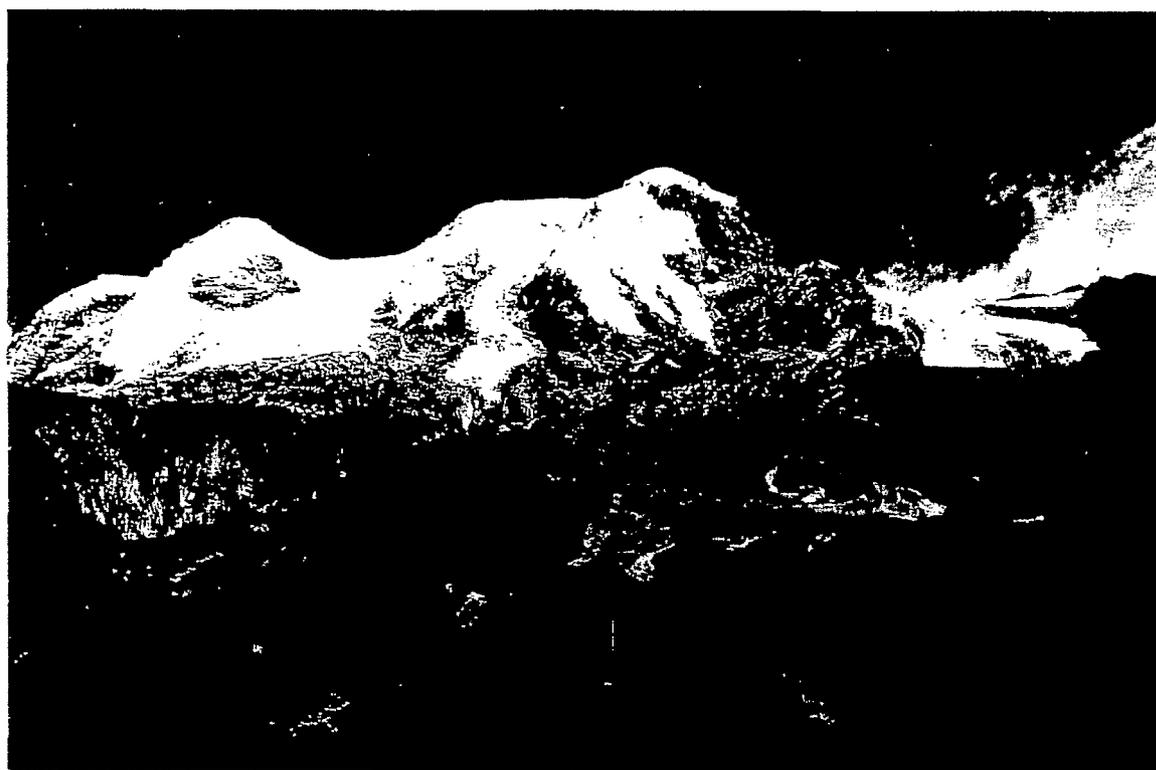


Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand II
Université Jean Monet, St. Etienne
Université Claude Bernard, Lyon I

D.E.A. PROCESSUS MAGMATIQUES ET METAMORPHIQUES - VOLCANOLOGIE

**Interaction entre les magmas adakitiques et calco-alcalins:
Géochimie des complexes volcaniques du Cayambe et du Mojanda-Fuya Fuya
(Equateur)**



Pablo SAMANIEGO EGUIGUREN

Sous la direction de: Hervé MARTIN
Alain GOURGAUD

Mémoire soutenu le 24 juin 1997 devant le jury constitué par: Hervé MARTIN
Michel CONDOMINES
Max SCHMIDT

Fonds Documentaire ORSTOM

Cote: Ax 15265 Ex:

uniqua

SOMMAIRE

1. INTRODUCTION	1
2. CADRE GEOLOGIQUE	3
2.1 Contexte Géodynamique	3
2.2 Cadre Géologique	4
2.3 L'arc volcanique de Colombie-Equateur	4
2.4 Cadre géologique local	5
3. ETUDE PETROGRAPHIQUE	10
3.1 Le complexe du Cayambe	10
3.2 Le complexe du Mojanda-Fuya Fuya	11
3.3 Conclusion	12
4. CARACTERISATION GEOCHIMIQUE	13
4.1 Les données géochimiques	13
4.2 Les séries magmatiques	20
4.3 Les données isotopiques	22
5. EVOLUTION PETROGENETIQUE	24
5.1 La cristallisation fractionnée	24
5.2 La fusion partielle	30
5.3 Discussion	36
CONCLUSION ET PERSPECTIVES	40
BIBLIOGRAPHIE	42

ORSTOM
Centre Documentation
Quito
JUL 29 1998



Fonds Documentaire ORSTOM
Cote: Ax 15265 Ex:

~~QA SSC.1
SAN
no 277~~

Remerciements

Je tiens à remercier:

M. Hervé MARTIN, qui a accepté d'être le responsable de ce travail.

M. Alain GOURGAUD, pour la codirection de ce DEA et pour les corrections apportées.

A M. Claude ROBIN et M. Michel MONZIER pour avoir proposé ce sujet et pour l'intérêt qu'ils ont porté à ma formation.

A l'ORSTOM pour avoir financé mon stage.

Finalement, à Sabine MARC qui a corrigé les premières étapes de la rédaction.

1. INTRODUCTION

La genèse des magmas en contexte de marge continentale active est, depuis longtemps, un des sujets les plus controversés de la géologie. Les premiers modèles proposés faisaient appel à la fusion partielle des basaltes de la plaque océanique plongeante pour produire les séries calco-alcalines d'arc (Green et Ringwood, 1968). Ces modèles ont ensuite été légèrement modifiés et il a été proposé la déshydratation de la plaque plongeante, liées à des réactions métamorphiques. La fusion partielle de la croûte océanique n'intervient qu'à profondeurs plus grandes après cette déshydratation (Ringwood, 1974; Wyllie et Sekine, 1982). Toutefois, ces modèles sont en contradiction avec les études expérimentales et géochimiques, lesquelles ont montré que les magmas calco-alcalins classiques ne peuvent pas être produits par la fusion partielle d'une source de type MORB (Gill, 1981).

Plus tard, un autre modèle a été proposé, lequel ignore complètement la fusion partielle de la croûte océanique et considère plutôt la fusion partielle des péridotites à grenat et/ou à spinelle du coin de manteau. Ce modèle fait appel aux fluides libérés par la plaque océanique plongeante, lesquels modifient la composition du manteau par métasomatose, et induisent sa fusion partielle (Tatsumi, 1989).

Dans les dernières années, la découverte autour de l'Océan Pacifique de roches calco-alcalines ayant des signatures géochimiques incompatibles avec la seule fusion partielle du manteau métasomatisé, a remis en question le modèle classique et a fait appel à la fusion partielle de la plaque plongeante (Kay, 1978; Defant et Drummond, 1990; Maury *et al.*, 1996). Actuellement, la genèse des magmas des marges continentales actives est considérée comme un processus complexe, pouvant résulter de la fusion partielle de différentes sources comme la croûte océanique plongeante, les sédiments subductés, le coin de manteau métasomatisé et même la croûte continentale sus-jacente.

Defant et Drummond (1990) ont proposé d'utiliser le terme "adakite" pour désigner les roches calco-alcalines mises en place autour du Pacifique et ayant des signatures géochimiques particulières. Les suites adakitiques se caractérisent par: (1) l'absence de termes basiques (basaltes et andésites basiques); (2) la rareté des pyroxènes; (3) des faibles teneurs en Y et terres rares lourdes (HREE); (4) des teneurs élevées en Sr, Al et Na. En conséquence les rapports La/Yb et Sr/Y élevés caractérisent les adakites. Defant et Drummond expliquent ces signatures géochimiques exceptionnelles par la fusion partielle d'une lithosphère océanique de type MORB métamorphisée, laissant comme résidu de fusion une paragenèse éclogitique ou amphibolitique transitionnelle (gt + cpx ± am). Selon les mêmes auteurs, la fusion partielle de la lithosphère océanique dans les zones de subduction serait contemporaine de la déshydratation, dans le cas où il existerait un flux de chaleur anormal.

Cette hypothèse est confirmée par des travaux de pétrologie expérimentale (Rapp *et al.*, 1991; Sen et Dunn, 1994; Rapp et Watson, 1995), qui ont montré que la fusion partielle d'une source basaltique avec un résidu de fusion éclogitique ou amphibolitique (qui s'effectue entre 12 et 32 kbar et 1000 et 1100 °C) produit des liquides siliceux avec des compositions en éléments majeurs et traces similaires à celles des adakites.

Par ailleurs, les modèles thermiques de la plaque plongeante montrent que le gradient géothermique y est fonction de: (1) l'âge de la plaque plongeante, (2) de la contrainte de cisaillement entre celle-ci et la lithosphère chevauchante et, (3) de la vitesse de subduction. Peacock *et al.* (1994) ont montré qu'il est possible d'atteindre les conditions thermodynamiques de la fusion partielle, si l'âge de la plaque plongeante est faible, si la vitesse de convergence est élevée et/ou s'il y a une contrainte de cisaillement élevée. Ils montrent aussi que la fusion de la lithosphère subductée est possible dans une "fenêtre P-T dite adakitique" relativement réduite, limitée par le solidus d'une amphibolite hydratée, par le champ de stabilité du grenat et par la courbe de déstabilisation de l'amphibole. D'après leur modèle, la fusion partielle se produit lorsque le gradient géothermique recoupe cette "fenêtre adakitique", qui est située à la transition amphibolite-éclogite. Ceci ne se produit que pour certains contextes géodynamiques, comme la subduction d'une ride océanique (p.ex. zone volcanique australe, Chili), ou la subduction d'une lithosphère jeune et encore chaude (p.ex. Les Cascades, Washington, Etats Unis). Dans ces contextes, l'arc volcanique de nature adakitique est situé près de la fosse (80-100 km) et le plan de Benioff est relativement superficiel (75-100 km). Par contre, s'il existe un volcanisme calco-alcalin associé, celui-ci se trouve beaucoup plus loin de la fosse, au niveau où la plaque plongeante est beaucoup plus profonde.

Les études récentes de Monzier *et al.* (1997) et Kilian *et al.* (1995) montrent que les roches volcaniques quaternaires de l'Equateur ont, en général, une signature adakitique plus ou moins prononcée. Par ailleurs, le contexte géodynamique équatorien n'est pas celui des adakites: en Equateur, l'arc volcanique se trouve assez loin de la fosse (250-300 km) et la plaque subductée est profonde (120-150 km). Ceci montre que le modèle classique de genèse des adakites ne peut pas être appliqué, ou bien qu'il faudrait trouver une autre source que la croûte océanique subductée, celle-ci pourrait être la croûte inférieure (résultat de la accréation d'un bloc océanique à la marge continentale).

Parmi les volcans quaternaires d'Equateur, les complexes du Cayambe et du Mojanda-Fuya Fuya montrent chacun deux séries magmatiques bien différentes, l'une d'affinité calco-alcaline et l'autre d'affinité adakitique. Ces deux séries, que l'on observe aussi dans les autres volcans équatoriens, ont été interprétées par Monzier *et al.* (1997) comme le résultat d'un mélange magmatique entre les produits de fusion de deux sources différentes: une source infra-crustale (basaltique) et une source mantellique. De plus, les deux complexes volcaniques sont mis en place sur des socles différents ce que permettra d'évaluer le rôle de l'assimilation crustale et enfin ils sont situés de façon presque perpendiculaire à la fosse, à distances différentes de celle-ci (environ 300 km pour le Cayambe et 250 km pour le Mojanda-Fuya Fuya).

Le but de ce travail est de caractériser géochimiquement ces séries magmatiques après en avoir fait une étude pétrographique et minéralogique rapide. Ceci devrait permettre de caractériser et de quantifier les mécanismes de genèse de ce volcanisme.

2. CADRE GEOLOGIQUE

2.1 Contexte Géodynamique

L'évolution géologique de l'Equateur est contrôlée par la collision des plaques Sud-américaine et de Nazca (Figure 1). La subduction de la plaque océanique de Nazca sous la plaque continentale d'Amérique du Sud est presque orthogonale, avec une vitesse d'environ 9 cm/an. L'angle de plongement de la subduction est de 25° au nord de la latitude 2.5° S et de 15° au sud (Winter, 1990). L'âge de la plaque océanique subductée change tout le long de la fosse équatorienne. Ainsi, la zone de fracture de Grijalva sépare une croûte jeune émise dans la dorsale de Galápagos (âgée de 12 à 20 Ma), d'une croûte beaucoup plus ancienne, émise dans la dorsale du Pacifique Est, avec un âge supérieur à 40 Ma. (Lonsdale et Klitsgord, 1978).

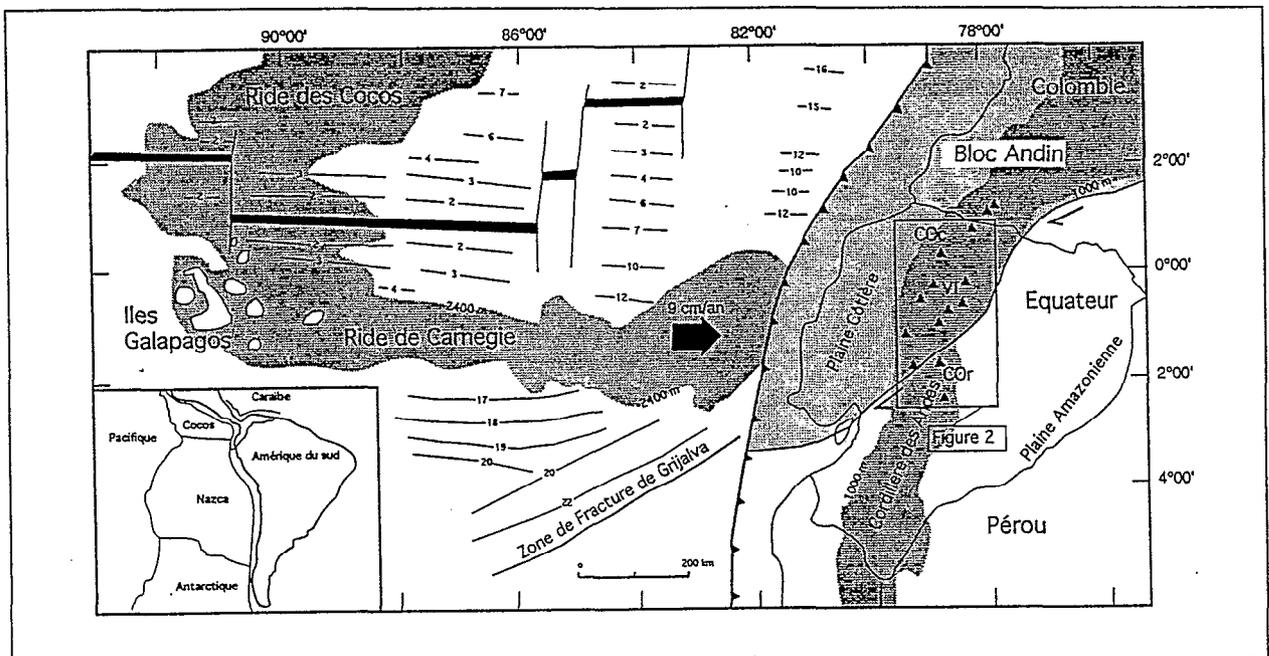


Figure 1. Cadre géodynamique de l'Equateur.

D'après Litherland *et al.*, 1993. COc: Cordillère Occidentale, COo: Cordillère Orientale.

De plus, en face de la fosse équatorienne, on trouve la ride de Carnegie, interprétée comme le résultat de l'activité du point chaud des Galápagos sur la plaque de Nazca (Hey, 1977). L'âge du début de la subduction de la ride est controversé: 2-3 Ma (Lonsdale, 1978), 5 Ma (Hall et Wood, 1985) ou encore 8 Ma (Pennington, 1981). Ce point est très important, car l'arc volcanique en face de la ride de Carnegie est beaucoup plus développé et diversifié qu'au nord ou sud.

Enfin, la partie N-W de l'Amérique du Sud est considéré comme un bloc indépendant, nommé le Bloc Andin (Pennington, 1981; Ego *et al.*, 1995) qui est limité par la fosse équatorienne vers l'ouest et par d'importantes failles de décrochements et failles inverses du front sub-andin vers l'Est (Figure 1).

Tout ce bloc a un mouvement indépendant vers le nord, résultat de la subduction oblique de la plaque de Nazca et de la présence de la ride de Carnegie.

2.2 Cadre Géologique

La géologie de l'Equateur est contrôlée par la Cordillère des Andes, qui divise le pays en trois régions géographiques: la plaine côtière située à l'Ouest de la Cordillère, qui comprend la région d'avant-arc; la Cordillère elle-même avec l'arc volcano-magmatique; et la plaine amazonienne, qui correspond à la région arrière-arc (Figure 1).

En Equateur, la Cordillère des Andes est divisée en deux chaînes, entre lesquelles se trouve la dépression Interandine. La Cordillère Occidentale est formée de roches volcaniques et de sédiments d'âge Crétacé (Goosens et Rose, 1973; Egüez, 1986, Bourgois *et al.*, 1990, Van Thournout *et al.*, 1992). Avec la partie occidentale de l'Equateur, elle constitue un domaine océanique, qui a été obducté sur la marge continentale sud-américaine, près de la limite Eocène-Oligocène (Egüez et Aspden, 1993). La Cordillère Orientale ou "Réal" est formée de roches métamorphiques d'âge Triasique à Crétacé, résultat de plusieurs épisodes de subduction et d'accrétion. Les deux cordillères sont recouvertes par des dépôts volcaniques du Miocène et du Pliocène. La dépression Interandine s'est formée à partir du Miocène (Lavenue *et al.*, 1993) et elle était le siège d'une importante sédimentation post-Miocène.

2.3 L'arc volcanique de Colombie-Equateur

Depuis le début de la subduction de la plaque Nazca sous le continent Sud-américain, il y a environ 26 Ma (Hey, 1977; Lonsdale et Klitsgord, 1980), la partie N-W de l'Amérique du Sud est le siège d'un important volcanisme d'arc, qui constitue la Zone Volcanique Nord (NVZ, 5° N-2° S) de la chaîne andine (Harmon et Barreiro, 1984). Au sud de 2° S, il n'existe plus de volcanisme Quaternaire, ceci résulte probablement de l'âge de la plaque plongeante qui est plus ancienne et du fait que l'angle de subduction est plus faible (Barazangi et Isacks, 1976).

En Colombie, l'arc est formé par une seule chaîne volcanique qui occupe le sommet de la Cordillère Centrale Colombienne (Cordillère orientale de l'Equateur). Par contre, en Equateur le volcanisme est beaucoup plus étendu et diversifié (Figure 2). Hall et Beate (1991) ont décrit l'arc volcanique équatorien en le divisant en quatre chaînes, situées sur la Cordillère Occidentale, la dépression Interandine, la Cordillère orientale et la région orientale (Figure 2).

Actuellement, l'arc volcanique est situé à 250 km (Cordillère Occidentale) et 300 km (Cordillère Orientale) de la fosse; et le plan de Benioff, au-dessous de l'arc, se trouve à 120 km (Cordillère Occidentale) et 150 km (Cordillère Orientale) de profondeur.

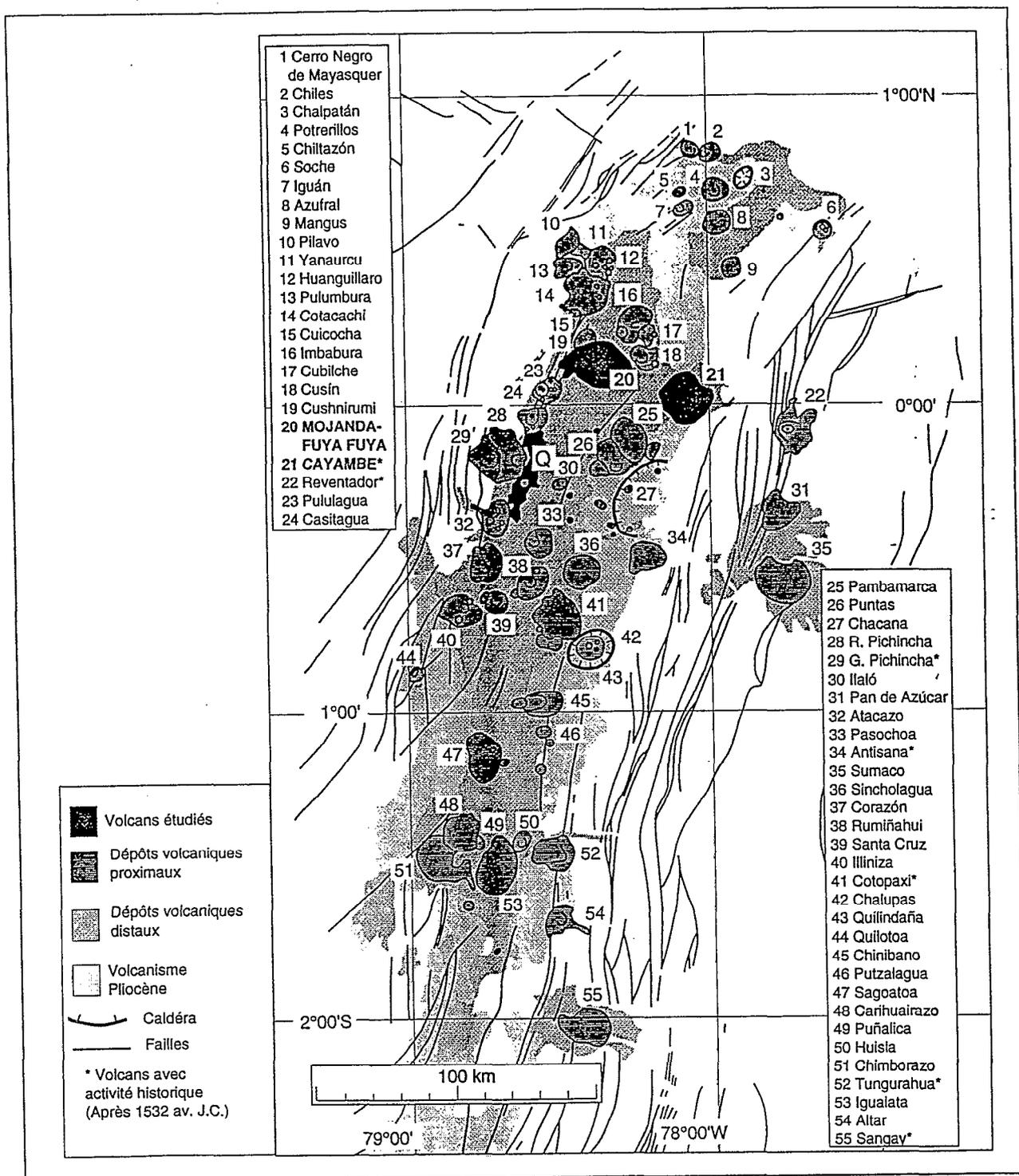


Figure 2. Les volcans Plio-quaternaires de l'Equateur.
D'après Litherland *et al.*, 1994.

2.4 Cadre géologique local

Le complexe du Cayambe (00°02'S-77°59'W) se trouve dans la Cordillère Orientale des Andes équatoriennes, à environ 65 km vers l'ENE de Quito (Figure 2). Il est construit sur des schistes et des gneiss triasiques d'origine continentale (Division Loja, Litherland *et al.*, 1993; Aspden et Litherland, 1992), et sur des roches volcaniques d'âge Mio-Pliocène (Formation Pisayambo, Litherland *et al.*, 1993). Le complexe du Cayambe est contrôlé par un système de failles de décrochement dextre avec une importante composante en compression et une orientation andine (N15°-35°). Parmi ceux-ci, le plus

important est le système La Sofia-Rio Chingual (Tibaldi et Ferrari, 1992; Ego *et al.*, 1995), dont segment le plus au SW est couvert par les produits volcaniques récents du Cayambe. Il y a aussi d'importants linéaments NW-SE, définis par des centres volcaniques Plio-Quaternaires.

Le complexe Mojanda-Fuya Fuya (0°8'N-78°16'W) est situé dans la Vallée Interandine à 50 km vers le NNE de Quito (Figure 2). Il repose sur des basaltes et des argiles d'âge Crétacé-Paléocène (Formations Yunguilla, Macuchi, Silante; Litherland *et al.*, 1993) et sur des sédiments d'origine volcanique d'âge Plio-Quaternaire (Série Guayllabamba, Litherland *et al.*, 1993). La mise en place du complexe est contrôlé par l'intersection des failles bordières de la Vallée Interandine à direction andine et des failles obliques.

