HAL
open science

Le recyclage de la croûte continentale archéenne: Exemple du bloc du Gaviao - Bahia, Brésil.

Marilda-Alves Santos Pinto

To cite this version:

Marilda-Alves Santos Pinto. Le recyclage de la croûte continentale archéenne: Exemple du bloc du Gaviao - Bahia, Brésil.. Géochimie. Université Rennes 1, 1996. Français. NNT : . tel-00675808

HAL Id: tel-00675808

https://theses.hal.science/tel-00675808v1

Submitted on 2 Mar 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

M. A. SANTOS PINTO

ISSN 1240-1498
ISBN 2-905532-74-2

le recyclage de la croûte continentale archéenne

EXEMPLE DU BLOC DU GAVIÃO-BAHIA BRESIL

MEMOIRES

1996

Géosciences Rennes

n° 75

MEMOIRES DE GEOSCIENCES - RENNES

n° 75

Marilda Alves SANTOS PINTO

Le recyclage de la croûte continentale archéenne : Exemple du bloc du Gavião - Bahia, Brésil.

Thèse de Doctorat de l'Université de Rennes I
soutenue le 4 Octobre 1996

Géosciences - Rennes
UPR-CNRS n°4661
Université de Rennes I
Campus de Beaulieu
F - 35042 - RENNES Cédex
(France)

1996

ISSN : 1240-1498

ISBN : 2-905532-74-2

1996

GEOSCIENCES-RENNES
UPR-CNRS n°4661
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
F-35042-RENNES Cédex (France)

Marilda Alves SANTOS PINTO

Le recyclage de la croûte continentale archéenne : Exemple du bloc du Gavião - Bahia, Brésil.

Mémoires de Géosciences Rennes, n° 75, 193 p.

REMERCIEMENTS

Cette thèse est vraiment le résultat d'une coopération franco-brésilienne.

Du coté français, je tiens à remercier :

H. MARTIN pour avoir accepter de diriger mon travail de recherche, J.J.PEUCAT pour avoir co-dirigé ce travail et m'avoir initiée à la géochronologie et l'ensemble du Laboratoire de Pétrologie Cristalline pour son accueil et pour le financement de la première partie des mes analyses chimiques et lames minces.

Du coté brésilien, je tiens à remercier:

P.SABATE - c'est lui qui m'a proposé ce chemin et m'a aidé pour toutes les démarches administratives. Mais, surtout, c'est lui qui m'a guidé sur le terrain.

CNPq- l'organisme qui m'a concédé ma bourse d'études

UEFS - principalement à "Area de Geociências" et "Departamento de Ciências Exatas" ce sont eux qui m'ont permis de suivre cette formation

CBPM - je remercie vivement le Dr. Umberto Costa, président de cette entreprise d'État de Bahia qui a complètement financée les analyses chimiques de mes échantillons de 2ème phase de terrain. En même temps, je ne peux pas oublier Jose Carlos Cunha et l'équipe du Projeto Ibitira-Brumado avec qui j'ai eu de nombreuses discussions et qui m'a permis l'accès à des données inédites.

UFBA/IGEO - Au Département de Géochimie par l'accès illimité aux laboratoire de préparation des échantillons et séparation de minéraux et surtout pour la mise à disposition d'une voiture lors de missions de terrain pour faire les travaux de terrain.

Projet CAPES-COFECUB - qui a financé le voyage du J.J.Peucat au Brésil et le déplacement sur le terrain

CPRM- pour les confections de lames minces.

Mais plus important que toutes les institutions, ce sont les vrais amis qui s'y trouvent et qui ont tout fait pour faciliter mes activités.

INTRODUCTION

CHAPITRE I - CONTEXTE GÉOLOGIQUE

I.1- Le Craton du São Francisco. 1

I.2- Le Bloc du Gavião 1
I.2.1 - Les gneiss amphibotiques
I.2.2- Les noyaux de TTG
I.2.3- Les granitoïdes
I.2.4- Les séquences supracrustales
I.2.1 - La structure du Bloc du Gavião

I.3- Le Bloc du Jequié 6

I.4- Le linéament Jacobina - Contendas-Mirante 8
I.4.1- Séquence volcano-sédimentaire de Jacobina
I.4.2- Séquence volcano-sédimentaire de Contendas-Mirante

CHAPITRE II - PETROGRAPHIE

II.1- Massif de Bernada 11
II.1.1- Description minéralogique
II.1.2 - Typologie
II.1.3 - Conclusion

II.2 - Massif de Mariana 14
II.2.1- Description minéralogique
II.2.2- Typologie
II.2.3- Conclusion

II.3- Massif d'Aracatu 18
II.3.1 - Gneiss gris
II.3.1- a - Description minéralogique
II.3.2- Granite
II.3.2- a- Description minéralogique
II.3.3 - Typologie
II.3.4 - Conclusion

II.4- Massif de Serra do Eixo 22
II.4.1- Description minéralogique
II.4.2- Typologie
II.4.3- Conclusion

II.5- Massif d'Umburanas 26

II.5.1- Description minéralogique
II.5.2- Typologie
II.5.3- Conclusion

II.6- Massif de Serra da Franga 28
II.6.1- Description minéralogique
II.6.2 - Typologie
II.6.3 - Conclusion

II.7 - Conclusions générales 31

CHAPITRE III - GÉOCHIMIE

III.1- Les méthodes analytiques 33

III.2 - Les massifs étudies 33

III.2.1- Massif de Bernada 33
III.2.1.1 - Les éléments majeurs
III.2-1- La mobilité géochimique
III.2.1.1- b- Typologie
III.2.1.1- a- Comportement de l'alumine
III.2.1.2- Les éléments en traces
III.2.1.3- Conclusion

III.2.2- Massif de Mariana 41
III.2.2.1 - Les éléments majeurs
III.2.2.1- a - La mobilité géochimique
III.2.2.1- b - Typologie
III.2.2.1- c- Comportement de l'alumine
III.2.2.2- Les éléments en traces
III.2.2.2- a- La mobilité géochimique
II.2.2.2- b- Les diagrammes multi-éléments
III.2.2.3- Les terres rares
III.2.2.4 - Conclusion

III.2.3 - Massif d'Aracatu 55
III.2.3.1 - Les éléments majeurs
II.2.3.1-a - La mobilité géochimique
II.2.3.1.b - Typologie
II.2.3.1. c- Le comportement de l'alumine
III.2.3.2- Les éléments en traces
III.2.3.2- a- La mobilité géochimique
II.2.3.2- b- Les diagrammes multi-éléments
III.2.3 3 - Les terres rares
III.2.3.4 - Conclusion

III.2.4- Massif de Serra do Eixo 70
III.2.4.1- Les éléments majeurs
III.2.4.1.a- La mobilité géochimique
III.2.4.1.b- Typologie
II.4.1.b- Le comportement de l'alumine
III.2.4.2- Les éléments en traces
III.2.4.2.a- La mobilité géochimique
III.2.4.2.b- Les diagrammes multi-éléments
III.2.4.3- Les terres rares
III. 2.4.4- Conclusion

III.2.5 - Massif d'Umburanas 85
III.2.5.1- Les éléments majeurs
III.2.5.1- a La mobilité géochimique
III.2.5.1- b- Typologie
III.2.5.1- c- Comportement de l'alumine
III.2.5.2- Les éléments en traces
III.2.5.2- a - Mobilité géochimique
III.2.5.2- b - Les digrammes multi-éléments
III.2.5.3- Les terres rares
III.2.5.4- Conclusion

III.2.6- Massif de Serra da Franga 97
III.2.6.1- Éléments majeurs
III.2.6.1.a- Typologie
III.2.6.1.b- Comportement de l'alumine
III.2.6.2- Éléments traces
III.2.6.3- Éléments terres rares
III.2.6.4 - Conclusion

III.3 - Conclusion générale 104

CHAPITRE IV - GÉOCHRONOLOGIE ET GÉOCHIMIE ISOTOPIQUE

IV-1. Les minéraux datés 105
IV-1.1- Le zircon 105
IV-1.1. a- La typologie du zircon
IV-1.1. b- La séparation du zircon
IV.1.2- La monazite 109
IV.1.3- Le sphène 109
IV.1.4- Le grenat 109
IV.1.5- La biotite 109

IV-2- LES MÉTHODES DE DATATION 110

IV-2.1- Ages $^{207}Pb/^{206}Pb$ par évaporation directe sur monozircon 110

IV-2.2- Ages $^{207}Pb/^{206}Pb$ par évaporation directe sur monazite et sphène 111

IV-2.3- Les isotopes du Sr et du Nd 111
IV-2.3. a- Le système Rb-Sr
IV-2.3. b- Le système Sm-Nd

IV-3- LES MASSIFS ÉTUDIÉS

IV-3.1- Massif de Bernada 112
IV-3.1-a- Ages monozircon
IV-3.2- Ages et rapports initiaux du Sr et du Nd

IV-3.2- Massif de Mariana 115
IV-3.2-a- Ages monozircon
IV-3.1-a.1- Les orthogneiss
IV-3.2-a.2- Le granite
IV-3.2-b- Ages et rapports initiaux du Sr et du Nd
IV-3.2-b.1- Les orthogneiss et granite
IV-3.2-b.2- Le paragneiss

IV3.3- Massif d'Aracatu 121
IV-3.3-a- Ages monozircon
IV-3.3-a.1- Les gneiss gris
IV-3.3-a.2- Les granites
IV-3.3-b- Age monazite
IV-3.3-c- Ages et rapports initiaux du Sr et du Nd

IV-3.4- Massif de Serra d'Eixo 132
IV-3.4-a- Age monozircon et sphène
IV-3.4-a.1- Le gneiss alcalin
IV-3.4-b- Les systèmes isotopiques du Sr et du Nd
IV-3.4-b.1- Les gneiss calco-alcalins
IV-3.4-b.1- Le gneiss alcalin

IV-3.5- Massif d'Umburanas 142
IV-3.1-a Ages monozircon
IV-3.1- b- Ages monazite
IV-3.1- c- Ages et rapports initiaux du Sr et du Nd

IV-3.6- Massif de Serra da Franga 149

IV- 4 - Conclusion générale 150

CHAPITRE V - MODÉLISATION GÉOCHIMIQUE 153

V.1- Les massifs étudies 154

V.1.1- Massif de Mariana 154
V.1.1.a - Les orthogneiss
V.1.1.b - Le granite
V.1.1.c - Conclusion

V.1.2- Massif d'Aracatu 157
V.1.2.a- Les gneiss gris
V.1.2.b- Le granite
V.1.2.c- Conclusion

V.1.3- Massif de Serra do Eixo 165
V.1.3.a- Les granites anciens
V.1.3.b- Les granites à 2,5 Ga
V.1.3.c- Conclusion

V.1.4- **Massif d'Umburanas** 168
V.1.4- Conclusion

V.2- Conclusion générale 172

CHAPITRE VI- SYNTHESE

1- Massif de Bernada 173

2- Massif de Mariana 173

3- Massif d'Aracatu 174

4- Massif de Serra do Eixo 176

5- Massif d'Umburanas 178

6- Massif de Serra da Franga 178

CONCLUSION 181

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES 185

INTRODUCTION

L'Archéen est par excellence une période de croissance crustale. En effet, cette épisode de l'histoire de la Terre a vu plus de trois quarts de la croûte continentale se différencier à partir du manteau (Taylor et McLennan, 1985). Ces dernières années, de nombreux travaux de recherche ont été entrepris afin d'essayer de comprendre quels étaient les mécanismes pétrogénétiques mis en œuvre pendant cette première moitié de l'histoire de notre planète. Il apparaît ainsi que les mécanismes opérant à cette époque différaient de ceux connus de nos jours, ces changements séculaires étant le résultat du refroidissement progressif de la planète. La transition aux mécanismes modernes s'est opérée au passage entre l'Archéen et le Protérozoïque Inférieur.

Pendant longtemps le "socle granito-gneissique", qui représente la majeure partie (95%) des terrains archéens, a été peu étudié par comparaison aux séquences volcano-sidimentaires, sources potentielles des minéralisations économiques importantes, et plus particulièrement par rapport aux komatiites, considérées comme typiques de l'Archéen. Ce n'est que très récemment qu'il a été reconnu que la compréhension de la genèse et de l'évolution de la croûte continentale archéenne était fondamentale à la connaissance du fonctionnement global précoce de la planète.

Plusieurs cratons archéens ont déjà été l'objet d'études exhaustives, il s'agit par exemple du craton du Kaapvaal et du Zimbabwe en Afrique du Sud, des craton de Pilbara et de Ylgarn, en Australie, le craton nord-américain, le Groenland, le Bouclier baltique, le craton Indien. En revanche, à côté de ces régions "vedettes" d'autres parties du monde ont été un peu délaissées et n'ont fait l'objet que d'études préliminaires. C'est le cas du Brésil et en particulier du craton du São Francisco ou se situe le bloc du Gavião, objet de ce travail. Ce dernier, constitué de terrains granito-gneissiques, est en conséquence très favorable au développement de recherches sur la genèse des associations plutoniques archéennes. A ce jour seul un ensemble granitique, le Massif de Sete Voltas, âgés de 3,4 Ga a fait l'objet d'une analyse pétrogénétique détaillée (Martin et al., 1991, 1996). Mise à part cette étude, il n'existe pratiquement pas de données géochimiques et géochronologiques précises sur l'ensemble du bloc du Gavião. Ces dernières années, l'attention des géologues s'était concentrée essentiellement sur les séquences volcano-sédimentaires de Contendas Mirante et sur le bloc granulitique voisin de Jequié.

C'est afin de contribuer à combler cette lacune et à mieux comprendre les caractéristiques ainsi que les mécanismes de formation de la croûte continentale la plus ancienne d'Amérique du Sud que j'ai entrepris l'étude pétrogénétique d'une sélection de cinq massifs granitiques représentatifs du Bloc du Gavião. Afin de fixer des

contraintes indépendantes aux reconstitutions pétrogénétiques, l'étude a mis en oeuvre des méthodes variées et complémentaires: pétrologie, géochimie des éléments majeurs, des éléments en traces et des terres rares, datations Pb/Pb sur monozircon et monazite et géochimie isotopique Sr et Nd.

CHAPITRE I- CONTEXTE GÉOLOGIQUE

I.1- Le Craton du São Francisco.

Le Craton du São Francisco (Almeida, 1967, 1977) constitue une des plus grandes unités cratoniques de la Plateforme Sud-américaine (Almeida, 1967, 1977). Sa stabilisation a eu lieu à la fin du Protérozoïque Inférieur aux environs de 2,0 Ga. (Hurley et al., 1967). Les ceintures mobiles du cycle Brésilien (0,75-0,45 Ga (Almeida, 1971, 1977; Brito Neves et Cordani, 1973)) définissent ses limites. Son socle archéen à protérozoïque inférieur est partiellement recouvert par les couvertures sédimentaires du Protérozoïque Moyen et Supérieur, par des bassins intracratoniques type "rift-valley" paléozoïques à mésozoïques et des dépôts cénozoïques. Excepté une petite fenêtre au sud du craton, dans la région du "Quadrilátero Ferrífero" - État de Minas Gerais (Herz, 1970; Machado et al., 1992 Teixeira, 1995; Machado et al.,1996) le socle est exclusivement exposé dans l'État de Bahia (fig. 1.1).

D'après la carte géologique à 1/1 000 000 de l'État de Bahia (Barbosa et Domingues, 1995), les structures et l'évolution dynamique du Craton du São Francisco se développent autour du linéament Jacobina-Contendas (Sabaté, 1991, Sabaté et al.; 1990), un ensemble d'accidents N-S qui fait plus de 600 km de long. Il est le résultat d'une collision transamazonienne (2,0 Ga) entre deux segments continentaux formés par les terrains de haut degré métamorphique du Bloc du Jequié, à l'Est, et les terrains granito-migmatitiques du Bloc du Gavião, à l'Ouest (Cuney et al., 1990; Sabaté et al., 1990 a; Sabaté, 1991, 1993; Marinho et al., 1992 a, b).

I.1- Le Bloc du Gavião

Le Bloc du Gavião est composé des gneiss gris du noyau d'Aracatu, de gneiss-amphibolitiques localement associés à des paragneiss, de noyaux de tonalite-trondhjémite-granodiorite (TTG), de granites et de lambeaux de roches supracrustales (fig. 1.1).

I.1.1 - Les gneiss amphibolitiques

Les gneiss-amphibolitiques sont plissés et métamorphisés dans le faciès amphibolite allant jusqu'à l'anatexie (Sabaté et al., 1988). Ils représentent d'anciennes séquences volcaniques et volcano-sédimentaires. Les âges Rb-Sr obtenus en roches totales sur ces gneiss varient entre 2,6-2,7 Ga (Brito Neves et al., 1980; Mascarenhas et Garcia, 1989; Bastos Leal & Teixeira 1994) (tab. 1.1).

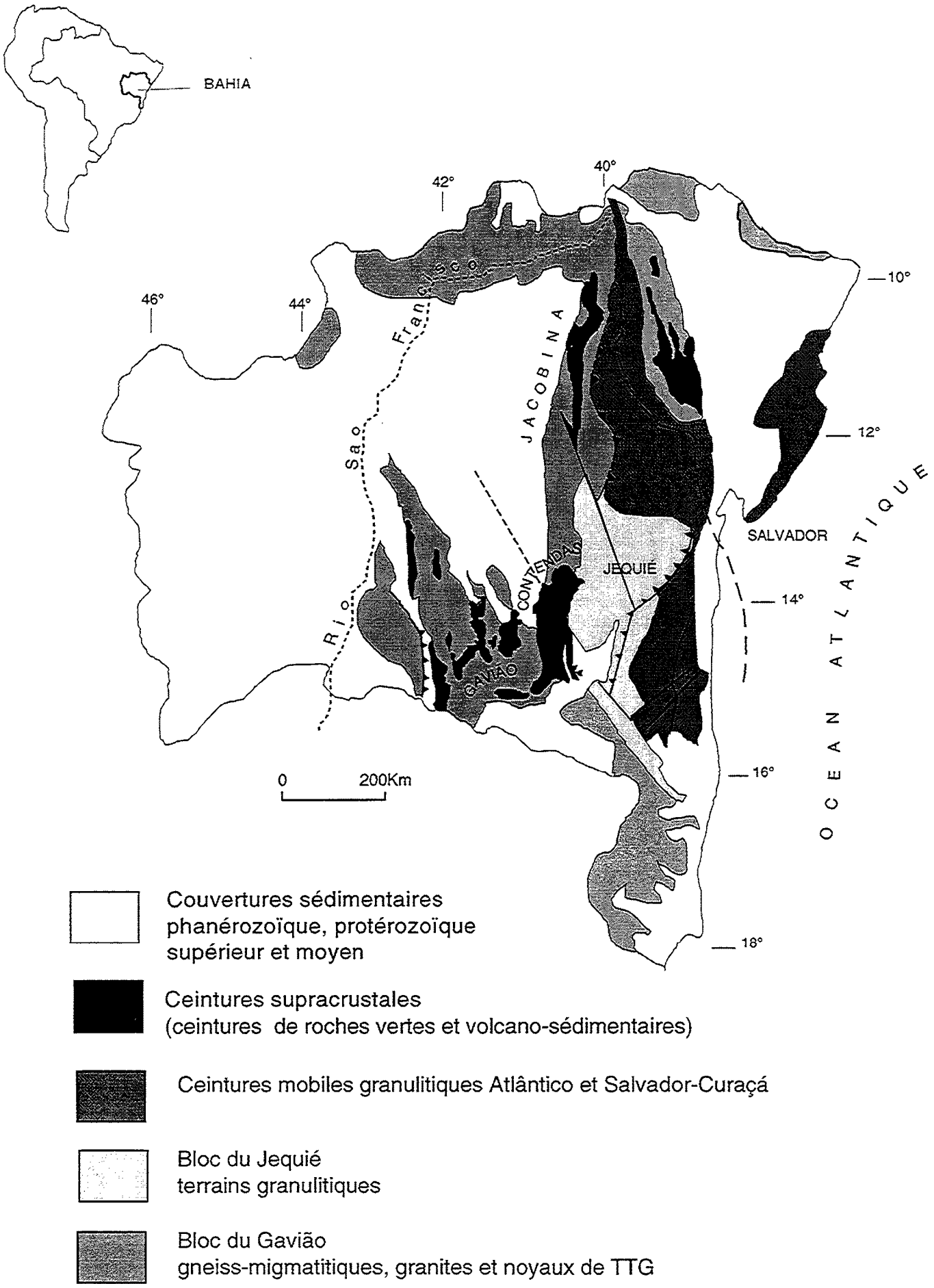


Fig.1.1- Carte géologique simplifiée du socle du Craton de Sao Francisco dans l'Etat de Bahia (modifiée d'après Mascarenhas, 1976)

I.1.2- Les noyaux de TTG

Des noyaux de gneiss gris de type TTG se présentent sous forme d'écailles dans la partie sud-ouest de la Ceinture Contendas-Mirante (Marinho et Sabaté, 1982; Sabaté et Gomes, 1984; Sabaté et al. 1988).

I.1.3- Les granitoïdes

A part les TTG, il n'y a pas beaucoup d'études détaillées sur les granitoïdes du Bloc du Gavião (tab. 1.1):

a) les orthogneiss oeillés de Lagoa do Morro et Serra dos Pombos (fig.1.2) -localisés au contact avec la ceinture de Contendas-Mirante, ils ont été datés respectivement à 3184 ± 6 et 2845 ± 45 Ma par sonde ionique (Nutman et Cordani, 1994). Les âges T_{DM} Nd du massif datés à 3,2 Ga sont compris entre 3360 et 3560 Ma et les ε_{Nd} compris entre -1,9 et -3,6 (Marinho, 1991) indiquent une origine crustale.
b) Massif de Bernada (fig.1.2) - les isochrones Rb-Sr sont autour de 2,7 Ga (Marinho et al., 1979; Cordani et al., 1985).
c) Nouvelles données - un programme d'études détaillé du Bloc du Gavião, dans la région de Ibitira-Brumado, est en cours par la CBPM. Les premiers résultats géochronologiques montrent des âges Rb-Sr aux environs de 2,8 Ga pour le Massif Rio do Antônio (hors carte) (Bastos Leal et Teixeira, 1994; Cunha, inédit) et entre 1,74 et 1,79 Ga pour les massifs de Caculé, Espírito Santo, Iguatemi et Rio do Paulo (hors carte)(Bastos Leal, inédit; Cunha et al., inédit).

Les massifs d'Umburanas, d'Eixo, de Mariana, Franga, Bernada et d'Aracatu font l'objet des travaux nouveaux de cette thèse (fig.1.2).

I.1.4- Les séquences supracrustales

Les séquences supracrustales sont formées de métavolcanites ultramafiques à intermédiaires avec des intercalations de formations ferrifères rubanées, de niveaux carbonatés et des roches calco-silicatées. Les roches sont métamorphisées dans les faciès schiste-vert à amphibolite, très déformées et souvent recoupées par des granites (ex. le granite d'Umburanas). La séquence volcano-sédimentaire d'Umburanas est caractérisée comme une ceinture de roches vertes où des komatiites ont été décrites (Cunha et al., 1994).

