cu	-0.16	0.14	-0.55	0.42	0.34	0.28	0.43	0.35	0.41	0.56	-0.18	-0.19	0.47	-0.04	0.42	0.06	0.47	1																					Cu	
Cr	-0.34	0.30	-0.45	0.13	0.09	-0.01	0.53	0.57	0.69	0.10	0.05	-0.28	0.05	-0.15	-0.10	-0.04	0.51	0.01	1																				Cr	
Ni	-0.09	0.00	-0.12	-0.21	0.01	-0.04	0.15	0.28	0.32	-0.03	0.15	-0.09	-0.05	0.03	0.12	0.02	0.18	0.05	0.65	1																			Ni	
V	-0.41	0.33	-0.88	0.65	0.50	0.42	0.85	0.72	0.85	0.63	-0.03	-0.59	0.36	-0.39	-0.01	-0.17	0.09	0.50	0.40	0.10	1																		V	
Zn	0.04	0.14	-0.11	0.55	-0.19	0.24	0.14	0.23	0.17	-0.21	0.05	-0.02	0.29	-0.20	-0.42	0.20	0.22	0.09	0.13	-0.04	0.12	1																	Zn	
Nb	0.26	-0.39	0.42	0.01	-0.28	-0.12	-0.43	-0.43	-0.54	-0.30	0.03	0.58	0.05	0.38	0.10	0.32	-0.45	-0.17	-0.34	-0.27	-0.35	0.21	1																Nb	
Zr	-0.01	0.26	0.09	-0.04	-0.05	-0.14	-0.09	0.11	0.10	-0.43	0.24	0.03	-0.06	-0.02	-0.27	0.07	0.06	-0.36	0.58	0.35	-0.23	0.31	-0.06	1															Zr	
Y	0.02	0.13	0.00	0.61	-0.13	0.19	0.01	0.12	-0.11	-0.14	-0.01	0.09	0.32	-0.10	-0.46	0.01	0.03	-0.07	-0.24	-0.38	0.00	0.60	0.47	0.04	1														Y	
La	0.27	-0.30	0.55	-0.29	-0.31	-0.32	-0.56	-0.39	-0.62	-0.27	-0.11	0.62	0.04	0.45	0.30	0.29	-0.63	-0.08	-0.28	-0.04	-0.55	-0.04	0.65	-0.02	0.21	1												La		
Ce	0.23	-0.22	0.04	-0.07	-0.32	-0.27	-0.47	-0.24	-0.49	-0.26	-0.05	0.53	0.13	0.36	0.20	0.26	-0.54	0.00	-0.28	-0.05	-0.45	0.11	0.62	-0.04	0.38	0.95	1											Ce		
Nd	0.04	-0.03	0.11	0.33	-0.18	-0.08	-0.19	-0.10	-0.27	-0.04	-0.09	0.40	0.41	0.22	0.18	0.19	-0.27	0.22	-0.27	-0.19	-0.20	0.30	0.61	-0.12	0.61	0.76	0.87	1										Nd		
Sm	0.02	0.04	0.02	0.51	-0.14	0.05	-0.10	-0.06	-0.22	-0.03	-0.05	0.30	0.50	0.11	0.01	0.14	-0.14	0.20	-0.32	-0.30	-0.10	0.42	0.62	-0.12	0.78	0.60	0.74	0.95	1									Sm		
Eu	-0.23	0.24	-0.31	0.66	0.18	0.13	0.19	0.15	0.05	0.21	0.01	0.07	0.68	-0.03	0.18	0.12	0.15	0.32	-0.15	-0.24	0.17	0.33	0.45	-0.21	0.60	0.42	0.57	0.85	0.90	1								Eu		
Gd	-0.07	0.20	-0.18	0.73	-0.03	0.23	0.11	0.15	-0.02	0.03	-0.02	0.06	0.54	-0.09	-0.23	0.01	0.11	0.15	-0.27	-0.39	0.12	0.54	0.46	-0.10	0.93	0.26	0.46	0.76	0.90	0.86	1								Gd	
Dy	-0.06	0.20	-0.17	0.74	-0.06	0.26	0.15	0.20	0.02	0.00	-0.04	0.02	0.43	-0.12	-0.38	-0.03	0.15	0.06	-0.23	-0.37	0.14	0.56	0.40	-0.07	0.97	0.15	0.35	0.64	0.81	0.75	0.97	1							Dy	
Yb	0.10	0.03	0.11	0.50	-0.19	0.19	-0.08	-0.01	-0.25	-0.20	-0.05	0.02	0.54	-0.02	-0.49	0.03	-0.07	-0.14	-0.34	-0.42	-0.07	0.55	0.52	-0.03	0.97	0.24	0.37	0.56	0.74	0.57	0.87	0.92	1							Yb
Lu	0.08	0.04	0.09	0.48	-0.18	0.18	-0.07	-0.07	-0.26	-0.14	-0.12	0.22	0.43	0.00	-0.44	0.04	-0.08	-0.13	-0.32	-0.43	-0.08	0.52	0.58	-0.04	0.94	0.23	0.34	0.57	0.73	0.57	0.86	0.90	0.98	1						Lu

A-1.V-12

Tab.A.IV.12. : Matrice de corrélation calculée pour les roches des Formations Misahualli du Nord, Misahualli du Sud et Colán (nombre d'échantillons = 37). Tous échantillons confondus. Analyses ICP.