Morphologie et stratigraphie du complexe du Cayambe

La base du complexe du Cayambe est à 3000-3800 m d'altitude et s'étend sur 24 km d'E au.W et sur 18 km du N au S. La partie sommitale a une forme ovale, et comprend un sommet principal (5790 m) et un deuxième sommet (5487 m) situé à l'Est. Le volcan est couvert par une importante calotte glaciaire, qui descend jusqu'à 4400-4600 m d'altitude. Le complexe est divisé en trois édifices clairement identifiés (Samaniego, 1996) (Figure 3):

Le **Viejo Cayambe (VCAY)** est un grand édifice, très érodé, situé dans la partie SW du complexe volcanique. C'est un édifice plutôt effusif, caractérisé par de monotones séquences de coulées de lave. L'épaisseur de ces séquences est entre 300 et 800 m. Il s'agit d'une série d'andésites basiques et de dacites calco-alcalines (56 à 68 % SiO₂). L'histoire du VCAY a terminé par un événement caldérique. L'âge de cet édifice est mal connu, la seule datation disponible est un âge K/Ar de 0.25 ± 0.05 Ma (Barberi *et al.*, 1988).

Le **Nevado Cayambe (NCAY)** est construit sur les vestiges du Viejo Cayambe. Il s'agit d'un strato-volcan complexe qui présente plusieurs épisodes de construction et de destruction, comme le prouvent les dépôts ignimbrétiques des versants NW et SW. Le cône actuel est formé de coulées de lave et de pyroclastites d'une épaisseur totale de 200 à 800 m. Il s'agit d'andésites et de dacites assez homogènes (61-67 % SiO₂) et avec un caractère adakitique plus ou moins marqué. Les sommets sont constitués d'un complexe de dômes, avec une migration de l'activité depuis le sommet principal vers le sommet oriental. Sur les versants N et NE on observe aussi plusieurs dômes satellites. L'activité récente du Nevado Cayambe se caractérise par la croissance et l'écroulement des dômes sommitaux et ceux des versants N et NE, produisant des écoulements pyroclastiques de type "block and ash flows" et des déferlantes. Les blocs de ces dépôts montrent une grande hétérogénéité pétrographique, il s'agit des andésites (61 % SiO₂) et des dacites (66 % SiO₂).

Le **Cône de la Virgen (CLV)** est un petit appareil monogénique qui a produit d'importantes coulées de lave qui sont descendues vers l'Amazonie. Il s'agit d'andésites riches en potassium (60 % SiO₂ et 3.0 % K₂O), mais aussi avec un caractère adakitique.

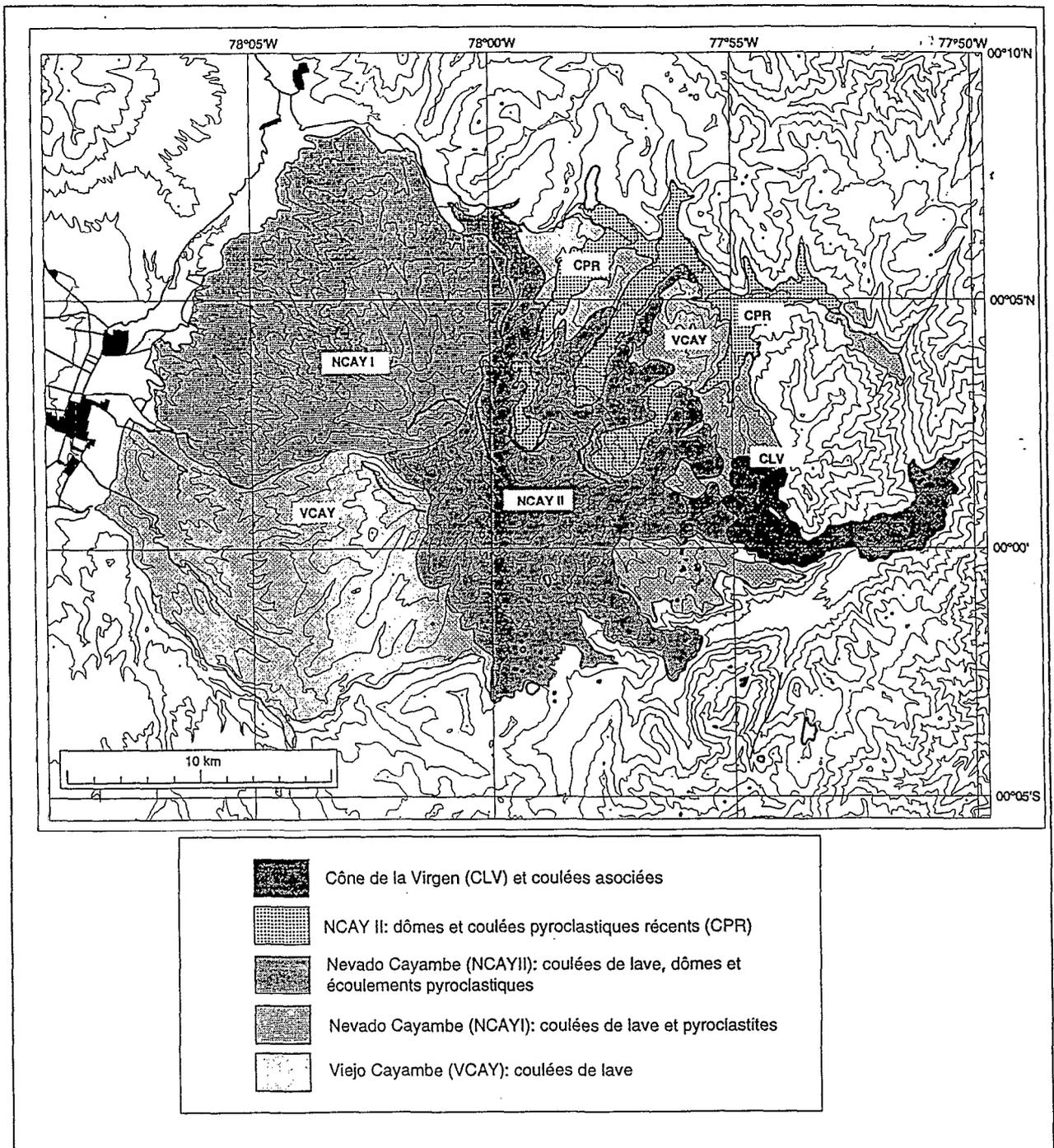


Figure 3. Carte Géologique simplifiée du complexe Cayambe.

Morphologie et stratigraphie du complexe Mojanda-Fuya Fuya

Ce complexe a une forme approximativement ovale et une taille de 25 km du N au S et 30 km du E au W. La base se trouve à une altitude de 2200 à 3300 m, tandis que le sommet culmine à 4263 m. La partie sommitale est formée par une petite caldéra, laquelle est remplie par un lac, la Laguna Grande de Mojanda. A partir des données volcano-structurales et géochimiques, on peut diviser le complexe en deux édifices, ayant des dynamismes éruptifs et des signatures géochimiques clairement différents (Robin *et al.*, 1996; 1997) (Figure 4):

Le **Mojanda (MOJ)** est un strato-volcan composé des séquences des coulées de lave et des pyroclastites de composition entre andésites basique et dacites (55-67 % SiO₂) et de nature calco-alcaline. Le strato-volcan est composé d'un édifice basal sur lequel se construit un deuxième édifice. Les deux appareils ont achevé leur construction par une caldéra sommitale. L'édifice basal (MOJ I) est essentiellement effusif, formé par des séquences de coulées de lave andésitique (56-67 % SiO₂). La dernière activité de cet édifice a été explosive avec la formation d'une caldéra d'effondrement. Barberi *et al.* (1988) donnent un âge K/Ar de 0.59 ± 0.06 Ma pour un échantillon de cet appareil.

Un deuxième cône (MOJ II) est construit sur les vestiges de la caldéra du MOJ I. Le MOJ II est caractérisé par l'émission de coulées de lave et d'écoulements pyroclastiques de type "scoria flow" de composition andésitique (55-57 % SiO₂), ainsi que des écoulements pyroclastiques de type "block and ash flows" de composition plus siliceuse (61 % SiO₂). L'étape finale de l'évolution de ce petit appareil est caractérisée par la mise en place d'une puissante séquence de brèches andésitiques (57-61 % SiO₂) d'une épaisseur d'environ 300 m et probablement d'origine sous-glaciaire. Cet appareil a fini sa croissance par une deuxième caldéra d'effondrement. Les derniers produits du Mojanda sont des dépôts de retombées de cendres et de lapilli d'origine phréato-magmatique et de composition similaire à celle des brèches sommitales. Ces séquences de retombées sont recouvertes par une retombée de ponces à biotite originaire de la caldéra de Chacana (Figure 3) et datée par thermoluminescence à 0.165 Ma (Hall et Mothes, 1996).

Le **Fuya Fuya (FF)** est construit sur le versant ouest du MOJ I. Il est formé par des coulées de lave et des dômes de composition andésitique et dacitique (62-68 % SiO₂) avec un caractère adakitique plus ou moins marqué. Ce stade effusif devient plus explosif avec l'établissement de deux cycles magmatiques dont chacun se termine par d'importants événements pliniens. La construction de cet édifice se poursuit par l'émission de coulées de lave et de dômes d'andésites acides et de dacites (61-65 % SiO₂); puis il est partiellement détruit par un écroulement du flanc de type St. Helens. Les produits post-avalanche du Fuya Fuya sont des coulées de lave, des dômes et des écoulements pyroclastiques, qui forment un petit cône terminal. Un âge ¹⁴C sur bois carbonisé trouvé dans un dépôt pyroclastique de ce stade donne un âge > 35000 ans.

L'évolution des deux volcans s'est faite sans interactions, sauf peut-être, dans certains stades paroxysmaux, comme les événements pliniens ou la formation de la caldéra d'avalanche du Fuya Fuya.

Enfin, pour être complet il faut indiquer que sur le versant nord ouest du complexe subsistent les restes d'un troisième édifice, plus ancien que le Mojanda et le Fuya Fuya, nommé Cushnirumi et encore mal connu.

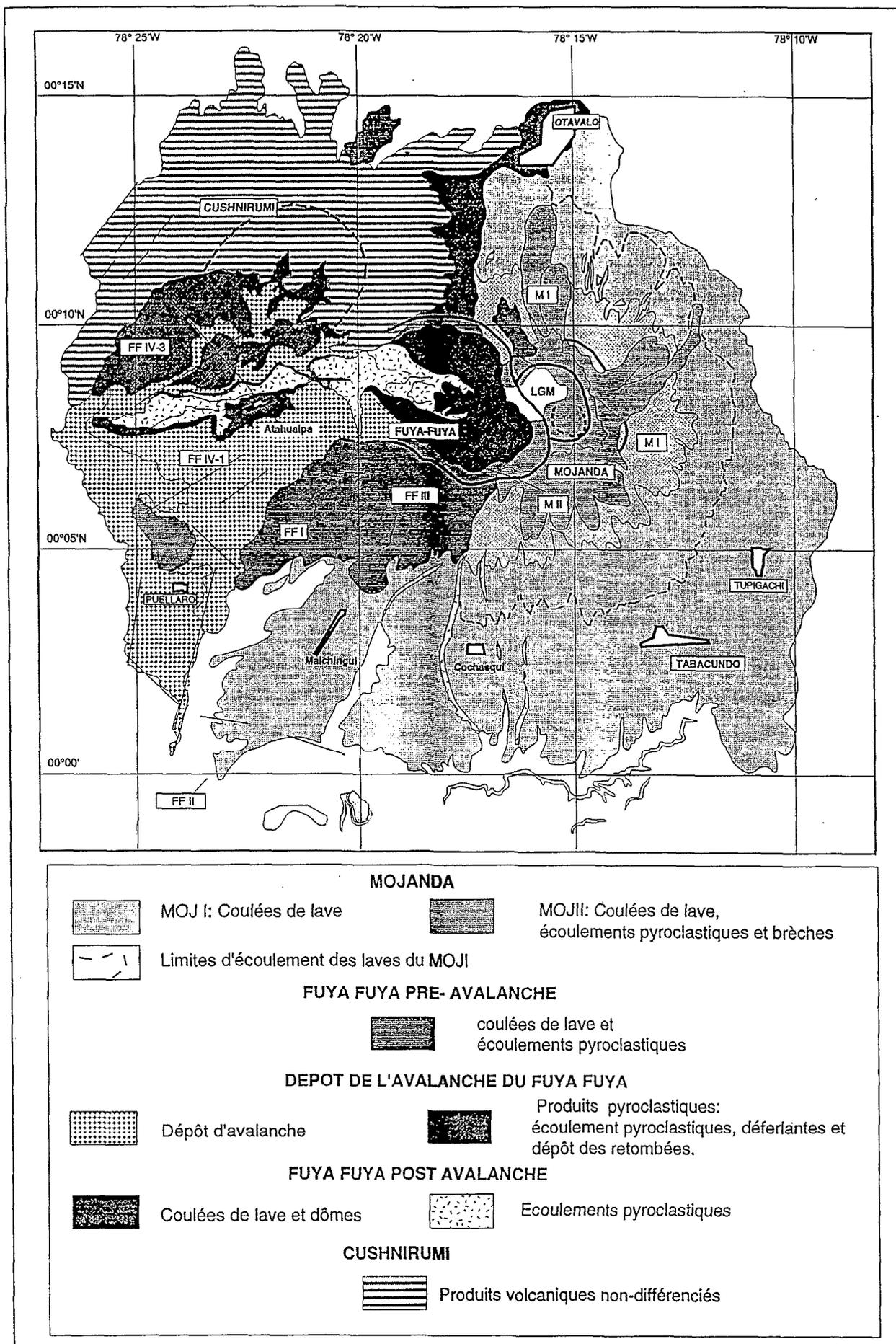


Figure 4. Carte Géologique simplifiée du complexe Mojanda-Fuya Fuya.

3. ETUDE PETROGRAPHIQUE

Le but de cette partie est de faire une brève description pétrographique des roches des différents volcans en caractérisant les paragenèses typiques pour chaque appareil.

3.1 Le complexe du Cayambe

Le Viejo Cayambe (VCAY) est composé d'andésites et des dacites, porphyriques à microporphyriques, avec une matrice hyalopilitique à intersertale. La minéralogie caractéristique (Tableau 1) est: plagioclase (An₂₇₋₅₃), orthopyroxène (En₅₃₋₆₄), magnétite et dans certaines roches du clinopyroxène.

Paragenèse	VCAY	NCAV	CLV	MOJ	FF
	pl + opx + mt ± cpx	pl + am + cpx + mt + opx ± bio ± ol	pl + am + cpx + opx + mt + bio + ol	pl + opx + cpx + mt ± am ± bio ± ol	pl + am + cpx + mt + opx ± bio ± ol
pl	15-20 % An ₂₇₋₅₃ , ZN	15-25 % An ₃₀₋₇₀ , ZM	15-20 % An ₃₀₋₇₀ , ZM	15-25 % An ₃₀₋₈₈ , ZM	10-20 % An ₂₇₋₆₉ , ZN, ZI
am	N.O.	5-10 % Edenite - Magnésio hornblende Altéré dans les termes basiques (<60% SiO ₂)	8-10 % Toujours altéré	0-5 % Tschermaquite-Hornblende tschermaquitique Parfois dans les termes plus acides (>60% SiO ₂)	5-10 % Magnésio hornblende Tschmermaquite
cpx**	0-1 % Très rare	5-10 % Augite et augite diopsidique, ZN, ZI Mg# 65-84	2-3 % Diopside-Endiopside, ZN Mg# 80-91	0-5 % Augite et diopside Mg# 68-86	5-10 % Diopside et augite Mg# 66-83 Plus abondant dans les termes basiques
opx**	10-15 % En ₅₃₋₆₄ Mg# 56-67	5-10 % En ₆₄₋₇₆ , ZI Mg# 56-82	2-3 % En ₆₀₋₇₀ , ZI Mg# 66-70	5-20 % En ₆₁₋₇₉ Mg# 63-80	0-8 % En ₆₃₋₈₁ Mg# 66-83
ox	5 % Magnétite	1-2 % Magnétite et titano- magnétite	2-3 % Magnétite et titano- magnétite	2-5 % Magnétite	2-5 % Magnétite et titano- magnétite
bio	N.O.	1-2 % Parfois dans les termes acides (>63% SiO ₂)	1-2 % Commun	0-2 % Parfois dans les termes acides (>64% SiO ₂)	0-2 % Dans les termes acides (>65% SiO ₂)
ol	N.O.	1-2 % Fo ₇₄₋₈₀ , ZN Mg# 74-80	1-2 % Fo ₈₀₋₈₇ , ZN Mg# 80-87	0-3 % Fo ₆₅₋₇₈ Mg# 65-78 Dans les termes basiques (< 62% SiO ₂)	0-1 % Fo ₇₉₋₈₅ Mg# 79-85 Cristaux réactionnels

Tableau 1. Minéralogie des complexes volcaniques.

Pl, plagioclase; am, amphibole; cpx, clinopyroxène; opx, orthopyroxène; ox, oxydes de fer; bio, biotite; ol, olivine. ZN: zonation normale; ZI: zonation inverse, ZM: zonation multiple. N.O.: non-observé. (*) Classification des amphiboles selon Leake (1978); (**) Classification des pyroxènes selon Morimoto *et al.*, (1988).

Le Nevado Cayambe (NCAV), il s'agit d'andésites acides et des dacites, porphyriques à microporphyriques et dont la matrice est microcristalline pour les laves et vitreuse pour les produits pyroclastiques, tous les termes intermédiaires entre ces deux limites sont communs. La minéralogie est assez homogène dans toute la série (Tableau 1, Figure 5), il s'agit de plagioclase (An₃₀₋₇₀), amphibole, clinopyroxène, oxydes de fer, orthopyroxène (En₆₄₋₇₆) et parfois biotite et olivine. Les dépôts pyroclastiques récents montrent une grande hétérogénéité pétrographique tant à l'échelle macroscopique qu'à l'échelle microscopique. On observe des textures rubanées avec des différences compositionnelles et des hétérogénéités minéralogiques, qui sont d'indices d'un mélange magmatique important entre un pôle andésitique et un pôle dacitique. Il faut aussi noter: (1) la zonation des plagioclases, amphiboles et clinopyroxènes; (2) l'existence quasi-permanente de l'amphibole dans toutes les roches; (3) la variation

de composition des oxydes de fer entre un pôle magnétite et un pôle titano-magnétite; et enfin (4) la richesse en MgO de minéraux tels que le clinopyroxène (Mg# 65-84).

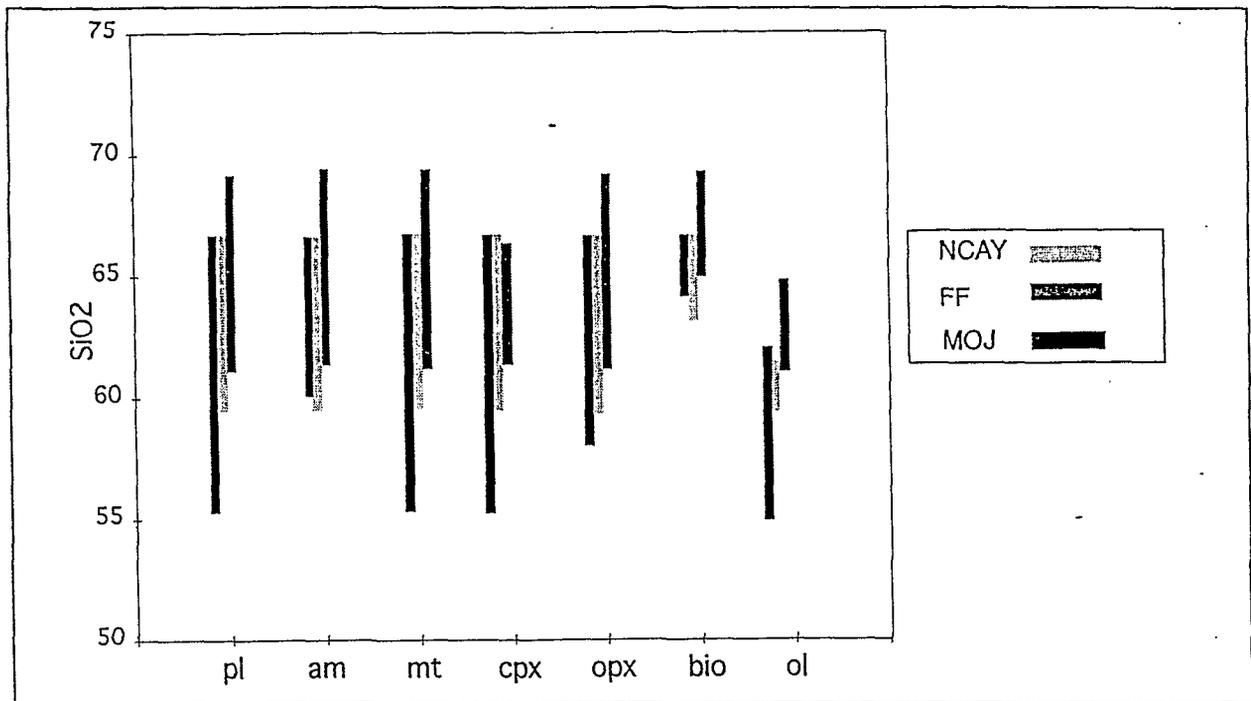


Figure 5. Minéralogie des différents volcans selon leurs teneurs en silice.

Enfin, le **Cône de la Virgen (CLV)** est constitué d'andésites porphyriques à matrice microcristalline de type intersertal. Les minéraux constitutifs des phénocristaux et aussi de la matrice sont: plagioclase (An_{30-70}), amphibole, orthopyroxène (En_{60-70}), clinopyroxène, oxyde de fer, olivine (Fo_{80-87}), et biotite (Tableau 1). Les phénocristaux sont automorphes et en équilibre avec la matrice, exception faite de l'amphibole qui est altérée en oxydes. On observe plusieurs générations de plagioclase avec des zonations complexes. En revanche l'orthopyroxène ne montre que des zonations inverses et le clinopyroxène des zonations normales. Il faut noter les teneurs assez élevées en MgO de minéraux tels que le clinopyroxène (Mg# 80-91) et l'olivine (Fo_{80-87}).

3.2 Le complexe du Mojanda-Fuya Fuya

Le **Mojanda (MOJ)** est composé d'une série qui va des andésites basiques jusqu'à des dacites. Ce sont des laves porphyriques à matrice intersertal, microcristalline à vitreuse. La minéralogie caractéristique de la série est la suivante: plagioclase (An_{30-88}), orthopyroxène (En_{61-79}), clinopyroxène et oxydes de fer, mais on trouve aussi de l'amphibole et de la biotite dans les roches acides et de l'olivine dans les termes les plus basiques (Figure 5, Tableau 1).

Le **Fuya Fuya (FF)** est constitué d'andésites, de dacites et de rhyolites à texture porphyrique, avec une mésostase microcristalline à vitreuse. La minéralogie est relativement homogène et constante: plagioclase (An_{27-69}), amphibole, clinopyroxène, oxydes de fer, orthopyroxène (En_{63-81}), tandis que la biotite n'apparaît que dans les roches acides et l'olivine dans les roches les plus basiques de la série. Une fois de plus les compositions des plagioclases sont assez hétérogènes. On observe une zonation

des phénocristaux de plagioclase, d'amphibole et de pyroxène. Le clinopyroxène est riche en MgO (Mg# 66-83).

3.3 Conclusion

Il existe des similitudes pétrographiques entre les roches du NCAY et du FF qui permettent de les regrouper dans une même série et en même temps de les différencier des roches du VCAY et du MOJ. Ces caractéristiques sont: (1) une paragenèse à pl + am + cpx + opx + mt ± bio ± ol; (2) la présence d'amphibole dans toutes les roches, depuis les termes les plus basiques (andésites) jusqu'aux termes les plus différenciés (dacites); (3) le type d'amphibole, magnésio-hornblende, édenite ou tschermakite; et (4) la grande hétérogénéité des compositions des oxydes de fer (magnétite à titanomagnétite).

Les roches du Cône de la Virgen possèdent une minéralogie qui ressemble à celle du NCAY, avec en plus la présence de biotite et d'olivine en équilibre avec la matrice, et d'amphibole déstabilisée. Enfin, les minéraux ferro-magnésiens sont riches en MgO (clinopyroxène (Mg# 80-91) et olivine (Fo₈₀₋₈₇)).