BLOC DU GAVIÃO	Age (Ma)	Méthode	Références
Caculé, Espírito Santo, Iguatemi	1740 à 1790 (erreurs non fournies)	Rb-Sr	Bastos Leal (inédit) Cunha et al.,(inédit)
Gneiss	2653 ± 168	Rb-Sr	Cordani et al.(1985)
Migmatite	2680 ± 99	idem	Cordani et al.(1985)
Bernada	2684 ± 98	idem	Marinho et al.(1979)
	2743 ± 112	idem	Cordani et al.(1985)
Rio do Paulo	2800 (erreur non fournie)	idem	Bastos Leal et Teixeira (1994)
Serra dos Pombos	2845 ± 45	$^{207}Pb/^{206}Pb$ (SHRIMP)	Nutman et Cordani(1993)
Lagoa do Morro	3243 ± 81	Rb-Sr	Cordani et al. (1985)
	3184 ± 6	$^{207}Pb/^{206}Pb$ (SHRIMP)	Nutman et Cordani(1993)
MASSIFS TTG			
Boa Vista	3550 ± 67	Rb-Sr	Cordani et al. (1985)
	3444 ± 209	idem	Wilson (1987)
	3381 ± 83	Pb/Pb	idem
	3353 ± 5	^{207}Pb-^{206}Pb (SHRIMP)	Nutman et Cordani(1993)
Sete Voltas	3070 ± 207	Rb-Sr	Cordani et al. (1985)
	3420 ± 9	idem	Martin et al.(1991)
	3140 ± 9		
	3394 ± 5	monozircon	idem
	3158 ± 2		
	3392 ± 21	$^{207}Pb/^{206}Pb$ (SHRIMP)	Martin et al.(1996)
	3403 ± 5	idem	Nutman et Cordani(1993)

Tab. 1.1- Donnés géochronologiques pour les roches du Bloc du Gavião et les massifs TTG qui appartiennent à ce bloc mais se localisent dans la séquence volcano-sédimentaire de Contendas-Mirante

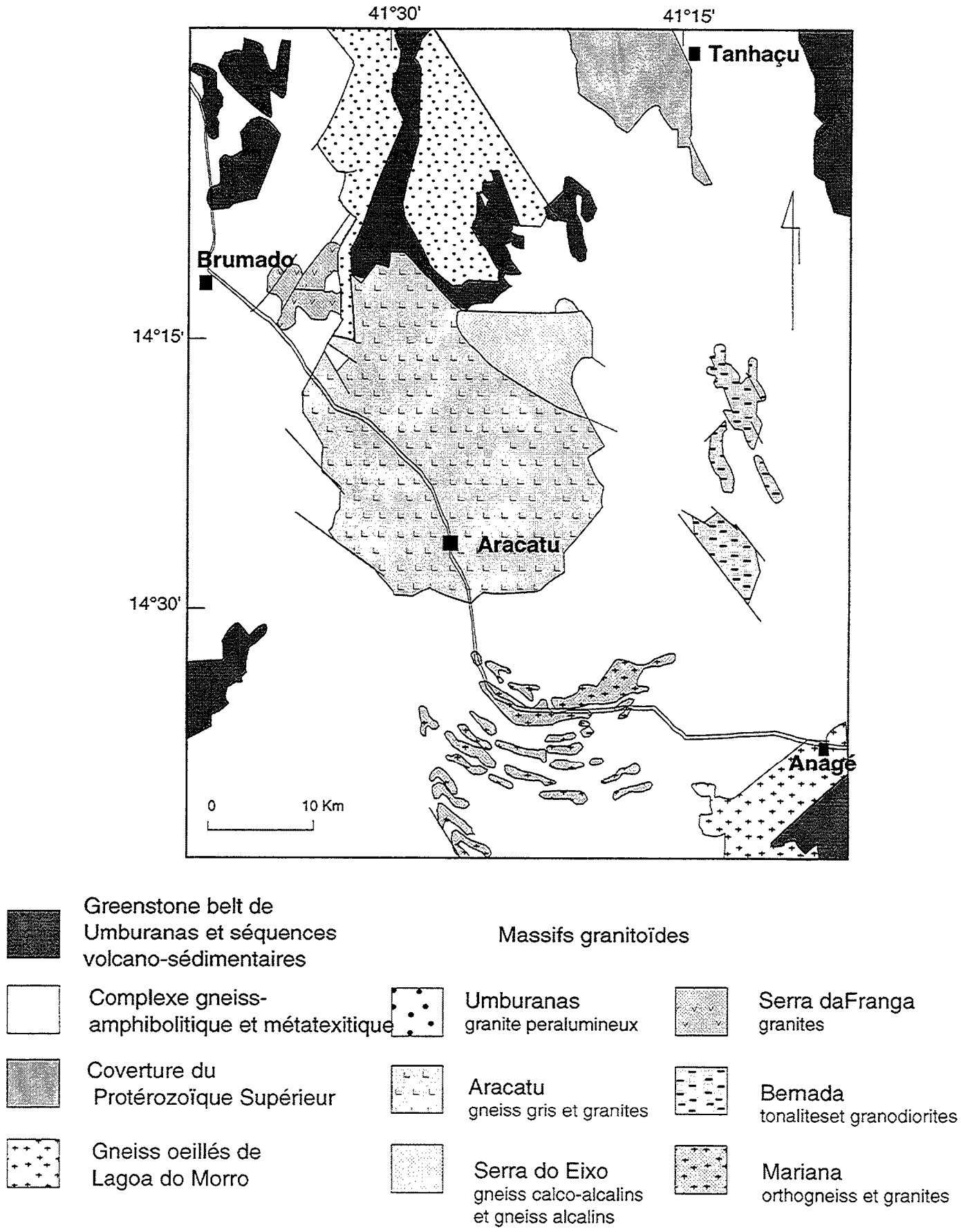


Fig.1.2 - Les massifs étudiés dans le Bloc de Gavião au sud-ouest de l' Etat de Bahia (carte geologique modifiée d'après Sabaté et al., 1988)

I.1.1 - La structure du Bloc du Gavião

Le bloc du Gavião se caractérise, à l'Est, par le chevauchement des terrains de la séquence volcano-sédimentaire de Contendas-Mirante, en situation de décollement, et par la présence de prismes de celui-ci qui ont été soulevés par une tectonique de chevauchements imbriqués. Cet ensemble est recouvert par les terrains granulitiques du Bloc de Jequié. À l'ouest, le contact se fait avec le bloc de Guanambi et son interface avec la ceinture Espinhaço.

Plusieurs travaux ont discuté la structure du Bloc Gavião (Sabaté et al., 1980; Marinho et Sabaté, 1982; Sabaté et Gomes, 1984; Sabaté et al., 1987, 1988; Sabaté, 1991; Cunha et al., 1994). Cunha et al., (1994) ont reconnu les unités structurales presentées dans la figure 1.3. **Le noyau d'Aracatu - Malhada de Pedras (A-MP)** est constitué de gneiss gris d'Aracatu et de fragments de séquences supracrustales. Un épisode de déformation tangentiel, accompagné de la fusion partielle des gneiss et tonalites (Sabaté, 1987, 1988), est enregistré par des composants transcurents dans sa bordure ouest, au Nord de la Serra das Eguas et dans la région de Malhada de Pedras. Le noyau plonge doucement sous l'enveloppe gneisso-amphibolitique au Sud. A l'Ouest, la zone de cisaillement de Cristalândia (Cs-Crist) souligne le contact avec **la Bande Vista Nova - Suçuarana (VNS)**. A l'Est, le noyaux est en contact avec la bande occidentale, qui contient **le complexe de Lagoa Real (LR) et le noyau de São Timóteo (ST)** et chevauche les sédiments de la couverture Espinhaço, a travers la zone de cisaillement Ibitira-Iguatemi (CS-IbIg). Les zones de cisaillement sont constituées de roches très déformées avec mélange tectonique de unités lithologiques. La zone de cisaillement de Cristalândia est interpretée comme une transcurence régionale d'âge bresilien puisqu'elle affecte les terrains du Protérozoïque Moyen et Supérieur situés dans son prolongement septentrional. La zone de cisaillement Ibitira-Iguatemi fait apparaître de roches de faciès granulite au contact avec le noyau d'Aracatu - Malhada de Pedras.

I.2- Le Bloc du Jequié

Les terrains de haut degré de métamorphisme du Bloc de Jequié sont constitués d'une association plutonique de type charnockite-enderbite, de termes supracrustaux et roches anatectiques associées et d'orthogneiss eux aussi localement migmatitiques. Les protolites des roches plutoniques et des migmatites sont datés autour de 2,7 Ga (Marinho, 1991; Wilson, 1987; Alibert et Barbosa, 1992). Deux métamorphismes

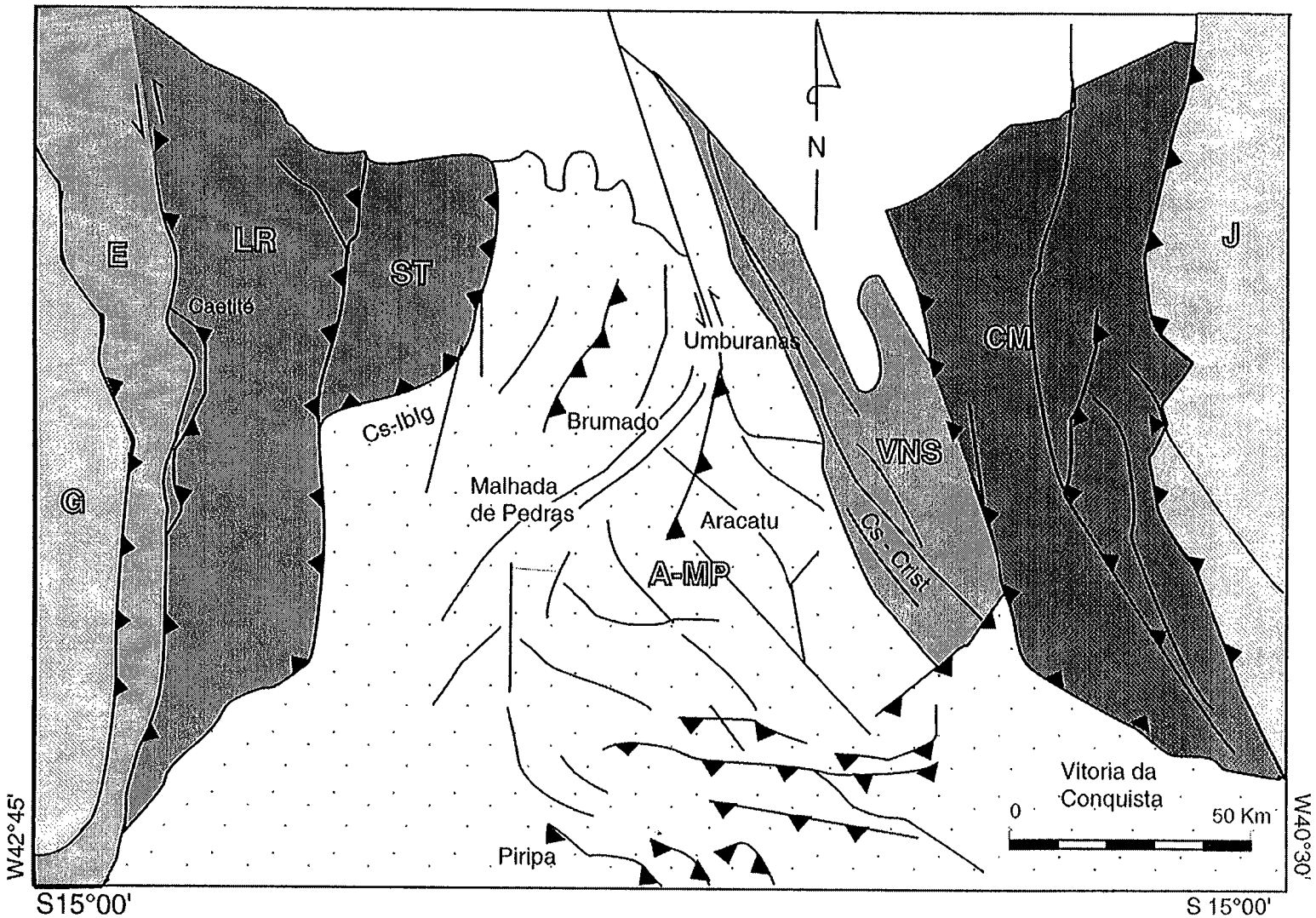


Fig.I-3 - Unités structurales du Bloc du Gaviao (Cunha et al., 1994). G- Guanambi, E- Espinhaço, LR- Lagoa Real, ST- Sao Timoteo, VNS- Vista Nova -Sussuarana,CM-Contendas-Mirante , J-Jequié, A-MP- Aracatu-Malhada de Pedras

granulitiques sont admis dans ce bloc : un premier à 2,7 Ga (Wilson, 1987; Ledru, 1994), d'après la mise en place des plutons charnockitiques et de la migmatisation syn-granulitiques (Barbosa, 1990), et un second vers 2,1 Ga (Wilson, 1987; Ledru et al., 1994).

I.3- Le linéament Jacobina - Contendas-Mirante

La zone de suture située entre les blocs du Gavião et du Jequié pince les ceintures supracrustales de Jacobina, au Nord, et de Contendas-Mirante au Sud. L'ensemble est jalonné par plusieurs intrusions granitiques peralumineuses, datées autour de 1,9 Ga (Sabaté et al., 1990). Elles se sont mises en place en réponse à l'épaississement de la chaîne quand les zones de cisaillement régionales et les discontinuités tectoniques sont apparues. Ainsi, une tectogénèse de collision s'est développée entre 2,15 Ga , l'âge de l'Unité Supérieure de la séquence Contendas-Mirante (Nutman et Cordani, 1994) et 1,9 Ga.

I.3-a) Séquence volcano-sédimentaire de Jacobina

La ceinture de Jacobina est composée de méta-quartzites, de méta-conglomérats, de micaschistes, de formations ferrifères rubanées avec des intercalations tectoniques de roches ultrabasiques et basiques. Elle correspond aux dépôts d'un bassin de "foreland" (Ledru et al., 1994) dont l'âge est compris entre 2,15 Ga (U-Pb sur monozircons détritiques (Mougeot, 1995)) et 1,9 Ga (le mise en place du granite Campo Formoso (Sabaté et al., 1990)). La séquence est recoupée par des granites peralumineux (Couto et al., 1978, Rudowski et al., 1987, Celino et Sabaté, 1988, Rudowski, 1989 et Celino, 1991).

I.3-b) Séquence volcano-sédimentaire de Contendas-Mirante

La séquence volcano-sédimentaire de Contendas-Mirante est composée de trois unités (Marinho, 1991, Marinho et al., 1993):

<u>Unité inférieure</u> - méta-volcanites tholéiitiques continentales, avec des âges-modèle $T_{DM}Nd$ sont autour de 2,9-3,0 et 3,3 Ga, et intercalations de sédiments chimiques et détritiques immatures datés à 3265 ± 212 Ma par erreurchrone $^{207}Pb/^{204}Pb$ vs $^{206}Pb/^{204}Pb$.

<u>Unité moyenne</u> - sédiments pelitico-psamitiques avec des âges-modèle $T_{DM}Nd$ compris entre 2,5 et 2,7 Ga et volcanites calco-

alcalines dont l'âge de mise en place est d'environ 2500 Ma (diagramme $^{207}Pb/^{204}Pb$ vs $^{206}Pb/^{204}Pb$).
Unité supérieure - de nature arkose-conglomératique, dont les zircons détritiques ont donné un âge minimal de 2150 Ma (Nutman et Cordani, 1994).

Dans la partie sud-ouest de la séquence, la collision entre les blocs de Gavião et de Jequié a soulevé des fragments anciens du socle qui se disposent de façon parallèle à la suture (Marinho et Sabaté, 1982; Sabaté et Gomes, 1984; Sabaté et al. 1988): les massifs de Sete Voltas, de Boa Vista-Mata Verde et de Serra dos Meiras.

Les premières données isotopiques pour le massif de Sete Voltas ont fournis un âge Rb-Sr de 3070 ± 207 Ma (Cordani et al., 1985). Les travaux plus précis de Martin et al., (1991, 1996) ont permis de reconnaître trois unités principales:

1) les gneiss gris anciens trondhjémitiques datés à 3,42 ± 0,09 Ga par Rb-Sr et à 3,394 ± 0,005 Ga par $^{207}Pb/^{206}Pb$ sur monozircon. Cette dernière valeur a été confirmée par datation à la microsonde ionique (SHRIMP) par Nutman et Cordani (1993) et Martin et al. (1996) (tab.1.1)
2) les gneiss gris récents, de caractère intermédiaire entre les lignées trondhjémitique et calco-alcaline, sont intrusifs dans les gneiss anciens à 3,4 Ga. Leur âge est de 3,14 ± 0,09 Ga (Rb-Sr) et de 3,158 ± 0,002 Ga (monozircon) (tab.1.1).
3) les granodiorites porphyroïdes sont des orthogneiss à phénocristaux de feldspath potassique. Chimiquement, elles sont semblables aux gneiss gris récents. Elles sont datées à 3,17 ± 0,16 Ga (Rb-Sr) et à 3,243 ± 0,005 Ga (monozircon) (tab.1.1).

Les âges modèle Nd (T_{DM}Nd) de 3,66 Ga et les ε Nd négatifs -0,7 à -2,9 à 3,4 Ga pour les gneiss gris anciens indiquent la contribution d'une croûte continentale encore plus ancienne.

L'âge du massif de Boa Vista - Mata Verde est de 3353 ± 5 Ma (Marinho et al., 1979, 1980; Cordani et al., 1985; Wilson, 1987 Wilson et al., 1988; Nutman et Cordani, 1994) (tab.1.1). Les âges T_{DM} Nd sont compris entre 3450 et 3530 Ma et les ε Nd à 3350 Ma, varient de -2,1 à -0,8 (Marinho, 1991) ce qui suggère à nouveau une certaine période de résidence crustale.
En plus des granitoïdes archéens type TTG, la séquence est recoupée par massifs granitiques peralumineux (Marinho et al., 1979,1980, Marinho et Sabaté, 1982; Conceição, 1986).

CHAPITRE II - PETROGRAPHIE

La description pétrographique est une des étapes plus importantes dans l'étude pétrologique puisqu'elle constitue la base d'une interprétation correcte des données plus précises comme celles de la géochimie et de la géochronologie.

Les massifs qui seront analysés au cours de ce travail seront ceux de: Bernada, Mariana, Aracatu, Eixo, Umburanas et Serra da Franga (fig.2.1)

II.1- MASSIF DE BERNADA

Le Massif de Bernada est constitué d'un ensemble archéen (2,7 Ga, Marinho et al. (1979), tab. 1.1) de 3 massifs granodioritiques et 1 granodioritique/tonalitique intrusif dans les métatexites d'origine mixte (ortho et para derivées) du Bloc du Gavião. Seul le massif plus au Nord a été étudié (fig. 1.2). Sur le terrain, c'est un orthogneiss de composition granodioritique à tonalitique (fig. 2.1), de couleur grise, a grain moyen à grossier. Il est constitué de plagioclase, de quartz, de K-feldspath, de biotite, de muscovite, d'apatite, d'épidote et de carbonate (tab.2.1). Il contient de filons de quartz concordants, des zones de cisaillement droites et des enclaves étirées mafiques à biotite, de composition monzogabbroïque (tab. 2.1, fig. 2.1), allongées selon la foliation et déplacées par des zones de cisaillement. Il s'agit en fait de filons de roches basiques intrusifs.

II.1.1- Description minéralogique

Le plagioclase (An 24-32) est xénomorphe, maclé albite. Les macles peuvent être flexurées ou déplacées par des fractures remplies de plagioclase recristallisé, de muscovite et d'épidote. Les bords sont plus séricitisés que le centre du grain. Les fractures peuvent être remplies d'oxyde du fer ou de séricite. Il y a parfois substitution par microcline tardif.

Le quartz est xénomorphe, en grains isolés ou recristallisé en rubans qui peuvent être disposés autour des plagioclases avec des sous-grains, extinction roulante en secteurs et des fractures.

Le microcline est sub-idiomorphe, perthitique, maclé albite-péricline en général, rarement; la macle Carlsbad peut être observée. L'extinction est roulante et les fractures sont remplies de biotite. Il contient du plagioclase sub-idiomorphe avec un coeur plein des micro-inclusions et des bords nets. Les cristaux

Echant.	BER-117	BER-120.1	BER-120.2	BER-120.3
Plagioclase	44,11	54,43	52,86	61,32
Feldspath-K	21,39	-	7,13	0,3
Quartz	30,82	35,44	32,68	14,67
Biotite	1,41	8,47	6,82	22,61
Apatite	0,36	0,07	0,04	0,3
Opaque	-	0,57	tr	0,27
Sphène	-	0,1	0,12	0,53
Zircon	-	0,07	-	-
Epid./Zoisite	0,29	0,32	0,04	-
Séricite/Musc	1,37	0,17	0,31	-
Chlorite	-	0,13	-	-
Carbonate	0,25	0,23	tr	-

Tab. 2.1 - Analyses modales representatives du Massif de Bernada
BER-120.3 enclave

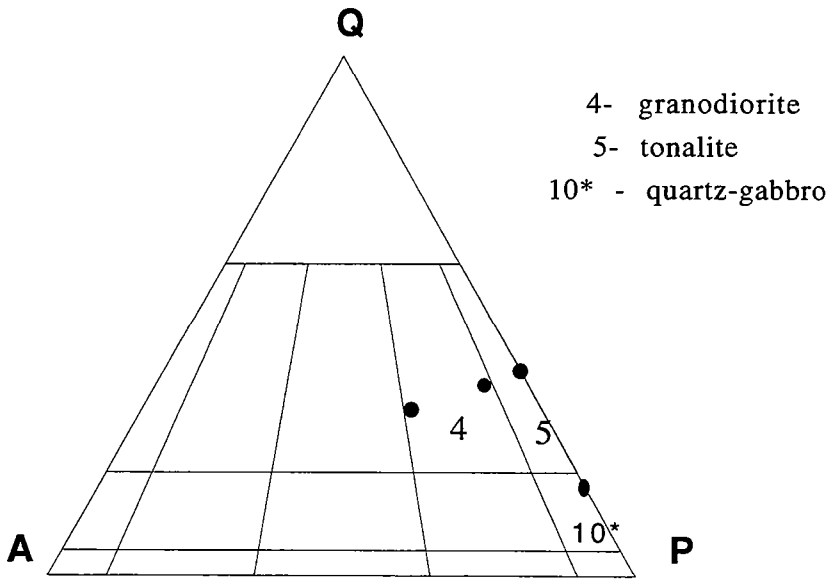


Fig. 2. 1 - Diagramme de Streckeisen (1976) pour le Massif de Bernada

plus petits sont xénomorphes, parfois interstitiels, non-perthitiques et associés au quartz.

La biotite est automorphe à sub-automorphe, marron clair à marron foncé à vert, arrangée en grandes plages, qui forment des couches orientés, ou en petites plages entre les plagioclases. Elle présente la structure sagénite, ex-solution des opaques au bords et halos pléochroiques dû à l'inclusion de zircon. Elle s'associe à l'épidote, quartz, opaque et sphène.

L'opaque est xénomorphe et il se présente comme ex-solution de la biotite ou comme grands cristaux fracturés avec des inclusions de biotite et de l'épidote automorphe et zoné.

II.1.2 - Typologie

Lameyre et Bowden (1982) ont employé le diagramme QAP modal de Streckeisen (1976) pour caractériser les séries magmatiques granitiques. D'après la figure 2.2, deux échantillons des granitoïdes du Massif de Bernada appartiennent à la série trondhjémitique et un aux champs de granites anatectiques.

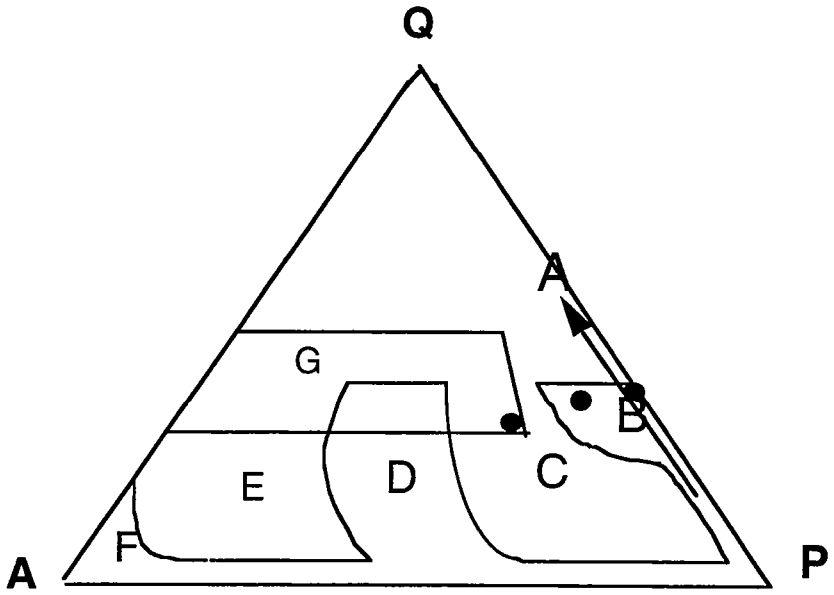


Fig. 2. 2 - Diagramme de Lameyre et Bowden (1982) pour le Massif de Bernada A- série tholeiitique, B- trondhjémitique, C- granodioritique, D- monzonitique, E- alcaline alumineuse, F- alcaline, G- granitoides et mobilisats anatéctiques

1II.1.3 - Conclusion

Le Massif de Bernada est composé d'un ensemble de orthogneiss tonalitiques et granodioritiques.

II.2 - MASSIF DE MARIANA

Le Massif Mariana a été interprété comme une intrusion unique (Lima et al. 1981). Cependant, Sabaté et al., (1988) ont montrés qu'il y avait plusieurs petits massifs distribués de manière sub-concordante au rubanement des métatexites du Bloc du Gavião (fig. 1.2). Ces petits massifs sont principalement constitués de granites et plus rarement de tonalites.