	Fe/VFeO1	H2O	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Rb	Sr	Ba	Co	Cu	Cr	Ni	V	Zn	Nb	Zr	Y	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Yb	Lu	Hf	Sc	Ta	Th	U	Cs					
Fe/VFeO1	1																																													
H2O	0.00	1																																												
SiO2	0.34	-0.72	1																																											
TiO2	-0.36	0.51	-0.73	1																																										
Al2O3	0.43	0.60	-0.56	0.26	1																																									
Fe2O3	0.71	0.48	-0.35	0.09	0.69	1																																								
FeO	-0.68	0.49	-0.84	0.47	0.19	-0.03	1																																							
MnO	-0.73	0.54	-0.76	0.70	0.04	-0.25	0.77	1																																						
MgO	-0.63	0.65	-0.86	0.70	0.14	-0.03	0.84	0.95	1																																					
CaO	-0.16	-0.27	-0.31	0.13	-0.05	0.15	0.33	0.13	0.19	1																																				
Na2O	-0.27	-0.02	-0.12	0.53	-0.15	-0.25	0.01	0.32	0.21	-0.29	1																																			
K2O	0.41	-0.12	0.39	-0.52	0.37	-0.05	-0.40	-0.48	-0.58	-0.47	-0.32	1																																		
P2O5	0.18	0.54	-0.58	0.51	0.71	0.51	0.27	0.20	0.28	-0.25	0.52	0.00	1																																	
Rb	0.37	-0.08	0.25	-0.43	0.44	-0.01	-0.26	-0.39	-0.49	-0.38	-0.30	0.97	0.09	1																																
Sr	0.26	-0.39	0.11	-0.24	0.32	0.04	-0.20	-0.32	-0.43	-0.12	0.15	0.51	0.29	0.57	1																															
Ba	0.01	0.36	-0.30	0.02	0.64	0.05	0.29	0.09	0.04	-0.32	-0.19	0.71	0.38	0.81	0.35	1																														
Co	-0.02	0.85	-0.82	0.35	0.58	0.59	0.67	0.53	0.71	0.12	-0.19	-0.28	0.47	-0.20	-0.29	0.23	1																													
Cu	0.05	0.20	-0.56	0.61	0.56	0.40	0.27	0.18	0.26	0.54	-0.11	-0.17	0.31	-0.07	0.05	0.17	0.27	1																												
Cr	-0.39	0.59	-0.46	0.10	-0.02	0.57	0.68	0.70	-0.19	0.04	-0.24	0.10	-0.22	-0.35	0.08	0.66	-0.41	1																												
Ni	-0.41	0.45	-0.41	0.05	-0.13	-0.10	0.57	0.63	0.65	-0.12	0.12	-0.30	0.09	-0.24	-0.29	0.02	0.58	-0.46	0.97	1																										
V	-0.43	0.56	-0.70	0.86	0.30	0.35	0.77	0.73	0.84	0.39	0.27	-0.66	0.48	-0.52	-0.31	0.02	0.64	0.63	0.28	0.28	1																									
Zn	-0.39	0.81	-0.75	0.77	0.34	0.03	0.58	0.85	0.84	-0.23	0.37	-0.36	0.50	-0.19	-0.38	0.29	0.62	0.23	0.60	0.51	0.69	1																								
Nb	0.18	-0.34	0.11	0.26	0.03	-0.06	-0.34	-0.10	-0.24	-0.03	0.71	0.05	0.38	0.11	0.64	-0.06	-0.44	0.08	-0.38	-0.27	-0.04	-0.06	1																							
Zr	0.01	0.64	-0.21	0.02	0.14	0.06	0.10	0.42	0.39	-0.53	0.10	0.06	0.18	0.01	-0.24	0.12	0.50	-0.49	0.82	0.72	-0.03	0.57	-0.18	1																						
Y	-0.17	0.17	-0.32	0.77	-0.07	-0.03	0.04	0.48	0.38	0.24	0.45	-0.30	0.08	-0.45	-0.16	-0.31	-0.01	0.42	-0.06	-0.09	0.49	0.45	0.47	0.02	1																					
La	0.35	-0.54	0.63	-0.35	-0.18	-0.25	-0.74	-0.44	-0.61	0.41	-0.01	0.33	0.60	-0.15	-0.65	-0.42	-0.30	-0.26	-0.67	-0.39	0.69	0.06	0.00	1																						
Ce	0.22	-0.50	0.46	-0.05	-0.14	-0.29	-0.64	-0.25	-0.45	-0.21	0.56	0.27	0.08	0.22	0.60	-0.15	-0.65	-0.17	-0.39	-0.35	-0.44	-0.23	0.84	-0.05	0.29	0.94	1																			
Nd	-0.01	-0.19	-0.05	0.57	0.00	-0.10	-0.25	0.13	-0.01	0.04	0.78	-0.22	0.36	-0.19	0.35	-0.23	-0.36	0.29	-0.38	-0.34	0.20	0.16	0.88	-0.19	0.73	0.51	0.76	1																		
Sm	-0.16	-0.19	-0.13	0.67	-0.05	-0.15	-0.12	0.23	0.10	0.24	0.64	-0.35	0.21	-0.32	0.19	-0.29	-0.34	0.48	-0.44	-0.43	0.34	0.18	0.71	-0.34	0.81	0.29	0.59	0.94	1																	
Eu	-0.17	0.26	-0.56	0.71	0.53	0.04	0.31	0.40	0.30	0.02	0.51	0.09	0.67	0.21	0.44	0.50	0.10	0.57	-0.17	-0.19	0.51	0.51	0.59	-0.13	0.48	0.04	0.30	0.65	0.63	1																
Gd	-0.16	0.11	-0.38	0.85	0.08	0.03	0.08	0.39	0.32	0.26	0.57	-0.45	0.31	-0.38	0.01	-0.19	-0.06	0.59	-0.28	-0.28	0.58	0.41	0.59	-0.23	0.92	0.00	0.33	0.85	0.83	0.69	1															
Tb	-0.23	0.18	-0.42	0.88	0.05	0.01	0.13	0.48	0.42	0.28	0.51	-0.33	0.23	-0.48	-0.13	-0.27	0.01	0.59	-0.19	-0.22	0.62	0.47	0.45	-0.15	0.95	-0.08	0.23	0.78	0.90	0.60	0.98	1														
Dy	-0.24	0.15	-0.39	0.85	-0.02	-0.02	0.14	0.48	0.41	0.32	0.45	-0.53	0.14	-0.47	-0.16	-0.25	-0.01	0.57	-0.17	-0.19	0.61	0.45	0.44	-0.17	0.97	-0.26	0.20	0.73	0.86	0.57	0.97	0.99	1													
Yb	-0.17	-0.03	-0.10	0.63	-0.29	-0.09	-0.09	0.30	0.22	0.33	0.34	-0.60	-0.15	-0.60	-0.29	-0.55	-0.19	0.37	-0.23	-0.25	0.37	0.21	0.33	-0.17	0.93	-0.03	0.23	0.65	0.79	0.23	0.85	0.89	0.92	1												
Lu	-0.17	-0.13	-0.04	0.57	-0.37	-0.12	-0.11	0.25	0.17	0.37	0.35	-0.61	-0.20	-0.60	-0.34	-0.58	-0.25	0.31	-0.25	-0.24	0.33	0.12	0.38	-0.23	0.91	0.01	0.26	0.65	0.78	0.20	0.83	0.85	0.89	0.99	1											
Hf	0.27	-0.69	0.70	-0.23	-0.39	-0.32	-0.88	-0.46	-0.64	-0.02	0.26	0.18	-0.34	0.08	0.39	-0.41	-0.82	-0.18	-0.57	-0.54	-0.60	-0.52	0.62	-0.24	0.29	0.83	0.87	0.59	0.52	-0.04	0.26	0.21	0.20	0.40	0.44	1										
Sc	-0.53	0.61	-0.88	0.86	0.19	0.12	0.77	0.87	0.94	0.33	0.25	-0.69	0.33	-0.58	-0.43	-0.05	-0.65	0.51	0.45	-0.41	0.95	0.79	-0.12	0.17	0.58	-0.65	-0.43	0.17	0.32	0.42	0.57	0.65	0.64	0.46	0.40	-0.55	1									
Ta	0.15	-0.52	0.67	-0.																																										