Par contre, les roches du MOJ (et peut-être celles du VCAY) montrent une minéralogie différente à pl + cpx + opx + mt ± am ± ol ± bio; ici, l'amphibole n'apparaît que dans les termes acides, il s'agit d'une tschermakite ou d'une hornblende tschemakitique; et les oxydes de fer sont de la magnétite.

	Série du NCAY et FF	Série du VCAY et MOJ
Paragenèse:	pl + am + cpx + mt + opx ± bio ± ol	pl + opx + cpx + mt ± am ± bio ± ol
pl	Assez hétérogène An ₃₀₋₇₀ et An ₂₇₋₈₈	
am	Edenite - Magnésio-hornblende	Hornblende Tschermakitique - Tschermakite
cpx	Augite et diopside Mg# 65-84	Augite et diopside Mg# 68-86
opx	Hypersthène Mg# 63-81	Hypersthène Mg# 53-79
ox	Magnétite et titanomagnétite	Magnétite
ol	Fo ₇₄₋₈₅ Apparaît dans les roches basiques (<62% SiO ₂), normalement comme cristaux réactionnels	Fo ₆₅₋₇₈ Apparaît dans les roches basiques (<62% SiO ₂)
bio	Apparaît dans les roches acides (>63% SiO ₂)	

Tableau 2. Comparaison de la minéralogie des différents appareils.

4. CARACTERISATION GEOCHIMIQUE

4.1 Les données géochimiques

Un total de 158 analyses chimiques des éléments majeurs et des éléments en traces ont été faites à l'Université de Bretagne Occidentale à Brest. Tous les éléments ont été analysés par ICP-AES, sauf le Rb qu'a été déterminé par spectrométrie d'émission. La calibration a été faite au moyen de standards internationaux ainsi que de références internes au laboratoire. Pour plus d'informations sur la méthode se référer à Cotten *et al.*, (1995) et les précisions analytiques sont données dans le Tableau 3.

Elément	Déviations standards relatives (%)
SiO ₂	1
TiO ₂	3
Al ₂ O ₃	2
Fe ₂ O ₃	2
MnO	5
MgO	2
CaO	2
Na ₂ O	3
K ₂ O	3
P ₂ O ₅	5

Tableau 3. Déviations standards relatives et seuils de détection pour les différents éléments.

Elément	Déviations standards relatives (%)	Seuils de détection (ppm)
Rb	5	1
Ba	5	2
Th		1
Sr	5	0,2
Zr	5	1
Nb	5-10	0,8
La	5	0,8
Ce		2
Nd	10	2
Sm		0,5
Eu	5-10	0,2
Gd	5	0,5
Dy	10	0,4
Er	5	0,8
Yb	5	0,2
Y	5	0,5
Sc	5	0,25
V	5	2
Cr	5	1
Co	5-10	1
Ni	5	2

Les résultats analytiques sont résumés dans le Tableau 4, qui montre la variation pour chaque élément ainsi que sa moyenne. Les analyses des éléments majeurs sont calculées en base anhydre et rapportées à 100 %, tandis que le fer est exprimé sous la forme fer total (Fe₂O₃). De plus, dans les diagrammes de Harker pour les éléments majeurs (Figure 6) et ceux des éléments en traces (Figure 9), la silice a été utilisée comme indice de différenciation.

Classification

Les roches ont aussi été reportées dans quelques diagrammes de classification classiques des roches volcaniques (Figure 7), c'est-à-dire, le diagramme TAS ("*Total Alkali vs Silica*") de Le Bas *et al.*, (1986), et aussi le diagramme de classification des andésites (K₂O vs SiO₂) de Gill (1981), étendu à l'ensemble de la série par Le Maître (1989). D'après ces diagrammes, la totalité des roches est constituée d'andésites basiques, d'andésites et des dacites (55.1-69.2 % SiO₂), moyennement potassiques (0.7-3.1 % K₂O). Les seules roches qui s'éloignent de l'ensemble sont celles du CLV et les rhyolithes du FF. Pour les roches du CLV, il s'agit d'andésites riches en potassium (3 % K₂O pour 60 % SiO₂).

Le caractère calco-alcaline des roches est clairement démontré dans la Figure 8. Le diagramme FeO*/MgO = f(SiO₂) de Miyashiro (1974) montre des rapports FeO*/MgO faibles et d'ailleurs, dans le

triangle AFM on observe que les données tombent dans le champ calco-alcaline de Kuno (1968) et que montrent une lignée d'enrichissement en alcalins, classique des séries calco-alcalines.

	NCAY		VCAY		CLV		FF		MOJ	
	Max-Min	Moy	Max-Min	Moy	Max-Min	Moy	Max Min	Moy	Max-Min	Moy
SiO ₂	66.66-59.26	63.39	68.25-57.29	61.01	59.91-59.26	59.57	74.86-61.15	65.38	66.65-55.10	59.79
TiO ₂	0.81-0.48	0.65	0.95-0.52	0.81	0.85-0.82	0.83	0.61-0.19	0.45	0.90-0.46	0.68
Al ₂ O ₃	17.99-16.09	16.75	17.89-16.65	17.19	15.46-15.04	15.19	18.22-14.44	16.11	19.63-15.19	17.05
Fe ₂ O ₃ *	6.96-4.17	5.43	7.78-3.53	6.40	6.29-6.16	6.24	6.89-1.52	4.96	9.13-4.76	7.12
MnO	0.12-0.06	0.08	0.11-0.07	0.09	0.10-0.09	0.10	0.14-0.05	0.09	0.14-0.07	0.11
MgO	3.67-1.54	2.44	4.30-0.94	2.97	4.79-4.29	4.54	4.41-0.40	2.51	6.53-1.51	3.57
CaO	6.39-3.68	4.79	7.18-2.55	5.63	6.54-6.24	6.42	6.42-1.92	4.90	8.34-4.02	6.59
Na ₂ O	4.40-3.23	4.13	4.24-3.11	3.74	3.73-3.62	3.66	4.56-3.58	3.91	4.15-2.99	3.57
K ₂ O	2.81-1.46	2.14	3.07-1.33	1.95	2.96-2.80	2.90	2.46-0.96	1.56	2.37-0.71	1.34
P ₂ O ₅	0.24-0.15	0.20	0.23-0.17	0.21	0.56-0.50	0.54	0.20-0.07	0.14	0.28-0.09	0.18
Rb	86.00-34.00	57.93	93.00-30.50	54.31	96.00-69.00	78.00	50.00-13.50	31.34	61.00-11.00	28.06
Ba	1100.00-625.00	856.94	1150.00-620.00	809.88	1525.00-1460.00	1483.75	1065.00-455.00	713.80	1050.00-360.00	642.45
Th	9.10-3.20	6.17	7.80-3.45	5.31	15.10-14.60	14.85	4.10-1.00	2.65	5.45-1.00	2.55
Sr	635.00-500.00	573.00	656.00-410.00	554.00	1380.00-1250.00	1323.75	525.00-289.00	431.94	685.00-340.00	468.10
Zr	149.00-56.00	98.08	160.00-114.00	138.50	211.00-185.00	202.25	129.00-29.00	80.08	195.00-56.00	102.17
Nb	8.70-5.40	6.56	9.30-5.50	7.09	8.20-8.00	8.10	4.80-2.40	3.59	6.90-2.00	3.96
La	30.20-15.70	21.21	30.30-17.40	24.09	67.00-60.50	64.88	14.80-7.50	11.21	22.50-6.50	12.58
Ce	55.00-29.50	40.43	51.00-33.00	41.25	133.00-118.00	127.00	30.00-15.50	22.43	45.00-14.50	26.10
Nd	25.00-15.50	19.69	32.00-19.50	24.00	67.00-58.00	64.00	15.50-9.50	12.60	25.00-10.00	15.81
Sm	4.30-3.70	3.98	6.25-4.25	4.88			2.60-1.50	2.11	4.40-1.80	3.12
Eu	1.10-0.83	0.97	1.48-1.05	1.24	2.95-2.73	2.88	0.82-0.50	0.67	1.20-0.70	0.88
Gd	3.25-2.85	3.04	4.90-3.40	4.16			2.60-1.60	2.18	4.20-2.70	3.29
Dy	2.55-1.66	1.97	3.65-2.87	3.17	3.75-3.50	3.64	2.20-1.20	1.75	3.30-2.20	2.73
Er	1.25-0.70	0.98	2.00-1.50	1.76	1.65-1.50	1.56	1.30-0.70	1.03	2.00-1.30	1.58
Yb	1.08-0.56	0.78	1.62-1.36	1.46	1.12-1.02	1.06	1.26-0.63	0.91	1.78-1.25	1.46
Y	13.70-7.90	10.13	21.00-16.20	17.73	17.00-16.20	16.75	13.40-7.80	10.43	19.80-14.00	16.63
Sc	13.50-5.60	8.84	18.50-5.60	14.21	14.00-12.70	13.45	18.00-1.50	10.97	27.00-10.00	18.10
V	153.00-70.0	112.09	193.00-50.00	149.63	160.00-150.00	156.00	150.00-5.00	100.10	225.00-94.00	170.31
Cr	106.00-5.00	41.42	75.00-6.00	42.25	190.00-158.00	175.25	200.00-2.00	64.37	280.00-4.00	79.03
Co	23.00-10.00	16.04	27.00-6.00	18.50	22.00-21.00	21.75	43.00-1.00	15.16	35.00-10.50	22.57
Ni	49.00-5.00	19.49	48.00-4.00	24.38	41.00-36.00	38.25	62.00-2.00	22.63	67.00-1.00	30.95

Tableau 4. Compositions maximale et minimale (max-min) et moyennes (moy) des roches étudiées. Les teneurs en éléments majeurs sont en pourcentages pondéraux, et celles des éléments traces en ppm.

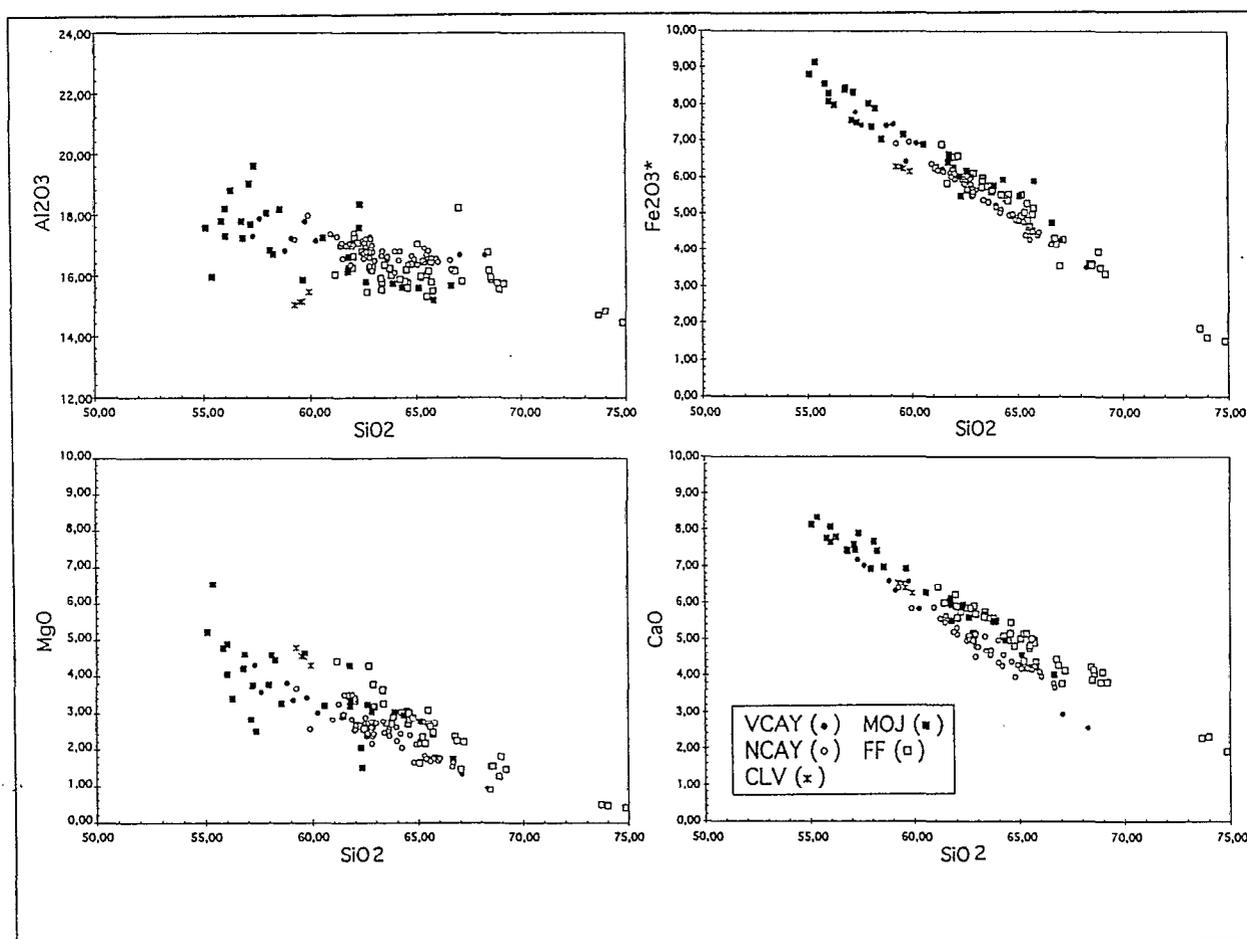


Figure 6. Diagrammes de Harker.

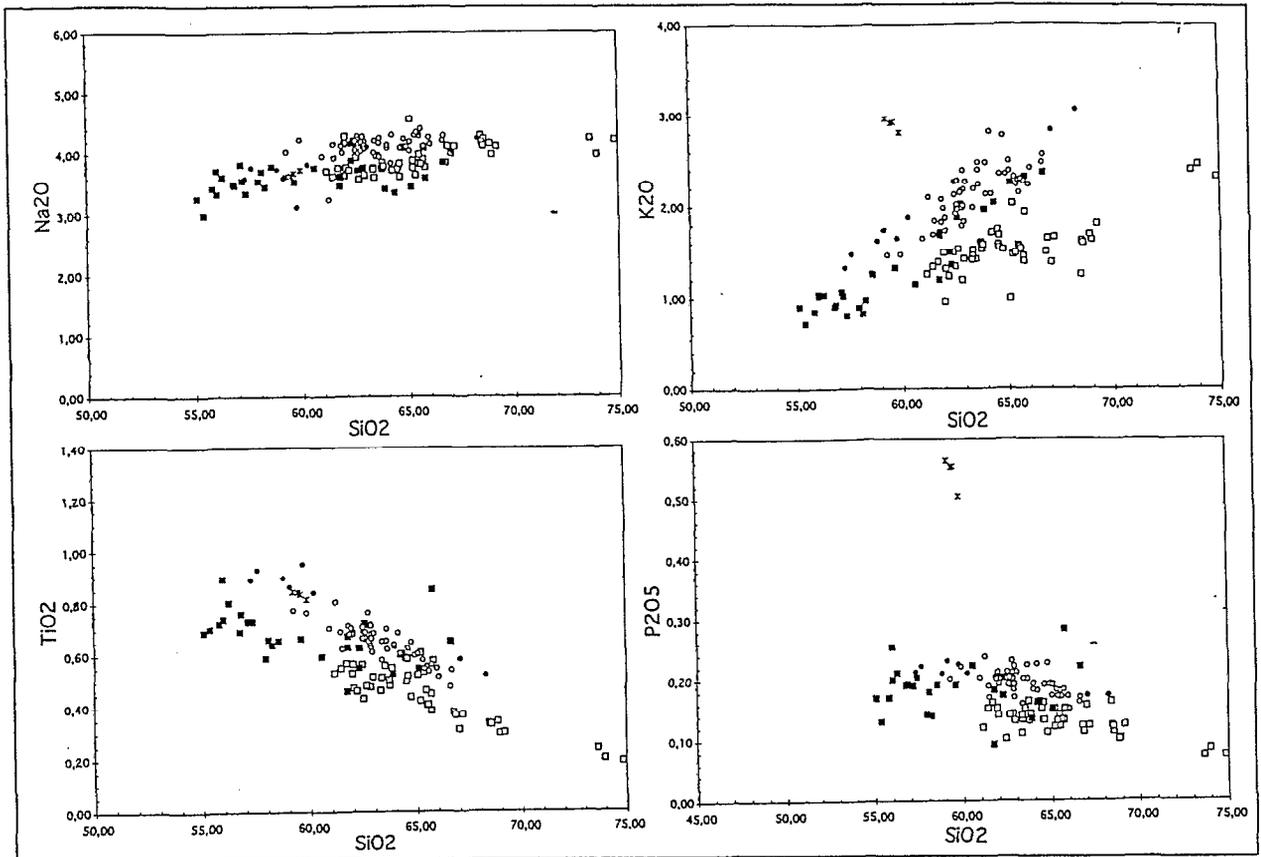


Figure 6 (suite). Diagrammes de Harker.

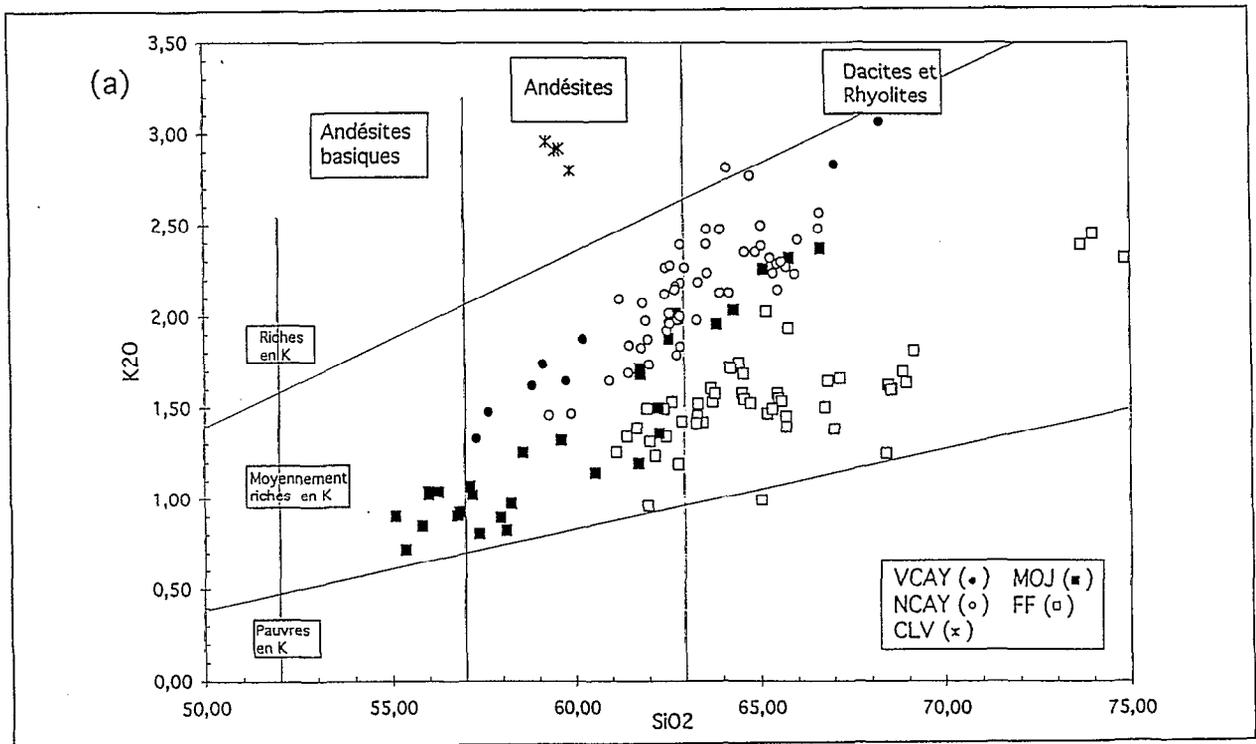


Figure 7. Diagrammes de classification des roches volcaniques.
(a) Diagramme K_2O vs SiO_2

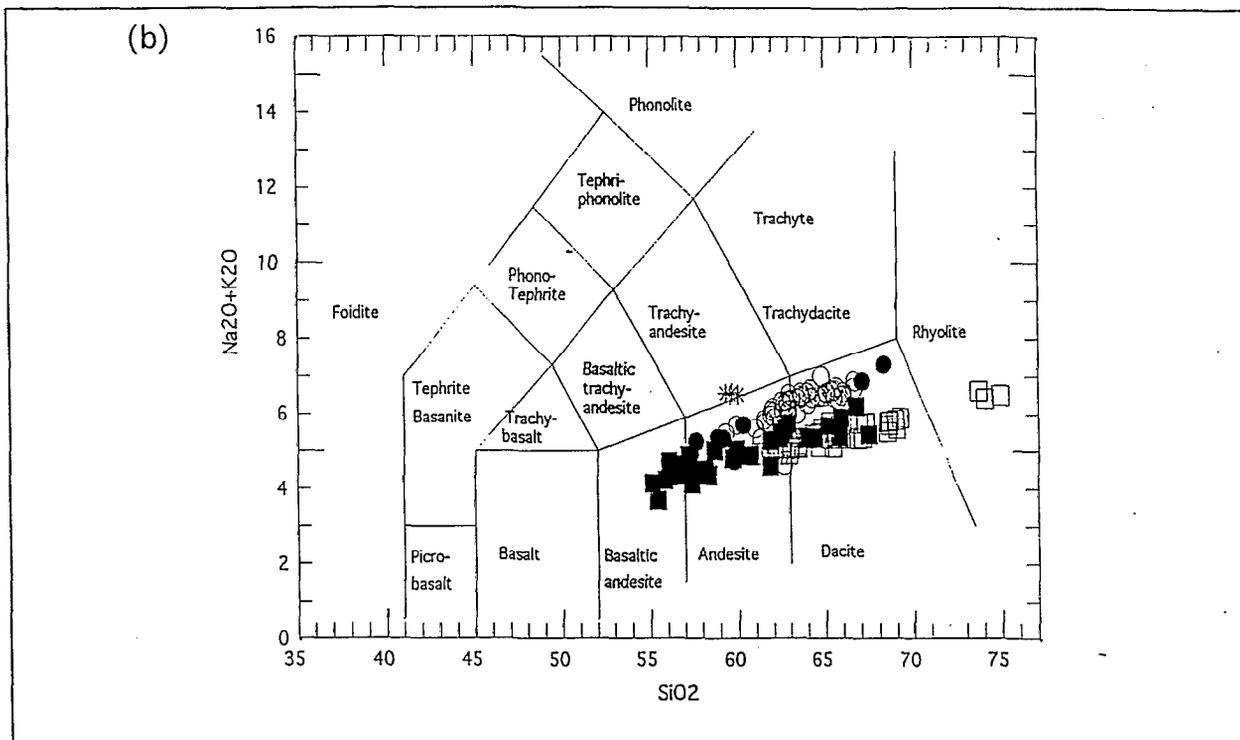


Figure 7 (suite). Diagrammes de classification des roches volcaniques.
(b) TAS (Total alcalis vs silice)

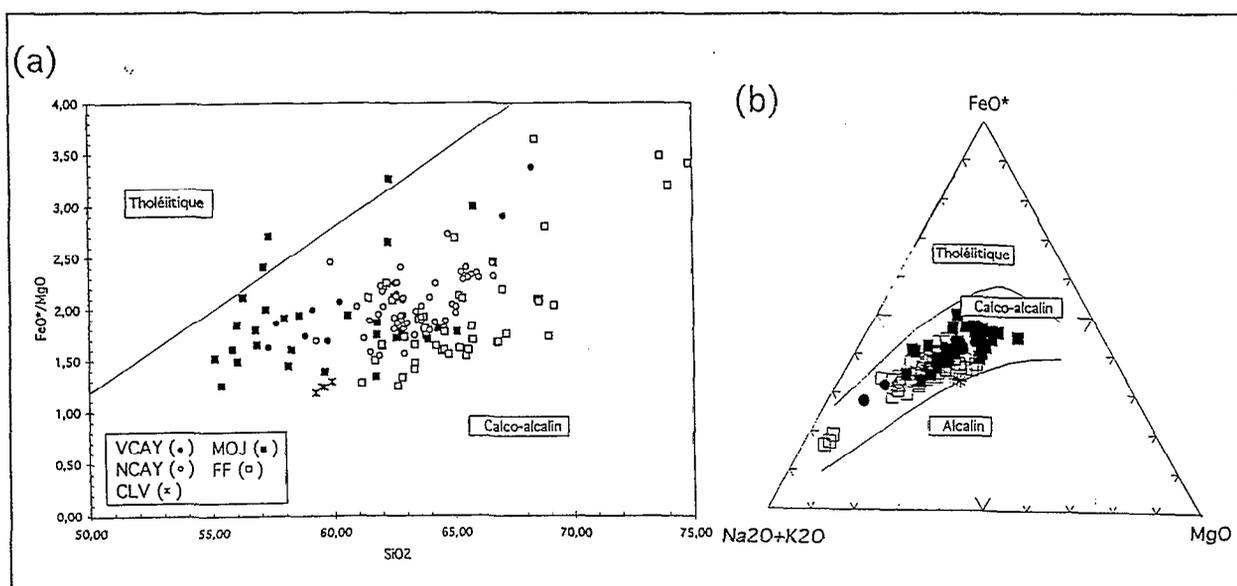


Figure 8. Définition des séries Calco-alcaline.