Sur le terrain, il n'a été possible de distinguer que deux lithologies: un orthogneiss rose rubané à grain moyen et un granite rose isotrope à grain fin qui recoupe les orthogneiss. Leur composition est monzogranitique selon la nomenclature de Streckeisen (1976) (fig. 2.3). La minéralogie est similaire: quartz, microcline, plagioclase, biotite, muscovite, minéraux opaques, sphène, apatite et zircon. Les minéraux d'altération sont l'épidote, la zoisite et le carbonate (tab. 2.2). Cependant, les orthogneiss se distinguent par la teneur de 1,6 à 3,5% de biotite, minéral qui souligne la foliation, contre 0,4 à 1,1 % dans les granites fins.

II-2.1- Description minéralogique

Le feldspath potassique est du microcline xénomorphe, avec des perthites fines et en veinules. L'extinction est parfois roulante et les rares fractures contiennent des recristallisations de quartz et de muscovite. Il contient de plagioclase sub-automorphe, myrmékite, de biotite, de zircon, de minéraux opaques et d'apatite. Un microcline plus tardif peut être interstitiel ou recristallisé sur d'anciens cristaux.

Le plagioclase (An 24-32) est xénomorphe, maclé albite, albite-péricline et albite-Carlsbad. Les myrmékites sont rares. Le long des plans des macles, il y a de la biotite, du microcline, du quartz, et les minéraux d'altération muscovite et carbonate. Quelques plans de macle sont flexurés ou micro-deplacés. Les fractures sont remplies de quartz et calcite. Parfois certains cristaux sont envahis par du quartz et du microcline tardifs. Il est fréquentement recristallisés en association avec le quartz et le microcline.

Echant.	MAR-12.2	MAR-12.3	MAR-94.1	MAR-133	MAR-134	MAR-136
Plagioclase	19,56	26,87	20,05	26,26	28,61	26,56
Feldspath-K	31,23	18,5	24,98	17,17	19,23	23,46
Quartz	46,78	49,23	52,2	50,77	48,14	46,03
Biotite	0,39	3,5	1,67	2,53	0,85	3,14
Apatite	0,15	tr	tr	tr	-	-
Opaque	0,38	0,1	0,13	tr	-	0,44
Sphène	0,08	0,3	0,07	0,13	-	0,27
Epid./Zoisite	0,62	0,8	0,5	0,97	1,4	-
Séricite/Musc	0,81	0,7	0,4	2,17	1,77	0,1

	MAR-137	MAE-70.1
Plagioclase	18,19	28,19
Feldspath-K	32,41	12,79
Quartz	46,67	55,29
Biotite	0,51	1,11
Apatite	0,07	0,03
Opaque	1,13	1,45
Sphène	0,11	0,03
Epid./Zoisite	0,07	-
Séricite/Musc	0,73	1,11
Carbonate	0,11	-

Tab. 2.2 - Analyses modales representatives du Massif de Mariana
MAR-94.1 - orthogneiss
MAR-137 graniites

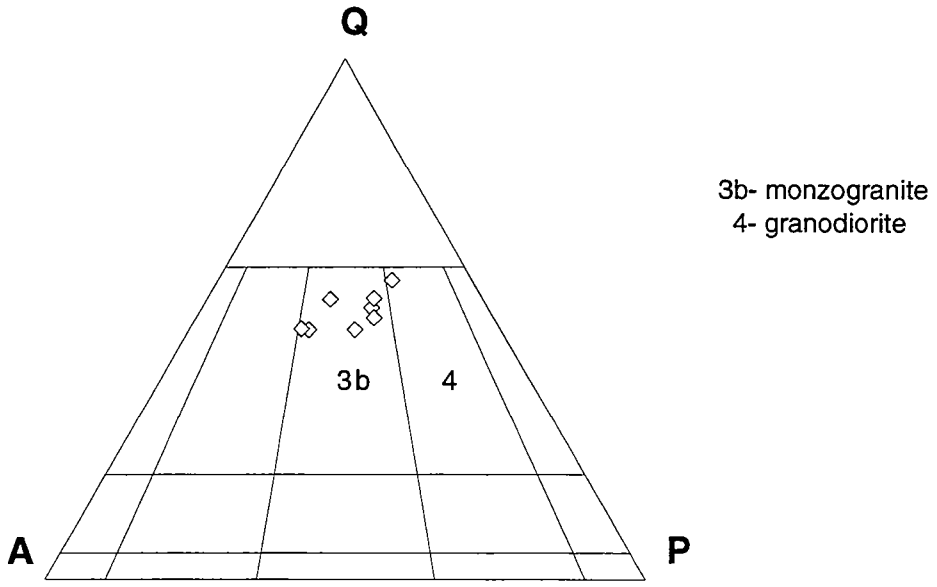


Fig. 2.3 - Diagramme de Streckeisen (1976) pour le massif de Mariana

Le quartz est xénomorphe et se trouve en agrégats de forme oeillée ou bien en grains équigranulaires avec des sous-grains. L'extinction est roulante diffuse et en barre. De telles caractéristiques indiquent une recristallisation contemporaine d'une déformation. Les agrégats incluent du plagioclase, de la biotite, des minéraux opaques automorphes et de l'épidote. Les phases plus tardives présentent des joints triples à 120° typiques d'une recristallisation post-tectonique résultant d'une augmentation de température et/ou de la réduction des défauts cristallins aprés la déformation.

La biotite, en cristaux isolés ou en agrégats, est de couleur marron clair à foncé, à verdâtre. La couleur verte est caractéristique des biotites de basse température. La modification des conditions de température est marqué par l'exsolution de TiO_2, incorporé à haute température, et exsolvé sous forme de sagénite. Les plans de clivage sont chargés de minéraux opaques. Elle contient du zircon en inclusions. L'association avec la zoisite, muscovite et des minéraux opaques est fréquente. Elle s'altère en chlorite et muscovite. Elle est envahie par quartz, plagioclase et microclina tardifs.

Les minéraux accessoires magmatiques sont representés par des cristaux automorphes de zircon, de sphène et d'apatite et les minéraux opaques xénomorphe (magnétite et ilménite) qui forment des inclusions dans les minéraux cardinaux . Les minéraux d'origine sécondaire sont :

- <u>les épidotes</u> - ce sont de la zoisite et de la clinozoisite qui remplacent les plagioclases ou forment des couronnes autour de biotites lors de son association avec la muscovite.

Des épidotes se substituent à l'apatite, cette texture a déjà été observée par Drummond et al. (1986) et Potrel (1994).

- <u>chlorite</u> - la transformation progressive d'une biotite rouge-brunâtre d'une chlorite de teinte bleutée.
- <u>sphène</u> - il forme une couronne totale ou partielle autour des ilménites. Cette réaction implique la présence d'une phase fluide qui apporte le calcium nécessaire à la cristallisation du sphène.
- <u>séricite</u> - Le développement de la séricite est lié à l'addition d'eau et de K^+ par une phase fluide aqueuse. Le potassium peut provenir de la chloritisation de la biotite. Il reagi avec le component anorthite du plagioclase ce qui explique la séricitisation concentrée dans le parties les plus riche en anorthite du minéral.

-<u>muscovite</u>- elle se forme au dépend du plagioclase et de la biotite. La transformation de plagioclase en muscovite represente un gain en potassium et une perte en calcium. Cette perte est recupérée par la formation de clinozoisite. Les plaques de muscovite alignées a peu près de façon parallèle au traces de clivage des microclines sont le produit de l'intéraction avec des fluides au long de ces directions.

- les microclines tardifs - la recristallisation du microclines tardif sur des anciens microclines et sur les plagioclases indique un apport en potassium qui fait un exchange avec le sodium.
- la calcite - elle remplace les plagioclases et remplie des fractures ce qui montre la presence des fluides riches en Ca.

II.2.2- Typologie

Les roches du massif de Mariana dans le diagramme de Lameyre et Bowden (1982) se localisent au-dessus du champ des granites et mobilisats anatectiques. Ceci est dû a un pourcentage modal elevé en quartz (46 à 52%) (fig. 2.4).

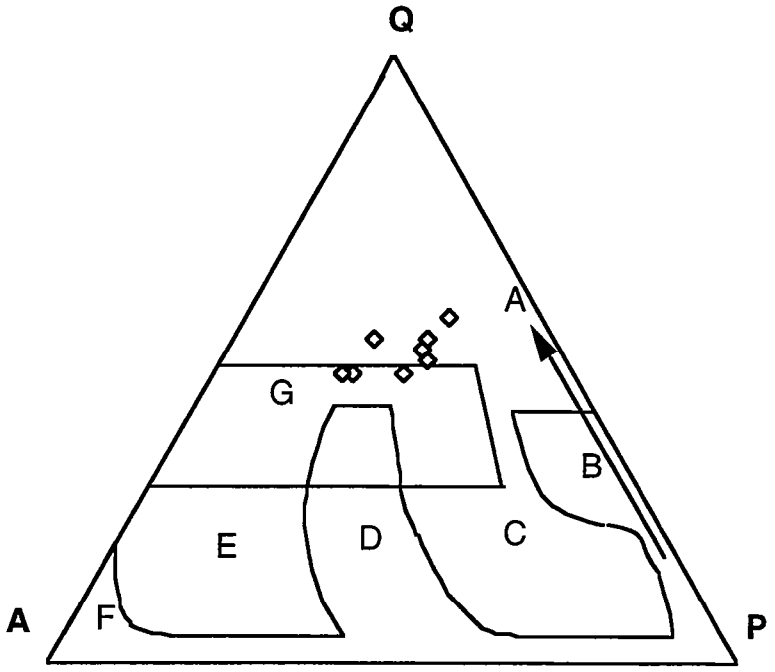


Fig. 2. 4 - Diagramme de Lameyre et Bowden (1982) pour le Massif de Mariana A- série tholeiitique, B- trondhjémitique, C- granodioritique, D- monzonitique, E- alcaline alumineuse, F- alcaline, G- granitoides et mobilisats anatetiques

II.2.3- Conclusion

Le massif Mariana est constitué d'un orthogneiss rose rubané à grain moyen et un granite rose isotrope à grain fin. Ils

sont de composition monzogranitique et se rapprochent de la série des granites et mobilisats anatectiques. La forte concentration en quartz ainsi que les textures secondaires laissent envisager l'intervention d'un fluide riche en silice, calcium et potassium.

II.3- MASSIF D'ARACATU

Le massif d'Aracatu constitue un noyau, à peu près ovale, de dimensions de 27 X 33 Km, situé à proximité de la ville dont il porte le nom (fig. 1.2). Il est composé de gneiss gris et, dans une moindre mesure, de granites.

Sur le terrain, le massif est composé principalement par un gneiss gris à grain fin, affectés à divers degrés par de la fusion partielle. Des granites, eux-mêmes associés a des filons de pegmatites, recoupent les gneiss.

II.3.1 - Gneiss gris

Les gneiss gris sont constitués de plagioclase (An = 23-34%), de microcline, de quartz, de biotite, de muscovite, d'épidote, des minéraux opaques, de sphène, d'apatite et de zircon (tab 2.3). Ils ont une composition modale qui varie de tonalitique à granodioritique (fig. 2.5).

II.3.1- a - Description minéralogique

Le plagioclase est sub-automorphe à xénomorphe, maclé albite et, plus rarement, albite-Carlsbad.et albite-Carlsbad-pericline. Les plans de macle peuvent être flexurés ou déplacés. Des myrmékites se développent soit dans tout le grain ou seulement sur ses bords. Des couronnes albitiques caractérisées par une faible myrmékitisation ou par le développement de macles plus nettes que celles qui sont sur le grain sont fréquentes. Les fractures sont parfois remplies de muscovite. Il contient des inclusions d'apatite, de quartz, de zircon zoné et des minéraux opaques automorphes. Il est altéré en muscovite/séricite, épidote et carbonate. Des recristallisations interstitielles ou sur plagioclases plus anciens sont observées.

Le quartz, xénomorphe, se trouve, généralement, en agrégats, quelquefois oeillés, avec des sous-grains ou en rubans avec cristaux aux limites flous. Ses fractures sont remplies de biotite et de muscovite. Les inclusions sont de zircon et d'apatite. Il

Echant.	ARA-06.1	ARA-06.2	ARA-06.3	ARA-76.1	ARA-76.2
Plagioclase	37,89	48,31	31,54	51,5	54,75
Feldspath-K	23,47	0,98	25,86	6,53	1,24
Quartz	37,09	31,95	39,29	36,96	34,67
Biotite	0,17	16,31	2,14	2,37	5,68
Apatite	-	0,64	0,14	0,07	0,03
Opaque	0,27	0,83	0,21	0,03	0,13
Sphène	-	-	-	0,17	-
Epid./Zoisite	-	0,11	0,07	2,2	2
Séricite/Musc	1,11	0,87	0,71	0,17	1,47
Carbonate	-	-	0,04	-	0,03
	ARA-78.1	ARA-81.1	ARA-81.2	ARA-81.3	ARA-81.4
Plagioclase	50,83	14,7	34,38	41,7	55,91
Feldspath-K	7,87	47,8	15,83	12,8	10,23
Quartz	37,97	37,2	43,65	38,33	28,53
Biotite	2,23	0,13	4,1	5,1	4,73
Apatite	0,03	-	0,03	-	-
Opaque	-	-	0,37	-	-
Sphène	-	-	-	-	-
Epid./Zoisite	0,4	-	0,07	0,37	-
Séricite/Musc	0,67	0,17	1,57	1,67	0,57
Carbonate	-	-	-	0,03	0,03

Tab. 2.3 - Analyses modales representatives du Massif d'Aracatu

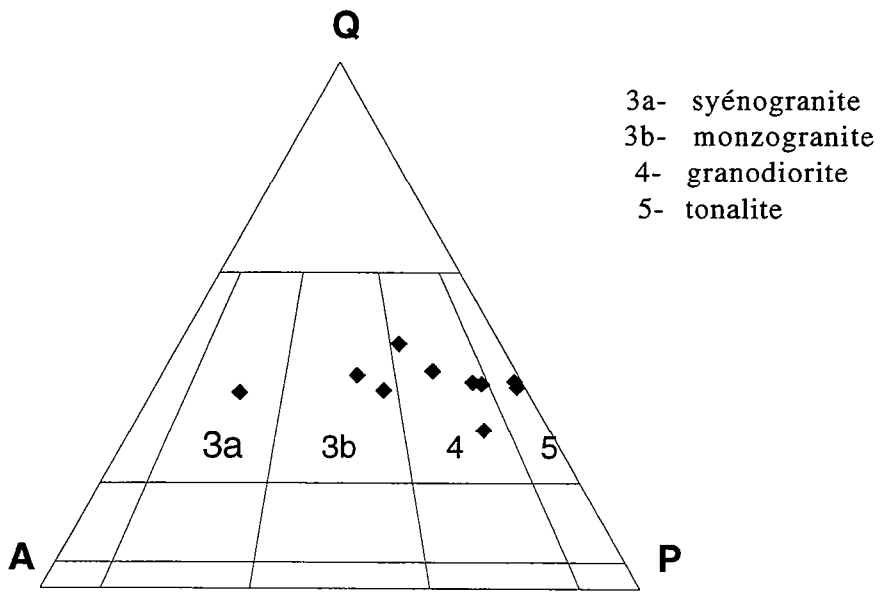


Fig. 2.5 - Diagramme de Streckeisen (1976) pour le Massif d'Aracatu.

se trouve aussi recristallisé en bordure de grains plus grands ou en petites veines.

Le feldspath alcalin est représenté par du microcline xénomorphe, avec des perthites fines et en veines. La biotite cristallise dans ses fractures. Il contient des inclusions de plagioclase sub-automorphe avec une couronne albitique, ainsi que de l'apatite et de biotite. Parfois, il peut être interstiel, avec ou sans perthites en veinules, avec extinction roulante. Il cristallise aussi sur les plagioclases.

La biotite est marron clair à rougeâtre, sub-idiomorphe a xénomorphe et cristallise entre les autres minéraux. Les plans de clivage montrent une légère flexure et peuvent être remplis par des minéraux opaques. Elle contient du zircon, du sphène et partialement de l'apatite. Elle est fréquemment associée à l'épidote, la zoïsite et la muscovite. Son altération est en chlorite.

Les phases minérales accessoires sont :
magmatiques - zircon, apatite et ilménite
secondaires - épidote, séricite/muscovite, chlorite et carbonate

II.3.2- **Granite**

Les granites, selon le diagramme de Streickeisen, sont des monzogranites et syénogranite (fig. 2.5). Ils sont composés de microcline, plagioclase (An = 25-29%), quartz, muscovite, biotite, opaque, épidote, apatite, zircon et carbonate (tab. 2.3). Ils peuvent contenir des enclaves elliptiques d'orthogneiss rubanés et des schlierens qui s'effilochent dans le granite.

II.3.2.a- Description minéralogique

Le microcline est sub-idiomorphe avec des perthites en veines. Ses fractures sont remplies de quartz en petits grains recristallisés ou en agrégats, de biotite et de plagioclase myrmékitique avec couronne albitique. Il contient du plagioclase, biotite et apatite. Une recristallisation tardive est mise en évidence par les grains de forme interstitielle et qui se substituent parfois au plagioclase.

Le plagioclase est xénomorphe, avec des macles d'albite et d'albite-péricline dont les plans peuvent être micro-déplacés. La myrmékitisation est faible et se produit, de préférence, aux bords du grain. Les fractures sont fréquemment remplies de quartz recristallisé et de séricite. Les inclusions sont l'apatite et les minéraux opaques. La biotite cristallise le long des plans de clivage. Quelquefois, il y a la substitution par du microcline. Il peut être

interstitiel. Les produits de l'altération sont la séricite/muscovite et l'épidote.

Le quartz est xénomorphe. Il se présente en rubans avec des grains allongés ou en agrégats avec sous-grains et joints triples à 120°. Il montre une extinction roulante légère à forte et rares fractures où il y a la cristallisation de biotite et de muscovite. Les inclusions sont le zircon et le plagioclase.

La biotite est marron clair à foncé, en grains sub-idiomorphes isolés ou en agrégats, et parfois, chloritisée. Elle s'associe aux minéraux opaques et le sphène xénomorphe.

Le zircon, l'apatite et l'ilménite constituent les minéraux accessoire magmatiques. Les phases secondaires sont représentés par l'épidote, la chlorite, le sphène xénomorphe, la séricite/muscovite.

II.3.3 - Typologie

Les roches du massif d'Aracatu suivent la série trondhjémitique excepté les granites qui se presentent dans le champs des granites d'origine anatectique dans le diagramme de Lameyre et Bowden (1982) (fig. 2.6).

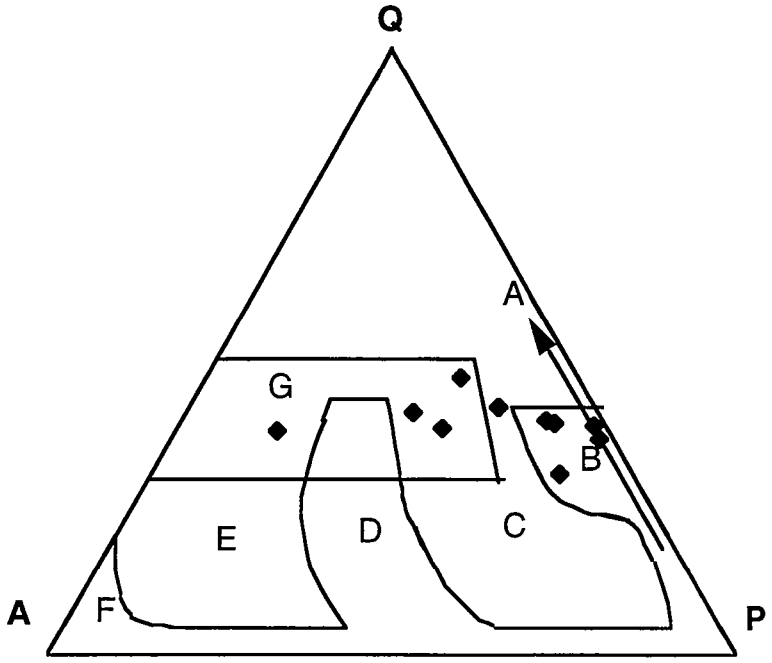


Fig. 2. 6 - Diagramme de Lameyre et Bowden (1982) pour le Massif d'Aracatu
A- série tholeiitique, B- trondhjémitique, C- granodioritique, D- monzonitique, E- alcaline alumineuse, F- alcaline, G- granitoides et mobilisats anatectiques

II.3.4 - Conclusion

Le massif d'Aracatu constitue un noyau des gneiss gris trondhjémitiques partiellement migmatisés associés à des granites d'origine anatectique.

II.4- MASSIF DE SERRA DO EIXO

Le Massif de Serra do Eixo est intrusif dans les formations métatexitiques du Bloc du Gavião prés du village de Várzea da Pedra (fig. 1.2). C'est un granitoïde porphyroïde où les feldspaths, en général, ont eu une déformation importante qui se manifeste par une foliation bien développée.
Sur le terrain, le massif de Serra do Eixo est composé d'un orthogneiss oeillé gris-rose à verdâtre qui peut présenter des plis et zones de cisaillement dextres. Les phénocristaux de feldspath alcalin rose, généralement oeillés, quelquefois fortement étirés, sont d'une taille moyenne de 1,5 cm, mais ils peuvent atteindre 3 cm, et constituent 15-25% du volume de la roche. La tonalité verdâtre de quelques affleurements est due a de nombreux filons millimétriques d'épidote. Dans les zones moins déformées, les feldspaths potassiques sont rectangulaires et parfois zonés. La matrice est phanéritique et constituée de K-feldspath, plagioclase, quartz et biotite. Les roches phanéritiques sont plus rares. Elles contiennent des enclaves d'orthogneiss et recoupent les migmatites.

II.4.1- Description minéralogique

Selon la classification de Streckeisen (1976), le Massif de Serra do Eixo a une composition monzogranitique (tab.2.4, fig 2.7). Les phénocristaux de feldspath potassique sont généralement du microcline sub-automorphe et perthitique. Ils contiennent des inclusions de plagioclase automorphe, maclé ou non, dont la partie centrale est en général séricitisée, avec les bords corrodés et une couronne albitique. Quelquefois, ces inclusions ont une distribution parallèle aux faces de croissances du cristal hôte. Plus rarement, il est possible de trouver des cristaux d'orthose perthitique, avec des inclusions de sphène et d'apatite automorphes et des fractures remplies par des épidotes et des portions de la matrice. Bien que la plupart des phénocristaux soient du K-feldspath, il y a aussi quelques plagioclases (An 24-35), ceux ci sont sub-automorphes, maclés albite mais seulement au bord du grain, avec le faible développement de myrmékites. Ils sont substitués par du microcline tardif. Plages de biotite se trouvent autour d'eux.

Echant.	VZP-63.1	VZP-65.1	SEX-96	SEX-97	SEX-98	SEX-102
Plagioclase	23,72	27,19	37,2	20,74	34,73	17,79
Feldspath-K	43,1	34,95	26,46	26	23,4	30,56
Quartz	27,39	28,85	27,77	42,53	34,64	42,32
Biotite	3,02	2,42	6,31	7,93	3,66	4,21
Apatite	0,06	0,05	0,24	0,13	0,04	-
Opaque	-	-	0,04	1,37	0,36	0,69
Sphène	0,21	0,14	0,08	1,23	0,16	0,39
Epid./Zoisite	1,25	4,3	1,9	-	2,93	2,26
Séricite/Musc	1,25	2,1	-	-	0,08	1,78
Afverdsonite	-	-	-	0,07	-	-

Tab. 2.4 - Analyses modales representatives du Massif de Serra do Eixo

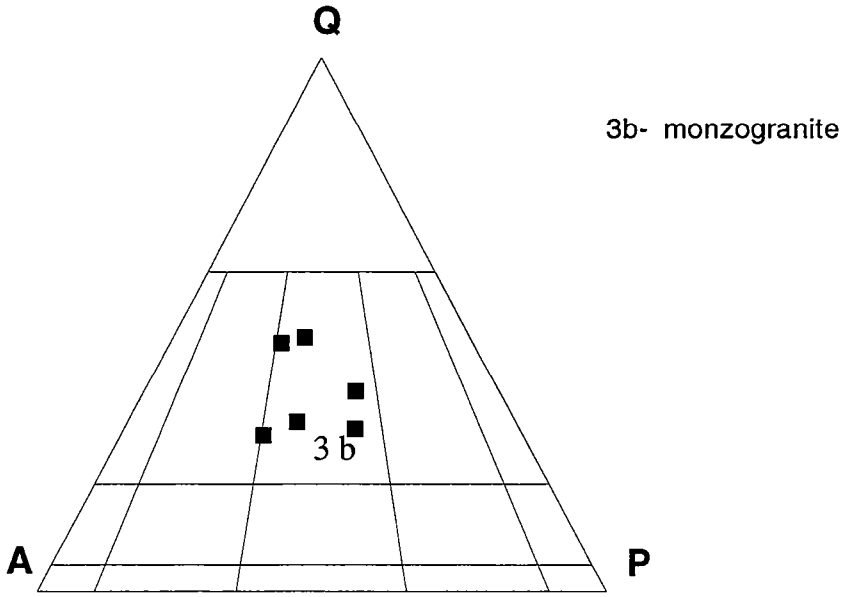


Fig. 2.7 - Diagramme de Streckeisen (1976) pour le massif de Serra do Eixo

La matrice est composée de quartz, feldspath potassique, plagioclase, biotite, apatite, minéraux opaques, sphène et zircon. Les minéraux d'altération sont épidote, zoïsite, arfvedsonite et muscovite.