	Fe3/FeO1	H2O	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Li	Rb	Sr	Ba	Co	Cu	Cr	Ni	V	Zn	Nb	Zr	Y	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Yb						
Fe3/FeO1	1																																				Fe3/FeO1				
H2O	0.05	1																																			H2O				
SiO2	0.16	-0.41	1																																			SiO2			
TiO2	0.39	-0.06	-0.37	1																																		TiO2			
Al2O3	-0.45	0.22	-0.77	0.05	1																																	Al2O3			
Fe2O3	0.37	0.07	-0.61	0.69	0.21	1																																Fe2O3			
FeO	-0.90	-0.10	-0.29	-0.29	0.47	-0.02	1																															FeO			
MnO	0.09	0.59	-0.52	0.02	0.29	0.31	-0.20	1																														MnO			
MgO	0.09	0.28	-0.85	0.21	0.56	0.57	0.10	0.57	1																													MgO			
CaO	-0.15	-0.05	-0.46	0.14	0.45	0.01	0.10	-0.23	0.49	1																												CaO			
Na2O	-0.13	0.16	-0.03	-0.06	-0.06	0.22	0.25	0.35	-0.10	-0.57	1																											Na2O			
K2O	0.11	0.07	0.29	-0.08	-0.23	-0.43	-0.37	-0.05	-0.42	-0.33	-0.30	1																										K2O			
P2O5	0.09	0.05	-0.37	0.72	0.17	0.49	-0.04	0.14	0.12	-0.14	0.20	0.12	1																									P2O5			
Li	0.19	0.47	0.20	-0.45	-0.35	-0.32	-0.25	0.10	0.00	0.06	0.07	-0.10	-0.48	1																								Li			
Rb	0.35	-0.08	-0.01	0.35	-0.07	0.10	-0.45	0.08	-0.07	-0.22	-0.33	0.76	0.34	-0.47	1																							Rb			
Sr	-0.26	-0.35	-0.41	0.13	0.56	0.00	0.17	-0.05	0.38	0.54	-0.50	0.20	0.19	-0.49	0.37	1																						Sr			
Ba	-0.15	0.17	-0.16	-0.12	0.10	-0.20	0.00	0.35	0.10	-0.10	-0.28	0.70	0.17	-0.21	0.56	0.42	1																					Ba			
Co	0.25	0.11	-0.68	0.50	0.46	0.62	-0.70	0.38	0.78	0.49	-0.25	-0.41	0.19	-0.14	0.04	0.32	-0.07	1																				Co			
Cu	-0.32	0.24	-0.31	-0.06	0.41	-0.02	0.18	0.13	0.17	0.32	-0.33	0.24	0.17	-0.10	0.17	0.37	0.50	0.01	1																			Cu			
Cr	0.23	0.18	-0.42	0.15	0.07	0.26	-0.14	0.30	0.69	0.50	-0.19	-0.38	-0.09	0.40	-0.22	0.11	-0.12	0.57	-0.03	1																		Cr			
Ni	-0.03	-0.03	-0.25	-0.01	0.15	0.09	0.06	0.20	0.45	0.24	0.02	-0.30	0.03	0.02	-0.07	0.11	-0.15	0.33	0.14	0.42	1																	Ni			
V	0.20	0.14	-0.72	0.61	0.42	0.65	-0.04	0.18	0.62	0.51	-0.22	-0.23	0.23	-0.14	0.14	0.32	-0.01	0.74	0.07	0.47	-0.11	1																V			
Zn	0.02	0.45	-0.45	0.00	0.22	0.30	0.08	0.97	0.53	-0.23	0.37	-0.10	0.23	0.07	0.01	-0.01	0.35	0.39	0.02	0.35	0.17	0.14	1															Zn			
Nb	0.31	-0.17	0.19	0.30	-0.46	0.21	-0.29	-0.03	-0.03	-0.12	0.07	-0.14	0.19	0.05	0.07	-0.12	-0.19	0.10	-0.40	0.20	-0.05	0.03	0.08	1														Nb			
Zr	0.55	-0.26	0.35	0.58	-0.57	0.20	-0.58	-0.13	-0.37	-0.43	-0.02	0.42	0.50	-0.30	0.56	-0.12	0.11	-0.10	-0.28	-0.22	-0.22	-0.08	-0.11	0.50	1													Zr			
Y	0.38	-0.19	0.14	0.59	-0.49	0.38	-0.36	-0.04	-0.17	-0.31	0.19	0.07	0.47	-0.22	0.34	-0.16	-0.07	0.04	-0.30	0.05	-0.05	0.10	0.04	0.77	0.74	1												Y			
La	0.55	-0.41	0.19	0.67	-0.43	0.42	-0.48	-0.17	-0.17	-0.29	-0.06	0.24	0.58	-0.41	0.56	0.05	0.04	0.06	-0.18	-0.05	-0.10	0.10	-0.11	0.49	0.89	0.77	1												La		
Ce	0.44	-0.33	0.03	0.75	-0.32	0.50	-0.36	-0.11	-0.08	-0.22	-0.01	0.18	0.68	-0.48	0.53	0.10	0.05	0.15	-0.18	0.01	-0.07	0.20	-0.02	0.53	0.85	0.82	0.97	1										Ce			
Nd	0.39	-0.20	-0.21	0.80	-0.06	0.53	-0.33	0.03	0.10	-0.11	-0.09	0.27	0.82	-0.56	0.62	0.29	0.23	0.22	0.10	-0.02	0.02	0.29	0.04	0.27	0.75	0.61	0.88	0.90	1									Nd			
Sm	0.41	-0.18	-0.23	0.89	-0.08	0.62	-0.32	0.01	0.11	-0.07	-0.05	0.14	0.87	-0.52	0.54	0.21	0.08	0.29	-0.03	0.06	-0.03	0.39	0.05	0.38	0.74	0.70	0.88	0.93	0.97	1								Sm			
Eu	0.24	-0.24	-0.18	0.74	-0.06	0.50	-0.20	-0.06	0.11	0.03	-0.04	-0.04	0.61	-0.41	0.36	0.27	-0.09	0.34	-0.22	0.21	-0.02	0.39	0.08	0.68	0.56	0.87	0.71	0.82	0.70	0.87	1							Eu			
Gd	0.49	-0.16	-0.18	0.92	-0.18	0.62	-0.40	-0.02	0.07	-0.07	-0.04	0.10	0.73	-0.44	0.53	0.09	-0.01	0.32	-0.13	0.12	-0.04	0.45	0.02	0.42	0.75	0.75	0.86	0.92	0.90	0.97	0.82	1							Gd		
Tb	0.52	-0.24	0.07	0.87	-0.41	0.51	-0.43	-0.21	-0.13	-0.11	-0.01	0.00	0.54	-0.29	0.36	-0.13	-0.23	0.21	-0.33	0.11	-0.12	0.33	-0.14	0.60	0.78	0.84	0.85	0.89	0.73	0.85	0.80	0.93	1							Tb	
Dy	0.61	-0.32	0.38	0.61	-0.63	0.29	-0.56	-0.26	-0.36	-0.31	0.05	0.10	0.33	-0.16	0.35	-0.31	-0.26	0.00	-0.45	-0.03	-0.17	0.07	-0.21	0.62	0.84	0.82	0.84	0.87	0.58	0.67	0.64	0.87	0.93	1						Dy	
Yb	0.46	-0.15	0.05	0.57	-0.16	0.27	-0.40	-0.08	-0.18	-0.08	0.10	0.10	0.31	-0.18	0.24	-0.14	-0.18	0.18	-0.20	-0.11	-0.13	0.26	-0.13	-0.15	0.52	0.18	0.47	0.42	0.54	0.47	0.11	0.54	0.50	0.54	1						Yb
Fe3/FeO1	H2O	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Li	Rb	Sr	Ba	Co	Cu	Cr	Ni	V	Zn	Nb	Zr	Y	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Yb							

Tab.A.IV.14. : Matrice de corrélation calculée pour les laves de la Formation Río Grande (nombre d'analyses = 5). Tous échantillons confondus. Analyses ICP.