(a) Diagramme FeO*/MgO vs SiO₂; (b) Diagramme AFM, A: Na₂O + K₂O, F: FeO*, M: MgO.

Les éléments majeurs

Les roches du VCAJ se caractérisent par la présence d'andésites (57.3-60.2 % SiO₂), et de dacites (67.1-68.2 % SiO₂), avec des teneurs en K₂O de 1.3 à 3.1 %. Il n'existe pas d'échantillons entre 61 et 67 % SiO₂ (Figure 6), ce qui semblerait être un défaut d'échantillonnage plutôt qu'une caractéristique de la série. Les roches du NCAJ montrent une variation plus restreinte en silice (59.3-66.7 % SiO₂) et K₂O (1.5 à 2.8 %). Il s'agit d'andésites et de dacites, avec des teneurs en éléments

majeurs à peu près similaires à celles du VCAY. Par ailleurs le CLV, géographiquement associé au complexe Cayambe, est différent des appareils précédents. Il s'agit d'andésites (59.3-59.9 % SiO₂) riches en potassium (2.8-3.0 % K₂O) et légèrement appauvries en Fe₂O₃ et Al₂O₃ par rapport à l'ensemble des données.

Le MOJ est composée d'andésites basiques jusqu'à des dacites (55.1-66.7 % SiO₂) (Figure 6), avec une variation de K₂O de 0.7 à 2.4 %. Par contre le FF est constitués d'andésites et de dacites (61.2-69.2 % SiO₂), mais on peut aussi y trouver des rhyolites (74-75 % SiO₂). Les teneurs en K₂O vont de 1.3 à 1.8 % et sont plus restreintes et plus basses que celles du MOJ. Ainsi, les rhyolites du FF ont les mêmes teneurs en K₂O que les dacites du MOJ (2.3-2.5 % K₂O). D'ailleurs, il n'existe pas des différences importantes des autres éléments majeurs entre le FF et le MOJ.

En outre, les diagrammes de Harker (Figure 6) montrent des très bonnes corrélations négatives entre Fe₂O₃, CaO, MgO, Al₂O₃ et SiO₂, alors qu'on a des corrélations positives entre K₂O et Na₂O par rapport à SiO₂. Malgré ces comportements similaires, il existe des petites différences dans la pente de la droite de corrélation, surtout pour K₂O et CaO, ce qui permet de distinguer les deux complexes. Les roches du complexe Cayambe sont plus riches en alcalins et plus pauvres en CaO, MgO et Fe₂O₃ que celles du complexe Mojanda-Fuya Fuya. Une telle caractéristique a déjà été observée (Barberi *et al.*, 1988) pour les roches de la Cordillère occidentale, par rapport à celles de la Cordillère orientale.

Les éléments en traces

Malgré le faible nombre d'échantillons du VCAY, elles se différencient des roches du NCAY par des teneurs plus élevées en HREE et Y, en certains HFSE (Nb, Zr), en LILE (Rb, Ba, Th) et en LREE (La, Ce). Dans le complexe Mojanda-Fuya Fuya, on trouve à peu près la même tendance, mais exprimé de façon plus claire. Par rapport au FF, les roches du MOJ se caractérisent par des teneurs plus élevées en LILE, HFSE, LREE et HREE. Il faut noter que, autant pour le complexe Cayambe que pour le Mojanda-Fuya Fuya, il n'y a pas de différence entre les teneurs en Sr.

De la même façon que pour les éléments majeurs, les roches du CLV montrent des caractéristiques particulières: en effet, elles sont très enrichies en LREE et en certains LILE (Sr, Ba, Th), et elles ont des teneurs un peu élevées en Rb et en HFSE. Par contre les teneurs en HREE, Y et en éléments de transition sont identiques à celles des autres massifs.

L'étude des éléments en traces et de certains rapports de ces éléments, nous montre que leurs comportements semblent être les mêmes pour l'ensemble des données (Figures 9, 10 et 11). La seule différence importante est le comportement des HREE et du Y, qui est compatible pour les roches du NCAY et du FF mais plutôt incompatible pour le MOJ et le VCAY. D'ailleurs, on observe des comportements incompatibles pour les LILE et les LREE, ainsi que des comportements clairement compatibles pour les éléments de transition. Cependant, dans les deux séries, le Ni et le Cr montrent de mauvaises corrélations négatives avec la silice et de plus, les teneurs pour le NCAY et le FF sont relativement élevées pour des andésites et des dacites (jusqu'à 280 ppm de Cr et 68 ppm de Ni) (Gill,

1981). Enfin, on observe aussi des comportements légèrement compatibles pour le Sr et l'Eu, ce qui n'est pas commun pour ce genre de roches.

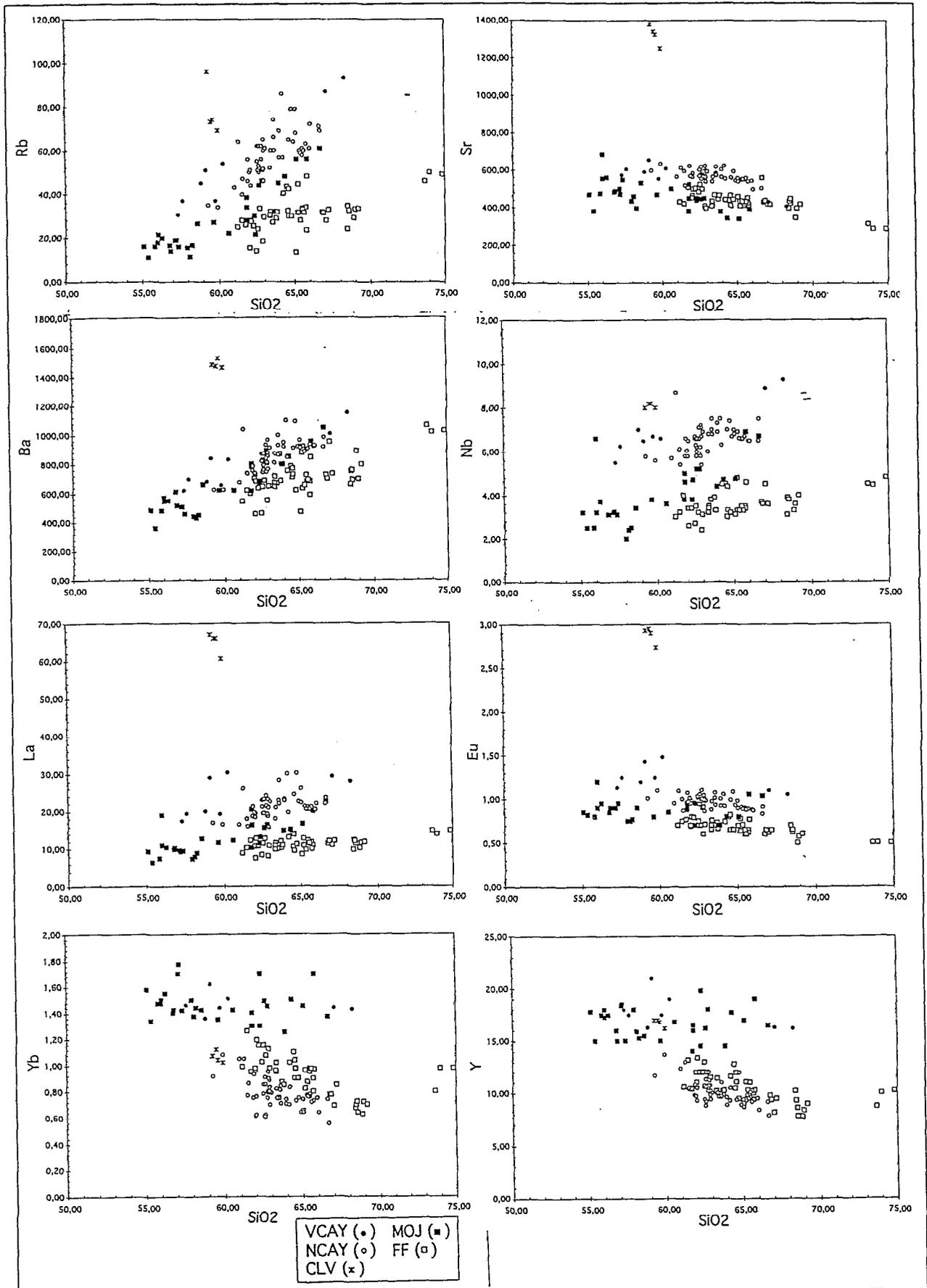


Figure 9. Diagrammes de variation pour des éléments en traces.

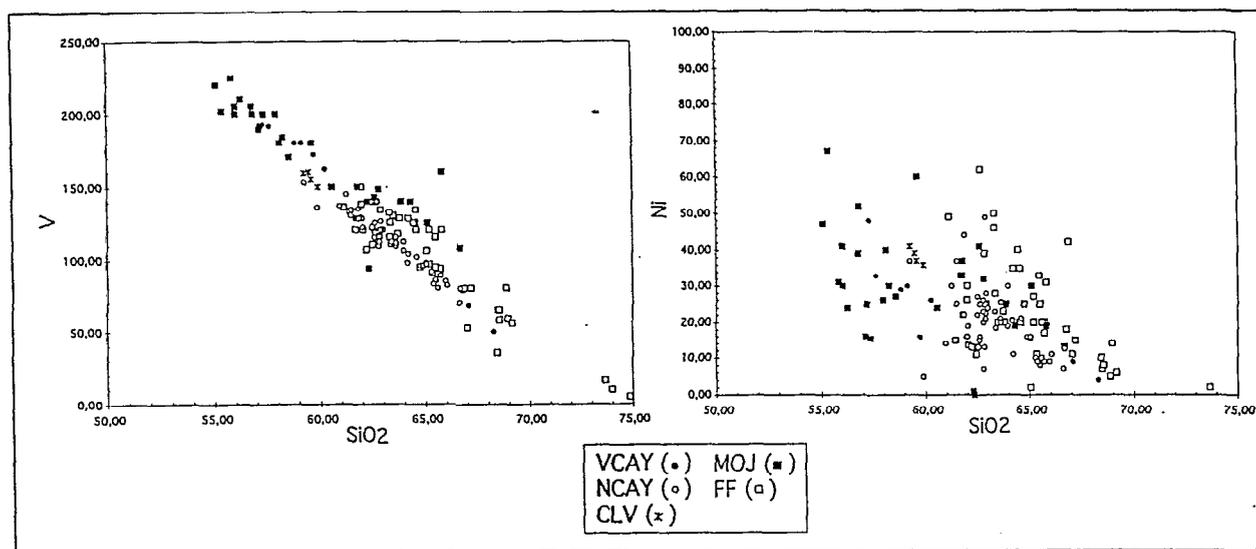


Figure 9 (suite). Diagrammes de variation pour des éléments en traces.

On observe que globalement l'ensemble des roches définit une seule tendance évolutive (Figure 10a), mais qu'il existe des différences importantes permettant de distinguer les deux complexes. Par rapport aux roches du complexe du Mojanda-Fuya Fuya, celles du Cayambe sont enrichies en LILE, HFSE et LREE. En revanche, les teneurs en HREE et Y sont les mêmes. Enfin, les rapports des éléments en traces K/Rb, La/Yb et Ba/La, Ba/Nb apparaissent particulièrement discriminants pour caractériser les deux complexes volcaniques. En particulier, le rapport Ba/La qui varie de 36 à 48 pour les roches du complexe Cayambe et de 46 à 88 pour le complexe Mojanda-Fuya Fuya (Figure 10b).

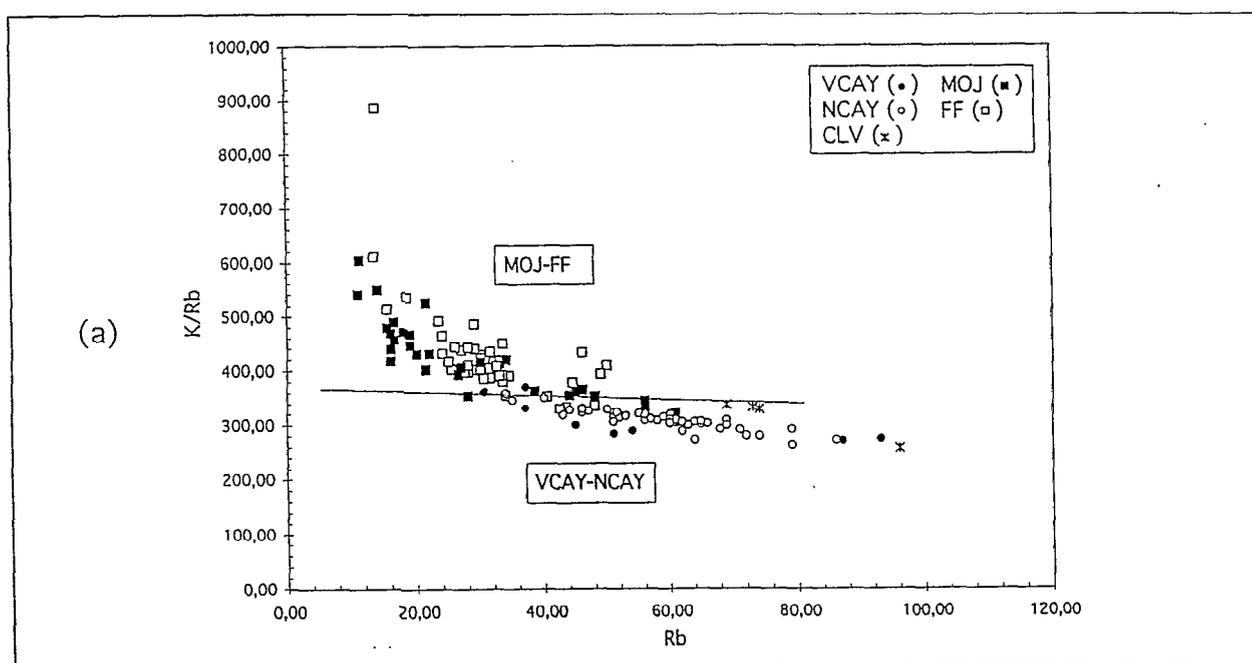


Figure 10. Comportement de l'ensemble des roches et identification des complexes.

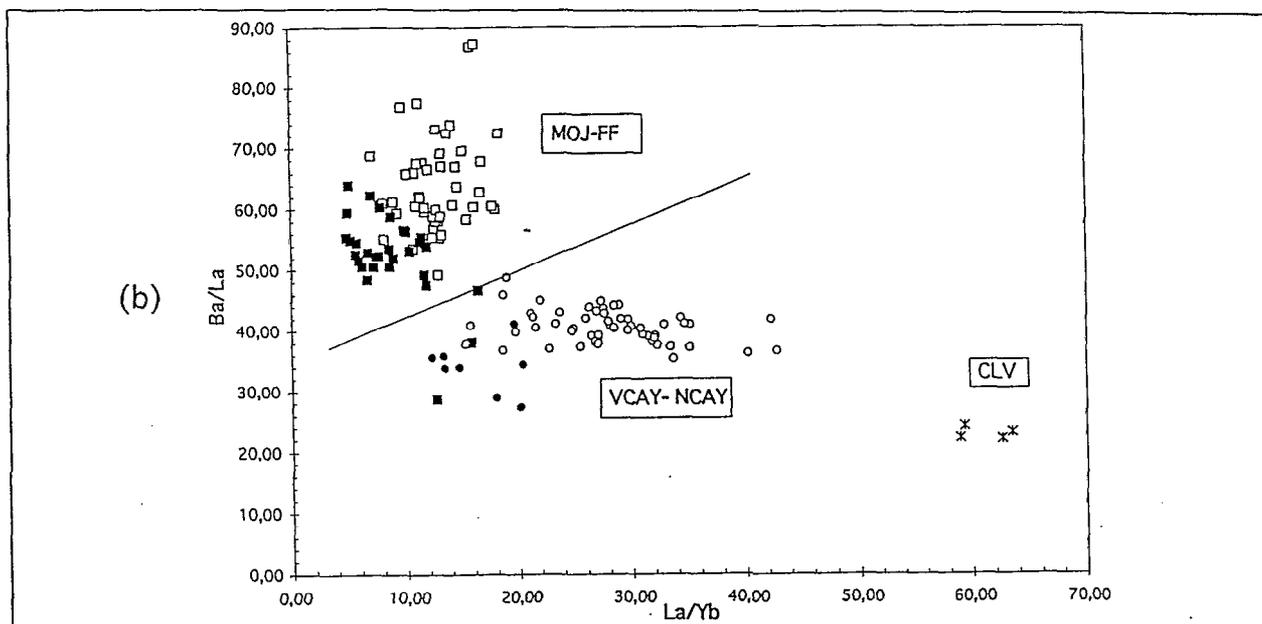


Figure 10. Comportement de l'ensemble des roches et identification des complexes.

4.2 Les séries magmatiques

D'après les données géochimiques des éléments majeurs et des éléments en traces, et en considérant aussi les différences de minéralogie des différents appareils (Tableau 2), on peut constater l'existence, dans chaque complexe volcanique de deux séries magmatiques clairement distinctes:

- (1) une série d'affinité adakitique représentée par le NCAI et le FF
- (2) une série d'affinité calco-alcaline représentée par le VCAY et le MOJ.

Les caractères qui permettent de classer les roches du NCAI et du FF comme étant des adakites sont: (1) l'absence des termes peu différenciés (andésites basiques); (2) la présence d'amphibole sur toute la série, (3) la différence de comportement des HREE dans chaque groupe de roches, ils sont compatibles pour le NCAI et FF, alors que pour le VCAY et MOJ ils sont légèrement incompatibles; et enfin (4) l'appauvrissement en HREE et Y des roches du NCAI et du FF par rapport à celles du VCAY et du MOJ, qui donne des rapports La/Yb et Sr/Y élevés.

Ainsi, dans le Tableau 5 on observe que les roches de NCAI et FF montrent les caractéristiques des adakites. Les caractères qui permettent de discriminer les deux séries, sont aussi exprimés par les spectres de terres rares (Figure 11), qui montrent le fractionnement des HREE par rapport aux LREE. De plus, les spectres de terres rares montrent les différences existantes entre les roches de chaque complexe mais appartenant à une même série.

En fait, le caractère adakitique apparaît clairement dans les diagrammes classiques d'identification des adakites (Figure 12), c'est-à-dire les diagrammes $Sr/Y = f(Y)$ et $La/Yb = f(Yb)$. Là, les roches du NCAI et du FF se trouvent dans le champ des adakites défini par Drummond et Defant (1990) et celui des TTG (équivalents archéens des adakites actuelles) de Martin (1986); par contre les roches du VCAY et du MOJ appartiennent au domaine des roches calco-alcalines classiques.

Adakites		NCAJ	VCAJ	CLV	FF	MOJ
SiO ₂	> 56 %	59.3-66.7 (63.4)	57.3-68.6 (61.0)	59.3-59.9 (59.6)	61.2-74.9 (65.4)	55.1-66.7 (59.8)
Al ₂ O ₃	> 15 %	16.1-18.0 (16.8)	16.7-17.9 (17.2)	15.0-15.5 (15.2)	14.4-18.2 (16.1)	15.2-19.6 (17.1)
Yb	< 1.9 ppm	0.56-1.08 (0.8)	1.36-1.62 (1.5)	1.0-1.1(1.1)	0.6-1.3 (0.9)	1.3-1.8 (1.5)
Y	< 18 ppm	7.9-13.7 (10.1)	16.2-21.0 (17.7)	16.2-17.0 (16.8)	7.8-13.4 (10.4)	14-19.8 (16.6)
Sr	> 600 ppm	500-635 (573.1)	410-656 (554)	1250-1380 (1324)	289-525 (431.9)	340-685 (468.1)
Sr/Y	> 40	45.6-70.9 (57.1)	25.3-36.2 (21.2)	77.2-81.2 (79.0)	28.3-54.6 (41.9)	19.4-38.1 (31.2)
La/Yb	> 20	15.3-42.9 (27.9)	12.3-20.4 (16.4)	56.9-63.5 (60.5)	7.1-18.4 (12.7)	4.9-16.4 (8.7)

Tableau 5. Comparaison entre les caractéristiques géochimiques des adakites et des appareils étudiés. Les données des adakites typiques sont d'après Defant et Drummont (1990); Defant *et al.* (1993) et Maury *et al.* (1996). On présente la variation pour chaque élément, ainsi que la moyenne entre parenthèse.

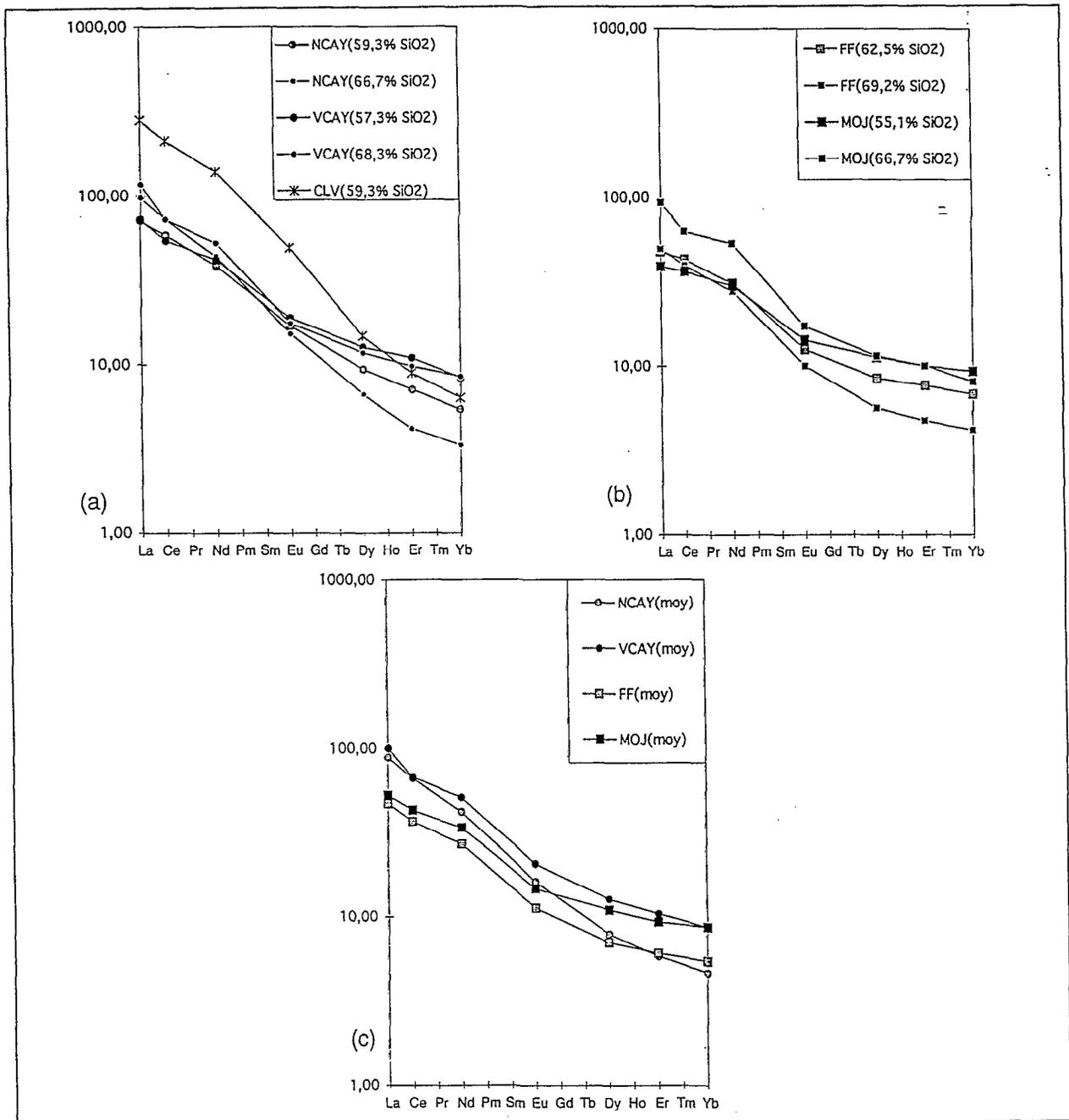


Figure 11. Spectres des terres rares normalisés à chondrites.