Le feldspath potassique est xénomorphe et contient des perthites fines qui se développent principalement au coeur du cristal. Il y a parfois une extinction onduleuse. Il contient des inclusions de plagioclase sub-automorphe, lorsque la roche est aphirique, de quartz, de minéraux opaques et d'apatite. Les fractures sont parfois remplies de biotite. Myrmékites sont présentes dans les bords ou en contact avec le plagioclase. Grains interstitiels sont rares.

Le plagioclase (An 24-36) est sub-idiomorphe à xénomorphe, avec les macles albite et albite-péricline. Dans les régions les plus déformées du pluton, les plans des macles sont flexurés et une macle secondaire se développe en association à l'extinction onduleuse. La présence de myrmékites, de couronnes albitiques et d'inclusions d'apatite est fréquente. Il s'altère en muscovite, séricite et épidote. Des recristallisations de plagioclase et de microcline tardifs sont enregistrées sur les grains les plus anciens.

Le quartz se trouve en agrégats oeillés et orientés ou en rubans composés de grains recristallisées avec des contacts flous, caractéristiques de la recristallisation dynamique, ou en joints triples à 120°. A l'intérieur des agrégats, quelquefois il y a de plagioclase et de la biotite et/ou du sphène. Les rares fractures sont remplies d'oxydes de fer. Le zircon se trouve en inclusion.

La biotite est sub-idiomorphe, de couleur marron clair à foncé qui passe à verdâtre lors de la présence de la structure sagénite. Elle souligne la foliation avec ses agrégats qui se distribuent entre les autres phases minérales. L'association avec l'épidote, les minéraux opaques et le sphène xénomorphe est fréquente. L'apatite, le zircon et le sphène sont en inclusions. Elle s'altère en chlorite et, plus rarement, en muscovite. Ses plans de clivage sont envahis par quartz tardif.

Les minéraux magmatiques accessoires sont le sphène, l'apatite et le zircon, qui sont automorphes, et l'ilménite xénomorphe. Ceux d'origine secondaire, sont représentés par:

a) l'épidote, qui substitue les plagioclases et est en association fréquente avec les biotites et ilménites

b)- le sphène xénomorphe, qui couronne les ilménites et il se trouve aussi develloppé entre les plans de clivage de la biotite comme le produit de la déstabilisation de cellle-ci en chlorite

c)- les séricites, qui substituent les plagioclases et les feldspaths alcalins

d)- les ex-solutions de rutile

e)- la chlorite
f)- la muscovite
g)- l'arfvedsonite (amphibole vert-bleuâtre à marron jaunâtre, xénomorphe présente dans un échantillon avec le pourcentage modale de 0,1%) issu de la déstabilisation de la biotite.

II.4.2- Typologie

Dans la classification de Lameyre et Bowden (1982), les monzogranites du massif de Serra d'Eixo sont dans les domaines des recouvrement des granites calco-alcalins intermédiaires ou des granites anatectiques (fig. 2.8).

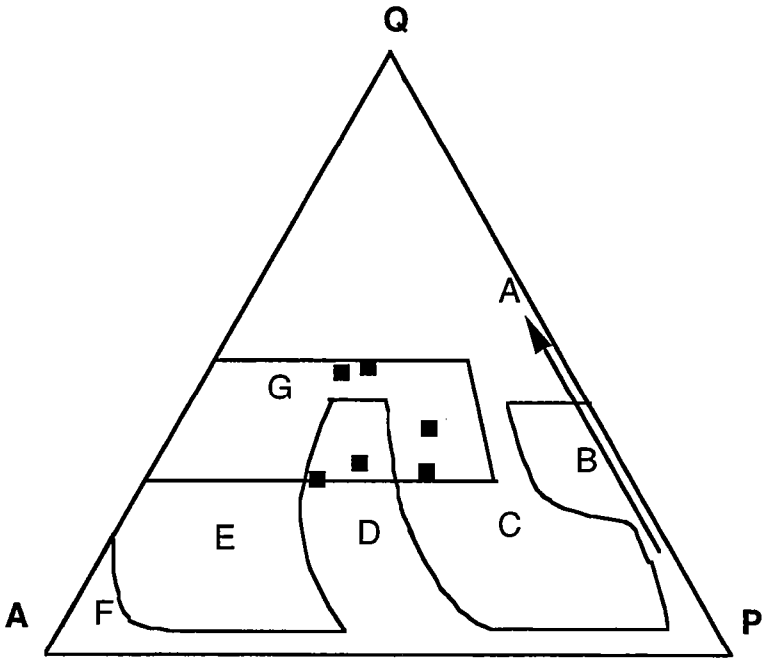


Fig. 2. 8 - Diagramme de Lameyre et Bowden (1982) pour le Massif de Serra do Eixo. A- série tholeiitique, B- trondhjémitique, C- granodioritique, D- monzonitique, E- alcaline alumineuse, F- alcaline, G- granitoides et mobilisats anatectiques

II.4.3- Conclusion

Le Massif de Serra do Eixo est constitué d'orthogneiss oeillés très déformés à peu déformé. Ils ont une composition monzogranitique qui recouvre la série calco-alcaline et le champs des granites et mobilisats anatetiques. L'interaction avec une phase

fluide est marquée par la présence abondante des minéraux secondaires principalement l'épidote.

II.5- MASSIF D'UMBURANAS

Le Massif d'Umburanas est constitué de roches porphyriques à aphyriques, de composition granodioritique à granitique (tab. 2.5, fig. 2.9), intercalés dans la Ceinture de roches vertes d'Umburanas. A l'Est de la ceinture, elles sont de couleur grise à blanche, de gros grain à porphyrique. Le tout est recoupé par des filons de pegmatites zonés, centimétriques à métriques, composés de quartz dans la partie centrale et de feldspath potassique et muscovite aux bords.

II.5.1- Description minéralogique

Les phénocristaux sont constitués du microcline et de plagioclase. Le microcline contient des perthites fines et en veines. Ses fractures sont remplies par la matrice ou par du quartz recristallisé, biotite et, plus rarement, par la muscovite. Il est envahi de myrmékites. L'apatite, le quartz, le plagioclase sub-idiomorphe, ou non, sont les minéraux en inclusion. Le plagioclase (An = 25-28%) est sub-idiomorphe, maclé albite. Il est altéré en muscovite et séricite et envahi par du microcline tardif.

La matrice est constituée de quartz, de plagioclase, de microcline, de biotite, d'apatite et, comme minéraux secondaires, de zoïsite, de muscovite, d'épidote et de chlorite.

Le plagioclase (An = 23-38%) est sub-idiomorphe, maclés albite et albite-Carlsbad. Les plans des macles peuvent être flexurés et micro-déplacés. Fractures et extinction roulante sont présentes. L'altération en muscovite se fait le long des plans de clivage.

Le quartz est xénomorphe, en grains isolés avec une extinction roulante ou en bandes avec de petits grains sans limite bien définie.

La biotite, marron clair à foncé, sagénitique, se présente en plages isolées ou en agrégats. associés à la muscovite et l'épidote. Le minéral en inclusion est l'apatite. Parfois, elle est chloritisée.

II.5.2- Typologie

Dans le diagramme de Lameyre et Bowden (1982) les données modales indiquent que ces roches sont représentatives des

Echant.	ARN-58.1	ARN-59.1	UMB-60.1
Plagioclase	41,4	32,45	26,85
Feldspath-K	7,9	16,7	30,44
Quartz	40,3	44,14	34,5
Biotite	6,6	0,44	3,5
Apatite	-	-	-
Opaque	-	-	0,03
Sphène	-	-	-
Epid./Zoisite	0,1		0,18
Séricite/Musc	3,7	6,27	4,5

Tab. 2.5 - Analyses modales représentatives du Massif d'Umburanas

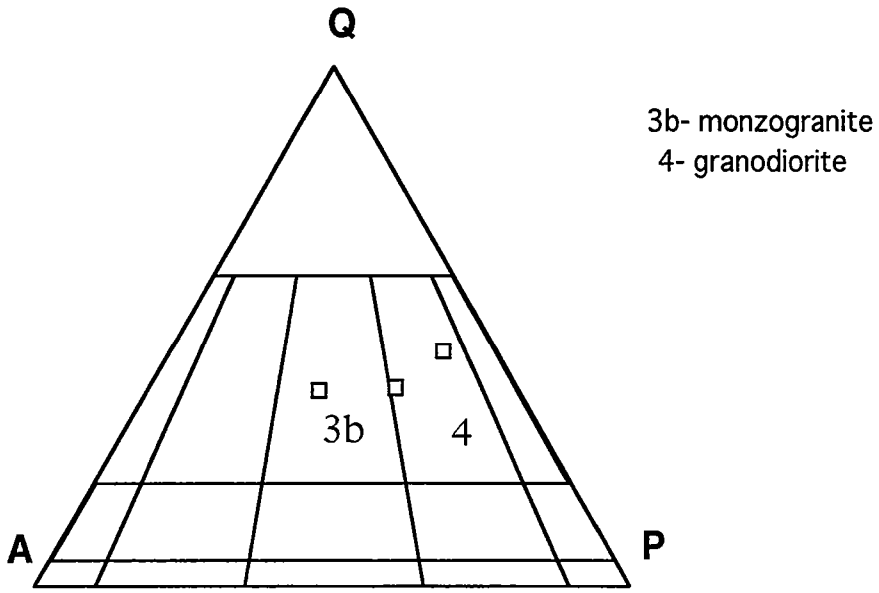


Fig. 2.9 - Diagramme de Streckeisen (1976) pour le Massif d'Umburanas

granites anatectiques ou des séries calco-alcalines intermédiaires (fig .2.10).

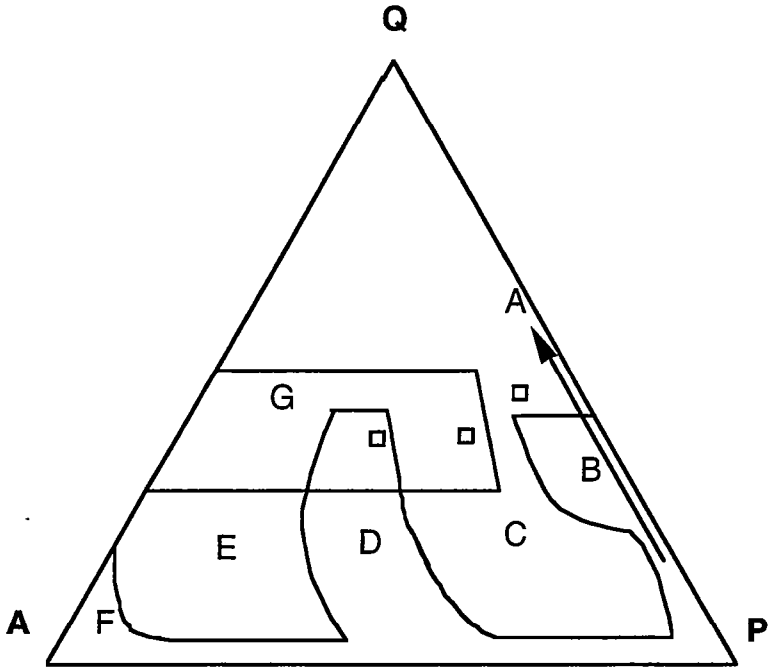


Fig. 2.10 - Diagramme de Lameyre et Bowden (1982) pour le Massif d'Umburanas. A- série tholeiitique, B- trondhjémitique, C- granodioritique, D-monzonitique, E- alcaline alumineuse, F- alcaline, G- granitoides et mobilisats anatectiques

II.5.3- Conclusion

Le Massif d'Umburanas represente un ensemble constitué de granodiorites et granites qui appartiennent à la série granodioritique ou aux granites anatectiques.

II.6- MASSIF DE SERRA DA FRANGA

Le Massif Serra da Franga est un monzogranite (fig. 2.11) rose, isotrope, à grain fin à moyen qui se trouve aux alentours de la ville de Brumado (fig. 1.2). Il est composé de quartz, de plagioclase, de K-feldspath, de biotite, de sphène, de minéraux opaques, de zircon, d'apatite et d'épidote, de zoisite, de muscovite et des carbonates comme minéraux de altération (tab. 2.6). Les roches

Echant.	SRF-54.1	SRF-54B	SRF-55.1
Plagioclase	32,34	22,24	36,07
Feldspath-K	34,4	20,8	20,69
Quartz	31,94	49,36	38,08
Biotite	0,4	3,8	3,38
Apatite	-	0,04	-
Opaque	-	0,26	0,35
Sphène	-	0,38	-
Epid./Zoisite	-	2,67	0,12
Séricite/Musc	0,92	0,45	1,27
Carbonate	-	-	0,04

Tab. 2.6 - Analyses modales representatives du Massif de Serra da Franga

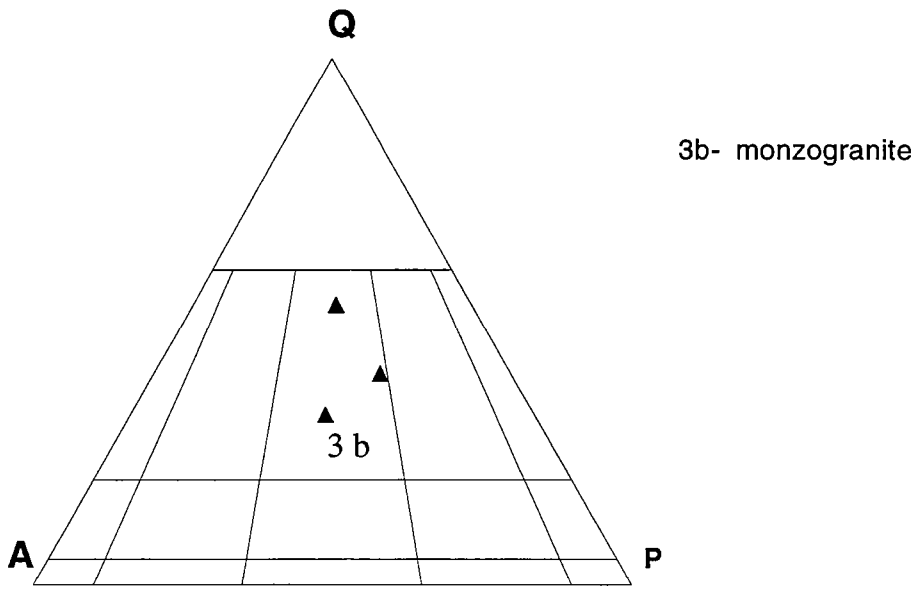


Fig. 2.11 - Diagramme de Streckeisen (1976) pour le massif de Serra da Franga

situées dans les parties les plus elevées de la Serra da Franga développent une foliation magmatique sub-horizontale à biotite qui doit correspondre à la coupole du massif.

II.6.1- Description minéralogique

Le feldspath potassique est représenté par du microcline. Il est xénomorphe, perthitique. Il contient en inclusion du plagioclase, avec un zonage normal indiqué par la présence d'un coeur plus altéré que la périphérie, le plagioclase myrmékitique et des minéraux opaques. La biotite et la muscovite cristallisent au long des fractures et des plans de clivage. Un microcline tardif recristallise sur les grains plus anciens et de façon interstitielle.

Le plagioclase (An = 25-37%) est xénomorphe, maclé albite et albite-Carlsbad. Les myrmékites et les couronnes albitiques ne sont pas fréquentes. Sa déformation est marquée par une extinction onduleuse ainsi que par des fractures et des plans de macle flexurés ou avec des micro-déplacements. Les fractures et les plans de clivage sont souvent remplis par des minéraux opaques, d'oxyde de fer et de biotite. L'apatite, le quartz, le zircon et les minéraux opaques sont les phases en inclusion. Le plagioclase s'altère en séricite, épidote, muscovite et carbonate. Il est corrodé par la microcline tardive.

Le quartz se présente en agrégats oeillés, avec des grains allongés, qui se disposent autour des phases feldspathiques, l'extinction est onduleuse avec peu de sous-grains et quelques fractures qui, parfois, sont remplies de muscovite secondaire.

La biotite, de couleur marron clair à foncé, est sub-automorphe, elle s'associe au quartz et à l'épidote. Les minéraux opaques cristallisent dans ses plans de clivage. L'apatite y est en inclusion. Elle se déstabilise en chlorite, muscovite et exsolve le titane à travers des aiguilles de rutile (sagénite).

Les cristaux automorphes de zircon, d'apatite et de sphène sont les phases minérales accessoires magmatiques. Les phases secondaires sont représentées par les épidotes, le sphène xénomorphe autour des ilménites, la séricite, la muscovite, la chlorite et la calcite.

II.6.2 - Typologie

Les échantillons du Massif de Serra da Franga se placent dans et à la proximité de champs des granites anatectiques ou dans

les termes évolués des séries calco-alcalines de diagramme de Lameyre et Bowden (1982) (fig. 2.12).

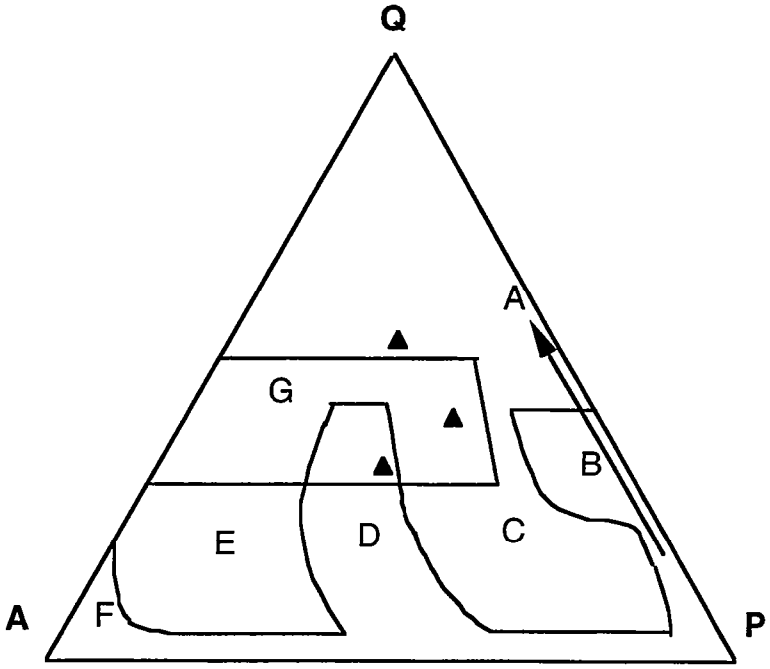


Fig. 2.12 - Diagramme de Lameyre et Bowden (1982) pour le Massif de Serra da Franga. A- série tholeiitique, B- trondhjémitique, C- granodioritique, D- monzonitique, E- alcaline alumineuse, F- alcaline, G- granitoides et mobilisats anatectiques

II.6.3 - Conclusion

Le Massif de Serra da Franga est constitué d'un monzogranite isotrope sauf au toit de l'intrusion où se developpe une foliation magmatique subhorizontale.

II.7 - CONCLUSION GENERALE

Du point de vue purement structural, les Massifs de Mariana, d'Aracatu, de Serra do Eixo et Bernada sont les plus anciens car ils possèdent une foliation bien exprimée indiquant qu'ils ont subi au moins un événement tectono-métamorphique après leur mise en place. Les granites isotropes, ou très peu structurés, de Serra da Franga, Mariana, Aracatu et Umburanas sont

plus jeunes. A Aracatu, les relations de terrain indiquent nettement que certains granites se sont formés par fusion partielle des gneiss gris trondhjémitiques. Les descriptions pétrographiques ont mis en évidence l'intéraction des roches avec des phases fluides qui ont favorisé le développpement des minéraux secondaires qui ont peut-être affecté le bilan géochimique initial.

CHAPITRE III- GÉOCHIMIE

III.1- LES MÉTHODES ANALYTIQUES

Les éléments majeurs et en traces des massifs étudiés ont été analysés par fluorescence X à Géosciences Rennes et à Geosol (Brésil). Les erreurs analytiques pour les éléments majeurs sont de l'ordre de 2% mais peuvent atteindre 10% pour les éléments les moins abondants (MnO, P2O5). Les analyses n'étant pas homogènes quant à leur présentation et au nombre des éléments dosés (FeO et la perte feu), elles ont été recalculées en base anhydre, total rapporté à 100% et le fer exprimé sous la forme de Fe_2O_3* = (Fe_2O_3 + 1,1 FeO). Pour les éléments en traces, la précision est supérieure à 5% sauf pour les teneurs inférieures à 30 ppm où elles sont de 10%.

Les terres rares ont été déterminées par ICP-MS (Inductively coupled plasma emission mass spectrometry) au Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy et par ICP (Inductively coupled plasma) à Geosol. Les valeurs de normalisation de terres rares par rapport aux chondrites sont celles de Masuda et al., (1973) divisées par 1,2.

Les analyses JC ou GA correspondent à des échantillons fournis par la CBPM et pour lesquelles des lames minces ne sont pas disponibles.

Pour les massifs de Bernada et Serra da Franga, l'étude géochimique sera de caractère préliminaire car le nombre des échantillons est très réduit.

III.2 - LES MASSIFS ÉTUDIES

III.2.1- MASSIF DE BERNADA

III.2.1.1 - Les éléments majeurs

Quatre analyses chimiques (tab. 3.1) sont disponibles pour le Massif de Bernada; une d'entre elles est une enclave basique (BER-120.3).

La teneur moyenne en silice est de 74,45% et la somme Fe2O3 + MgO + TiO2 < 5%. La somme K2O + Na2O est comprise entre 6,10 et 8,13%. Excepté la tonalite, le K2O est toujours plus élevé que le Na2O. L'enclave montre les teneurs en éléments majeurs supérieures aux granitoïdes sauf pour la silice (59.43%) et le potassium.

Comme la valeur en silice est presque constante pour les granitoïdes du Massif de Bernada, le TiO2 a été choisi comme l'index

de différenciation des diagrammes de variation car cet élément présent une bonne amplitude de valeurs (fig. 3.1).