	Fe3/FeO1	H2O	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Lj	Rb	Sr	Ba	Co	Cu	Cr	Ni	V	Zn	Nb	Zr	Y	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Yb	Lu							
Fe3/FeO1	1																																				Fe3/FeO1					
H2O	0.05	1																																				H2O				
SiO2	0.16	0.41	1																																				SiO2			
TiO2	0.39	-0.59	-0.38	1																																			TiO2			
Al2O3	-0.45	0.22	-0.77	0.05	1																																		Al2O3			
Fe2O3	0.37	0.07	-0.61	0.69	0.21	1																																	Fe2O3			
FeO	-0.90	-0.10	-0.30	-0.29	0.47	-0.02	1																																FeO			
MnO	0.09	0.59	-0.52	0.02	0.03	0.31	-0.02	1																															MnO			
MgO	0.09	0.28	-0.85	0.21	0.56	0.57	0.10	0.57	1																														MgO			
CaO	-0.15	0.05	-0.46	0.14	0.45	0.01	0.10	-0.32	0.49	1																													CaO			
Na2O	-0.13	0.16	-0.03	-0.06	-0.06	0.22	0.25	0.35	-0.10	-0.57	1																												Na2O			
K2O	0.11	0.07	0.29	-0.08	-0.23	-0.43	-0.37	-0.05	-0.42	-0.33	-0.30	1																											K2O			
P2O5	0.09	0.05	-0.37	0.72	0.17	0.49	-0.04	0.15	0.12	-0.14	0.20	0.12	1																										P2O5			
Lj	0.19	0.47	0.20	-0.45	-0.35	-0.32	-0.25	0.10	0.09	0.06	0.07	-0.10	-0.48	1																									Lj			
Rb	0.35	-0.08	-0.01	0.04	0.07	0.10	-0.47	0.09	-0.07	-0.22	-0.33	0.76	0.34	-0.47	1																								Rb			
Sr	-0.26	-0.35	-0.41	0.13	0.56	0.00	0.17	-0.05	0.38	0.54	-0.50	0.20	0.19	-0.50	0.37	1																							Sr			
Ba	-0.15	0.17	-0.17	-0.13	0.10	-0.20	0.00	0.35	0.10	-0.10	-0.28	0.07	0.17	-0.21	0.56	0.42	1																						Ba			
Co	0.25	0.11	-0.68	0.30	0.46	0.63	-0.07	0.38	0.78	0.49	-0.25	-0.42	0.19	-0.14	0.04	0.32	-0.07	1																					Co			
Cu	-0.32	0.24	-0.31	-0.06	0.41	-0.20	0.18	0.14	0.17	0.32	-0.33	0.24	0.17	-0.10	0.17	0.37	0.50	0.01	1																				Cu			
Cr	-0.23	0.18	-0.42	0.15	0.07	0.26	-0.14	0.30	0.69	0.50	-0.19	-0.38	-0.10	0.40	-0.22	0.11	-0.12	0.57	-0.03	1																			Cr			
Ni	0.03	0.03	-0.25	0.00	0.15	0.09	0.06	0.20	0.05	0.24	0.02	-0.30	0.03	0.02	-0.08	0.11	-0.15	0.33	0.14	0.42	1																		Ni			
V	0.02	0.14	-0.72	0.61	0.42	0.65	-0.04	0.18	0.62	0.51	-0.21	-0.23	0.23	-0.14	0.14	0.32	-0.10	0.75	0.07	0.47	-0.11	1																	V			
Zn	0.02	0.45	-0.45	0.00	0.22	0.30	0.08	0.91	0.53	-0.23	0.37	-0.10	0.23	0.07	0.01	-0.01	0.35	0.39	0.02	0.35	0.17	-0.14	1																Zn			
Nb	0.31	-0.17	0.19	0.30	-0.46	0.21	-0.29	-0.03	-0.03	-0.12	0.07	-0.14	0.19	0.05	0.07	-0.12	-0.19	0.10	-0.40	0.20	-0.05	0.03	0.08	1															Nb			
Zr	0.55	0.26	0.35	0.58	-0.57	0.20	-0.58	-0.13	-0.37	-0.43	-0.17	0.42	0.50	-0.30	0.56	-0.12	0.11	-0.10	-0.28	-0.22	-0.22	-0.08	-0.11	0.50	1														Zr			
Y	0.38	-0.19	0.14	0.59	-0.49	0.38	-0.36	-0.04	-0.17	-0.31	0.20	0.07	0.47	-0.22	0.34	-0.16	-0.07	0.04	-0.30	0.05	-0.05	0.10	0.04	0.77	0.74	1													Y			
La	0.55	0.41	0.19	0.67	-0.43	0.42	-0.48	-0.17	-0.17	-0.29	-0.06	0.24	0.58	-0.41	0.56	0.05	0.04	0.06	-0.18	-0.05	-0.10	0.10	-0.11	0.49	0.89	0.77	1												La			
Ce	0.44	-0.33	0.03	0.75	-0.32	0.50	-0.36	-0.11	-0.08	-0.22	-0.01	0.18	0.68	-0.48	0.53	0.10	0.05	0.15	-0.18	0.02	-0.07	0.20	-0.02	0.53	0.85	0.82	0.96	1											Ce			
Nd	0.39	-0.20	-0.21	0.80	-0.06	0.53	-0.33	0.03	0.10	-0.11	-0.09	0.27	0.82	-0.56	0.62	0.29	0.23	0.22	0.10	-0.02	0.02	0.29	0.04	0.27	0.75	0.61	0.88	0.90	1										Nd			
Sm	0.41	-0.18	-0.23	0.89	-0.08	0.62	-0.32	0.01	0.11	-0.07	-0.05	0.14	0.87	-0.53	0.54	0.21	0.08	0.22	-0.03	0.07	-0.03	0.39	0.05	0.38	0.74	0.70	0.88	0.94	0.97	1									Sm			
Eu	0.24	-0.24	-0.18	0.74	-0.06	0.50	-0.20	-0.06	0.12	0.26	-0.04	-0.04	0.62	-0.41	0.36	0.27	-0.09	0.34	-0.22	0.21	-0.02	0.39	0.08	0.68	0.56	0.81	0.71	0.82	0.70	0.81	1								Eu			
Gd	0.49	-0.16	-0.18	0.92	-0.18	0.62	-0.40	-0.02	0.07	-0.07	-0.04	0.10	0.73	-0.45	0.53	0.09	-0.01	0.32	-0.13	0.12	-0.04	0.45	0.02	0.42	0.75	0.76	0.87	0.92	0.90	0.97	0.82	1								Gd		
Dy	0.52	-0.24	0.07	0.83	-0.41	0.51	-0.43	-0.21	-0.13	-0.11	-0.01	0.00	0.54	-0.29	0.36	-0.13	-0.23	0.21	-0.33	0.11	-0.02	0.33	-0.14	0.60	0.78	0.84	0.85	0.89	0.73	0.85	0.81	0.93	1								Dy	
Yb	0.61	-0.32	0.38	0.61	-0.63	0.29	-0.56	-0.26	-0.36	-0.31	0.06	0.10	0.33	-0.16	0.35	-0.31	-0.26	0.00	-0.45	-0.03	-0.17	0.07	-0.21	0.62	0.84	0.82	0.84	0.81	0.58	0.67	0.64	0.78	0.93	1							Yb	
Lu	0.46	-0.15	0.05	0.57	-0.16	0.27	-0.40	-0.08	-0.18	-0.08	0.10	0.10	0.31	-0.18	0.24	-0.14	-0.18	0.18	-0.20	-0.11	-0.14	0.26	-0.13	-0.15	0.52	0.18	0.47	0.43	0.45	0.47	0.11	0.54	0.50	0.54	1							Lu