Les valeurs de normalisation sont de Sun et McDonough (1989). Les roches indiquées sont les plus et les moins différenciés du complexe Cayambe (a) et du Mojanda-Fuya Fuya (b). On montre aussi les compositions moyennes (c).

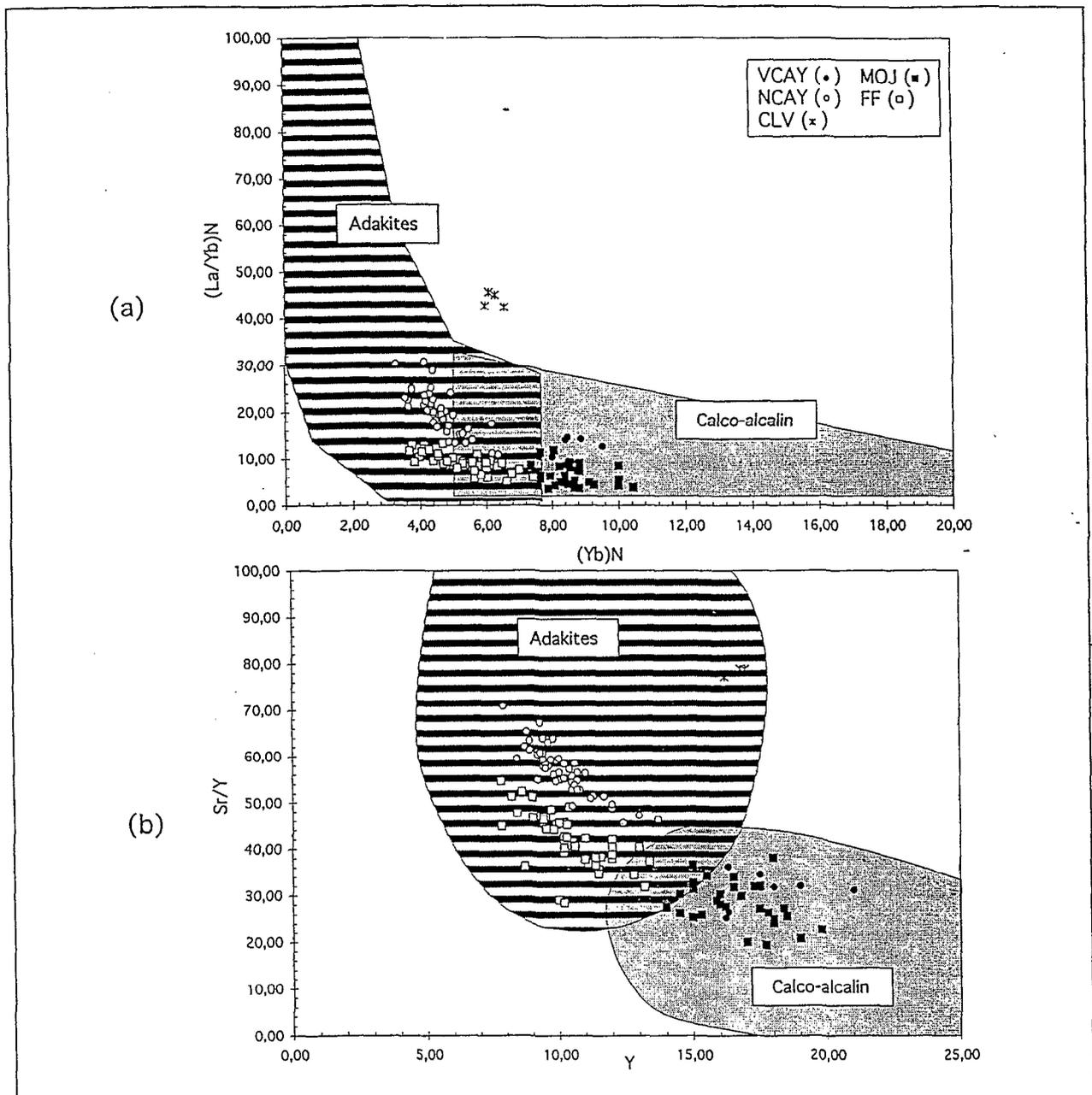


Figure 12. Identification entre la série adakitique et la série calco-alkaline.

4.3 Les données isotopiques

La détermination des rapports isotopiques du Sr et du Nd a été faite à l'Université Blaise Pascal à Clermont Ferrand. Comme il s'agit d'une étude préliminaire on a choisi 4 échantillons du complexe Cayambe et 5 échantillons du complexe Mojanda-Fuya Fuya; représentatifs de chaque série. Les résultats sont présentés dans le Tableau 6.

Les données des rapports $^{86}Sr/^{87}Sr$ et $^{143}Nd/^{144}Nd$ montrent une très importante homogénéité, qui confirment celle déjà décrite par des analyses isotopiques du Sr des échantillons de la zone volcanique du Nord (Francis *et al.*, 1977). Ainsi le rapport isotopique du Sr varie de 0.7041 à 0.7045; et le rapport du Nd de 0.5127 à 0.5129. Toutes les données tombent dans l'alignement mantellique, de façon assez proche du pôle des MORB et sont en cela comparables aux autres analyses des Andes du Nord (NVZ)

(Figure 13a). Par contre, on peut observer que ces données se placent loin des celles des Andes Centrales (CVZ), qui ont été interprétés comme résultant d'une importante assimilation crustal. (Thorpe, 1984).

Volcan	NCAY		VCAY	CLV	FF		MOJ		
N° ech	CAY 8	CAY 39	CAY 31	CAY 45C	MOJ 120	MOJ 10	MOJ 75A	MOJ 110B	MOJ 32B
N° labo	14927	14930	14928	14929	14922	14925	14923	14924	14926
SiO ₂	62.01	66.66	68.25	59.26	62.0	69.17	65.11	55.37	60.56
Sr	565.0	560.0	410.0	1380.0	465.0	420.0	340.0	381.0	501.0
Rb	51.0	69.0	93.0	96.0	15.5	33.5	56.0	11.0	22.0
Nd	18.0	20.5	24.5	65.0	10.0	13.0	18.5	10.0	15.5
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.704320 ± 14	0.704387 ± 12	0.704465 ± 12	0.704084 ± 9	0.704136 ± 10	0.704119 ± 10	0.704231 ± 11	0.704219 ± 10	0.704073 ± 9
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.512767 ± 6	0.512756 ± 6	0.512915 ± 6	0.512704 ± 5	0.512910 ± 6	0.512898 ± 6	0.512850 ± 6	0.512910 ± 5	0.512876 ± 5

Tableau 6. Données isotopiques du Sr et Nd.

Ce qui est plus important encore, c'est qu'il n'existe pas de différences isotopiques entre les adakites et les roches calco-alcalines, par contre on observe des légères variations du rapport isotopique du Nd. Les échantillons du NCAY et du CLV montrent des valeurs plus basses que celles du MOJ et du FF. Ceci se peut expliquer par une légère contamination (d'environ 10 % pour les roches du NCAY et du CLV) par matériaux de la croûte supérieure avec une signature isotopique nettement différente ($\epsilon_{Nd} = -10$ à -11 et $\epsilon_{Sr} = 270$ -370; Litherland *et al.*, 1994). Finalement, dans la Figure 13b on observe une nette corrélation négative entre le rapport ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd et le rapport Th/Yb. Ceci plaide aussi en faveur d'une légère influence crustale puisque le rapport Th/Yb est une mesure de l'apport crustal, le Th étant beaucoup plus incompatible que l'Yb et donc restant plus facilement dans la croûte que l'Yb.

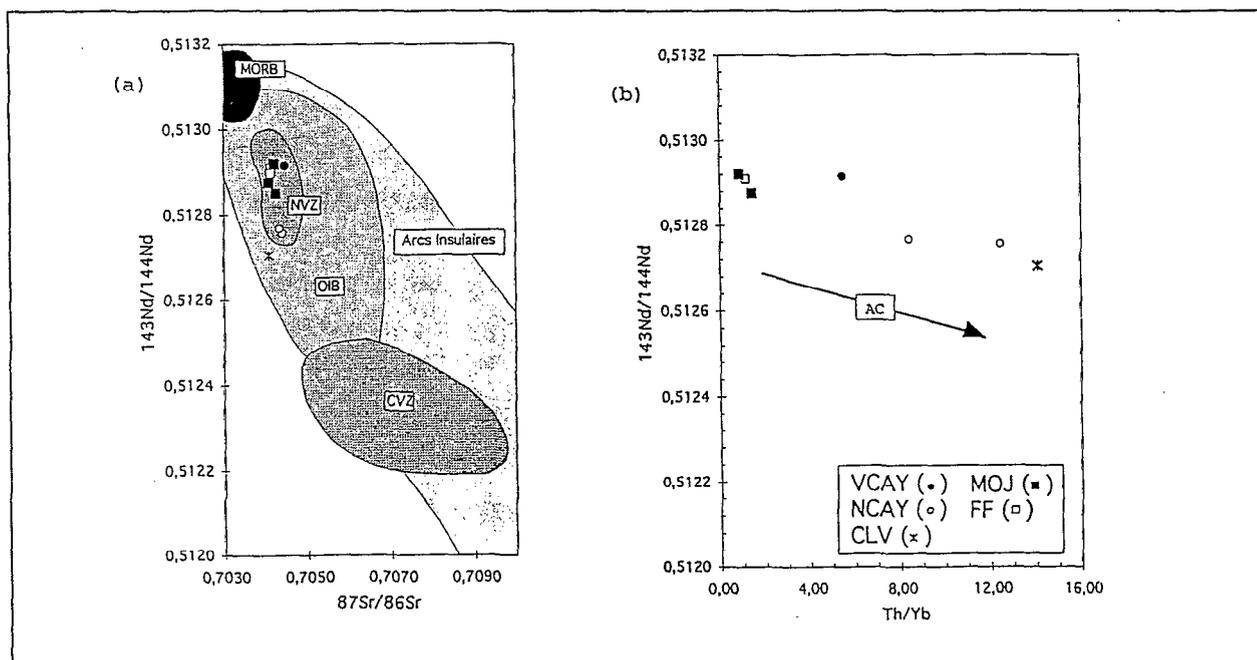


Figure 13. Les données isotopiques.

(a) Diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = f(^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr})$, avec les champs du MORB, OIB, Arcs Insulaires, ainsi comme les champs de la zone volcanique du Nord des Andes (NVZ) et de la zone volcanique Centrale des Andes (CVZ). D'après une compilation de Wilson (1989) (b) Diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = f(\text{Th}/\text{Yb})$, la corrélation négative montre une légère assimilation crustal (AC).

5. EVOLUTION PETROGENETIQUE

Après l'étude pétrographique et la caractérisation géochimique des séries magmatiques, je vais étudier la genèse des séries, en qualifiant et en quantifiant les mécanismes de différenciation magmatique. Pour cela, j'étudierai d'abord la cristallisation fractionnée, puis la fusion partielle des sources potentielles.

5.1 La cristallisation fractionnée

Introduction

Le rôle de la cristallisation fractionnée (CF) a été démontré par l'étude minéralogique et géochimique. L'étude minéralogique montre la présence de phénocristaux zonés et de paragenèses différentes dans les deux séries volcaniques (Tableau 1). La série adakitique du NCAY et FF est caractérisée par une paragenèse à pl + am + cpx + mt ± opx; par contre la série calco-alcaline du VCAY et MOJ est caractérisée par pl + opx + cpx + mt ± am ± ol. La principale différence entre elles est la présence de l'amphibole, qui se trouve dans les adakites depuis les termes les moins différenciés jusqu'aux plus différenciés, alors que dans les roches calco-alcalines, on ne la trouve que dans les dacites.

La Figure 14 présente des diagrammes de Harker où figurent aussi les compositions moyennes des minéraux de chaque série. D'après cette figure on peut conclure: (1) les minéraux qui cristallisent sont les mêmes pendant la différenciation, (2) le rôle fondamental de la paragenèse à pl + am + cpx + mt pour les séries adakitiques, et (3) le fait que la biotite et l'olivine n'interviennent pas dans la cristallisation de la série adakitique. D'autre part l'étude pétrographique, a montré que la cristallisation fractionnée de la série calco-alcaline est contrôlée par le fractionnement d'une paragenèse à pl + opx + cpx + mt ± am.

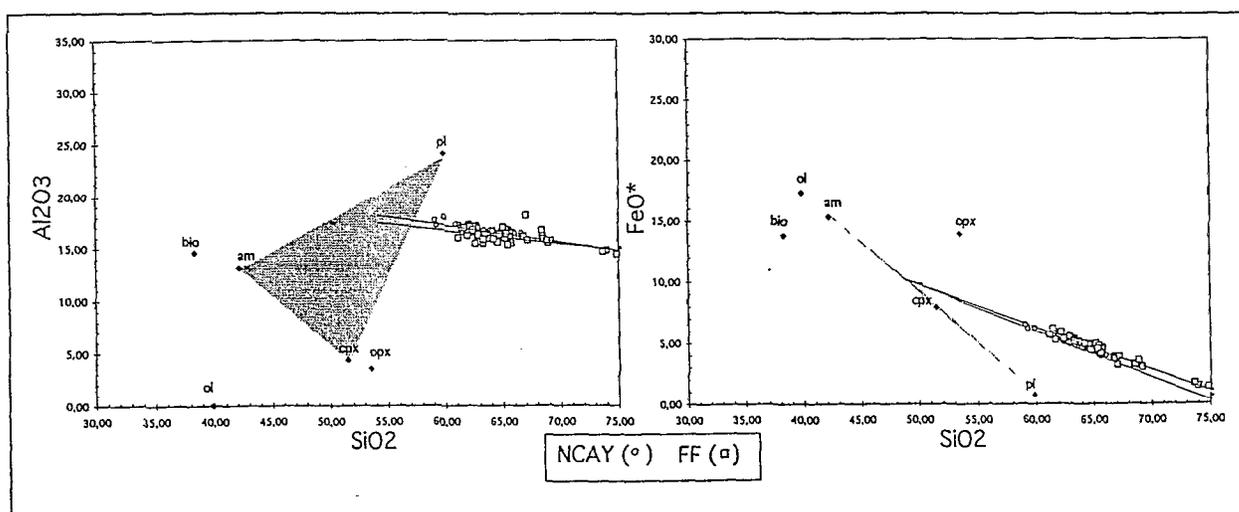


Figure 14. Diagrammes de Harker avec des compositions des minéraux.

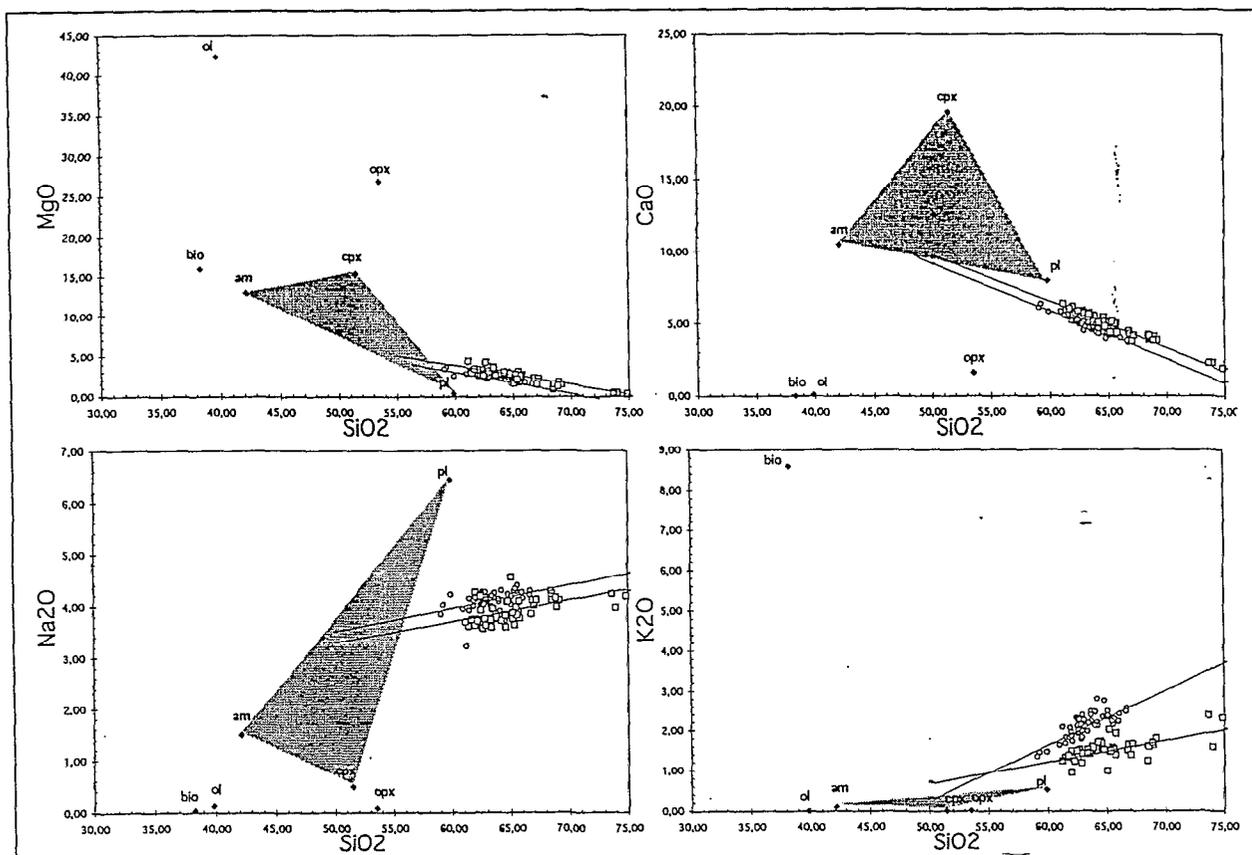


Figure 14 (suite). Diagrammes de Harker avec des compositions des minéraux.

La cristallisation fractionnée est aussi mise en évidence par certains critères géochimiques: les bonnes corrélations entre les éléments incompatibles; les spectres de terres rares parallèles (Figure 10); et finalement la tendance observée dans le diagramme log compatible en fonction de log incompatible (Figure 15) où on observe une lignée de cristallisation fractionnée pour les adakites, et pour les roches calco-alcalins une lignée plutôt compatible avec la fusion partielle.

D'après ces arguments minéralogiques et géochimiques, les hypothèses à tester sont les suivantes:

(1) la série adakitique est contrôlée par la cristallisation fractionnée d'une paragenèse à pl + am + cpx + mt.

(2) la CF dans la série calco-alcaline est un processus secondaire, et les minéraux cristallisant sont différents (pl + cpx + opx + mt).

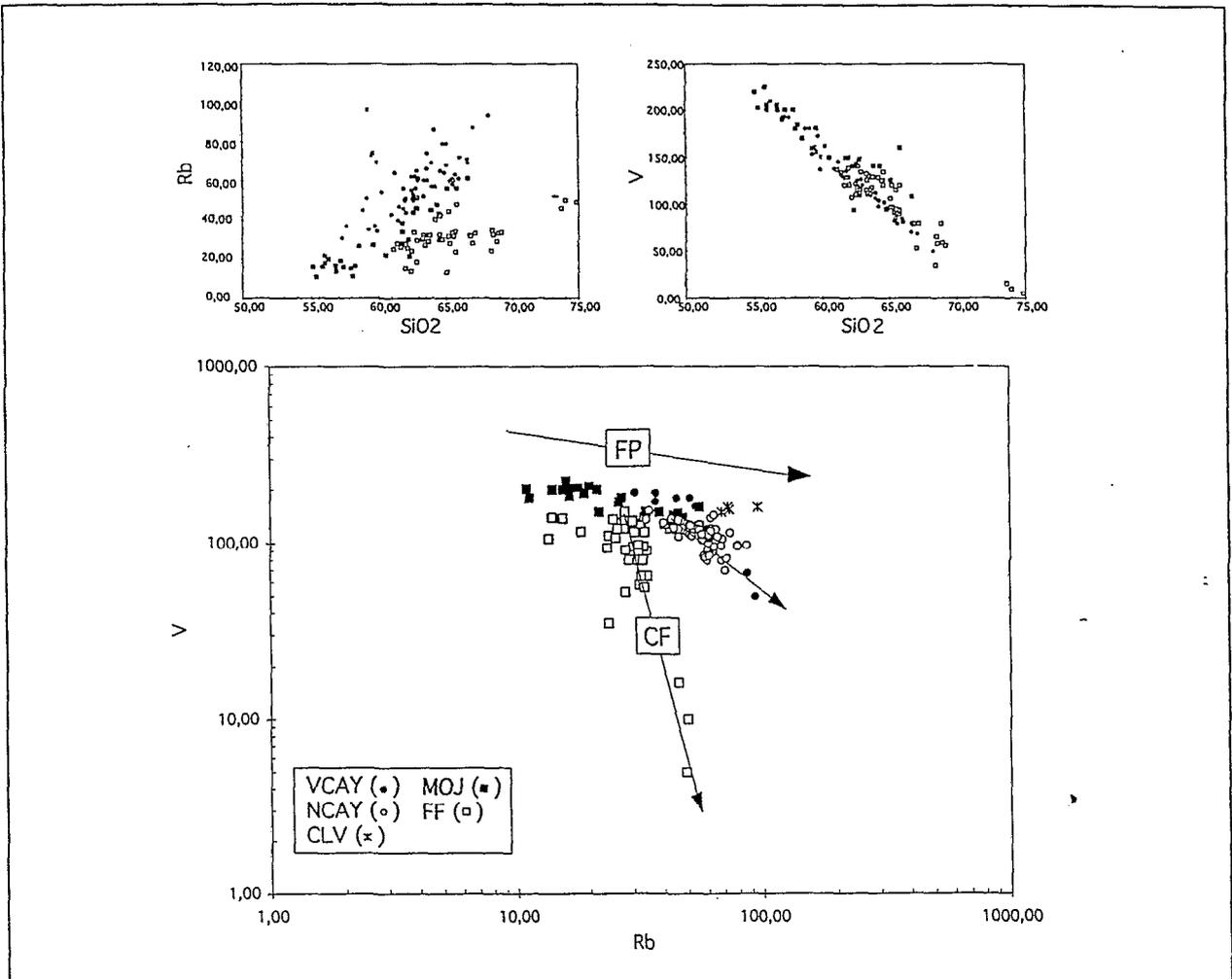


Figure 15. Evidences géochimiques de la cristallisation fractionnée.

Pour tester ces hypothèses et quantifier le processus, il faut suivre la démarche suivante:

(1) D'abord on a choisi les roches les moins différenciés de chaque série (et de chaque complexe), que l'on a considéré comme les roches mères. Les roches les plus différenciées ont été considérées comme les roches filles (Tableau 7).

(2) Ensuite, la CF a été modélisée avec les éléments majeurs, en faisant des calculs de bilan de masses par la méthode des moindres carrés entre la roche mère et une ou plusieurs roches filles. Les minéraux qui constituent le cumulat sont ceux que l'on a trouvé dans les roches mères de chaque série. Les compositions moyennes des minéraux se trouvent dans le Tableau 8.

(3) Finalement, en utilisant les résultats de la modélisation du comportement des éléments majeurs, on a modélisé celui des éléments en traces. La composition minéralogique des cumulaux est celle que l'on a trouvé avec les calculs de bilan de masses des éléments majeurs.