	BER117	BER120.1	BER120.2	BER120.3
SiO2	74,78	74,22	74,36	60,49
Al2O3	13,85	12,98	13,89	15,96
Fe2O3	1,47	3,39	1,66	8,44
MnO	0,04	0,07	0,04	0,21
MgO	0,30	0,59	0,37	2,60
CaO	1,14	2,19	1,44	4,37
Na2O	3,82	4,41	3,87	4,79
K2O	4,40	1,70	4,09	2,09
TiO2	0,17	0,39	0,22	0,91
P2O5	0,03	0,06	0,05	0,15
TOTAL	100,00	100,00	100,00	100,00
PF	0,62	0,76	0,55	1,03

Tab. 3.1 - Analyses des éléments majeurs pour le massif de Bernada. BER-120.3 = enclave

Les échantillons, en général, se distribuent selon des droites de pente positive, sauf pour le K2O, SiO2 et Al2O3. L'enclave accompagne cette tendance

II.2-1- La mobilité géochimique

Une des difficultés dans l'interprétation des données géochimiques est de savoir si elles représentent vraiment les compositions magmatiques ou si le système a été perturbé lors d'un processus d'altération hydrothermale ou par le métamorphisme.
Le diagramme de Hugues (1973) permet de reconnaître les échantillons qui ont vu leur composition chimique modifiée (fig. 3.2). Toute roche en dehors du champ de roches ignées est considérée comme altérée. Celles qui se trouvent à gauche montrent un enrichissement en sodium, conséquence d'une altération hydrothermale à haute température. Bien que les limites à droite soient discutables, les échantillons qui sont de ce coté sont considérés comme enrichis en potassium à cause de l'altération hydrothermale de basse température ou de l'altération superficielle. Les échantillons analysés du massif de Bernada ont

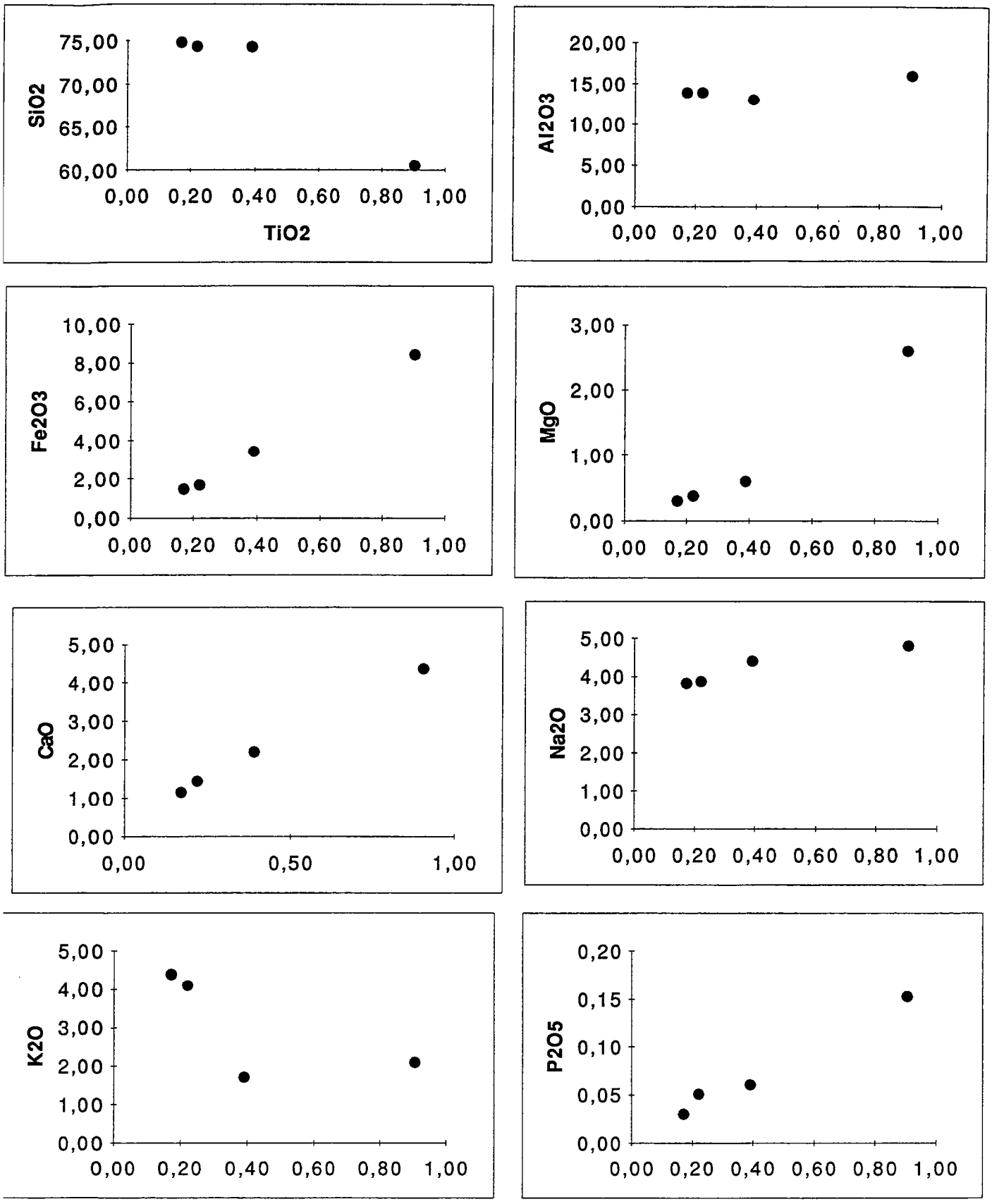


Fig. 3.1 - Diagrammes éléments majeurs X TiO2 pour le Massif de Bernada

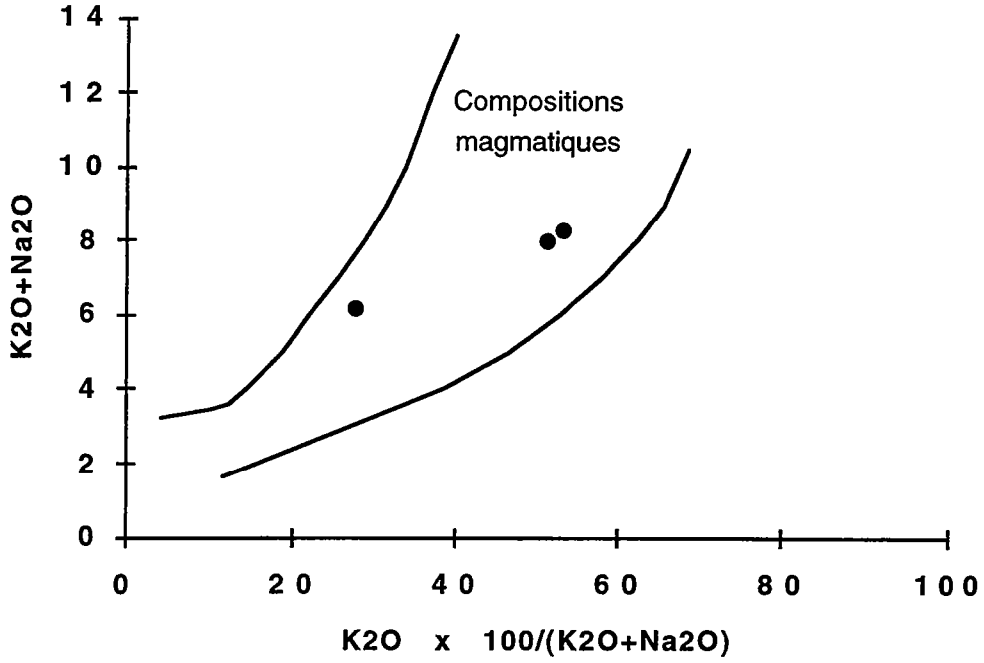


Fig. 3.2- Diagramme de Hugues (1973) pour le massif de Bernada

conservé leur composition magmatique.

III.2.1.1- b- Typologie

Selon le triangle An-Ab-Or de Barker (1979)(fig. 3.3), les gneiss du Massif Bernada sont des tonalites et des granites. Ces échantillons se localisent dans le champs de la série calco-alcaline et calco-alcaline riche en potassium (fig.3.4).

Les diagrammes de Barker et Arth (1976) (fig. 3.5) permettent de distinguer les suites trondhjémitiques des suites calco-alcalines classiques, en particulier grâce à la relative pauvreté en K2O des premières. Dans le triangle K-Na-Ca, un échantillon se trouve sur la lignée trondhjémitique et deux autres suivent le pôle K caractéristique de la série calco-alcaline. Dans le triangle Q-Ab-Or, ce comportement est retrouvé. Mais le nombre d'échantillons est trop faible pour définir des lignées magmatiques.

III.2.1.1- a- Comportement de l'alumine

La teneur moyenne de Al2O3 pour les granitoïdes du Massif de Bernada est du 13,47%. Le pourcentage en corindon

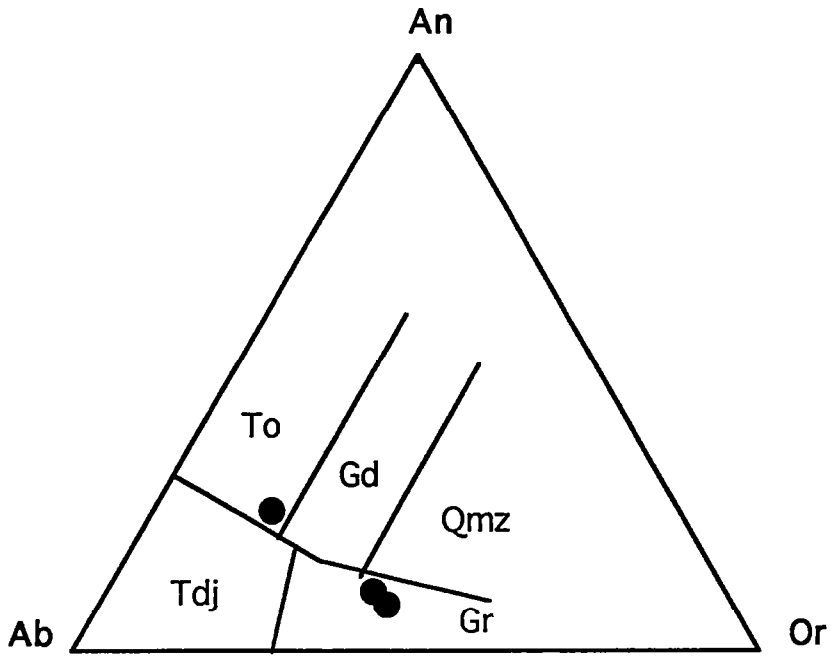


Fig.3.3 - Diagramme An-Ab-Or pour le massif de Bernada

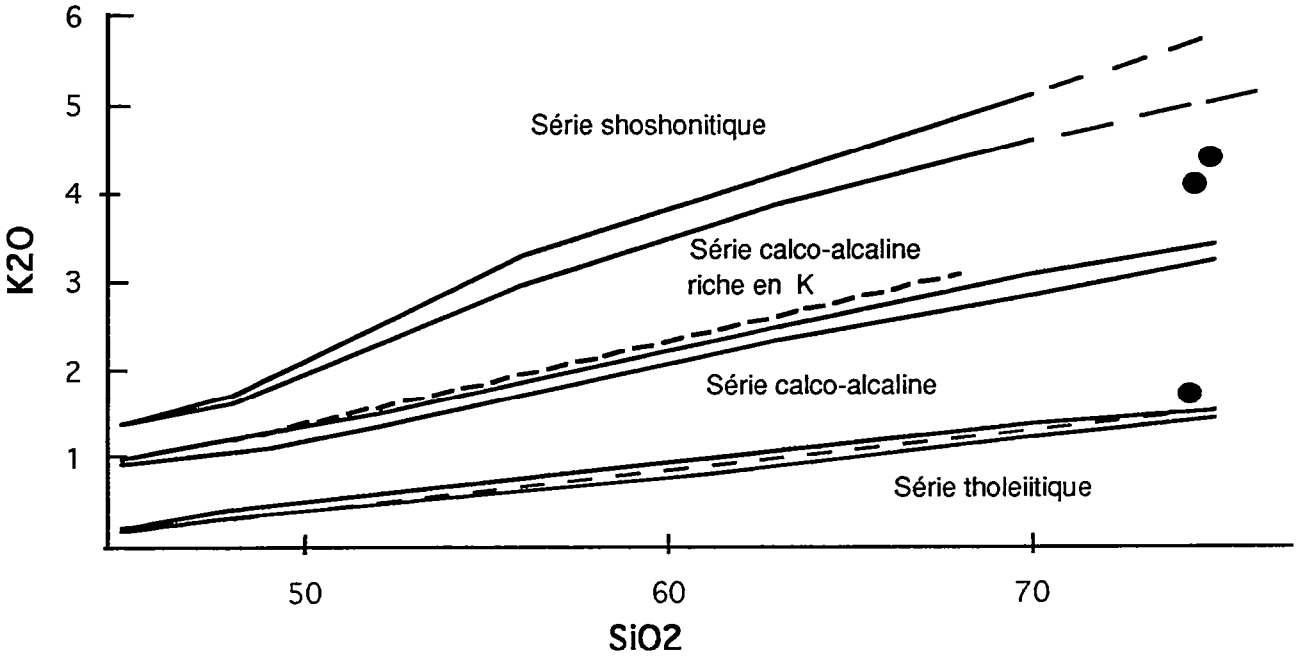


Fig. 3.4- Diagramme K2O vs SiO2 pour le massif de Bernada.

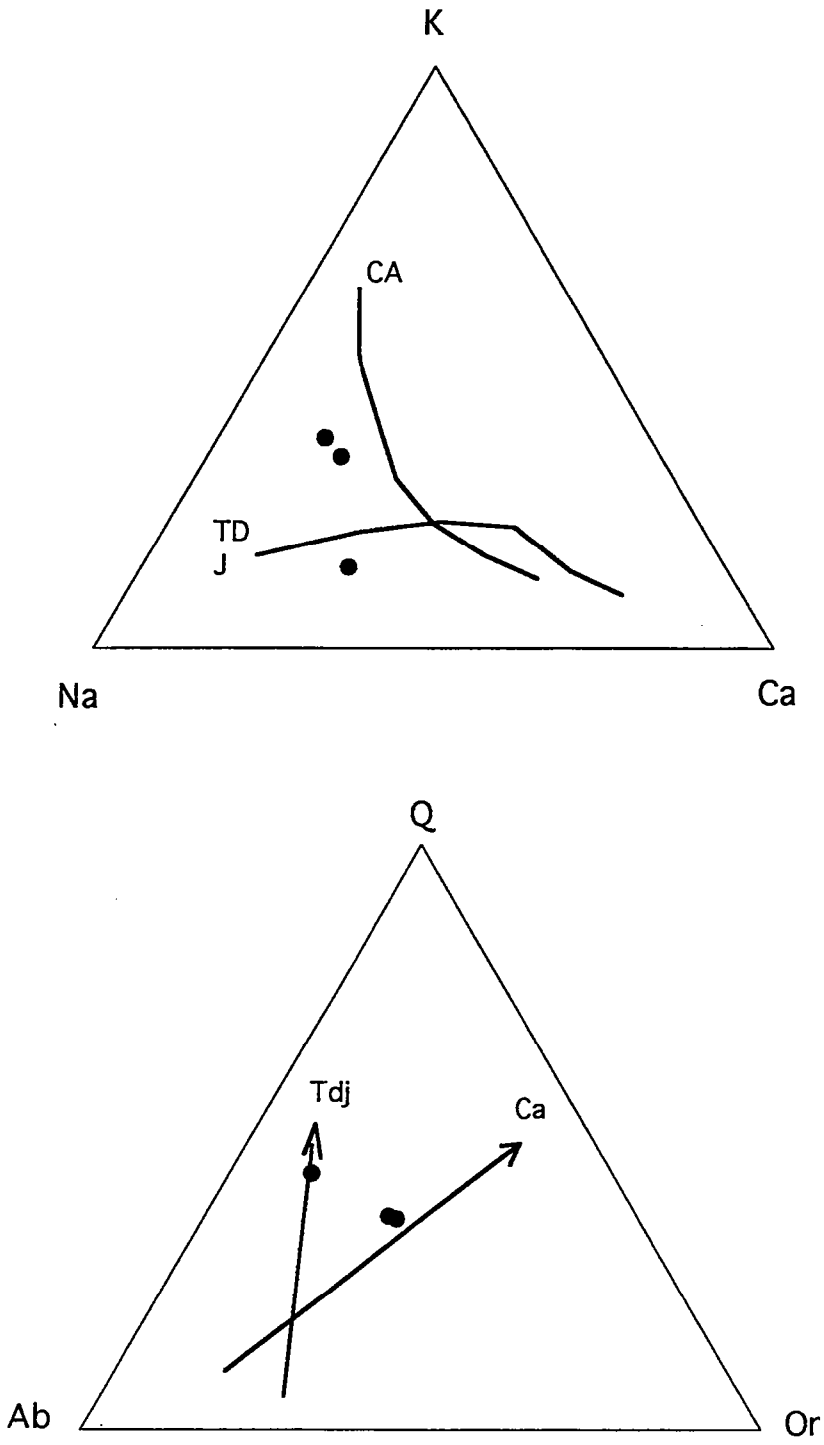


Fig. 3.5- Diagramme K-Na-Ca et Q-Ab-Or pour les granitoïdes du massif de Bernada

normatif varie de 0,03 à 0,59%. Le rapport A/CNK (Shand, 1924) est reporté en fonction du rapport A/NK (fig. 3.6). Les roches se caractérisent par un rapport A/CNK de 0,99 à 1,06 et évoluent depuis le champs des granites métalumineux jusqu'au champs des granites peralumineux. Ces caractéristiques permettent de classer ces roches comme des granitoïdes de type I (Chappell & White, 1974) formés à partir d'une source infra-crustale (ignée)

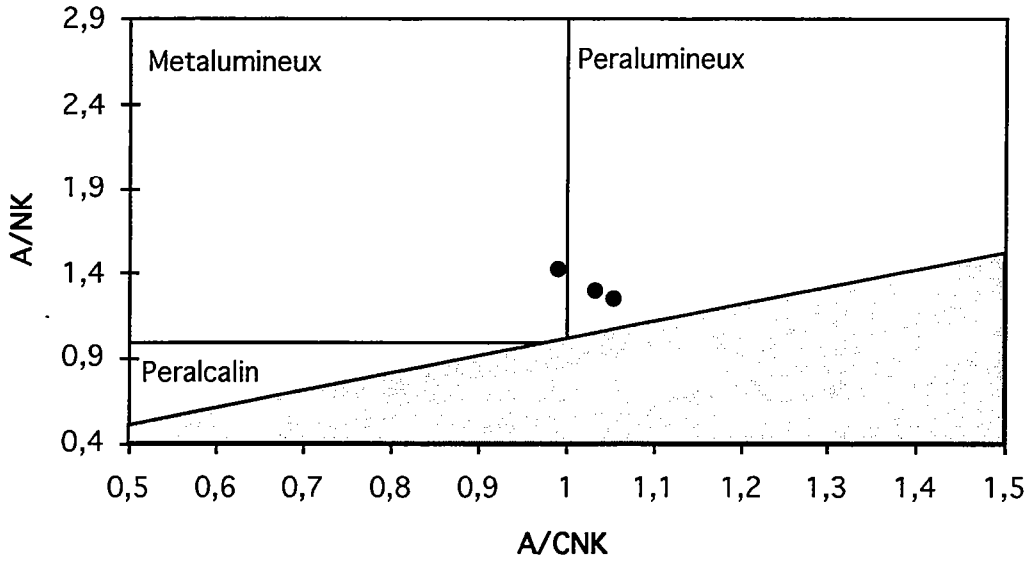


Fig. 3.6 - Diagramme A/CNK vs A/NK (Maniar et Piccoli, 1989)

III.2.1.2- Les éléments en traces

Les analyses des éléments en traces se trouvent dans le tableau 3.2. Leur distribution en fonction du titane est représentée dans la fig. 3.7. Le comportement différent entre les granitoïdes et l'enclave est mis en évidence. Pour les premiers, les points s'alignent suivant des droites que indiquent la diminution des teneurs avec la différenciation excepté le Rb et Pb. Une dispersion est observée pour le Ba et Sr.

III.2.1.3- Conclusion

Le nombre des échantillons disponibles pour le massif de Bernada étant faible, les donnés présentées sont de caractère indicatif. Mais, il est possible de considérer ce massif comme étant composé de gneiss tonalitique à granitique, metalumineux à

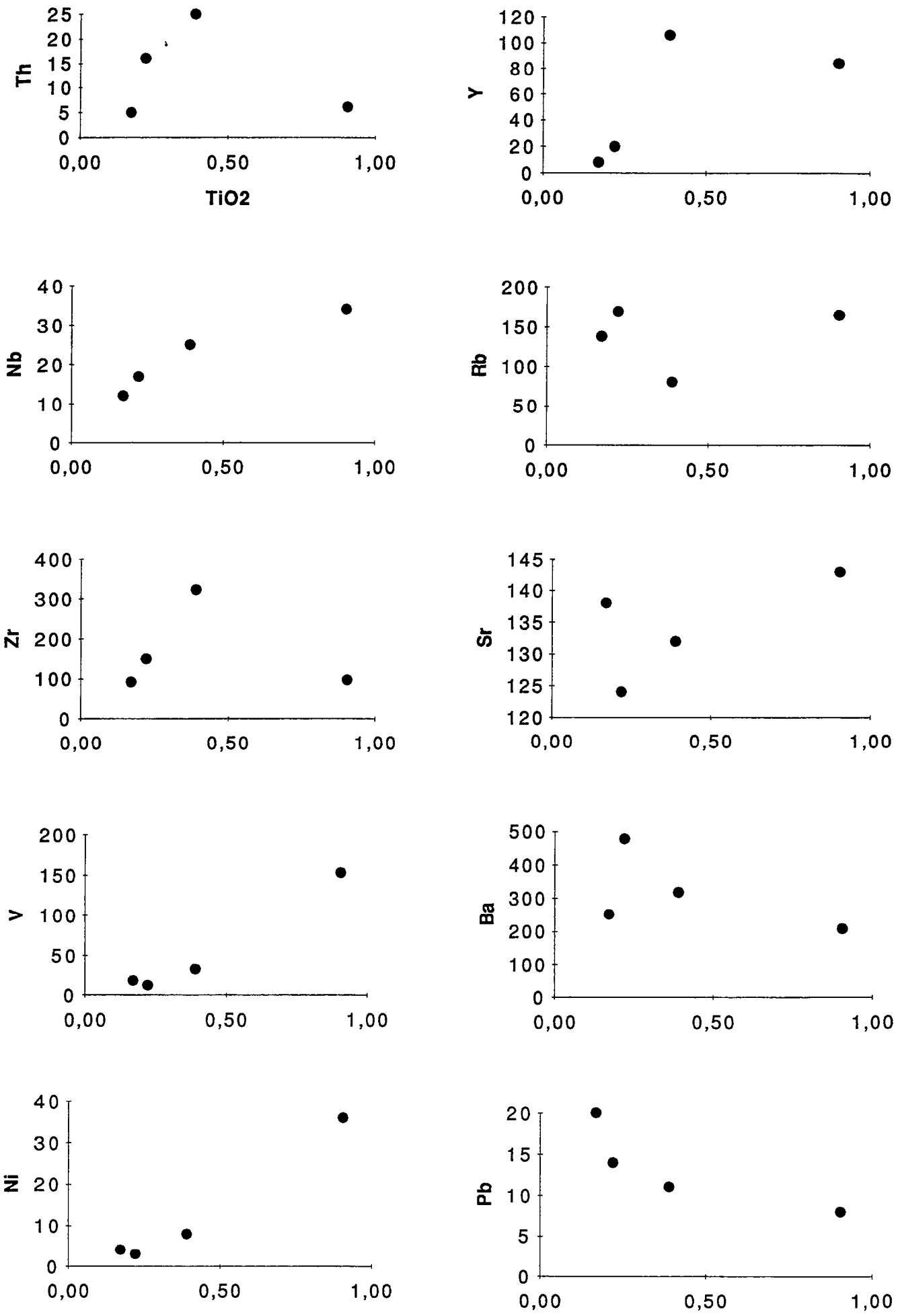


Fig. 3.6 - Diagramme TiO2 vs éléments traces pour le massif de Bernada

peralumineux et de nature calco-alcaline. Plus d'informations sont nécessaires pour confirmer l'existence d'une lignée trondhjémitique.

	BER117	BER120.1	BER120.2	BER120-3
Nb	12	25	17	34
Zr	91	322	149	98
Y	8	106	20	84
Rb	138	80	169	165
Sr	138	132	124	143
Co	3	8	1	19
Ba	253	319	478	208
V	18	33	12	153
Ni	4	8	3	36
Cr	9	4	6	45
Ga	17	20	19	25
Cu	4	<1	<1	4
Zn	32	74	40	195
Th	5	25	16	6
Pb	20	11	14	8

Tab. 3.2 - Analyses des éléments en traces pour le massif de Bernada

III.2.2- Massif de Mariana

III.2.2.1 - Les éléments majeurs

Le tableau 3.3 et les diagrammes de type Harker (fig. 3.8) présentent la composition des éléments majeurs du massif de Mariana pour les orthogneiss et le granite (MAR-137).

Les valeurs de SiO_2 sont très élevées: entre 75,90 et 78,29% (excepté MAR-94.1 dont la valeur est de 70,04%). Les teneurs en CaO sont faibles (<1,3%). Le caractère leucocrate de ces roches est démontré par la somme de Fe_2O_3+MgO+TiO_2 inférieure à 4%. La somme des alcalins est comprise entre 6,6 et 8,7 % avec la prédominance de K_2O sur Na_2O dans la moitié des analyses.

Parce que les fortes teneurs en silice peuvent être le résultat d'un enrichissement postérieur, comme discuté dans la pétrographie, le TiO2 a été choisi comme abscisse des diagrammes de type de Harker du à la l'amplitude de ces valeurs. Les oxydes diminuent avec la différenciation, excepté le K2O et SiO2. En général, les points se distribuent selon droites bien définis.