Tab.A.IV.15 : Matrice de corrélation calculée pour les coulées et intrusifs de la Formation Chala à l'exception des faciès acides et des intrusifs crétaçés (nombre d'échantillons = 22). Tous échantillons confondus. Analyses ICP.

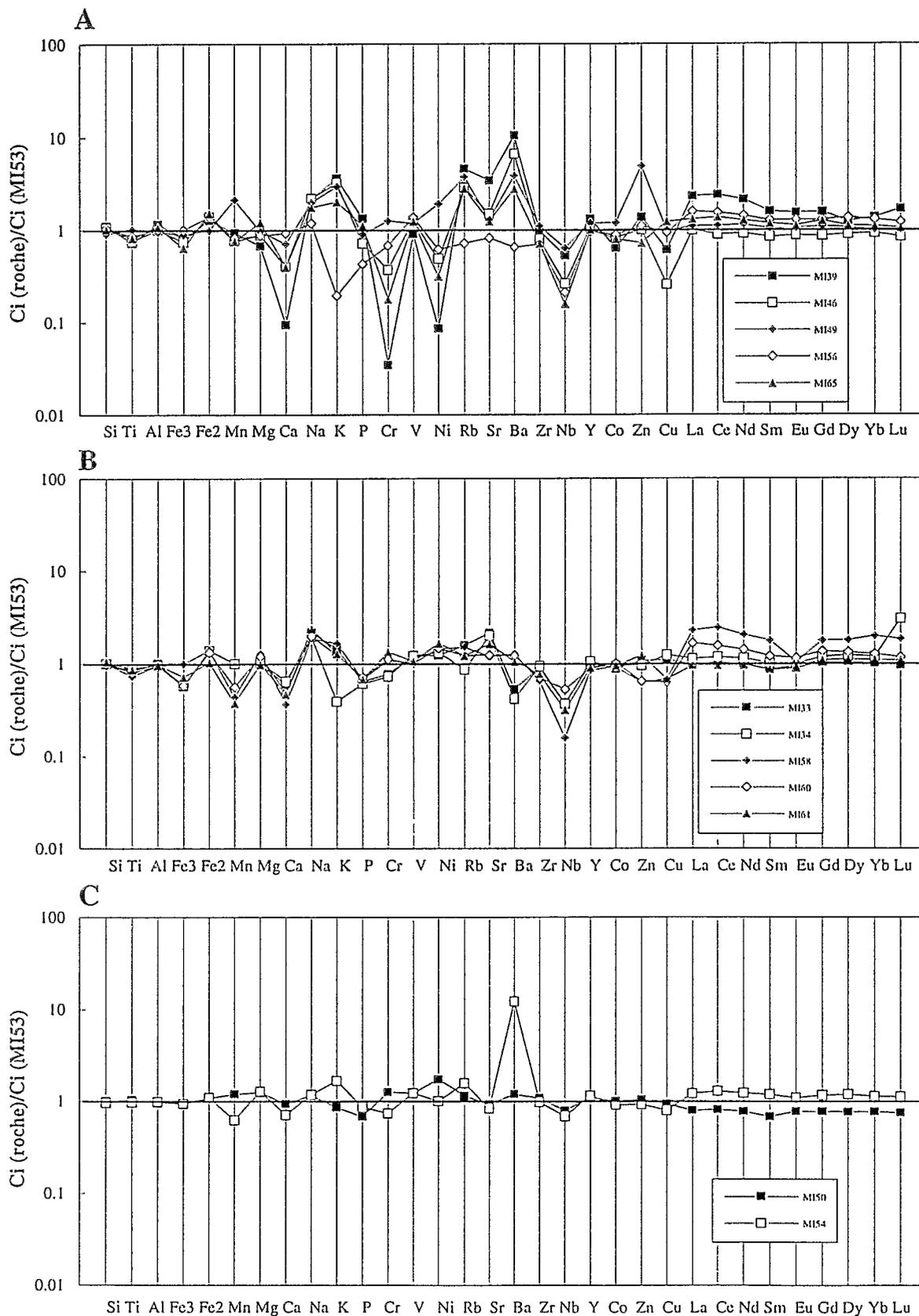


Fig.A.IV.1 : Diagrammes détaillés de normalisation pour les basaltes de la Formation Santiago. A : Pillow lavas ; B : Coulées massives ; C : Coulées prismatiques. Echantillon de référence : MI53. (Ci = concentration en un élément i).