Volcan	NCAY			VCAY			FF				MOJ			
	CAY 382	CAY 44A	CAY 39	CAY 56	CAY 68	CAY 31	MOJ 16	MOJ 42B	MOJ 10	MOJ 38	MOJ 69	MOJ 110B	MOJ 74	MOJ 80B
SiO ₂	60.95	59.26	66.66	57.29	60.23	68.25	62.51	68.53	69.17	61.44	56.82	55.37	65.80	63.88
TiO ₂	0.71	0.77	0.54	0.89	0.84	0.52	0.43	0.93	0.30	0.55	0.76	0.70	0.85	0.53
Al ₂ O ₃	17.38	17.20	16.19	17.32	17.17	16.65	17.14	15.95	15.74	16.98	17.25	15.96	15.19	15.74
Fe ₂ O ₃	6.37	6.91	4.21	7.78	6.93	3.53	5.95	3.58	3.36	6.89	8.44	9.13	5.89	5.74
MnO	0.10	0.10	0.06	0.11	0.09	0.07	0.12	0.08	0.08	0.11	0.13	0.14	0.08	0.09
MgO	2.83	3.67	1.63	4.30	3.01	0.94	2.53	1.55	1.48	2.94	4.60	6.3	1.77	3.02
CaO	5.86	6.39	3.68	7.18	5.82	2.55	5.85	4.14	3.82	5.98	7.41	8.34	4.22	5.50
Na ₂ O	3.95	4.02	4.29	3.59	3.81	4.24	3.93	4.12	4.11	3.62	3.47	2.99	3.59	3.41
K ₂ O	1.65	1.46	2.57	1.33	1.88	3.07	1.34	1.59	1.81	1.34	0.92	0.71	2.32	1.96
P ₂ O ₅	0.20	0.20	0.17	0.21	0.21	0.17	0.20	0.12	0.12	0.15	0.19	0.13	0.28	0.13
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Sc	12.50	12.40	5.60	18.50	14.80	5.60	12.70	7.00	6.20	14.50	24.00	24.50	12.50	15.00
V	137.00	153.00	80.00	193.00	162.00	50.00	110.00	65.00	56.00	133.00	200.00	202.00	160.00	140.00
Cr	24.00	96.00	23.00	68.00	40.00	6.00	29.00	23.00	23.00	30.00	160.00	280.00	50.00	62.00
Co	19.00	23.00	12.00	27.00	19.00	6.00	15.00	9.00	7.90	18.00	29.00	31.00	16.00	17.00
Ni	14.00	37.00	12.50	48.00	26.00	4.00	13.00	8.00	6.00	15.00	52.00	97.00	19.00	25.00
Rb	43.00	35.00	69.00	30.50	54.00	93.00	24.00	32.50	33.50	28.00	14.00	11.00	56.00	45.00
Sr	565.00	600.00	560.00	574.00	610.00	410.00	525.00	450.00	420.00	420.00	490.00	381.00	395.00	380.00
Y	12.40	11.70	7.90	18.00	19.00	16.20	13.00	8.60	9.00	13.20	15.00	15.00	19.00	14.50
Zr	89.00	114.00	56.00	114.00	142.00	145.00	94.00	59.00	56.00	92.00	90.00	65.00	195.00	97.00
Nb	5.70	5.80	7.50	5.50	6.60	9.30	3.50	3.80	4.00	3.20	3.10	2.50	6.90	4.40
Ba	675.00	625.00	985.00	620.00	830.00	1150.00	645.00	760.00	800.00	622.00	515.00	360.00	955.00	800.00
La	16.50	17.00	23.50	17.40	30.30	28.00	11.40	12.10	11.80	10.20	10.20	6.50	20.10	14.85
Ce	31.50	35.50	44.00	33.00	41.00	44.00	26.00	25.00	24.00	20.50	22.50	14.50	45.00	30.00
Nd	17.50	18.00	20.50	19.50	32.00	24.50	14.50	13.50	13.00	12.50	14.00	10.00	25.00	16.00
Sm				4.30	6.25		2.60	1.50					4.40	
Eu	0.95	1.01	0.91	1.13	1.48	1.05	0.75	0.65	0.60	0.75	0.90	0.82	1.05	0.70
Gd				4.10	4.90		2.40	2.10					4.20	
Dy	2.20	2.33	1.66	3.15	3.50	2.92	2.10	1.50	1.40	20.10	2.70	2.55	3.30	2.90
Er	1.20	1.20	0.70	1.85	2.00	1.65	1.30	0.80	0.80	1.30	1.40	1.45	1.80	1.40
Yb	1.05	0.92	0.56	1.42	1.51	1.43	1.15	0.73	0.70	1.26	1.43	1.34	1.70	1.25
Th	4.50	3.20	6.90	3.45	6.45	7.80	2.00	2.60		2.40		1.15	4.90	

Tableau 7. Compositions des roches choisies pour les calculs de cristallisation fractionnée.

	NCAY				VCAY			FF				MOJ			
	PL	AMP	CPX	MT	PL	OPX	MT	PL	AMP	CPX	MT	PL	OPX	CPX	MT
SiO ₂	55.09	47.50	50.09	0.12	57.4	52.39	0.11	56.26	42.62	51.71	0.05	50.64	53.48	50.78	0.04
TiO ₂	0.06	1.47	0.59	6.01	0.06	0.23	10.79	0.02	1.75	0.36	17.19		0.23	0.49	3.59
Al ₂ O ₃	27.27	7.19	4.35	1.89	26.17	1.06	1.57	26.84	12.68	2.18	1.67	30.04	1.04	3.30	3.23
Fe ₂ O ₃				57.00			40.06				37.69				66.08
FeO	0.61	12.63	8.17	34.12	0.36	22.69	46.67	0.39	12.20	10.21	39.42	0.8	18.78	9.58	26.25
MnO	0.09	0.38	0.20	0.47	0.02	1	0.59		0.19	0.27	0.31		0.44	0.20	0.27
MgO	0.22	15.24	14.58	1.79	0.03	21.55	0.49	0.03	14.08	14.00	1.56	0.09	24.30	15.09	1.05
CaO	10.32	10.75	20.38	0.03	8.31	0.99	0.03	9.08	11.09	20.66		14.10	1.76	19.48	
Na ₂ O	5.13	1.41	0.37	0.00	6.15	0.01	0.02	6.12	2.34	0.42		3.34	0.05	0.31	
K ₂ O	0.35	0.46	0.01	0.00	0.51	0.01	0	0.38	0.27	0.00		0.11			
H ₂ O+		2.04							2.08						
Total	99.14	99.07	98.74	101.43	99.01	99.93	100.33	99.11	100.29	99.83	97.89	99.13	100.09	99.25	100.52

Tableau 8. Compositions moyennes des minéraux des roches mères.

Les analyses ont été faites à l'Université Blaise Pascal sur une microsonde CAMECA-CAMBAX, Les condition d'opération ont été: tension d'accélération 15kV, courant 10-12 nA, temps de contage 10 s.

Calculs de cristallisation fractionnée avec les éléments majeurs

Les résultats figurant dans le Tableau 9, confirment les observations pétrographiques et l'hypothèse que la série adakitique est contrôlée par le fractionnement principalement d'une paragenèse à pl + am + cpx + mt. L'orthopyroxène, d'après ces calculs, n'est pas un minéral important dans cette série. La série calco-alcaline est contrôlé par une paragenèse à pl + cpx + opx + mt, et en revanche l'amphibole n'intervient pas dans le processus. La faible valeur (< 1) de la somme des carrés des écarts (r^2) atteste la validité du calcul.

Série	Volcan	Roche mère	Roche fille	pl	am	cpx	mt	opx	r^2
adakitique	NCAY	CAY 382	CAY 39	62.9	20.7	0.8	5.6		0.054
	NCAY	CAY 44A	CAY 39	54.1	37.1	6.1	2.7		0.044
	FF	MOJ 38	MOJ 42B	49.7	32.9	8.2	9.2		0.431
	FF	MOJ 38	MOJ 10	51.7	29.8	9.5	9.0		0.425
	FF	MOJ 16	MOJ 10	59.3	22.2	10.4	8.0		0.052
calco-alcaline	MOJ	MOJ 69	MOJ 80B	66.5			6.0	27.5	0.572
	MOJ	MOJ 110B	MOJ 74	52.8		15.0	3.1	29.2	0.370

Tableau 9. Résultats des calculs de cristallisation fractionnée avec les éléments majeurs.

Calculs de cristallisation fractionnée avec les éléments en traces

On a ensuite modélisé le comportement des éléments en traces, en considérant le modèle de cristallisation fractionnée de Rayleigh:

$$C_L = C_0 * F^{(D-1)}$$

dans cette expression: C_L est la teneur en un élément du liquide; C_0 est la teneur initiale en un élément; $(1-F)$ est le taux de cristallisation et D est le coefficient de partage global de la roche qui se calcule de la façon suivante:

$$D = \sum X_i * K_{Di}$$

avec, X_i qui est la fraction du minéral i dans le cumulat, et K_{Di} le coefficient de partage de l'élément, entre le liquide et le minéral i (Tableau 10).

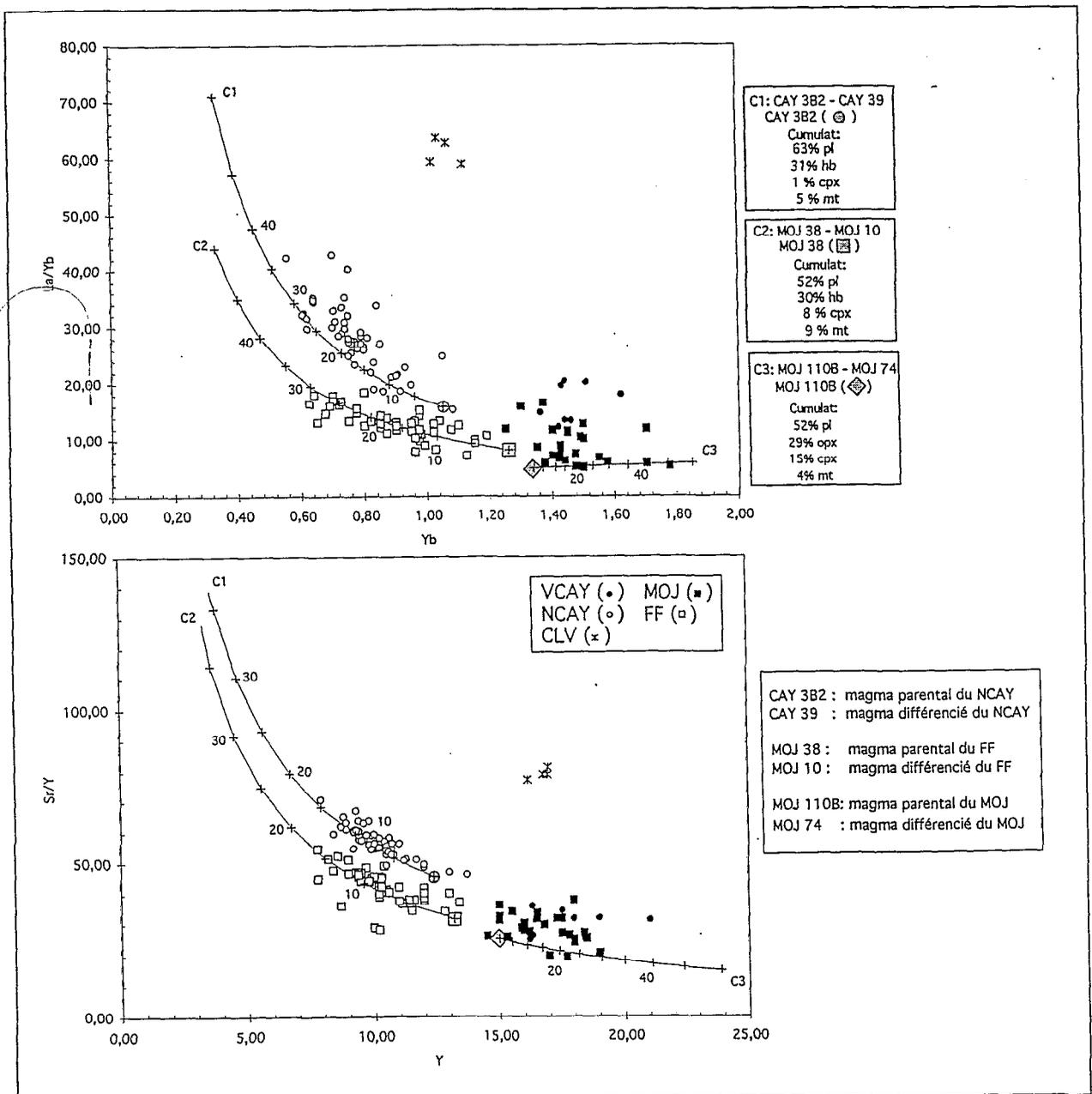


Figure 16. Courbes théoriques pour la cristallisation fractionnée.

	PL	CPX	OL	OPX	MT	HB	AP	BIO
Rb	0.04	0.03	0.01	0.0022	0	0.014	0.00001	3
Sr	2	0.5	0.014	0.0085	0	0.022	2	0.1
Ba	0.5	0.13	0.01	0.003	0.00001	0.0044	0.01	7
Nb	0.025	0.3	0.1	0.5	0.00001	1.3	0.00001	1
Co	0.1	8	4.3	2.9	9.5	10	0.2	25
Ni	0.38	4.8	24	5.2	8.6	12	0.00001	10
V	0.01	6	0.08	6	8.6	10	0.00001	25
Cr	0.04	15	2.1	1.6	8	6	0.00001	17
Zr	0.1	0.35	0.4	0.1	0	0.45	0.00001	2
La	0.4	0.3	0.0004	0.13	0.22	0.74	25	0.034
Ce	0.27	0.5	0.0005	0.15	0.26	1.52	31	0.037
Nd	0.21	1.1	0.001	0.2	0.3	4.26	50	0.045
Sm	0.13	1.67	0.0013	0.27	0.35	7.77	64	0.058
Eu	2.15	1.56	0.0016	0.17	0.26	5.14	30	0.14
Gd	0.1	1.85	0.0015	0.35	0.32	10	65	0.09
Tb	0.09	1.89	0.0016	0.42	0.28	11	64	0.085
Dy	0.064	1.93	0.0017	0.49	0.28	13	50	0.08
Er	0.055	1.66	0.0015	0.66	0.22	12	43	0.074
Yb	0.049	1.58	0.0015	0.89	0.18	8.4	24	0.065
Lu	0.046	1.5	0.0015	1	0.18	6	16	0.062
Y	0.055	0.3	0.0015	0.9	0	12	0.00001	0.16

Tableau 10. Coefficients de partage pour les calculs de cristallisation fractionnée.

Les résultats sont présentés dans les diagrammes qui montrent les différences entre les deux séries (Figure 16), c'est-à-dire le diagramme $La/Yb = f(Yb)$ et le diagramme $Sr/Y = f(Y)$. On observe une très bonne corrélation entre les données des séries adakitiques et les courbes théoriques. Par contre, pour la série calco-alkaline, la courbe théorique n'explique pas l'ensemble des données. De plus, la Figure 17, montre les spectres de terres rares observés et calculés. Ces données sont cohérentes pour toutes les traces sauf pour certains éléments (Zr, Ba). Par contre, dans le cas de la série calco-alkaline du MOJ on arrive à une bonne concordance pour les HREE, mais le comportement des autres éléments (LREE et LILE) n'a pas pu être modélisé.

Conclusion

La série adakitique est caractérisée par un taux de cristallisation de 15 à 25 % pour le NCAY et de 20 à 30 % pour le FF. Le cumulat est composé de pl + am + cpx + mt, mais avec de petites différences dans les pourcentages de chaque minéral dans le cumulat, surtout l'abondance du clinopyroxène (Tableau 9). Ceci explique la différence ligné de chaque volcan (NCAY et FF) ayant à peu près la même minéralogie.

Par contre la modélisation de la cristallisation fractionnée dans la série calco-alkaline est nettement moins satisfaisante. Le cumulat est constitué d'une paragenèse à pl + opx + cpx + mt (Tableau 9), différente de celle de la série adakitique. Les calculs montrent qu'avec un taux de cristallisation de 30 % on peut expliquer les teneurs en HREE, mais que l'on n'arrive pas à expliquer les teneurs en LREE. Ceci démontre que la cristallisation fractionnée ne peut pas expliquer la diversité de cette série.

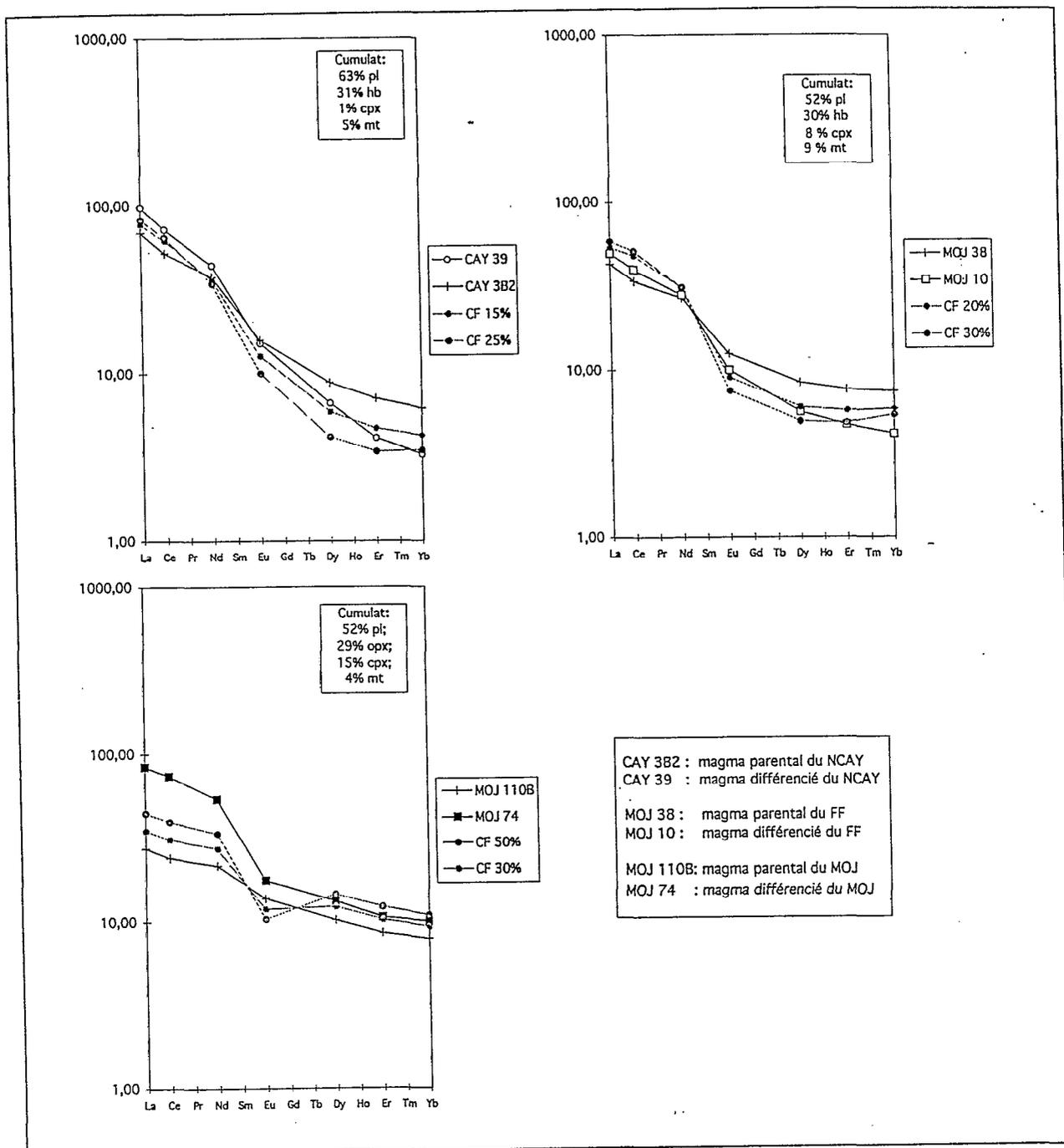


Figure 17. Spectres des terres rares théoriques pour la cristallisation fractionnée.

5.2 La fusion partielle

Introduction

Après avoir déterminé le rôle de la cristallisation fractionnée pour chaque série, on a tenté de quantifier les processus de fusion partielle (FP). Les travaux géochimiques (Drummond et Defant, 1990) et expérimentaux (Sen et Dunn, 1994), montrent qu'une série adakitique est engendrée par la fusion partielle d'un basalte métamorphisé laissant un résidu de fusion à am + gt + cpx. D'ailleurs, en prenant en compte le contexte géodynamique et géologique de l'Equateur, il est possible de proposer comme sources potentielles de la série adakitique les ensembles suivants:

* La plaque de Nazca âgée de 12 à 20 Ma et qui porte la ride de Carnegie, plus jeune encore et dont la composition est enrichie par rapport à des MORB classiques: il s'agit des produits de fusion du point chaud des Galápagos, mis en place sur la plaque océanique.

* La croûte inférieure résultant de l'accrétion d'un bloc de nature océanique au-dessous de la Cordillère Occidentale (Van Thournout *et al.*, 1992; Wallrabe-Adams, 1990)

La démarche suivie est à peu près la même que pour la CF:

(1) Il faut d'abord, sélectionner les compositions des sources potentielles (roches mères). On a choisi des compositions de basaltes typiques (NMORB et EMORB), des compositions de basaltes de la plaque Nazca, et quelques compositions du socle de la Cordillère Occidentale (Tableau 11). De plus, on a choisi les roches les moins différenciées de chaque série comme roches filles du processus de fusion partielle.

(2) On a ensuite réalisé la modélisation de la FP avec les éléments majeurs. Il s'agit de la même méthode que pour la CF. Les compositions des minéraux qui restent dans le résidu après la fusion ont été prises des travaux expérimentaux de Sen et Dunn (1994) (Tableau 12).

(3) Finalement, les résultats des calculs avec les éléments majeurs ont été utilisés pour modéliser les compositions des éléments en traces.

	NMORB	NMORB	EMORB	MORB- PN	B-G	MORB- CO	MM
Référence	1	2a	2b	3	4	5	6
SiO ₂	50.79	49.08	50.60	49.49	46.88	51.91	45.80
TiO ₂	1.63	1.16	1.22	1.10	1.21	1.44	0.03
Al ₂ O ₃	15.36	16.00	15.40	15.41	14.46	15.36	1.91
Fe ₂ O ₃		10.01	9.98	9.94	9.27	8.46	8.59
FeO	10.50						
MnO		0.17	0.17	0.24	0.18	0.12	0.15
MgO	7.63	9.73	7.84	8.81	12.79	6.22	41.59
CaO	11.37	11.23	12.19	12.71	10.68	10.91	1.61
Na ₂ O	2.69	2.45	2.25	2.13	2.60	5.06	0.15
K ₂ O		0.08	0.20	0.05	1.11	0.29	0.16
P ₂ O ₅		0.09	0.14	0.13	0.81	0.23	0.01
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Sc	41.37					26.50	
V				256.00			82*
Cr				330.00	330.00	257.00	3110*
Co	47.07				59.00	28.30	110*
Ni	149.50			105.00	197.00		2110*
Rb	1.26	0.56	5.04	0.50	10.10	9.40	10.60
Sr	113.20	90.00	155.00	75.00	384.00	194.00	34.90
Y	35.82	28.00	22.00	24.20	31.00	24.10	1.50
Zr	104.24	74.00	73.00	68.00		118.00	
Nb		2.33	8.30	3.80		9.00	
Ba	13.87	6.30	57.00			60.00	39.60
La	3.90	2.50	6.30	3.22	15.73	7.70	1.26
Ce	12.00	7.50	15.00	9.30	34.90	18.40	4.00
Nd	11.18	7.30	9.00		19.66	12.60	
Sm	3.75	2.63	2.60	2.38	4.62	3.43	0.22
Eu	1.34	1.02	0.91	0.84	1.52	1.24	0.09
Gd	5.08	3.68	2.97		5.18		
Dy	6.30	4.55	3.55		5.36		
Er	4.14	2.97	2.31		2.99		
Yb	3.90	3.05	2.37	2.60	2.78	2.30	0.19
Th	0.19	0.12	0.60			0.96	0.84

Tableau 11. Composition de MORB typiques pour les calculs de fusion partielle.

(1) NMORB (Hoffman, 1988).

(2a) NMORB, éléments majeurs selon Wilson (1989) et éléments en traces selon Sun et McDonough (1989).

(2b) EMORB, éléments majeurs selon Wilson (1989) et éléments en traces selon Sun et McDonough (1989).

(3) MORB-PN, basalte de la Plaque Nazca avec une composition appauvrie (Kempton *et al.*, 1985); DSDP, forage 504, échantillon 83-13.

(4) B-G, basalte ancienne des îles Galápagos avec une composition transitionnelle entre celle des MORB et celle des OIB (White *et al.*, 1993); échantillon G86-3.

(5) MORB-CO, basalte enrichie du socle de la Cordillère Occidentale (Van Thournout *et al.*, 1992); échantillon EC-1014.