	MAR12-2	MAR12.3	MAR94-1	MAR134	MAR136	MAR137	MAR-94.2 *	MAR-139 *	MAR-146 *	MAR-149 *
SiO2	77,71	76,55	70,04	77,11	78,29	77,81	76,90	76,24	77,96	75,90
Al2O3	12,14	12,38	15,73	12,31	11,34	11,70	12,45	12,79	11,31	12,16
Fe2O3t	1,09	2,17	2,12	1,67	2,37	2,06	2,16	1,97	3,26	3,40
MnO	0,02	0,04	0,04	0,03	0,03	0,02	0,05	0,05	0,10	0,05
MgO	0,01	0,28	0,76	0,19	0,17	0,00	0,26	0,24	0,20	0,22
CaO	0,50	1,33	2,16	0,87	0,50	0,65	1,10	0,85	0,75	1,31
Na2O	3,34	4,31	4,68	3,74	3,67	3,40	3,41	3,12	3,80	3,82
K2O	5,11	2,64	4,02	3,85	3,49	4,29	3,41	4,53	2,40	2,81
TiO2	0,09	0,26	0,29	0,21	0,13	0,07	0,20	0,15	0,17	0,26
P2O5	0,00	0,03	0,16	0,02	0,00	0,00	0,05	0,05	0,05	0,06
TOTAL	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
P.F	0,27	0,47	0,42	0,39	0,44	0,53				
FeOt							1,1	0,86	1,4	1,6
H2O+							0,24	0,49	0,18	0,28
CO2							0,09	0,37	0,33	0,43

Tab. 3.3 - Analyses des éléments majeurs pour les échantillons du Massif de Mariana

* - Analyses realisées à Geosol, Brésil **MAR137** granite

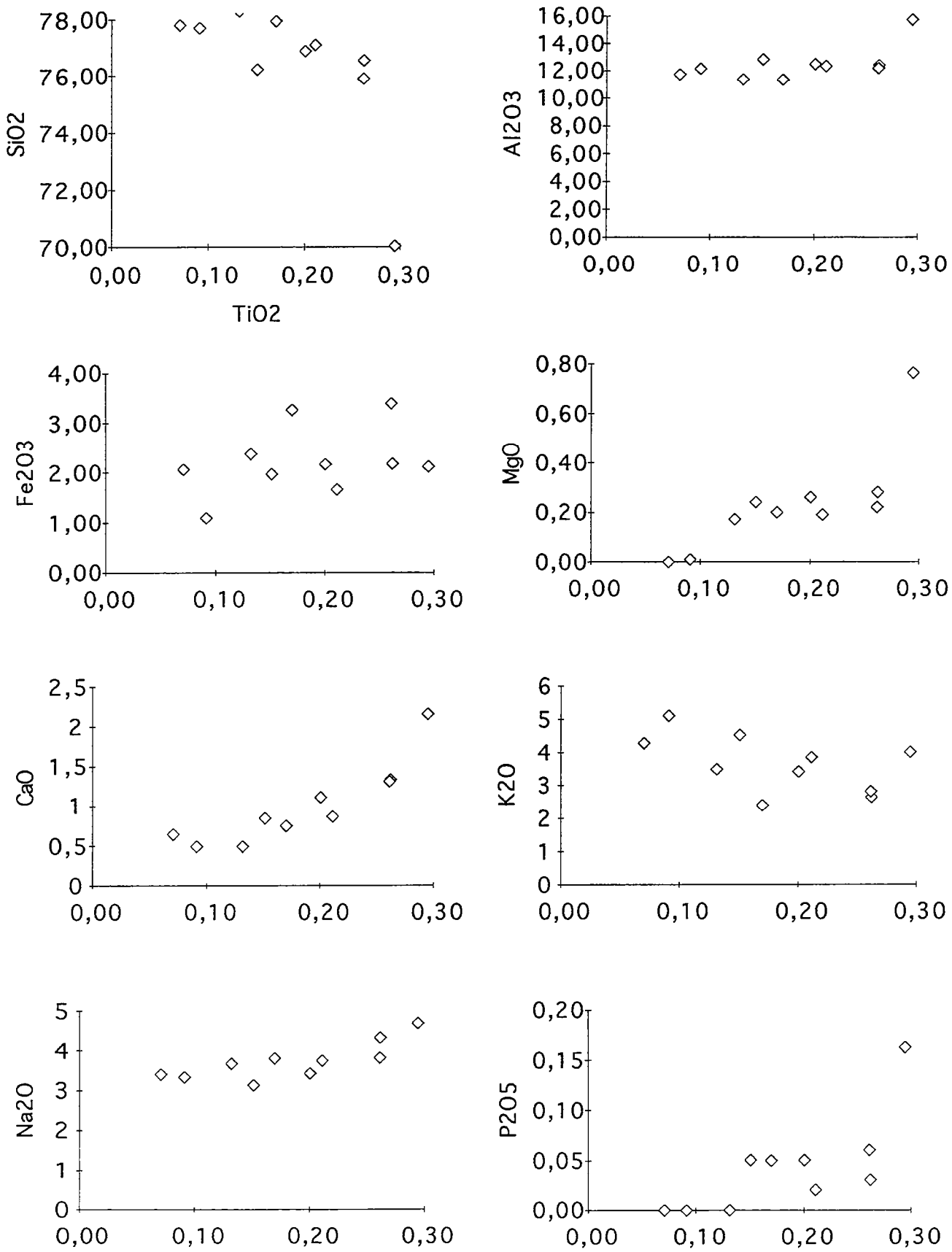


Fig. 3.8 - Diagrammes des éléments majeurs vs TiO2 pour le Massif de Mariana

Une légère dispersion des points, cependant, est constatée pour le Fe_2O_3 et K_2O.

III.2.2.1- a - La mobilité géochimique

Le potassium, le sodium et le calcium sont reportés comme étant les éléments les plus mobiles dans les granites surtout en raison de l'altération des feldspaths et des micas (Ferry, 1979). Dans les diagrammes de Harker, ceci se traduit par une dispersion plus forte des analyses où quelques points se détachent des lignées principales.

Dans le diagramme de Hugues (1973), tous les échantillons sont dans le champs des compositions magmatiques. L'échantillon MAR-139, le plus riche en K_2O, touche la limite droite qui fait l'interface avec les roches altérées enrichies en cet oxyde (fig.3.9).

III.2.2.1- b - Typologie

Dans le diagramme normatif An-Ab-Or (Barker, 1979), les roches du massif de Mariana sont des granites (fig. 3.10).

La forte teneur en silice de ces roches difficulte leur classification typologique. La figure 3.11 montre qu'elles peuvent être considérées comme appartenant à la série subalcaline. Dans les triangles K-Na-Ca et Qz-Or-Ab (Barker et Arth, 1976), les roches montrent une dispersion autour de la lignée calco-alcaline (fig.3.12).

III.2.2.1- c- Comportement de l'alumine

Les teneurs en alumine varient de 11,31% à 15,73%. Le corindon normatif est toujours présent avec des concentrations inférieures à 1% sauf pour les échantillons MAR-94.2 (1,25%), MAR-146 (1,21%) et MAR-139 (1,33%). Les rapports A/CNK sont inférieurs ou égaux à 1,1 (fig. 3.13). Ces caractéristiques permettent de classer ces granites comme de type I, c'est-à-dire dérivés de protholites ignés.

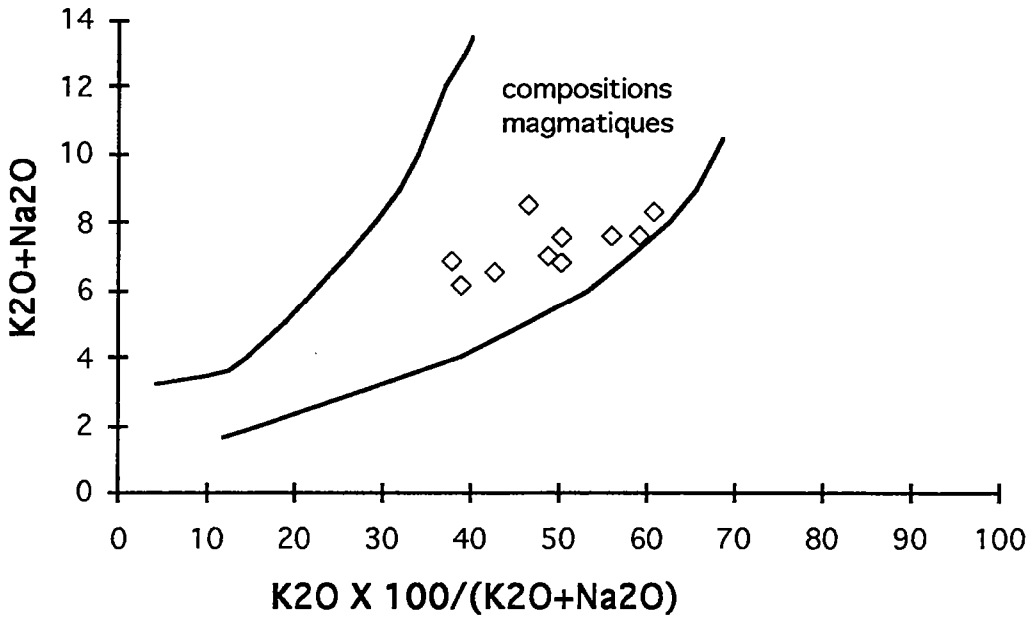


Fig. 3.9 - Diagramme de Hugues (1973) pour le massif de Mariana

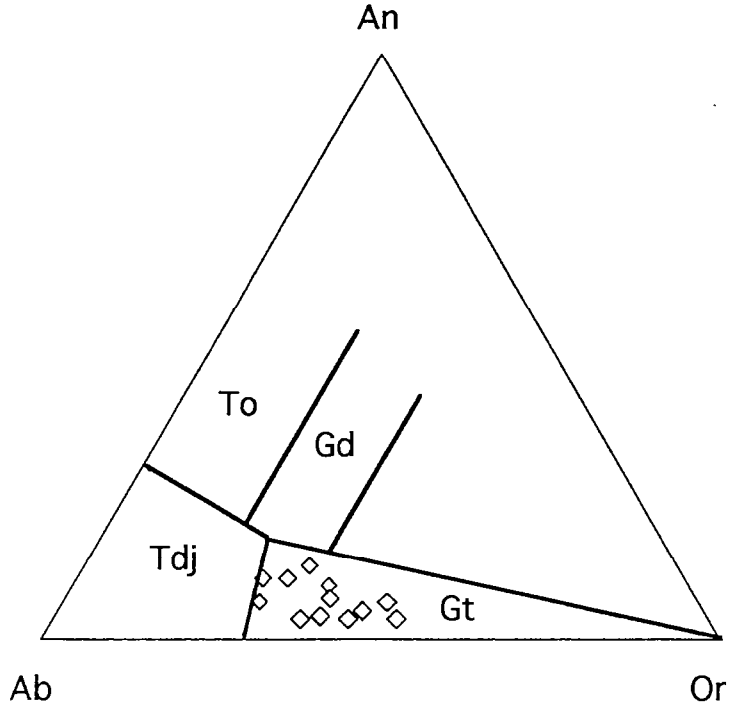


Fig. 3.10- Diagramme An-Ab-Or pour le massif de Mariana

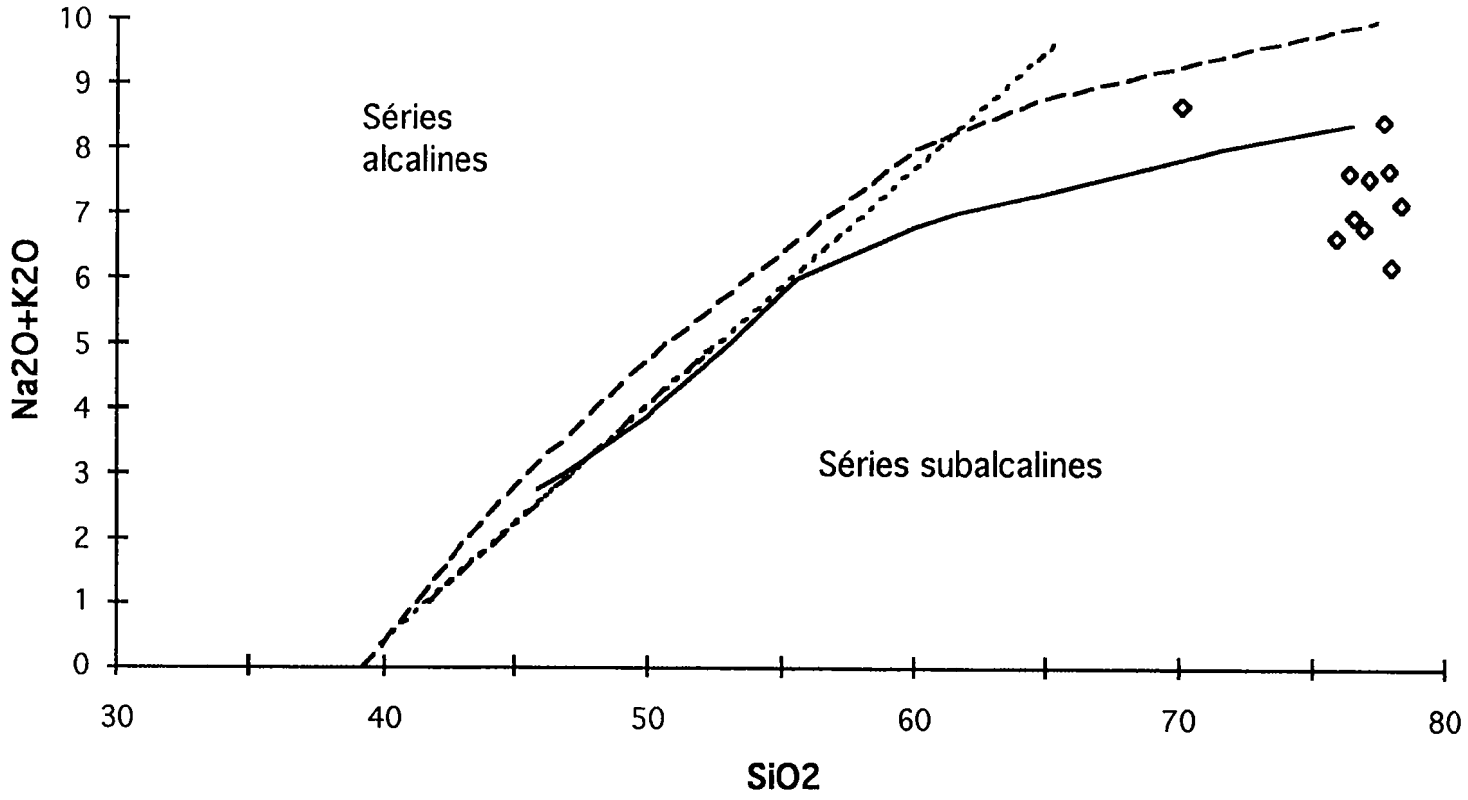
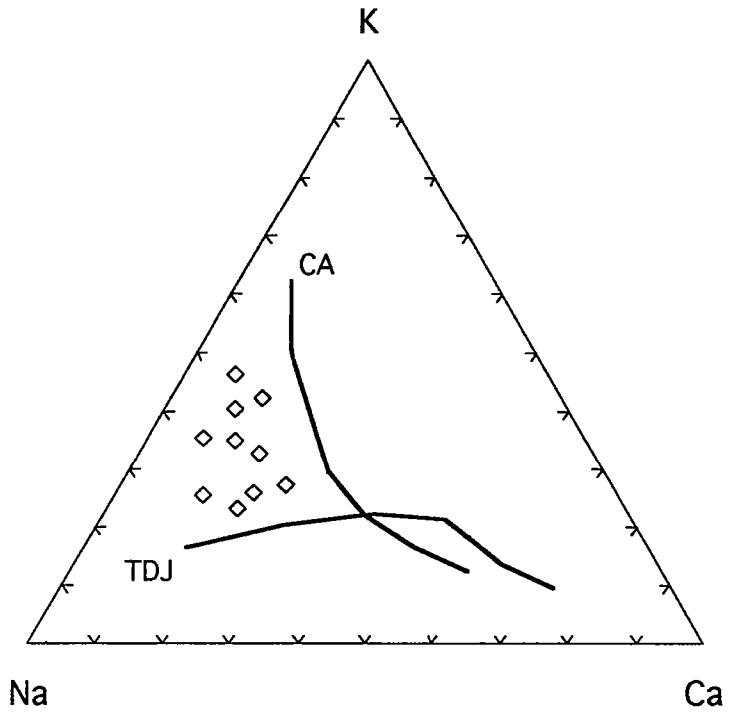


Fig. 3.11 - Diagramme Na2O + K2O vs SiO2 de Rickwood (1989) , avec les limites definées par McDonald et Katsura (1964), MacDonald (1968), Kuno (1966) et Irvine et Baragar (1971), pour le massif de Mariana



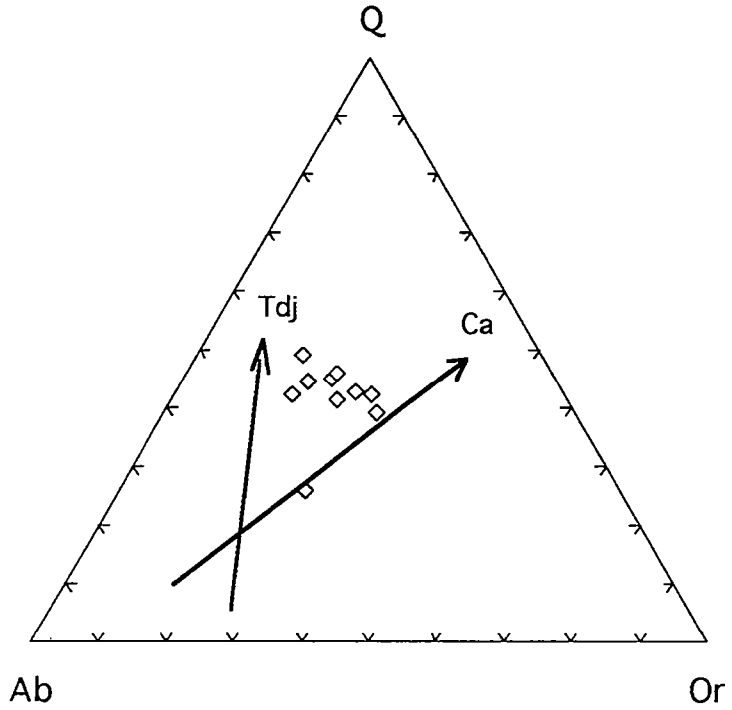


Fig. 3. 12 - Diagrammes K-Na-Ca et Q-Ab-Or pour le massif de Mariana

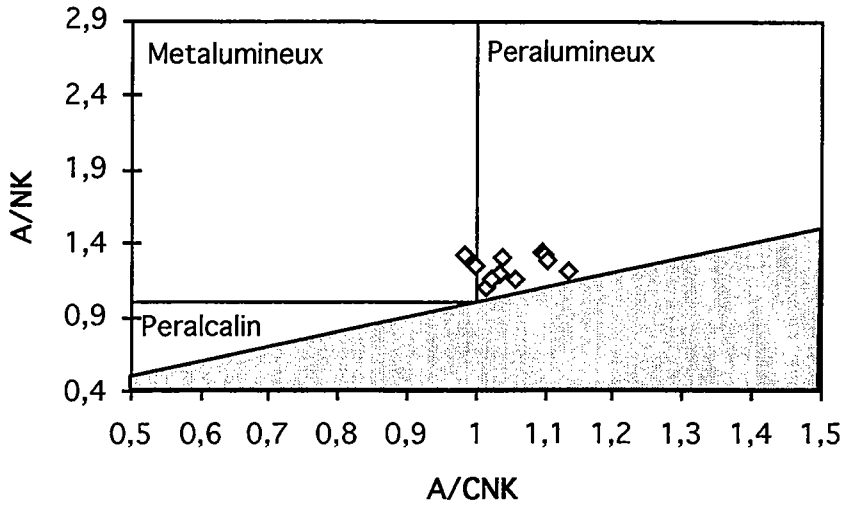


Fig. 3.13 - Diagramme A/NK vs A/CNK pour le massif de Mariana

III.2.2.2- Les éléments en traces

Les analyses des éléments en traces se trouvent dans le tableau 3.4 Leur distribution en fonction du titane est représentée dans la fig. 3.14. Dans les graphiques du Nb, Y , Sr, Ba et V deux groupes s'individualisent. Cependant, cette division est artificielle car elle ne correspond pas aux deux types de roches.

III.2.2.2- a- La mobilité géochimique

Pearce (1983) a élaboré un diagramme multi-éléments de normalisation par rapport au MORB qui montre la différence de comportement des éléments dans les fluides aqueux. Brewer et Atkin (1989) ont constaté qu'il permet d'identifier les éléments mobiles et immobiles. A gauche, se trouvent les éléments à faible potentiel ionique qui sont mobiles dans ces fluides (Sr, K, Rb, et Ba). A droite, ce sont les éléments à potentiel ionique plus élevé donc considérés comme stables (Yb et Th)

Le diagramme appliqué aux roches étudiées (fig. 3.15) ne montre pas de grandes variations pour les concentrations des éléments traces . Cependant, des sévères pertes en Sm, Ce, et Yb et des plus faibles en Rb sont vérifiées pour l'échantillon MAR-136.