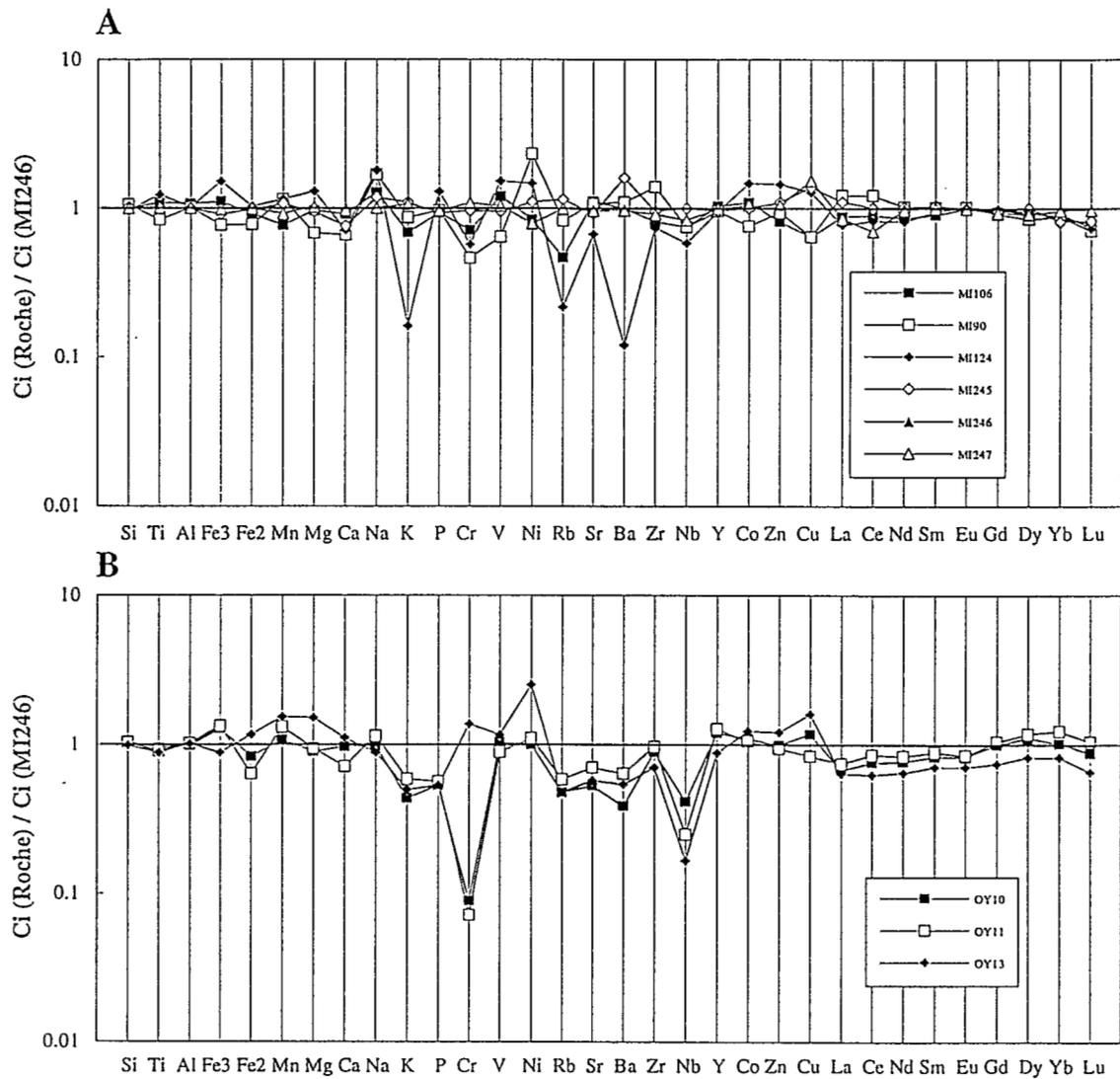


Fig.A.IV.2. : Diagrammes détaillés de normalisation pour les roches basiques des Formations Misahualli et Colán.
A : Misahualli du Nord, B : Formation Colán. Echantillon de référence : MI246. (Ci = concentration en un élément i).

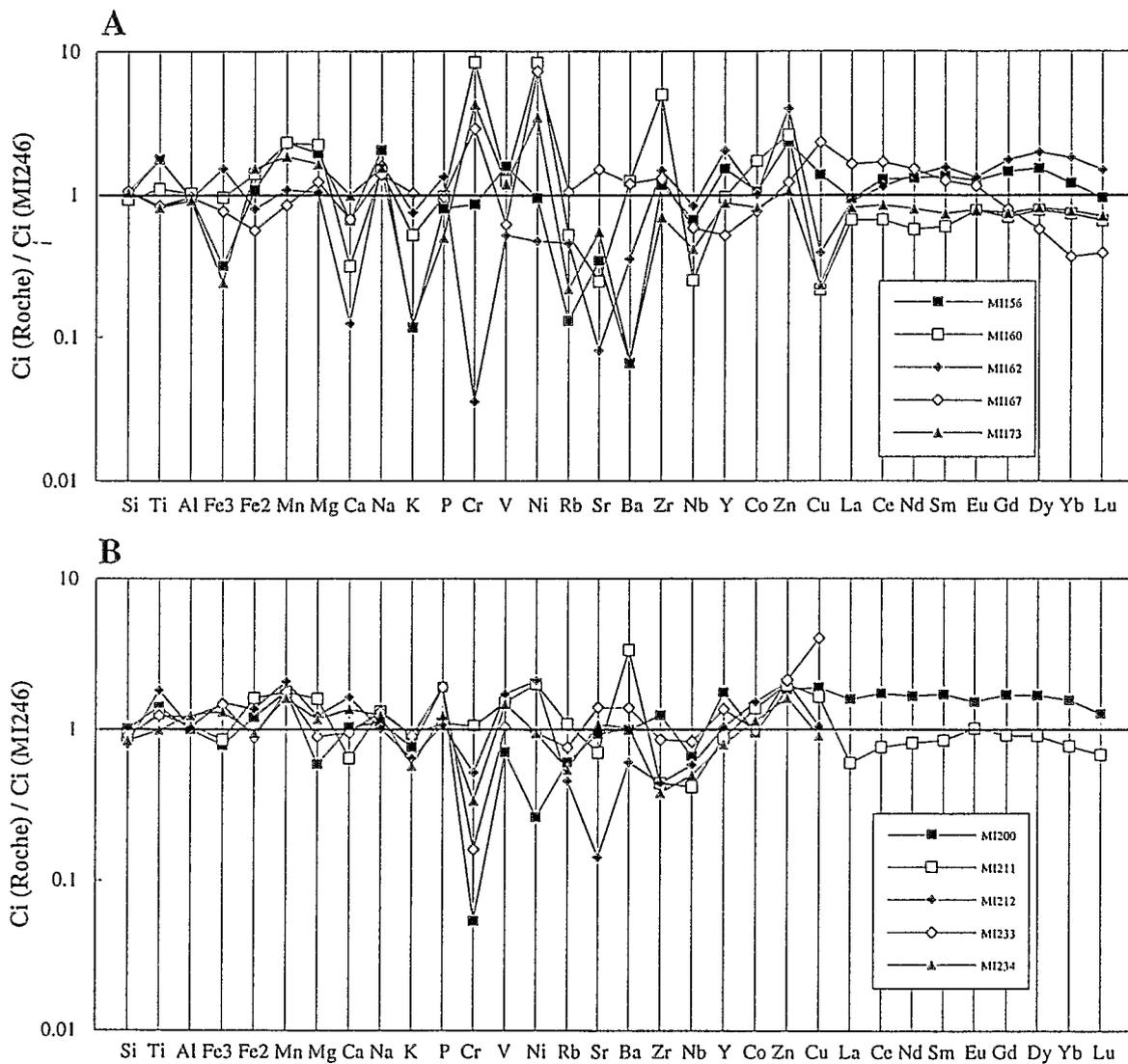


Fig.A.IV.3 : Diagrammes détaillés de normalisation pour les roches basiques de la Formation Misahualli du Sud. Echantillon de référence : MI246. (Ci = concentration en un élément i).