(6) MM, manteau métasomaté (Maury *et al.*, 1992). Echantillon B7a. (*) Compositions du manteau primitif de Hoffman (1988)

Ref	FP du MORB								FP du manteau					
	Résidu amphibolitique				Résidu écolotitique à hb			Résidu écolotitique		Enclaves				
	Hb	Cpx	Gt	Pl	Hb	Cpx	Gt	Cpx	Gt	Ol	Cpx	Opx	Gt	Il
	1a	1a	1a	1a	b	lb	lb	1c	1c	2	2	2	2	2
SiO ₂	42.51	49.82	38.64	54.60	43.24	48.45	39.34	49.42	39.19	40.10	54.10	57.10	42.00	
TiO ₂	1.50	0.82	1.93		1.51	1.16	0.87	0.90	0.87		0.39	0.17	0.37	50.00
Al ₂ O ₃	12.11	6.70	20.95	28.60	12.50	9.96	21.84	9.20	21.44		2.87	0.82	21.70	
FeO	15.87	12.30	22.18	0.45	15.60	9.83	19.85	8.91	18.51	9.65	3.00	5.80	8.27	47.00
MnO	0.24	0.28	0.42		0.34		0.45		0.44	0.14	0.11	0.13	0.41	0.50
MgO	10.67	12.23	8.73		11.18	9.90	9.23	11.06	9.82	49.40	16.30	34.90	21.00	2.00
CaO	11.51	18.13	7.24	10.60	11.65	18.00	8.43	17.60	8.77		18.80	0.52	4.44	0.50
Na ₂ O	1.64	1.34		5.50	1.82	1.93		1.93			2.28	0.14	0.05	
K ₂ O	0.83			0.20	0.70									
NiO										0.35		0.05		
Cr ₂ O ₃											1.27	0.18	2.09	
Total	96.88	101.37	100.18	99.95	98.54	99.38	100.01	99.02	99.14	99.63	99.12	99.81	100.33	100.00

Tableau 12. Composition des minéraux dans les résidus de fusion.

(1a) Résidu amphibolitique à am + cpx + gt + pl (975 ° C et 15-18 kbar)

(1b) résidu écolotitique à am + cpx + gt (1025 ° C et 15-17 kbar)

(1c) résidu écolotitique à cpx + gt (1150°C et 21-22 kbar) d'après les travaux expérimentaux de Sen et Dunn (1994).

(2) Enclaves du manteau selon Harte *et al.* (1987).

Calculs de fusion partielle avec les éléments majeurs

Par ce calcul on trouve les compositions minéralogiques théoriques des résidus, qui ont été ensuite employés pour les calculs avec les traces. Les résultats sont dans le Tableau 13. Il existe quelques résidus possibles: un résidu amphibolitique (am + cpx + gt + pl + il); un résidu écolotitique (cpx + gt + il); et enfin un résidu écolotitique à hb (am + cpx + gt), mais qui présente une r^2 (somme des carrées des écarts) assez élevée (Tableau 13). Enfin, pour la série calco-alcaline on a fait aussi le calcul avec une composition du manteau métasomatisé et avec un résidu a ol + opx + cpx.

Série	Roche mère	Roche fille		pl	am	cpx	gt	il	opx	ol	r^2
adakitique	EMORB	FF	MOJ 38	25.8	19.5	45.5	8.7	0.5			0.54
	EMORB	FF	MOJ 38			70.4	28.9	0.7			0.80
	EMORB	NCAY	CAY3B2	24.8	13.2	49.6	12.0	0.5			0.49
	EMORB	NCAY	CAY 3B2			69.6	29.8	0.6			0.67
	NMORB	FF	MOJ 38	24.5	38.8	32.2	2.6	2.6			0.68
	NMORB	FF	MOJ38			65.8	31.8	2.4			0.87
	NMORB	FF	MOJ 38		48.2	45.7	6.2				6.45
	NMORB	NCAY	CAY 44A	22.8	21.6	43.3	10.6	1.7			0.62
	NMORB	NCAY	CAY44A			65.6	32	2.4			0.63
	NMORB	NCAY	CAY 44A		46.4	46.3	7.4				5.62
calco-alcaline	MM	MOJ	MOJ 110B			4.0			23.0	73.0	0.06

Tableau 13. Résultats des calculs de fusion partielle avec les éléments majeurs.

Calculs de fusion partielle avec les éléments en traces

Les calculs avec les éléments traces sont faits en considérant un modèle de fusion partielle à l'équilibre dont l'expression est la suivante:

$$C_L = C_0 / (D + F(D-1))$$

C_L et C_0 ayant le même sens que pour la CF. Par contre, dans ce cas F est le taux de fusion partielle. D est calculé de la même façon, mais ici, X_i est la fraction du minéral i dans le résidu de fusion. Les coefficients de partage (K_{Di}) entre le liquide et les minéraux sont pris de Martin (1987) (Tableau 14).

	FP du basalte						FP d'une péridotite			
	PL	CPX	MT	HB	GA	II	OL	CPX	OPX	GA
Rb	0.06	.03	0	0.22	0.034	0	0.01	0.03	0.022	0.04
Sr	2	0.2	0	0.36	0.013	0	0.014	0.12	0.017	0.012
Ba	0.5	0.05	0.00001	0.33	0.022	0.00001	0.01	0.026	0.013	0.023
Nb	0.025	0.3	0.00001	1.3	0.2	0.00001	0.01	0.3	0.35	0.2
Ni	0.1	4.8	8.6	7.3	1.2	4.5	24	3.4	5.2	0.5
Co	0.03	2.2	9.5	6.5	3	5.9	4.3	1.5	3.2	2
Zr	0.25	0.35	0	0.45	0.5	0	0.4	0.35	0.1	0.5
La	0.13	0.1	0.22	0.2	0.04	0.005	0.0004	0.07	0.002	0.015
Ce	0.11	0.2	0.26	0.3	0.08	0.006	0.0005	0.098	0.003	0.021
Nd	0.07	0.4	0.3	0.8	0.2	0.008	0.001	0.21	0.3	0.087
Sm	0.05	0.6	0.35	1.1	1	0.01	0.0013	0.26	0.35	0.217
Eu	1.3	0.6	0.26	1.3	0.98	0.007	0.0016	0.31	0.26	0.32
Gd	0.04	0.7	0.32	1.8	3.8	0.017	0.0015	0.3	0.32	0.498
Tb	0.037	0.7	0.28	2	7.5	0.022	0.0016	0.31	0.28	0.779
Dy	0.031	0.7	0.28	2	11	0.028	0.0017	0.33	0.28	1.06
Er	0.026	0.6	0.22	1.9	16	0.046	0.0015	0.3	0.22	2
Yb	0.024	0.6	0.18	1.7	21	0.077	0.0015	0.28	0.18	4.03
Lu	0.023	0.6	0.18	1.5	21	0.1	0.0015	0.27	0.18	5.05
Y	0.6	0.03	0	1.9	16	0	0.0015	0.3	0.3	2

Tableau 14. Coefficients de partage pour les calculs de fusion partielle.

Les résultats sont présentés: (1) dans les mêmes diagrammes que la CF (Figure 18), et (2) sous forme de spectres des terres rares comparant les compositions observées et les compositions calculées (Figure 19). On a d'abord choisi trois courbes théoriques, correspondant à une composition enrichie (EMORB) et au résidu amphibolitique, au résidu écolitique et au résidu écolitique à hb. Les courbes de fusion avec les résidus amphibolitique et écolitique à hb expliquent très bien les compositions des roches parentales de chaque volcan, alors qu'un résidu écolitique entraîne des appauvrissements en Yb et Y trop forts. L'étude des spectres de terres rares mène à la même conclusion.

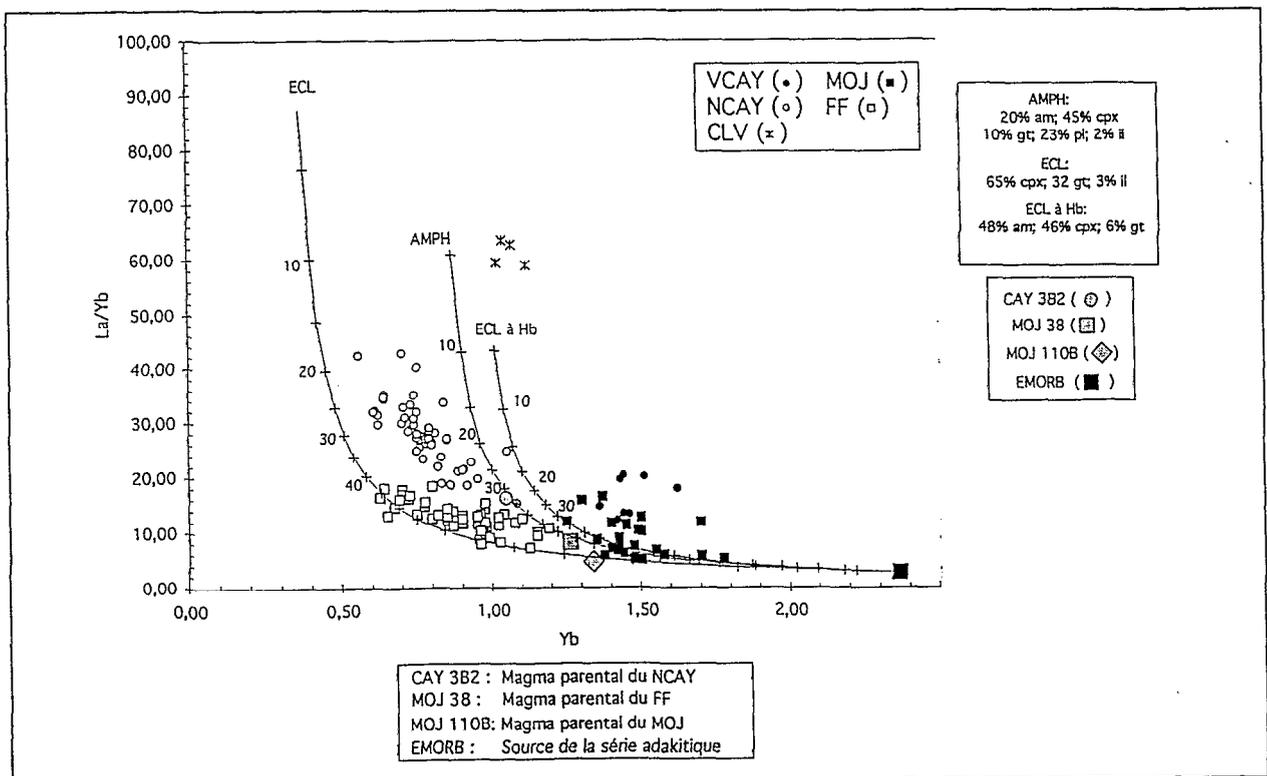


Figure 18 Courbes théoriques de la fusion partielle pour une source enrichie.

Il est aussi possible pour un même résidu de fusion de calculer les courbes théoriques pour plusieurs sources différents (Figure 20): un basalte enrichi classique (EMORB), mais aussi un basalte appauvri (de la plaque Nazca MORB-PN), un basalte enrichi des Galápagos (B-G) et finalement un basalte enrichi du socle de la Cordillère Occidentale (MORB-CO). Les courbes calculées peuvent expliquer l'ensemble des données analytiques.

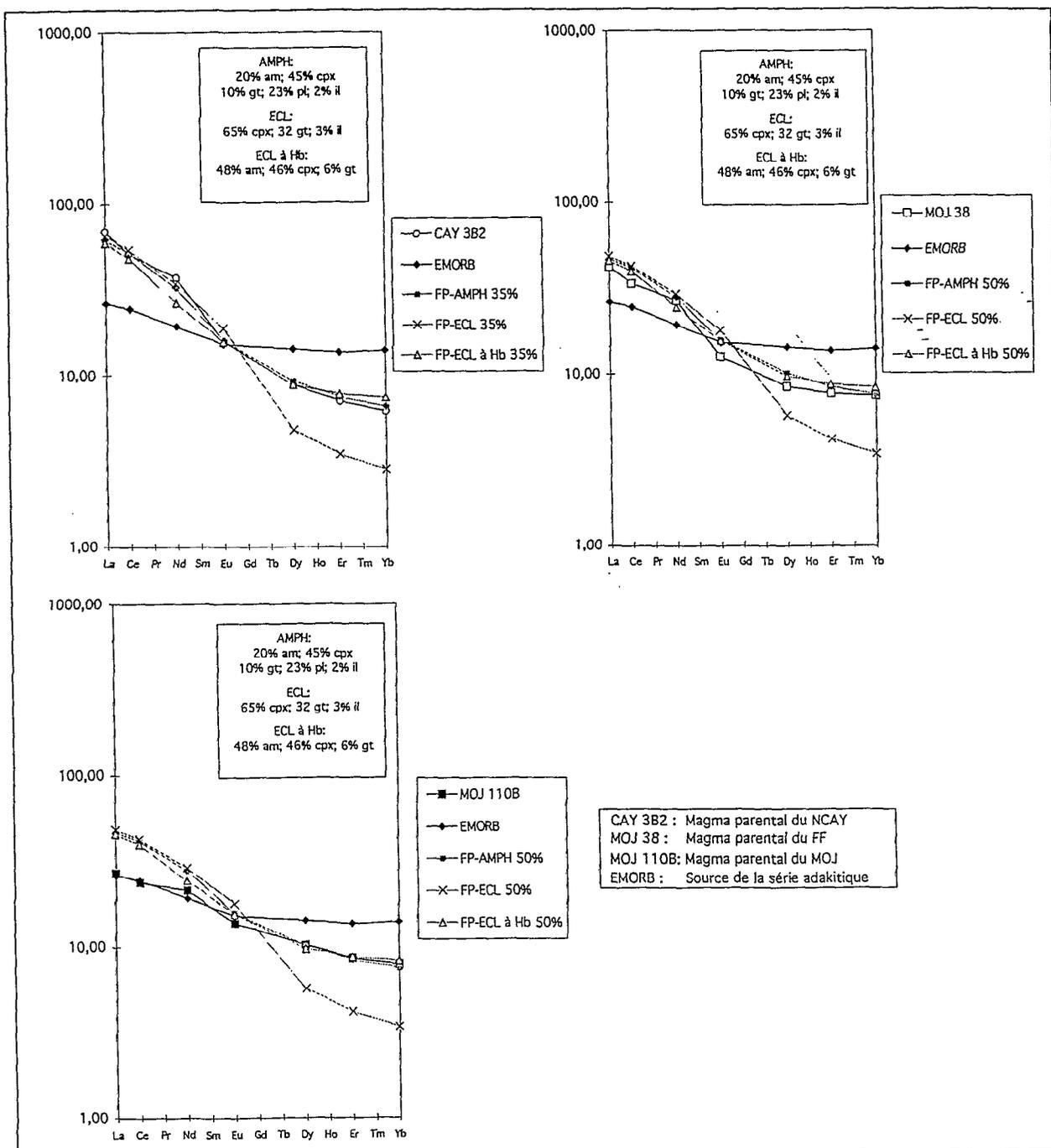


Figure 19. Spectres des terres rares théoriques de la fusion partielle.

Conclusion

Les calculs de fusion permettent d'affirmer que la série adakitique est le produit de la fusion partielle d'une source basaltique de type MORB enrichi, avec un résidu de fusion de nature soit amphibolitique (am + cpx + gt + pl), soit élogitique à hb (am + cpx + gt). Le taux de fusion nécessaire

pour produire les roches parentales de chaque volcan est différent, environ 35 % pour le NCAY et 50 % pour le FF, ce qui semble logique, puisque le complexe Mojanda-Fuya Fuya se trouve plus proche de la fosse que le complexe Cayambe (Figure 2). Toutefois, il est difficile de préciser la nature de la source de cette série, qui peut être soit la plaque plongeante (résidu écolitique) soit la croûte continentale inférieure (résidu amphibolitique).

La genèse de la série calco-alcaline pose problèmes, car la fusion partielle d'une source de type MORB n'explique pas sa composition, d'autre part la fusion partielle d'une source mantellique n'explique pas non plus la variété de la série, ainsi que ses teneurs en éléments de transition (Figure 20).

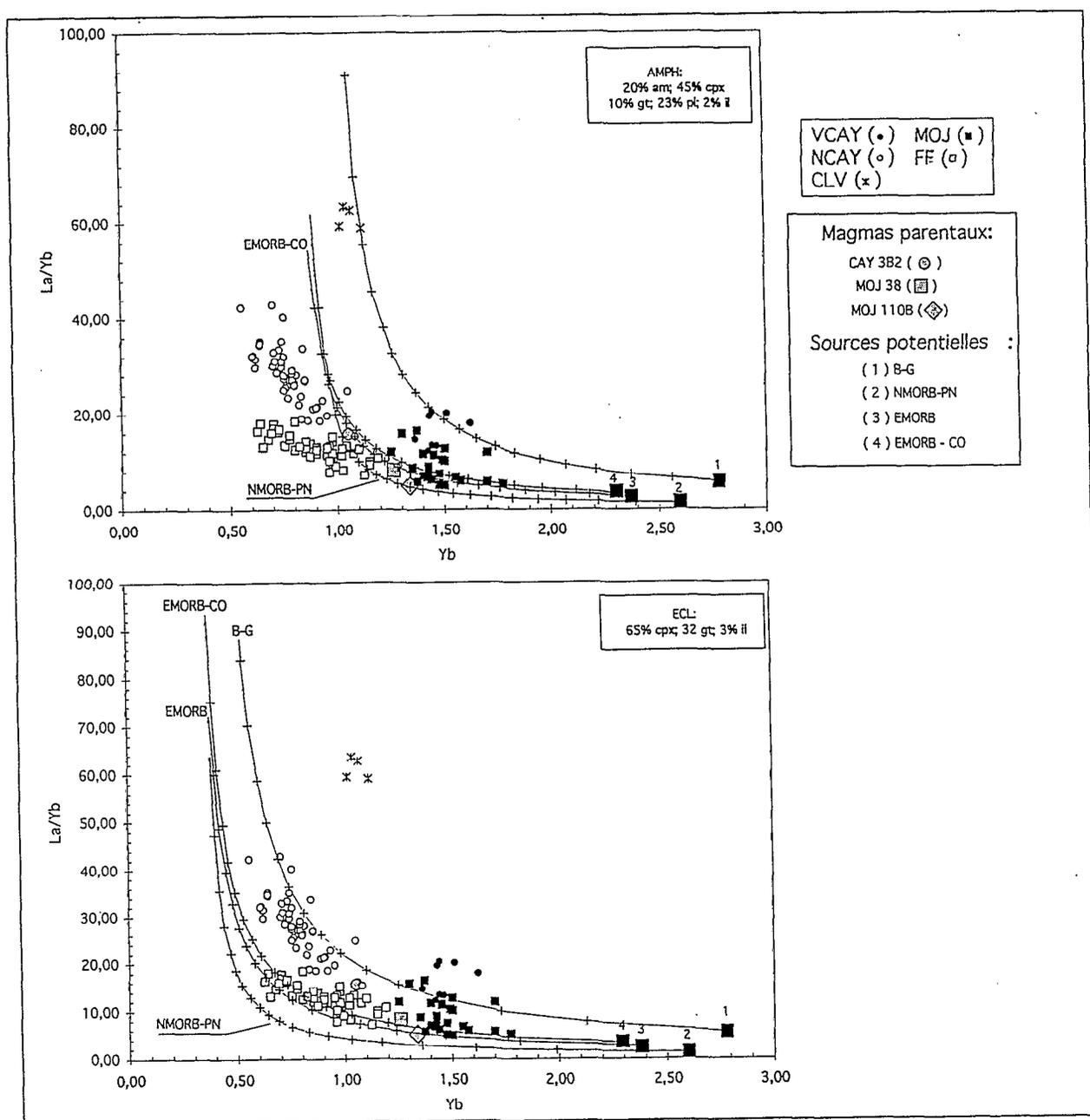


Figure 20 Courbes théoriques de la fusion partielle pour quelques sources possibles. B-G: basalte des Galápagos (White *et al.*, 1993); MORB-PN: basalte de la plaque de Nazca (Kempton *et al.*, 1985); EMORB: basalte enrichi (Sun et McDonough, 1989); MORB-CO: basalte du socle de la Cordillère Occidentale (Van Thournout *et al.*, 1992).

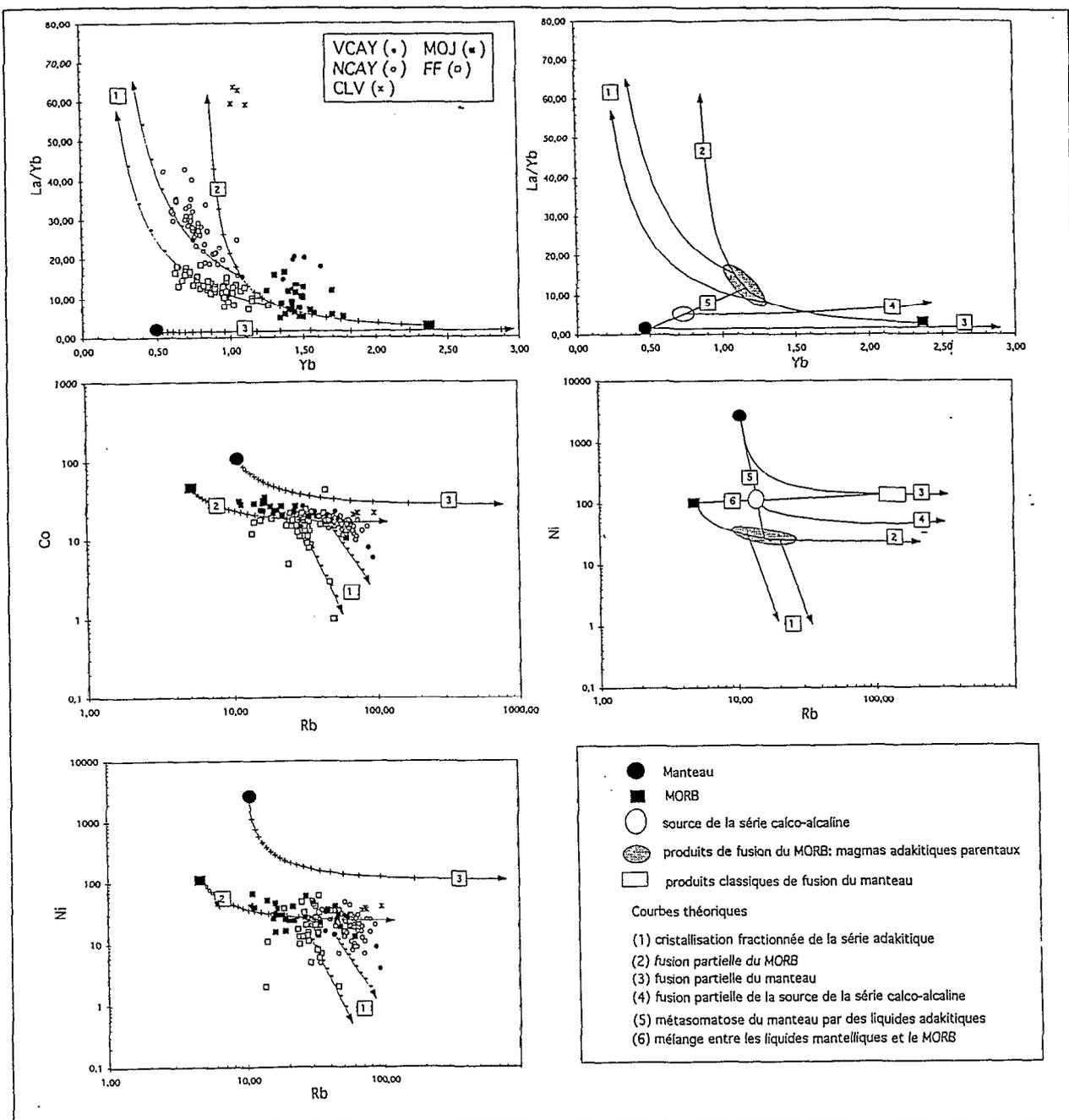


Figure 21. Modèle pétrogénétique
Description dans le texte

5.3 Discussion

Le modèle pétrogénétique de la série adakitique semble simple (Figure 21). En partant des roches les moins différenciées, le fractionnement d'une cumulat à pl + am + cpx + mt rend compte de l'ensemble des compositions (Figure 21, courbe 1). Les magmas parentaux sont produits par la fusion partielle de source basaltes de type MORB enrichi avec deux résidus de fusion possibles: un amphibolitique (am + cpx + gt + pl) et un écolitique à Hb (cpx + gt + am) (Figure 21, courbe 2). Le taux de fusion varie de 35 % à 50 % selon les distances des volcans à la fosse. Seules les teneurs relativement élevées en Mg, Ni et Cr ne sont pas expliquées de façon satisfaisante par ce modèle. Enfin, Il est clairement démontré que la fusion partielle d'une source mantellique ne peut pas expliquer la genèse des magmas parentaux de cette série.