	MAR12-2	MAR12.3	MAR94-1	MAR134	MAR136	MAR137	* MAR-94.2	* MAR-139	* MAR-146	* MAR-149
Th	19	13	17	13	11	21	19	14	13	15
Y	133	109	121	144	155	179	184	34	374	161
Nb	39	32	33	35	26	64	16	17	20	22
Rb	96	64	79	86	45	60	80	137	30	68
Zr	132	225	183	188	281	306	157	127	372	274
Y	133	109	121	144	155	179	184	34	374	161
Sr	28	63	66	67	41	23	86	106	110	85
Rb	96	64	79	86	45	60	80	137	30	68
Sr	28	63	66	67	41	23	86	106	110	85
Co	1	2	4	5	4	3				
Ba	201	364	505	502	496	264	541	486	468	404
V	1	15	8	10	5	1	21	14	10	10
Ni	3	4	4	4	5	3	34	26	57	16
Cr	5	8	2	7	2	1	58	55	88	28
Ga	19	18	18	16	22	27				
Cu	<1	<1	<1	<1	<1	2				
Zn	15	39	30	24	39	36				
Pb	9	6	8	10	5	8	9	9	10	9
V	1	15	8	10	5	1	21	14	10	10
Ta							5	5	5	5
Hf							8	8	9	8
Sc							11	10	10	10

Tab. 3.4 - Analyses des éléments traces pour le Massif de Mariana
* analyses realisées par la Geosol, Brésil
MAR137 granite

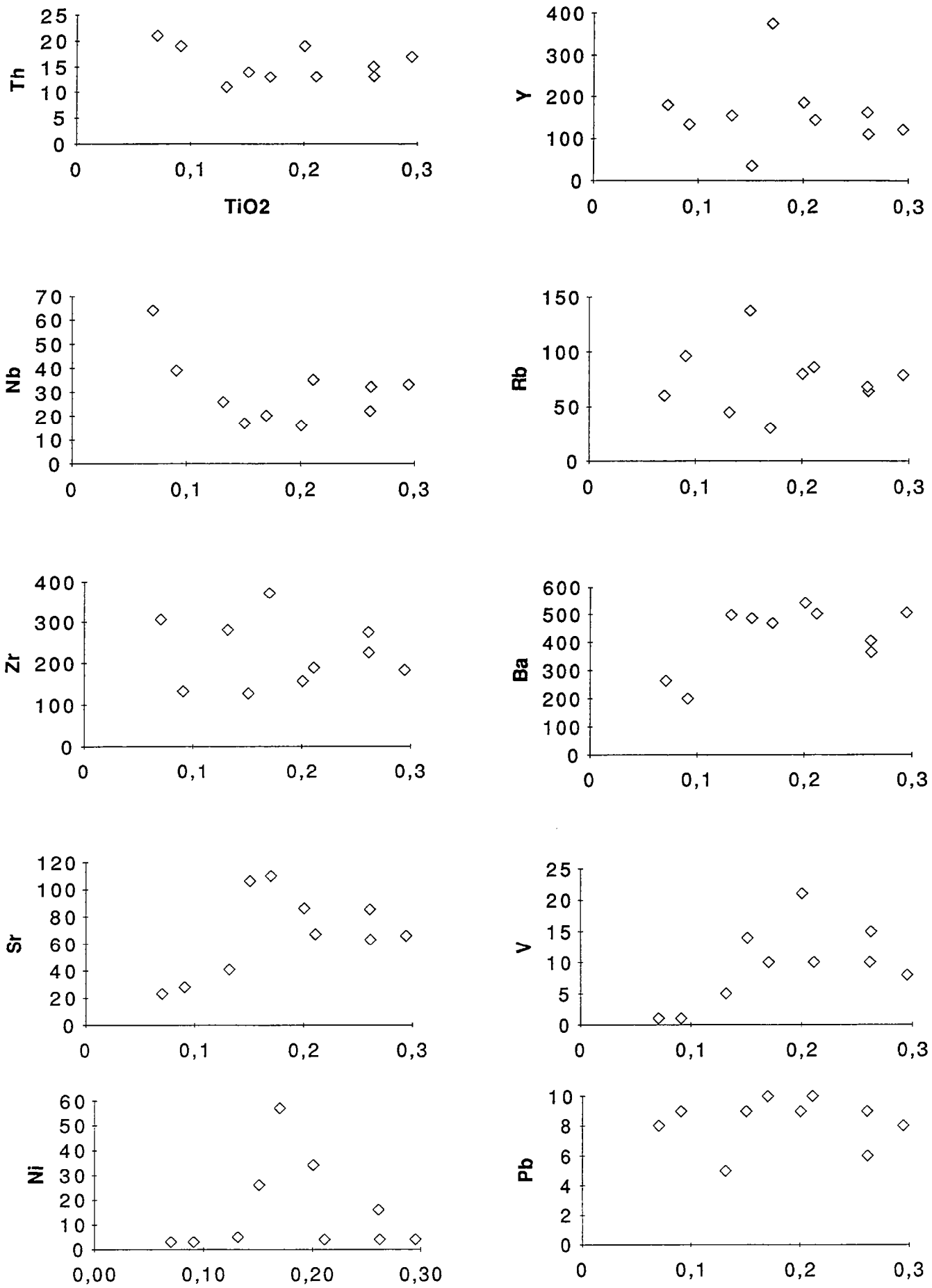


Fig. 3.14 - Diagrammes TiO2 vs éléments traces pour le massif de Mariana

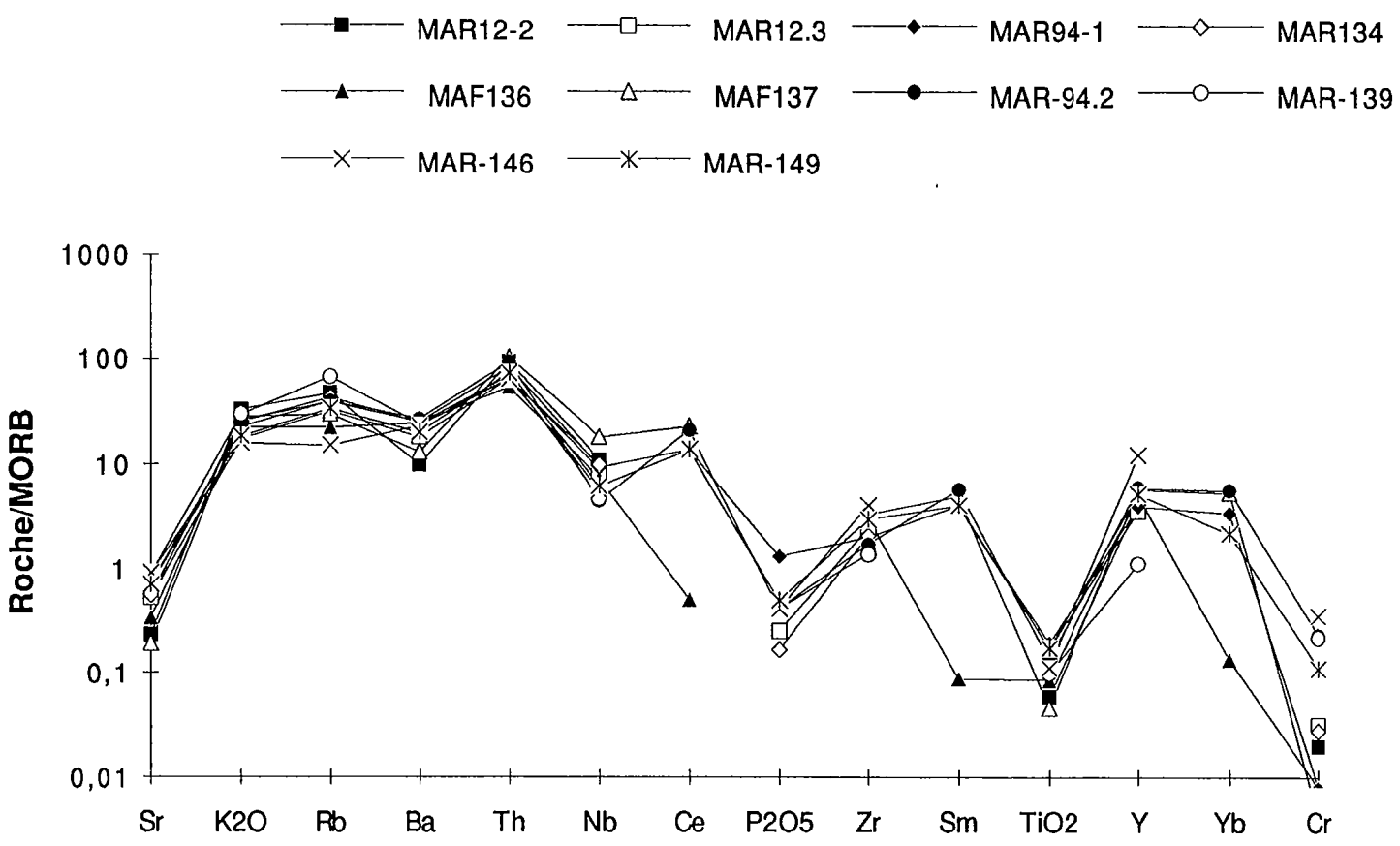


Fig. 3.15 - Diagramme de Pearce (1983) normé au MORB pour le massif de Mariana

II.2.2.2- b- Les diagrammes multi-éléments

Les roches du massif de Mariana ont étés normalisées au manteau primitif à partir des valeurs de McDonough et al., (1992) et comparées à la moyenne des granites archéens (Condie,1993), des granites calco-alcalins (CA2) et des granites archéens calco-alcalins très fractionnés (ALK-4) (Sylvester, 1989; 1994) (fig. 3.16). Les spectres ont une distribution homogène et leur composition ressemble à celle des granites ALK-4. En règle générale, les teneurs des éléments sont comparables à celles de des granites archéens sauf pour le Ba, Pb et Y. Les anomalies en Nb et Ti peuvent indiquer la contamination du magma, ou de la source, par des composants crustaux. Les anomalies en P, Sr peuvent être expliquée par le fractionnement d'apatite et du plagioclase.

III.2.2.3- Les terres rares

Les concentrations en terres rares sont reportées dans le tableau 3.5. et les spectres sont présentés dans la figure 3. 17.

Les spectres sont faiblement fractionnés (La/Yb = 5,5 à 7,6), présentent des anomalies négatives prononcées en Eu (Eu/Eu* = 0,20 à 0,47) et sont très riches en terres rares, légères et lourdes. Ces caractéristiques, qui donnent aux spectres une forme particulière, doivent être le reflet du fort degré de fractionnement de ces roches. Le spectre de l'échantillon MAR-136 n'est pas considéré comme magmatique. Ces spectres indiquent que la source de ces roches sont riches en ces éléments et que des minéraux comme le grenat, la hornblende ne participent pas au résidu de fusion.

III.2.2.4 - Conclusion

Le massif de Mariana est constitué d'orthogneiss et granites de composition similaires a des granites archéens calco-alcalins fractionnés. Ils ont des fortes teneurs en silice, alcalins et en terres rares. Ce sont des granitoïdes d'origine infracrustale.

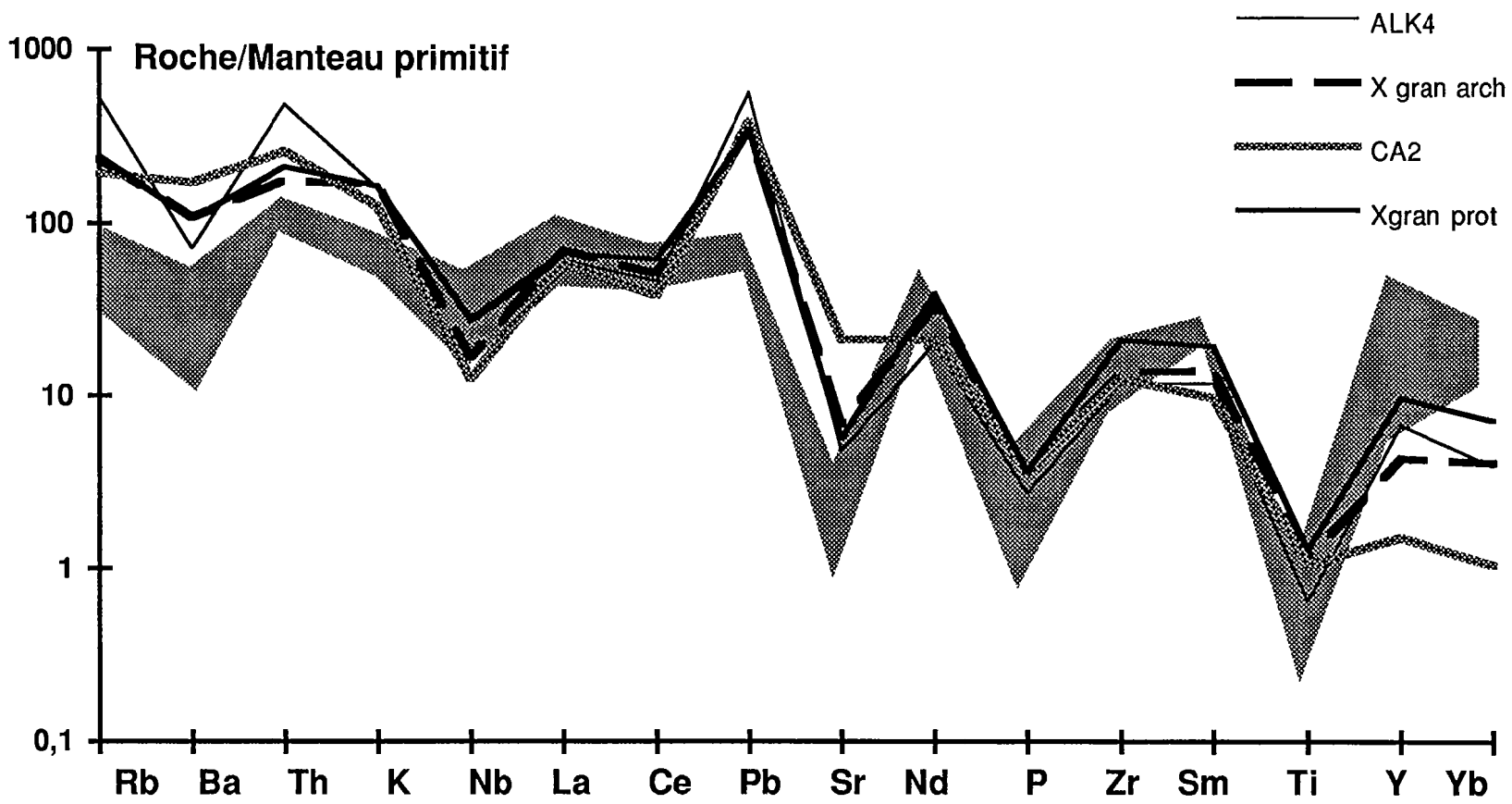


Fig. 3.16 - Diagramme multi-éléments pour le massif de Mariana

	MAR94.1	MAR94.2*	MAR136*	MAR-137	MAR149*
La	65,33	116,100	2,643	131,1	58,080
Ce	138,2	211,800	5,094	230,7	139,000
Pr	15,95			23,13	
Nd	61,07	112,300	2,5	77,75	83,250
Sm	13,54	19,320	0,295	16,63	13,630
Eu	1,43	3,444	0,064	1,09	1,832
Gd	12,98	26,800	0,599	16,42	13,940
Tb	2,45			3,2	
Dy	16,8	33,330	0,788	22,83	15,920
Ho	3,8	7,168	0,157	5,3	3,193
Er	11,2	21,810	0,48	16,5	8,642
Tm	1,8			2,88	
Yb	11,8	19,740	0,46	18,7	7,520
Lu	1,71	2,487	0,066	2,7	0,980

* analyses réalisées à Geosol, Brésil

MAR-137 - granite

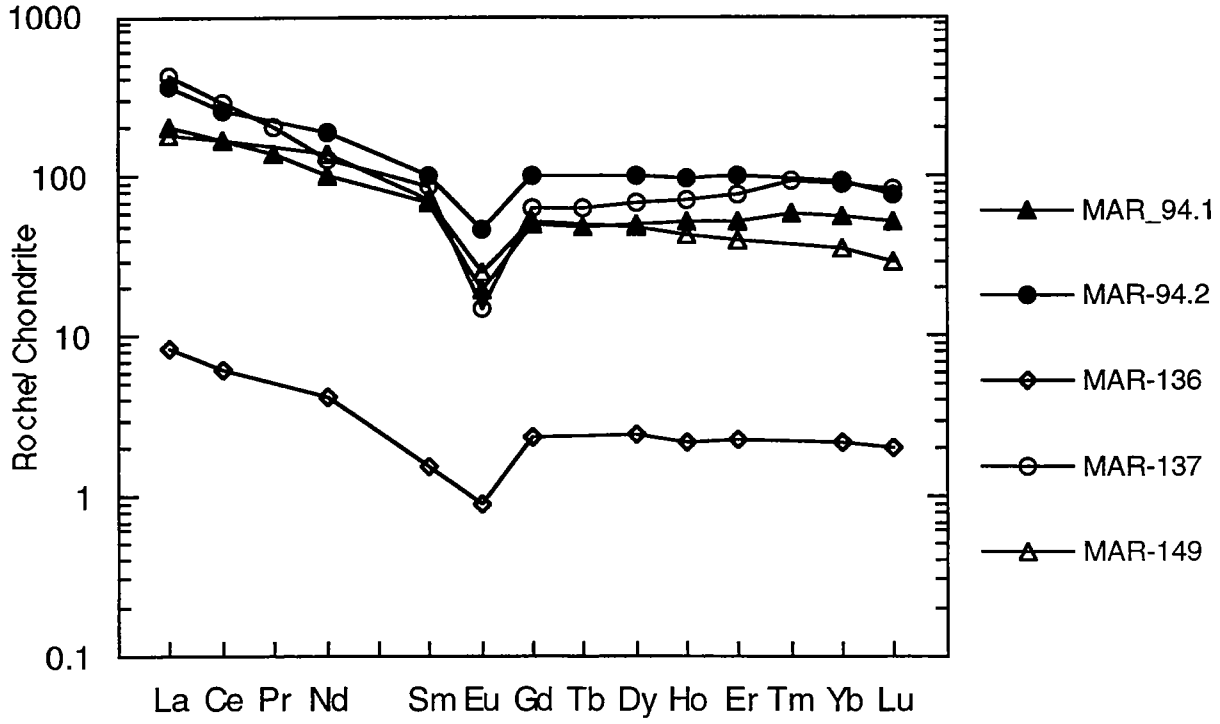


Fig. 3.17 - Spectres de terres rares pour le massif de Mariana

III.2.3 - MASSIF D'ARACATU

III.2.3.1 - Les éléments majeurs

La composition des éléments majeurs pour les gneiss gris et granites du Massif d'Aracatu (tab. 3.6) est représentée dans les diagrammes de Harker (fig. 3.18). Les points présentent une distribution linéaire de pente négative sauf pour le potassium. Les échantillons ARA-06.2 (gneiss) et ARA-81.1 (granite) se détachent systématiquement de l'ensemble.

Pour les gneiss gris, les valeurs en silice varient de 66,84 à 74,56%. Les données en CaO varient de 1,2 à 2,65%. La somme des alcalins est comprise entre 6,35 et 7,07 % avec des rapports K2O/Na2O <1.

Les granites sont caractérisés par des teneurs en SiO2 plus homogènes (74,4 - 77,19%), des teneurs en CaO qui varient de 0,62 à 1,62%, la somme des alcalins comprise entre 7,57 et 8,97% et des rapports K2O/Na2O > 1 sauf pour l'échantillon ARA-81.4.

II.2.3.1-a - La mobilité géochimique

Les roches étudiées sont bien étalées dans le champ des compositions magmatiques du diagramme de Hugues (1973) (fig. 3.19). Les échantillons ARA-81.3 et ARA-152 se localisent à la limite du domaine des altérations à haute température avec un enrichissement en Na2O. Ces données sont concordantes avec la dispersion des points dans les diagrammes de Harker pour le Na2O avec la remarque que l'échantillon ARA-150 montre un appauvrissement en cet oxyde.

II.2.3.1.b - Typologie

Les roches du massif d'Aracatu dans le diagramme normatif An-Ab-Or (Barker, 1979) se partagent entre le champ des trondhjémites et des granites (fig.3.20).

Selon le diagramme K2O vs silice, les gneiss gris appartiennent à la lignée calco-alcaline et les granites à la lignée calco-alcaline riche en potassium (fig. 3.21).

Les diagrammes de Barker et Arth (1976), les gneiss gris se placent autour de la lignée trondhjémitique tandis que les granites suivent le pôle K caractéristique de la série calco-alcaline (fig. 3.22). Ces caractéristiques chimiques montrent que les gneiss gris du massif d'Aracatu appartiennent à la lignée trondhjémitique archéenne classique.

	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	TOTAL	PF	FeOt	H2O+	CO2
ARA06-1	74,76	14,34	0,75	0,02	0,08	1,02	3,80	5,16	0,06	0,00	100,00	0,39			
ARA06.2	66,84	15,50	5,20	0,12	1,54	2,65	4,94	2,13	0,68	0,39	100,00	0,66			
ARA06.3	74,56	14,32	1,30	0,03	0,25	1,69	4,20	3,51	0,12	0,03	100,00	0,62			
ARA76-1	74,19	14,50	1,69	0,03	0,39	1,69	4,15	3,11	0,19	0,05	100,00	0,65			
ARA-78	72,55	15,37	1,65	0,03	0,37	2,12	4,91	2,74	0,20	0,05	100,00	0,46			
ARA81-1	77,19	12,25	1,70	0,03	0,14	0,93	3,67	3,90	0,17	0,02	100,00	0,46			
ARA81.2	73,49	14,61	1,96	0,04	0,48	1,53	4,82	2,81	0,20	0,06	100,00	0,93			
ARA81-3	71,21	15,62	2,46	0,05	0,67	2,17	5,43	2,02	0,30	0,07	100,00	0,58			
ARA81-4	73,34	14,79	1,75	0,04	0,39	1,62	4,76	3,10	0,17	0,05	100,00	0,77			
ARA-150*	70,9	15,6	3,25	0,06	0,83	2,52	4,1	2,2	0,34	0,11	100,00		1,10	0,60	0,25
ARA-152*	71,2	16,1	2,51	0,06	0,54	2,31	5,1	1,8	0,29	0,09	100,00		0,99	0,26	0,21
ARA-153*	74,3	14,3	2,21	0,06	0,30	1,60	4,3	2,6	0,19	0,07	100,00		0,99	0,24	0,13
ARA-154*	72,4	15,6	2,26	0,06	0,43	2,12	4,5	2,3	0,21	0,07	100,00		0,57	0,77	0,16
ARA-155.1*	73,8	15,0	1,31	0,06	0,10	1,31	4,8	3,5	0,10	0,05	100,00		0,42	0,37	0,24
ARA-156*	74,1	14,5	1,90	0,06	0,34	1,41	3,7	3,6	0,23	0,07	100,00		0,71	0,60	0,31
ARA-170*	74,4	14,4	1,36	0,06	0,55	0,61	3,2	5,2	0,13	0,06	100,00		0,85	0,45	0,21

Tab. 3.6 - Analyses des éléments majeurs pour le Massif d'Aracatu

* analyses realisées à Geosol, Brésil

ARA-06.1 granites

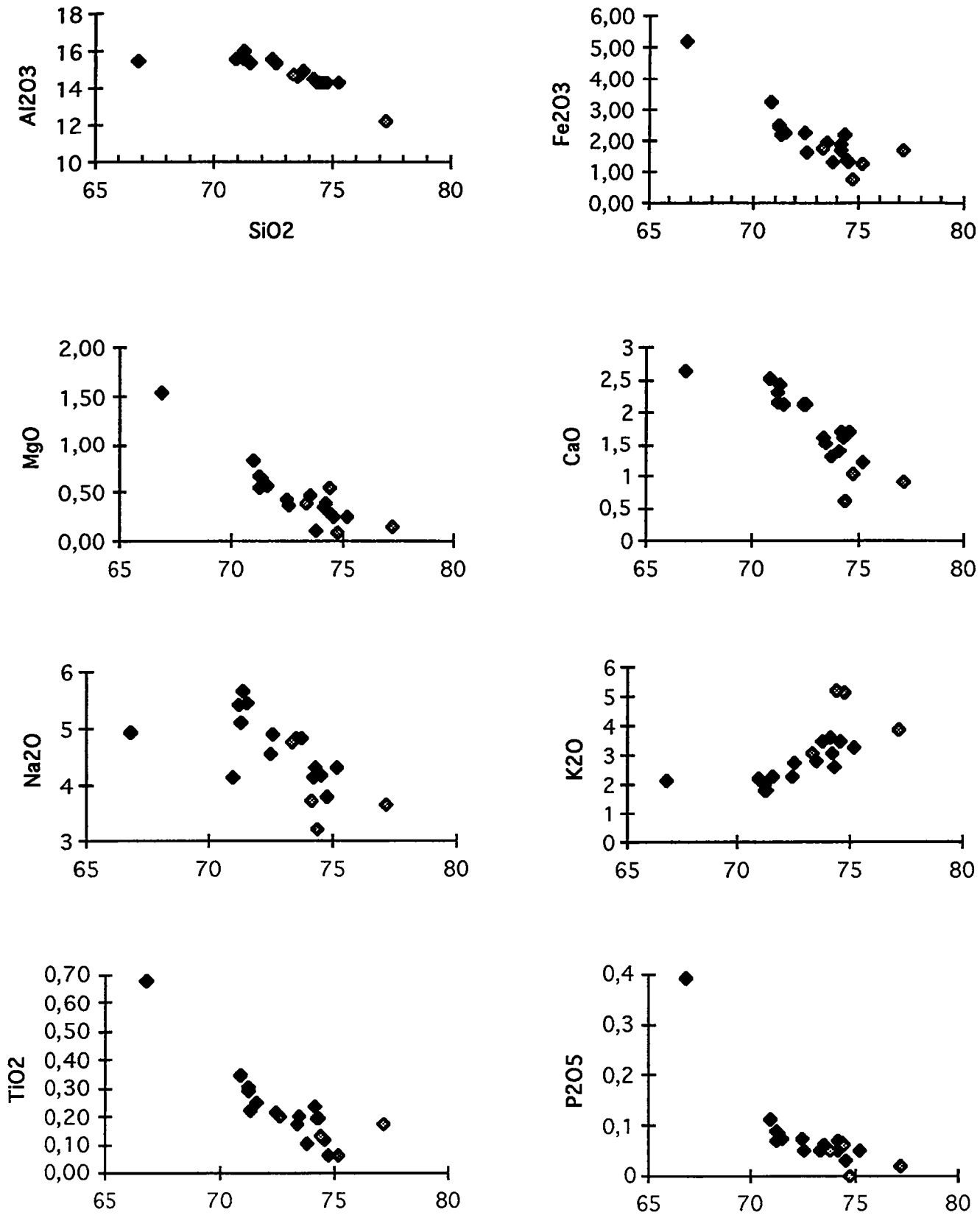


Fig. 3.18 - Diagrammes SiO2 vs éléments majeurs pour le massif d'Aracatu
◆ gneiss gris ◇granite

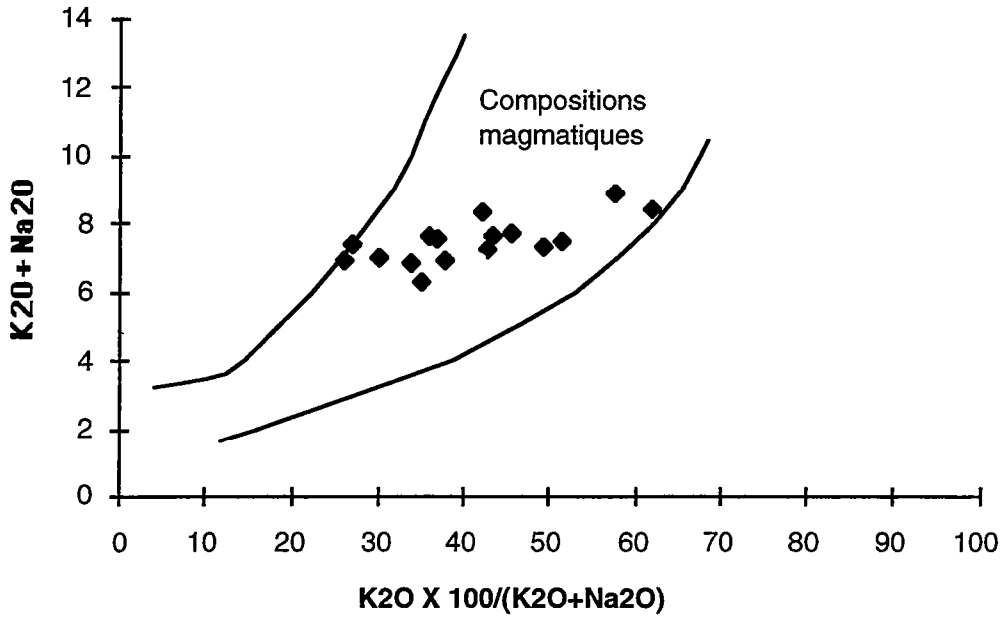


Fig. 3.19 - Diagramme de Hugues (1973) pour le massif d'Aracatu

II.2.3.1. c- Le comportement de l'alumine

Les gneiss gris sont caractérisés par : teneur en alumine comprise entre 14,32 et 16,1%, pourcentage de corindon normatif entre 0,28 et 1,34 .% et un rapport A/CNK compris entre 1,00 et 1,15. Les granites ont une teneur en Al2O3 qui varie de 12,25 à 14,79%, le corindon normatif est compris entre 0,36 et 2,46 et leur rapport A/CNK varie de 1,02 à 1,19. Ces roches sont classées comme peralumineuses (fig. 3.23).