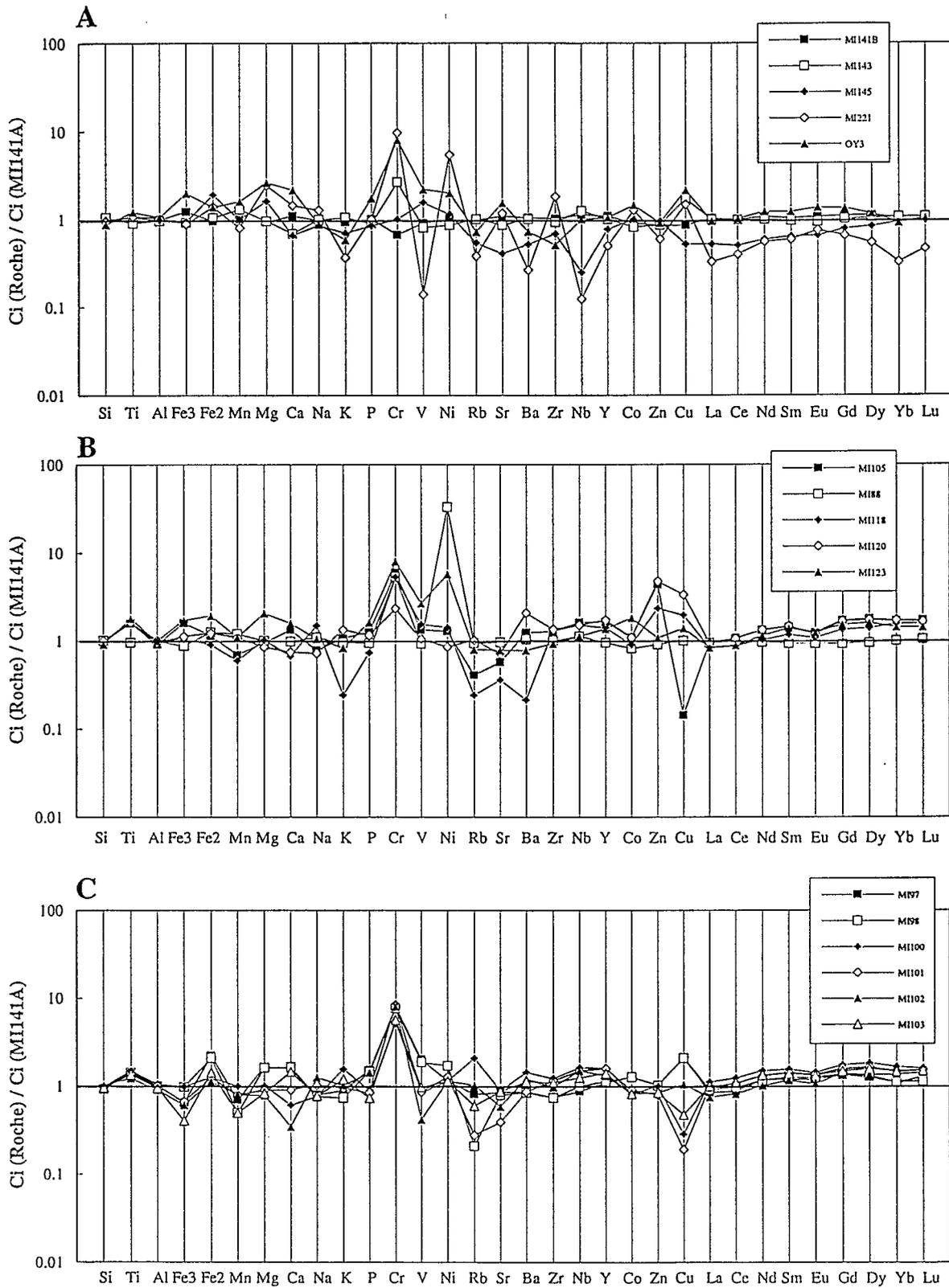


Fig.A.IV.4 : Diagrammes détaillés de normalisation pour les roches acides des Formations Misahualli et Colán.
A : Formation Misahualli du Nord (MI141B, 143, 145), Misahualli du Sud (MI221) et Colán (OY3) ; B : Formation Misahualli du Nord ; C : Formation Misahualli du Nord. Echantillon de référence : MI141A (Ci = concentration en un élément i).

Diagrammes de normalisation

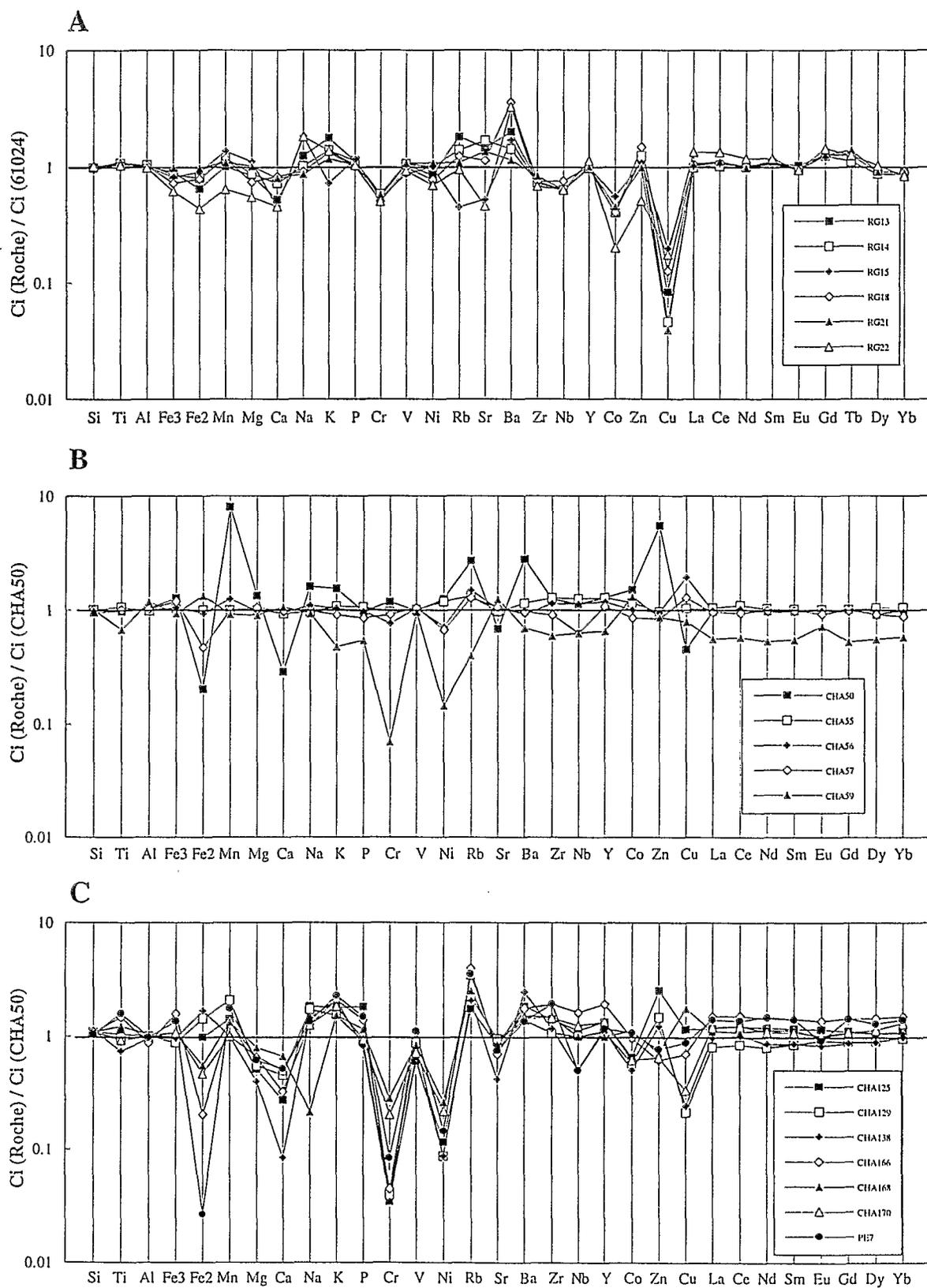


Fig.A.IV.5 : Diagrammes détaillés de normalisation pour les roches basiques des Formations Río Grande et Chala. A : Formation Río Grande. Echantillon de référence : 61024 (Aguirre, 1988) ; B et C : Formations Chala (coulées) échantillon de référence CHA50. (Ci = concentration en un élément i).