La modélisation de la genèse de la série calco-alkaline est par contre, moins satisfaisant. La cristallisation fractionnée est un processus secondaire qui n'explique pas la totalité de la série et qui est caractérisée par le fractionnement d'une paragenèse différente de celle de la série adakitique; dans ce cas, il s'agit de pl + opx + cpx + mt. La différenciation de cette série est plutôt contrôlée par les processus de fusion partielle d'une source qui serait mantellique, comme le montrent les caractéristiques des magmas (Figures 15 et 21). Cependant, les teneurs en certains éléments (comme les éléments de transition) montrent aussi que la composition des roches de cette série n'est pas compatible avec la fusion partielle d'un manteau métasomatisé par des fluides provenant de la plaque plongeante (Figure 21, courbe 3).

En résumé, trois problèmes restent encore à résoudre: (1) les teneurs élevées en Mg, Ni et Cr de l'ensemble des données (adakites et roches calco-alkalines); (2) la nature de la source de la série adakitique, c'est-à-dire la croûte océanique plongeante ou la croûte inférieure (résultat de l'accrétion d'un bloc océanique); et enfin (3) la source de la série calco-alkaline.

(1) Les teneurs élevées en Mg, Ni et Cr sont un caractère assez fréquent des adakites. Elles ont été interprétées comme le résultat de l'interaction entre liquides adakitiques provenant de la plaque plongeante avec le coin de manteau sus-jacent (Kepezhinkas *et al.*, 1995; Kay *et al.*, 1993).

(2) Pour la plus part des auteurs (Defant et Drummond, 1990; Maury *et al.*, 1996; etc) la source des adakites est une plaque océanique encore chaude. Cependant, les travaux antérieurs sur l'Equateur (Monzier *et al.*, 1997; Kilian *et al.*, 1995) ont privilégié la fusion partielle de la croûte inférieure réchauffée par le sous-plaquage ("*underplating*") des magmas mantelliques, selon le modèle d'Atherton et Petford (1993, 1996).

(3) Malgré le caractère mantellique de la série calco-alkaline, on a constaté que la fusion partielle du manteau ne peut pas expliquer sa composition. Il faut donc trouver un deuxième pôle pour expliquer ses teneurs particulières, surtout des éléments de transition.

Pour expliquer ces problèmes et en s'appuyant sur les modèles proposés dans la littérature, deux hypothèses peuvent être suggérées (Figure 21 et 22):

(1) Les liquides adakitiques produits par la fusion partielle de la plaque plongeante traversent le coin de manteau, interagissent avec lui et le métasomatisent. La fusion partielle de ce manteau enrichi produit la série calco-alkaline. (Figure 22a)

(2) Des liquides basaltiques d'origine mantellique sont sous-plaqués en base de croûte et induisent sa fusion partielle, ce qui engendre les magmas adakitiques parentaux. (Figure 22b)

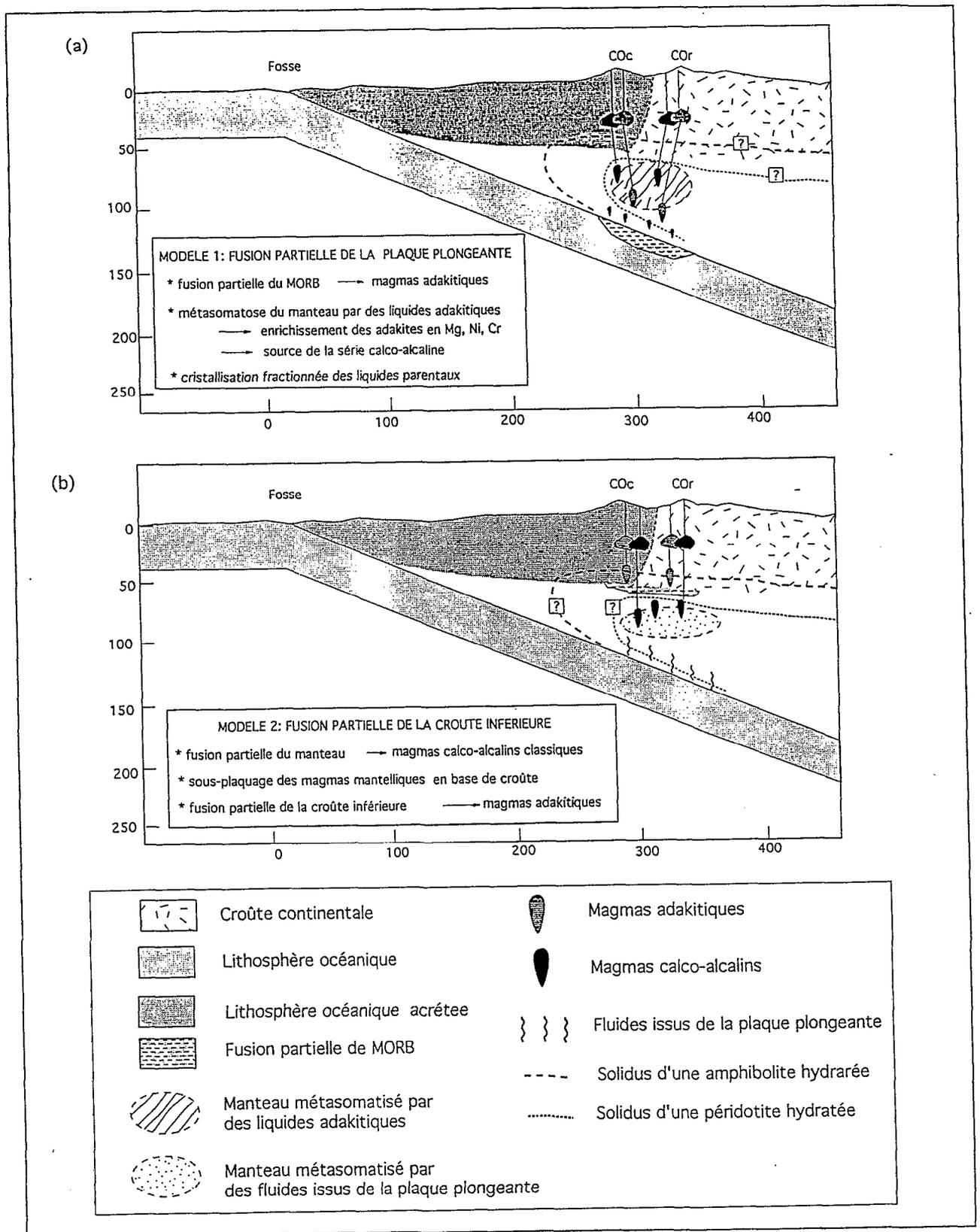


Figure 22. Modèle schématique de genèse des magmas dans l'arc équatorien.
 La géométrie du plan de Benioff est modifié d'après Lonsdale (1978). L'épaisseur de la croûte (environ 50 km) d'après Prévot *et al.* (1996). Les courbes des solidus sont représentées schématiquement.

D'après les arguments géochimiques on peut être sûr que la source de la fusion partielle des adakites est un matériel de composition basaltique ayant une paragenèse soit amphibolitique soit éclogitique, cependant il est impossible de trancher entre les deux hypothèses. En revanche, pour la

série calco-alkaline on peut envisager soit une métasomatose du manteau par des liquides adakitiques (Figure 21, courbe 5) soit un "mélange" entre liquides basaltiques provenant du manteau et liquides adakitiques issus de la base de croûte (Figure 21, courbe 6). Le problème qui se pose est de savoir quel est le contexte géodynamique où se produit la fusion partielle (la plaque plongeante ou la croûte inférieure). Mais, quel que soit ce contexte, il faut trouver une source de chaleur suffisante pour induire la fusion partielle. Certains arguments apportent des éléments de réponse:

Il existe une relation géographique entre le volcanisme adakitique et la subduction de la ride de Carnegie (Figure 1). Le volcanisme adakitique, jusqu'à présent, n'est connu que dans le segment de l'arc volcanique qui se trouve juste en face de la ride. Ainsi, le volcan Galeras, plus au Nord et dehors de l'influence de la ride montre une signature calco-alkaline classique, en accord avec une source mantellique (Calvache et Williams, 1997). Cet argument plaide en faveur de l'hypothèse de la fusion partielle de la plaque plongeante. Les matériaux de la ride de Carnegie seraient encore chauds (car ils sont plus jeunes que le reste de la plaque océanique). De plus la subduction de la ride croîtrait une contrainte de cisaillement supplémentaire ("*shear heating*") suffisante pour provoquer la fusion partielle de la plaque plongeante.

Le résidu amphibolitique trouvé dans la modélisation géochimique implique une fusion partielle à faible profondeur en accord avec l'hypothèse de fusion partielle de la croûte inférieure. Cette hypothèse fait appel au sous-plaquage des magmas basaltiques produits au coin de manteau qui induiraient la fusion partielle de la base de la croûte. Cependant, en considérant le taux de fusion calculé (supérieur à 30 %) pour produire les liquides adakitiques, il est difficile d'envisager que les magmas basaltiques aient une capacité thermique suffisante pour induire la fusion partielle des amphibolites crustales. De plus, le modèle n'explique pas non plus le lien avec la subduction de la ride de Carnegie.

CONCLUSION ET PERSPECTIVES

Ce travail montre les différences minéralogiques et surtout géochimiques existantes entre les adakites et les roches calco-alkalines des volcans étudiés. Du point de vue minéralogique, le plus important est la présence permanente de l'amphibole dans la série adakitique. D'ailleurs, les différences géochimiques s'expriment par l'appauvrissement en HREE et Y des adakites par rapport aux roches calco-alkalines. On a aussi montré que les différences entre les roches d'une même série appartenant à des complexes volcaniques différents, s'expliquent par une contribution progressive de la plaque plongeante et de la croûte continentale à la genèse des magmas.

L'étude pétrogenétique montre que le fractionnement de plagioclase et d'amphibole avec des petites quantités de clinopyroxène et de magnétite est le principal responsable de la diversité de la série adakitique. Par contre, dans la série calco-alkaline la cristallisation fractionnée est un processus secondaire, caractérisé par la cristallisation de plagioclase, de pyroxène et de magnétite: Là, c'est la fusion partielle qui est la cause majeure de la différenciation magmatique.

L'étude des rapports isotopiques du Sr et du Nd montre que le rôle de l'assimilation des matériaux de la croûte est mineur. Cependant, on observe une légère diminution du rapport isotopique du Nd en fonction de la distance à la fosse. Ceci peut être interprété comme le résultat d'une légère apporté crustale.

La modélisation de la fusion partielle donne de bons résultats concernant le type de sources (enrichie ou appauvrie) et la minéralogie des résidus de fusion. La source des adakites doit être un MORB enrichi dont le résidu de fusion est amphibolitique ou éclogitique. Par contre, le problème du contexte géodynamique de la fusion partielle pour donner les adakites reste pose. Pour expliquer la genèse de la série calco-alkaline, je propose un modèle d'interaction des deux sources (mantellique et basaltique). Cette série a une signature mantellique claire et à aussi interagi soit au niveau du manteau, soit en base de croûte avec des magmas adakitiques.

Par ailleurs, ce travail montre le besoin d'élargir l'étude à plusieurs domaines:

- (1) Il faudra rechercher des informations géologiques et géophysiques plus précises sur le système de subduction équatorien en particulier sur la géométrie du plan de Benioff et l'intervention dans ce processus de la ride de Carnegie.
- (2) Il est important d'obtenir des informations sur cette ride, de façon à connaître quelle est sa signature géochimique, mais aussi son âge et la nature de sa couverture de sédiments. De cette façon on pourra évaluer beaucoup mieux le rôle de celle-ci dans la genèse des magmas.
- (3) Par ailleurs, il faut étendre l'étude aux autres volcans de l'arc équatorien, pour connaître si ces deux lignées magmatiques se retrouvent encore et si le modèle présenté ici est encore valable.

(4) Les volcans étudiés montrent de façon différente une transition du volcanisme calco-alcalin vers un volcanisme adakitique. Cette situation est actuellement unique au monde. Il faudra étudier en détail cette transition, afin de déterminer les interactions entre ces deux types magmatiques ainsi que la transition à l'échelle temporelle.

(5) Enfin, Les magmas adakitiques sont des produits volcaniques différenciés (andésites acides et dacites) et assez hydratées. Il faudra évaluer l'implication du changement du style magmatique (du calco-alcalin vers l'adakitique) sur les risques naturels associés au volcanisme.

BIBLIOGRAPHIE

- Atherton M.P. et Petford N. (1993) Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. *Nature*, 362, 144-146.
- Aspden J.A. et Litherland M. (1992) The geology and Mesozoic collisional history of the Cordillera Real, Ecuador; *Tectonophysics*, 205, pp. 187-204.
- Barazangi M. et Isacks B. (1976) Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America, *Geology*, 4, pp. 686-692.
- Barberi F., Coltelli M., Ferrara G., Innocenti F., Navarro J.M., et Santacroce R. (1988) Plio-Quaternary volcanism in Ecuador; *Geol. Mag.*, 125,1, pp. 1-14.
- Bourgeois J., Egüez A., Butterlin K., De Weber P. (1990) Evolution géodynamique de la Cordillère Occidentale des Andes d'Equateur: la découverte de la Formation éocène d'Apagua; *C. R. Acad. Sci. Paris*; t. 311, pp. 173-180.
- Calvache M.L. et Williams S.N. (1997) Geochemistry and petrology of the galeras Volcanic Complex, Colombia. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 77; 21-38.
- Cotten J., Le Dez A., Bau M., Caroff M., Maury R.C., Dulski P., Fourcade S., Bohn M., Brousse R., (1995) Origin of anomalous rare-earth element and Yttrium enrichments in subaerial exposed basalts: Evidence from French Polynesia, *Chemical Geology*, 119, pp. 115-138.
- Defant M.J. et Drummond M.S. (1990) Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347, 662-665.
- Drummond M.S. et Defant M.J. (1990) A model for trondjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. *J. Geophys. Res.*, 95, B13, 21503-21521.
- Ego F., Sebrier M. et Yepes. (1995) Is the Cauca-Patia and Romeral fault system left or rightlateral? *Geophys. Res. Lett.*, 22, 1, 33-36.
- Egüez A. (1986) Evolution Cenozoique de la Cordillere Occidentale Septentrionale d'Equateur (0 15S-1 10 S), les Mineralisations Associees; These; Universite Pierre et Marie Curie, Paris; 116 p.
- Egüez A. et Aspden J.A. (1993) The Meso-Cenozoic Evolution of the Ecuadorian Andes; Mem. Second International Symposium Andean Geodynamics, Ext. Abs.; Oxford; pp. 179-181.
- Francis P.W., Moorbat S; et Thorpe R.S. (1977) Strontium isotopic data for recent andesites in Ecuador and North Chile. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 37, 197-202.
- Gill J.B. (1981) Orogenic Andesites and Plate Tectonics. Springer-Verlag, Berlin. pp. 390.
- Goosens P.J. et Rose W. (1973) Chemical composition and age determination of tholeiitic rocks in the Basic Igneous Complex-Ecuador; *Bull. Geol. Soc. Am.*; 84, pp. 1043-1052.
- Green T.H. et Ringwood A.E. (1968) Genesis of calc-alkaline igneous rock suite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 18; 105-162
- Hall M.L. et Wood C. (1985) Volcano-tectonic segmentation of the northern Andes; *Geology*, 13, pp. 203-207.
- Hall M.L. et Beate B. (1991) El volcanismo Plio-Cuaternario en los Andes del Ecuador. in: P. Mothes (ed), *Estudios de Geografia*, Vol. 4, Quito; pp 5-17.
- Hall M.L. et Mothes P. (1996) La edad y tasas de formacion de la Cangahua. Simposio "Suelos volcanicos endurecidos", 7-14 dic. 1996; Quito.

Harmon R.S. et Barreiro B.A. (eds) (1984) Andean Magmatism. Chemical and Isotopic constraints. Shiva Publishing Limited. pp. 250.

Harte B., Winterburn P.A. et Gurney J.J. (1987) Metasomatic and enrichment phenomena in garnet peridotite facies. Mantle Xenoliths from the Matsoku Kimberlite Pipe, Lesotho. In: Menzies M.A. et Hawkesworth C.J. Mantle Matasomatism. Academic Press, London, pp. 145-219.

Hey R. (1977) Tectonic evolution of the Cocos-Nazca spreading center; *Geol. Soc. Am. Bull.*; 88; pp 1404-1420.

Hofmann A. (1988) Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust and oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 90, 297-314.

Kay R.W. (1978) Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific Ocean crust. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 4; 117-132.

Kay M.S., Ramos V.A. et Marquez M (1993) Evidence in Cerro Pampa volcanic rocks for slab-melting prior to ridge-trench collision in South America. *J. Geol.*, 101, 703-714.

Kempton P.D., Autio L.K., Rhodes J.M., Holdaway M.J., Dungan M.A. et Johnson P. (1985) Petrology of basalts from Hole 504B, Deep Sea Drilling Project, Leg 83. In: Anderson R.N., Honorez J., Becker K., et al., *Init. Repts. DSDP, 83*: Washington (U.S. Govt. Printing Office).

Kepezninkas P.K., Defant M.S. et Drummond M.S. (1995) Na metasomatism in the island arc mantle by slab melt-peridotite interaction: evidence from mantle xenoliths in the North Kamchatka arc. *J. Petrol.*, 36, 1505-1527.

Kuno H. (1968) Differentiation of basalt magmas. In: Hess, H.H. et Poldervaart, A. (eds) *The Poldervaart treatise, on Rocks of Basaltic Composition*, Vol. 2. Interscience Publishers, 623-688.

Kyllian R., Hegner E., Fortier S. et Satir M (1995) Magma evolution within the accretionary mafic basement of Quaternary Chimborazo and associated volcanoes (Western Ecuador). *Revista Geologica de Chile*, vol. 22, n° 2, 203-218

Lavenu A., Ego F., Noblet Ch., et Winter T. (1993) Neogene to Present tectonic evolution and stress field in Ecuador; Mem. Second International Symposium Andean Geodynamics, Ext. Abs.; Oxford; pp. 211-214.

Leake B.E. (1978) Nomenclature of amphiboles. *Am. Mineral.*, 63; 1023-1052.

Le Maitre R.W. (ed) (1989) A classification of igneous rocks and glossary of terms. recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommissions on the Systematics of Igneous Rocks. *Blackwell Sci. Publ.*, Oxford; pp 193 .

Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., et Zanettin B. (1986) A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram. *J. Petrol*, Vol. 27; 745-750.

Litherland M., Aspden J.A., et Egüez A. (1993) Mapa Geológico del Ecuador, escala 1 : 1000000. CODIGEM, Quito; et BGS, Keywothn Nottingham.

Litherland M., Aspden J.A. et Jemeilita R.A. (1994) The metamorphic belts of Ecuador. *Overseas Memoirs of the British Geological Survey*, n°11, Keyworth, Nottingham.

Lonsdale P. (1978) Ecuadorian Subduction system. *Bull. Am. Assoc. Pet. Geol.*, 62, pp. 2454-2477.

Lonsdale P. et Klitgord K. (1978) Structure and tectonic history of the eastern Panama Basin. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 89; 981-999.

Martin H (1986) Effect of steeper Archaean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas. *Geology*, 14, 753-756.

Martin (1987) Petrogenesis of Archaean Trondhjemites, Tonalites and Granodiorites from Eastern Finland: Major and trace elements geochemistry. *J. Petrol.*, 28, 921-953.

- Maury R.C., Sajona F.G., Pubellier M., Bellon H. et Defant M.J. (1995) Fusion de la croûte océanique dans les zones de subduction/collision récentes: l'exemple de Mindanao (Philippines). *Bull. Soc. géol. France*, t. 167, n°5; 579-595.
- Maury R.C., Defant M.J. et Joron J.-L. (1992) Metasomatism of the sub-arc mantle inferred from trace elements in Philippine xenoliths. *Nature*, Vol. 360, 661-663.
- Miyashiro A. (1974) Volcanic rocks series in Island arcs and active continental margins. *Am. J. Sci.*, 274, 321-355.
- Monzier M., Robin C., Hall M.L., Cotten J., Mothes P., Eissen J.P. et Samaniego P. (1997) Les adakites d'Equateur: modèle préliminaire. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 324, série II a, p. 545-552.
- Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A. et Zussman J. (1988) Nomenclature of pyroxenes. *Am. Mineral.*, 73, 1123-1133.
- Peacock S.M., Rushmer T. et Thompson A.B. (1994) Partial melting of subducting oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 121, 227-244
- Pennington W. (1981) Subduction of the Eastern Panama Basin and seismotectonic of Northwestern South America; *J. Geophys. Res.* 86, n°B11; pp. 10753-10770.
- Prévot R., Chatelain J.L., Guiller B. et Yepes H. (1996) Tomographie des Andes équatoriennes: évidence d'un continuité des Andes centrales. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 323, série LLa, 833-840.
- Rapp R.P., Watson E.B. et Miller C.F. (1991) Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archaean trondjemites and tonalites. *Prec. Res.*, 94, 4619-4633.
- Rapp R.P. et Watson E.B. (1995) Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar: Implication for continental growth and crustal-mantle recycling. *J. Petrol.*, 56, 891-931.
- Ramos V.A. et Kay S.M. (1992) Southern Patagonian plateau basalts and deformation: backarc testimony of ridge collision. *Tectonophysics*, 205; 261-292.
- Ringwood A.E. (1974) The petrological evolution of island arc systems. *J. Geol. Soc. London*, 130; 183-204.
- Robin C., Monzier M., Hall M.L. et Eissen J.-P. (1995) Le volcan Mojanda (Equateur): deux appareils contemporains aux dynamismes éruptifs, développements et caractères géochimiques différents. *C.D. Acad. Sci. Paris*, t. 321, série II a, p. 1111-1118.
- Robin C., Hall M.L., Jimenez M., Monzier M. et Escobar P. (1997) Mojanda Volcanic Complex (Ecuador): development of two adjacent contemporaneous volcanoes with contrasting eruptive styles and magmatic suites. *J. South Am. Earth. Sci.* (sous presse).
- Samaniego P. (1996) Estudio volcanológico y petroológico de la historia reciente del volcan Cayambe. Tesis Ing. Geologo. Escuela Politecnica Nacional, Quito. pp. 143.
- Sen C. et Dunn T. (1994) Dehydration melting of a basaltic composition amphibolite at 1.5 and 2.0 GPa: implication for the origin of adakites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 119, 394-409.
- Sun S.S. et McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. Magmatism in the Ocean Basin, *Geol. Soc. Sp. Publ.*, 42, 313-345.
- Tatsumi Y. (1989) Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zones. *J. Geophys. Res.*, B94, 4697-4707.
- Tibaldi A. et Ferrari L. (1992) Latest Pleistocene-Holocene tectonics of the ecuadorian Andes. *Tectonophysics*, 205, pp. 109-125.
- Thorpe R.S. (1984) The tectonic setting of active Andean Volcanism. In: Harmon, R.S. et Barreiro B.A. (eds), Andean Magmatism. Chemical and Isotopic constraints. Shiva Publishing Limited. p. 4-20.

Van Thournout F., Hertogen J. et Quevedo L (1992) Allochthonous terranes in northwestern Ecuador
Tectonophysics, 205, 205-211.

Wallrabe-Adams, H.J. (1990) Petrology and geotectonic development of the Western Ecuadorian Andes:
the Basic Igneous Complex. *Tectonophysics*, 185, 163-182.

Wilson M. (1989) *Igneous Petrogenesis*. Unwin Hyman, London. pp. 466.

White W.M., McBirney A.P. et Duncan R.A. (1993) Petrology and geochemistry of the Galapagos
Islands: Portrait of a pathological mantle plume. *J. Geophys. Res.*, 98, B11, 19533-19563.

Willie P.J. et Sekine T. (1982) The formation of mantle phlogopite in subduction zone hybridation.
Contrib. Mineral. Petrol., 79; 375-380.

Winter T. (1990) *Mécanismes des Déformations Récentes dans les Andes équatoriennes*. Thèse,
Université ParisVI, Orsay, 205 p.