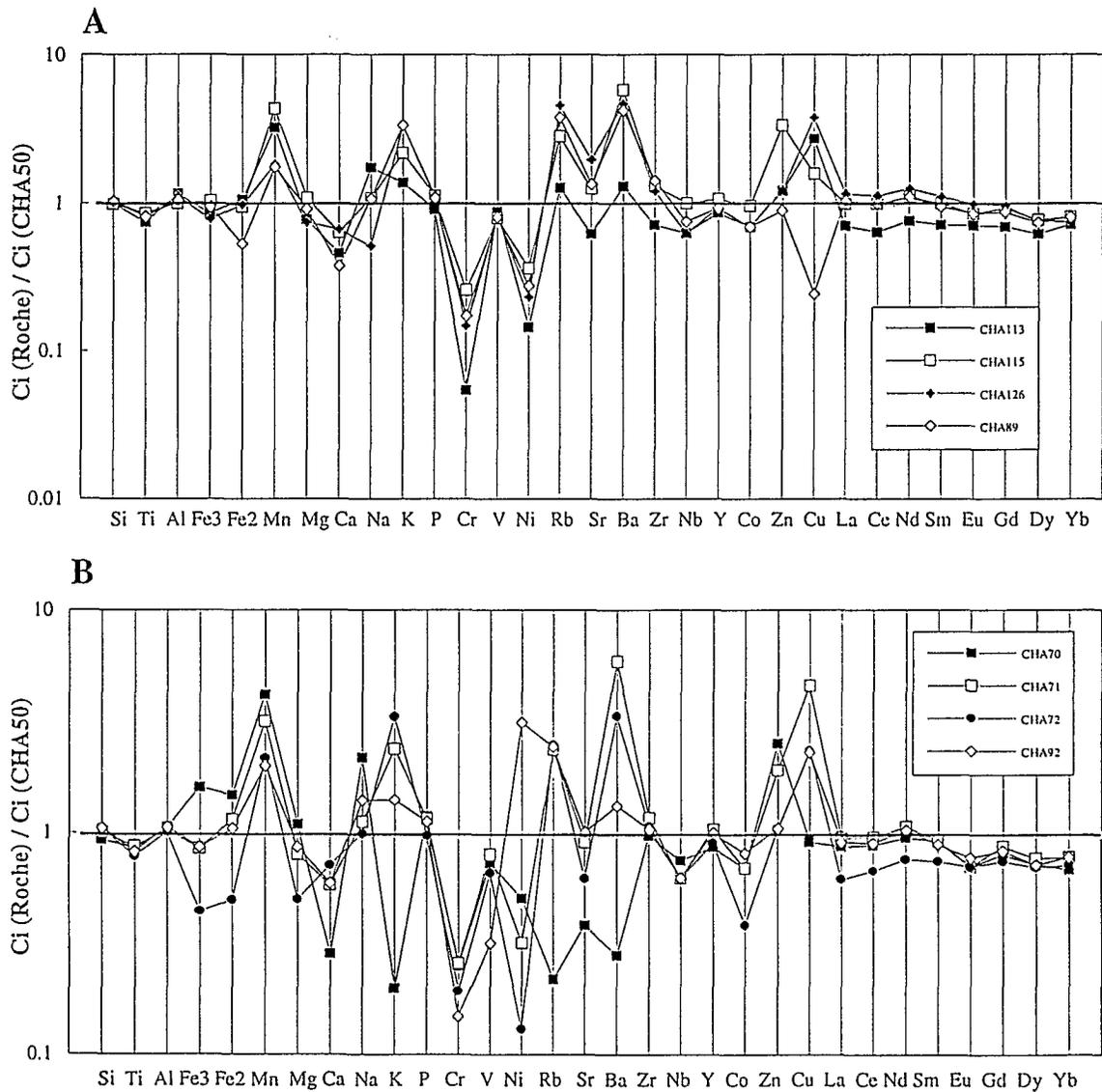


Fig.A.IV..6. : Diagrammes détaillés de normalisation pour les intrusifs basiques de la Formation Chala.
Echantillon de référence : CHA50. (C_i = concentration en un élément i).

Des données stratigraphiques, pétrographiques, géochronologiques et géochimiques suggèrent que les différents segments de la marge occidentale d'Amérique du Sud ont eu une évolution géodynamique différente pendant le Jurassique.

1) Au cours du Jurassique inférieur, les **Andes Septentrionales** (segment colombo-équatorien) se caractérisent par une tectonique en extension. La zone subandine d'Équateur a été le siège d'une activité volcanique d'âge sinémurien qui se manifeste sous la forme de basaltes et de pyroclastites acides intercalées dans une pile sédimentaire (Formation Santiago). Ces roches volcaniques sont divisées ici en deux groupes : l'un d'affinité chimique typique de tholeiites continentales et l'autre caractéristique de roches calco-alcalines liées à la subduction d'une plaque océanique sous la marge andine.

2) Au Jurassique moyen (Bajocien-Bathonien), une zone de subduction active induit la création d'un arc magmatique (arc Misahualli/Colán) dans le segment colombo-équatorien. Cette subduction est orthogonale par rapport à la marge continentale à cette latitude. Les produits de cet arc sont essentiellement des andésites et des dacites calco-alcalines moyennement riches en potassium.

Les **Andes Centrales**, au sud du Pérou (segment péruvien), sont caractérisées par une convergence oblique entre la marge et la

plaque océanique. Cette subduction provoque la mise en place de séries volcaniques andésitiques calco-alcalines riches en potassium (Formations Río Grande et Chala).

De nouvelles données radiométriques $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ datent l'évènement volcanique Misahualli à environ 173 Ma et confirment l'âge de 165 Ma des coulées de basaltes andésitiques de la Formation Chala.

Toutes ces séries volcaniques sont affectées par des phénomènes secondaires sans déformation pénétrative des roches. Ces phénomènes métamorphiques, caractérisés par l'apparition de phases minérales en pseudomorphose de minéraux primaires, en remplissage de vacuoles et de veines et en remplacement de la mésostase, sont liés à la circulation de fluides hydrothermaux sous des conditions physiques de faciès zéolite à schiste vert avec des températures comprises entre 200 et 300°C et des pressions faibles (< 3 kbars). La composition primaire des roches a été modifiée par ces processus métamorphiques.

Mots-clefs

Andes, Pérou, Equateur, Jurassique, Volcanisme, Métamorphisme, Pétrologie, Géochimie, Géochronologie, Géodynamique, Marge continentale active.