III.2.3.2- Les éléments en traces

Le tableau 3.7 contient les analyses des éléments en traces pour le massif d'Aracatu. Dans la figure 3.24 leur distribution en fonction de la silice est, à première vue, assez chaotique. Les échantillons ARA-06.2 et ARA-81.1, comme pour les éléments majeurs, s'écartent des autres. Les données en Ni et Cr se partagent en deux groupes. Celui avec les valeurs plus élevées plutôt au gneiss gris excepté pour le granite ARA-170. Les valeurs plus fortes en Rb sont enregistrées pour les granites. Dans le graphique Sr x SiO2, les analyses ARA-06.2, ARA-150 sont appauvries en Sr malgré leur richesse en CaO.

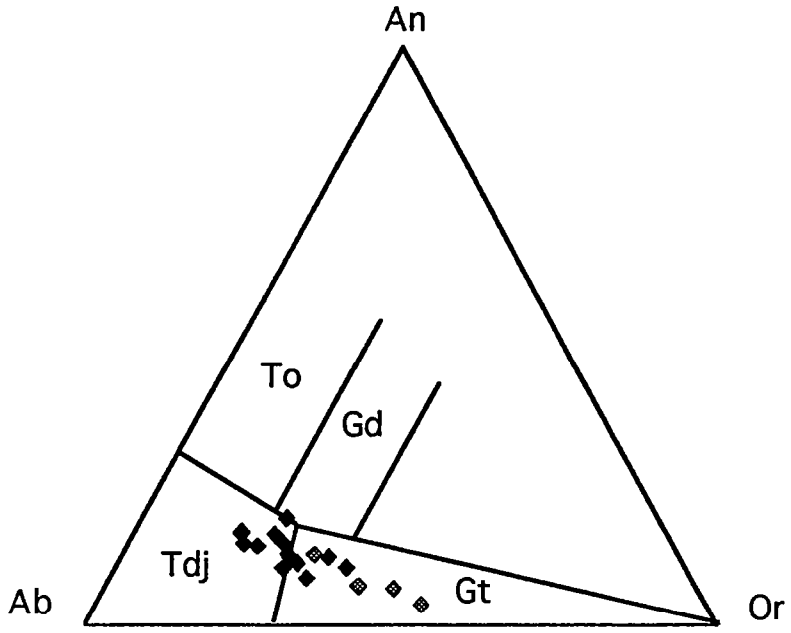


Fig. 3.20 - Diagramme normatif An-Ab-Or pour le massif d'Aracatu

◆ gneiss gris ◈ granite

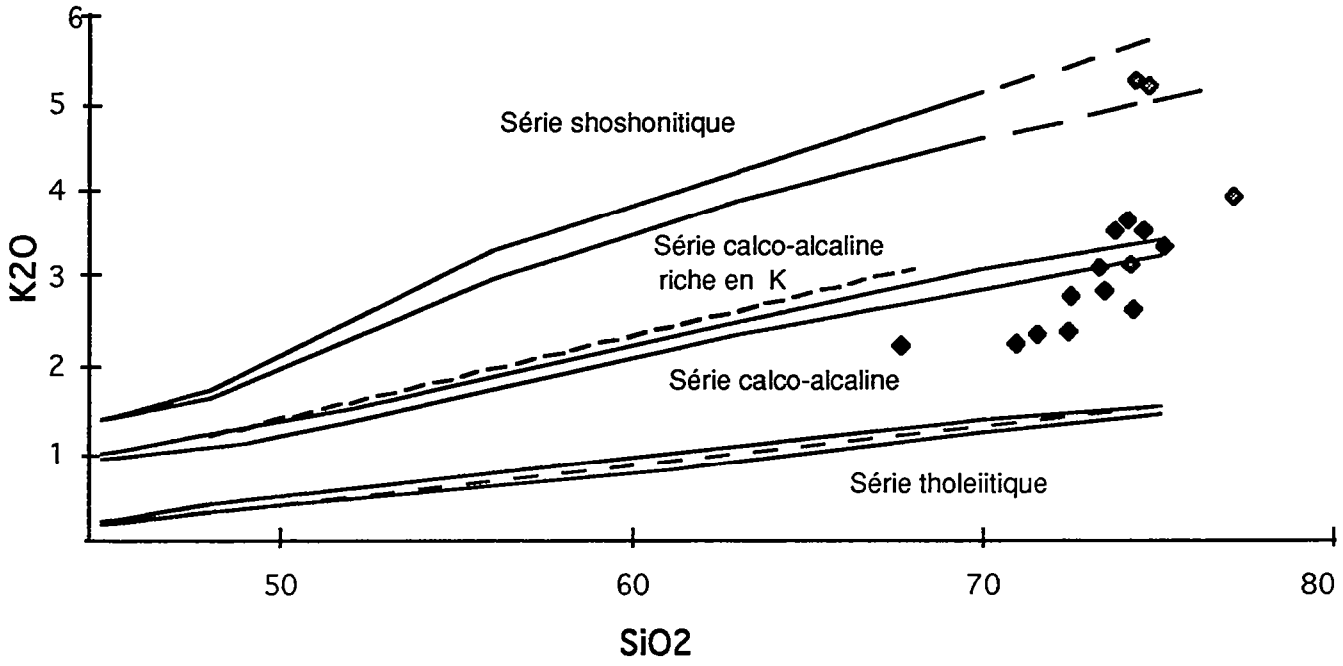


Fig. 3.21 - Diagramme K2O vs SiO2 pour le massif d'Aracatu

◆ gneiss gris ◈ granite

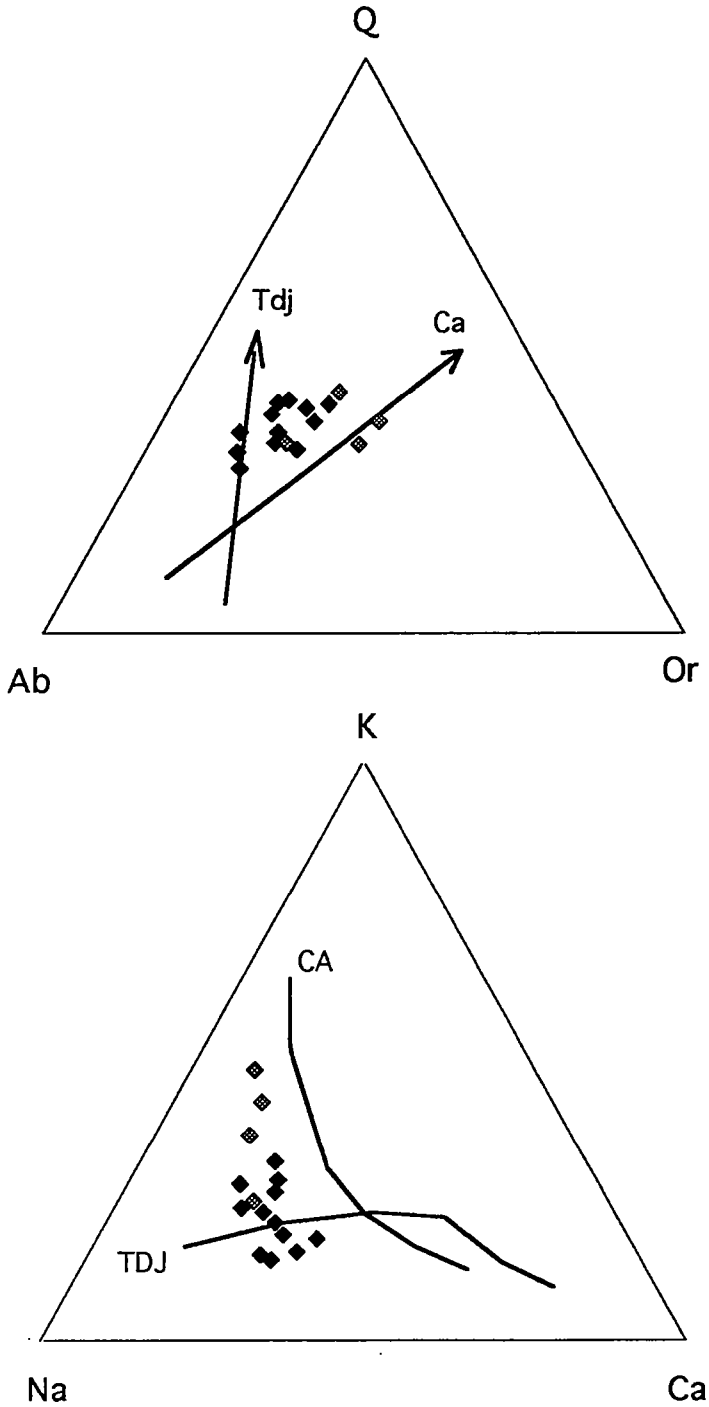


Fig. 3.22 - Diagrammes Qz-Ab-Or et K-Na-Ca pour le massif d'Aracatu

◆ gneiss gris ◈ granite

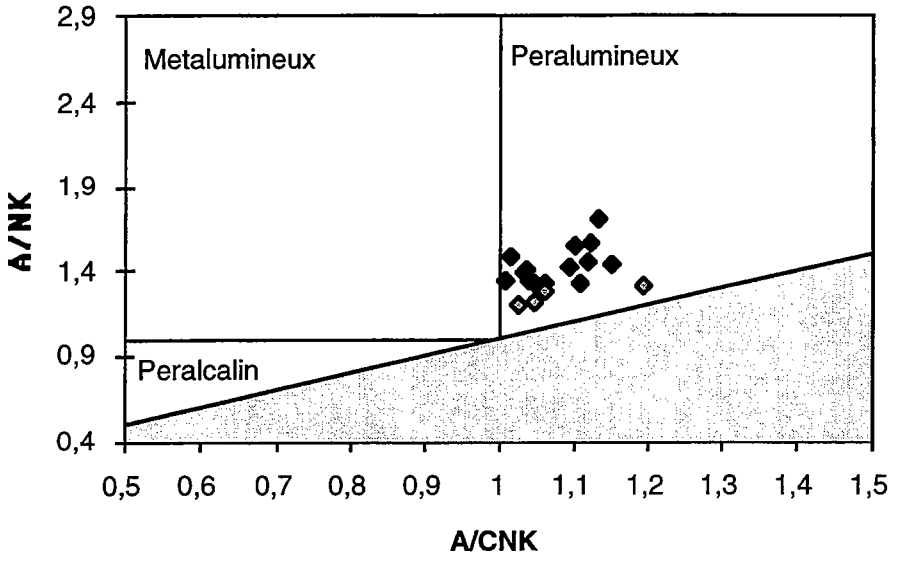


Fig.3.23 - Diagramme A/NK vs A/CNK pour le massif d'Aracatu

Pour le Nb, un enrichissement pour les échantillons ARA-150 et ARA-81.4 est observé. Seul le vanadium a un comportement compatible. Une légère corrélation négative peut être admise pour le Zr, Sr et une corrélation positive pour le Nb, Rb et Ba.

III.2.3.2- a- La mobilité géochimique

Dans le diagramme de Pearce (1983), les roches du massif d'Aracatu présentent des spectres assez homogènes (fig. 3.25). Cependant, l'échantillon ARA-06.2 montre une composition complètement différente des autres.

II.2.3.2- b- Les diagrammes multi-éléments

Les roches du massif d'Aracatu ont été normalisées au manteau primitif . Les compositions moyennes de tonalites et granites archéens (Condie, 1993), des granites archéens calco-alcalins (Sylvester, 1994) et des gneiss gris récents de Sete Voltas (Martin, 1991; 1996) ont été aussi marqués.

Les spectres des gneiss gris sont assez réguliers (fig. 3.26a). Ils sont caractérisés par des anomalies négatives en P, Nb et

	Th	Y	Nb	Rb	Zr	Y	Sr	Rb	Sr	Co	Ba	V	Ni	Cr	Ga	Cu	Zn	Pb	V	Ta	Hf	Sc	U
ARA06-1	12	14	9	235	76	14	146	235	146	1	270	4	2	6	18	<1	16	35	4				
ARA06.2	23	70	48	259	130	70	173	259	173	12	110	54	15	27	26	4	122	17	54				
ARA06.3	14	4	12	168	109	4	144	168	144	1	202	9	3	6	18	<1	26	22	9				
ARA76-1	8	1	9	137	151	1	214	137	214	3	596	15	5	13	16	<1	39	17	15				
ARA-78.1	1	1	7	74	120	1	516	74	516	3	397	16	2	5	19	<1	46	20	16				
ARA81-1	17	1	8	274	84	1	111	274	111	1	222	3	1	5	17	<1	10	22	3				
ARA81.2	12	7	14	184	162	7	136	184	136	3	230	19	4	13	19	<1	37	18	19				
ARA-81.3	9	9	17	168	173	9	185	168	185	4	176	32	6	10	20	<1	53	9	32				
ARA81-4	27	11	16	190	224	11	125	190	125	2	129	11	2	14	20	<1	34	20	11				
ARA-150*	17	8	10	118	287	8	341	118	341		207	33	14	30				8	33	5	8	10	
ARA-152*	5	3	9	88	169	3	668	88	668		330	26	22	57				9	26	5	8	10	
ARA-153*	13	4	5	108	225	4	254	108	254		510	10	20	46				8	10	5	8	10	
ARA-154*	5	3	8	76	166	3	677	76	677		351	20	29	71				9	20	5	8	10	
ARA-155.1*	5	3	5	86	101	3	563	86	563		477	10	24	62				9	10	5	8	10	
ARA-156*	19	4	8	95	183	4	284	95	284		600	25	31	76				8	25	5	8	11	
ARA-170*	12	3	7	262	130	3	109	262	109		375	10	27	68				9	10	5	8	10	
JC-97*	5	3	5	86	205	3	917	86	917		393		13	35				40		<5	<8	<10	<10

Tab. 3.7 - Analyses des éléments traces pour le massif d'Aracatu
* analyses realisées par Geosol, Brésil

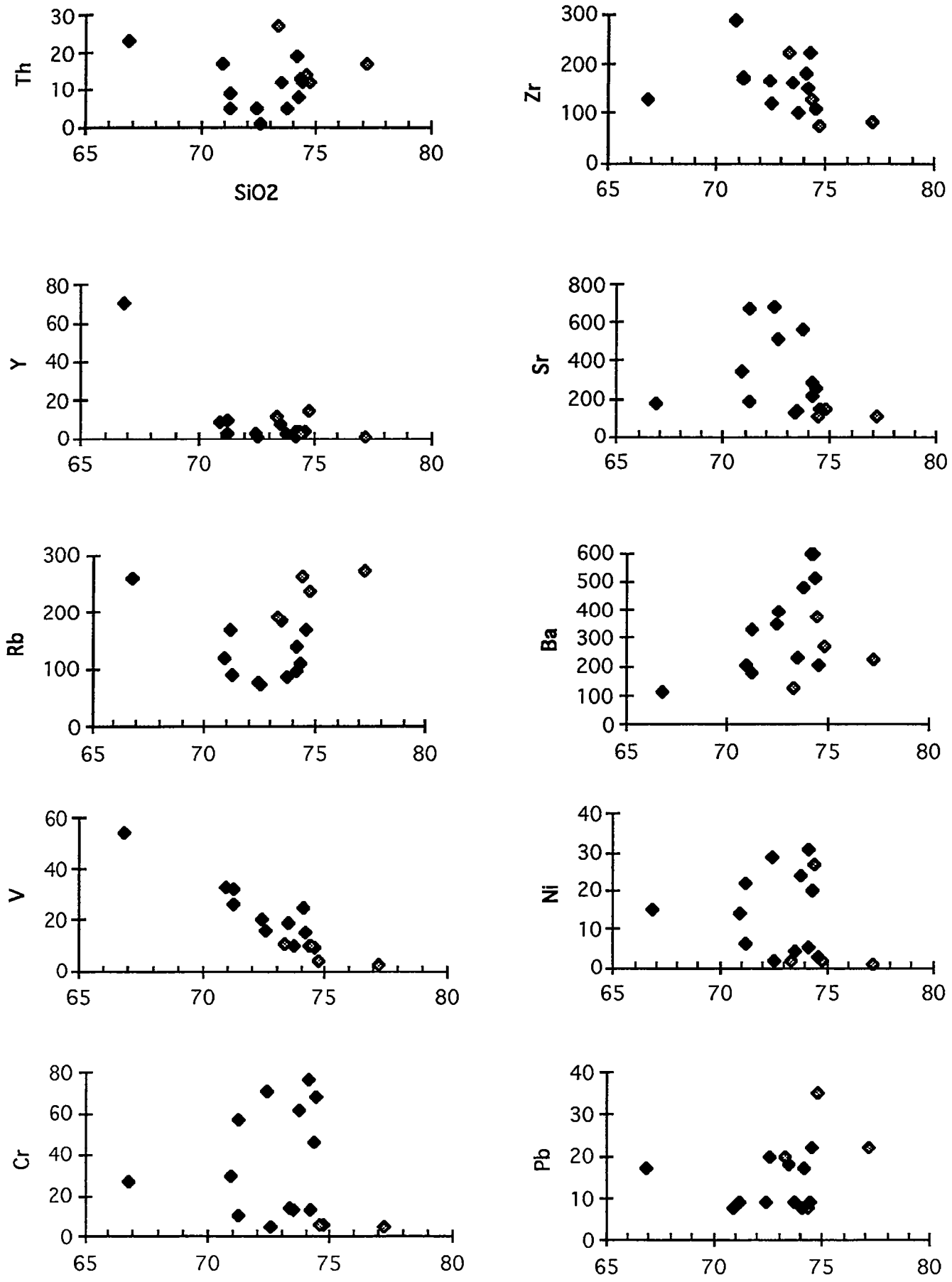
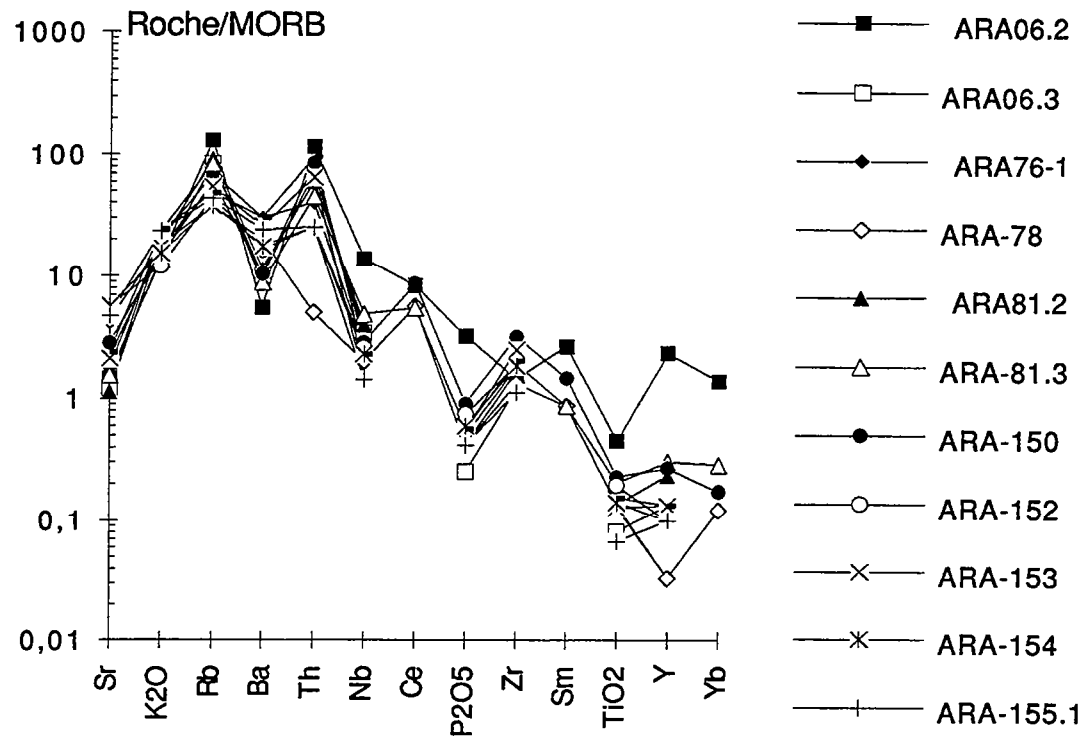


Fig. 3.24 - Diagrammes SiO2 vs éléments en traces pour le massif d'Aracatu

◆ gneiss gris ◇ granite



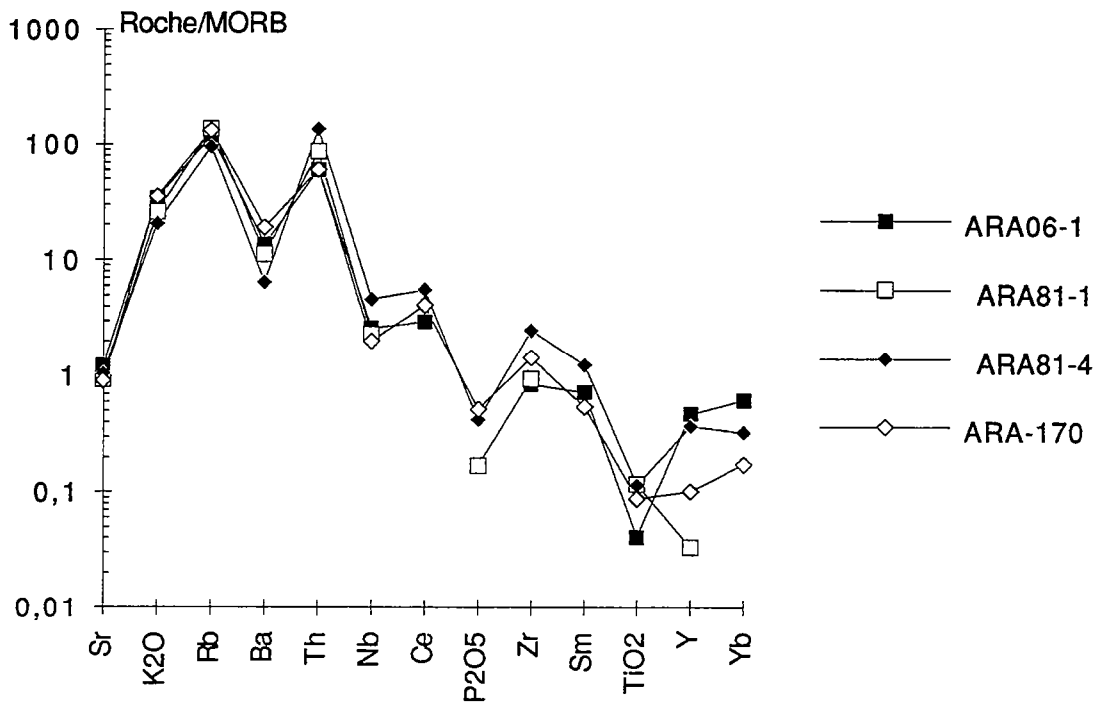


Fig. 3.25 - Diagramme Roche/MORB pour les gneiss gris (haut) et les granites (bas) du massif d'Aracatu

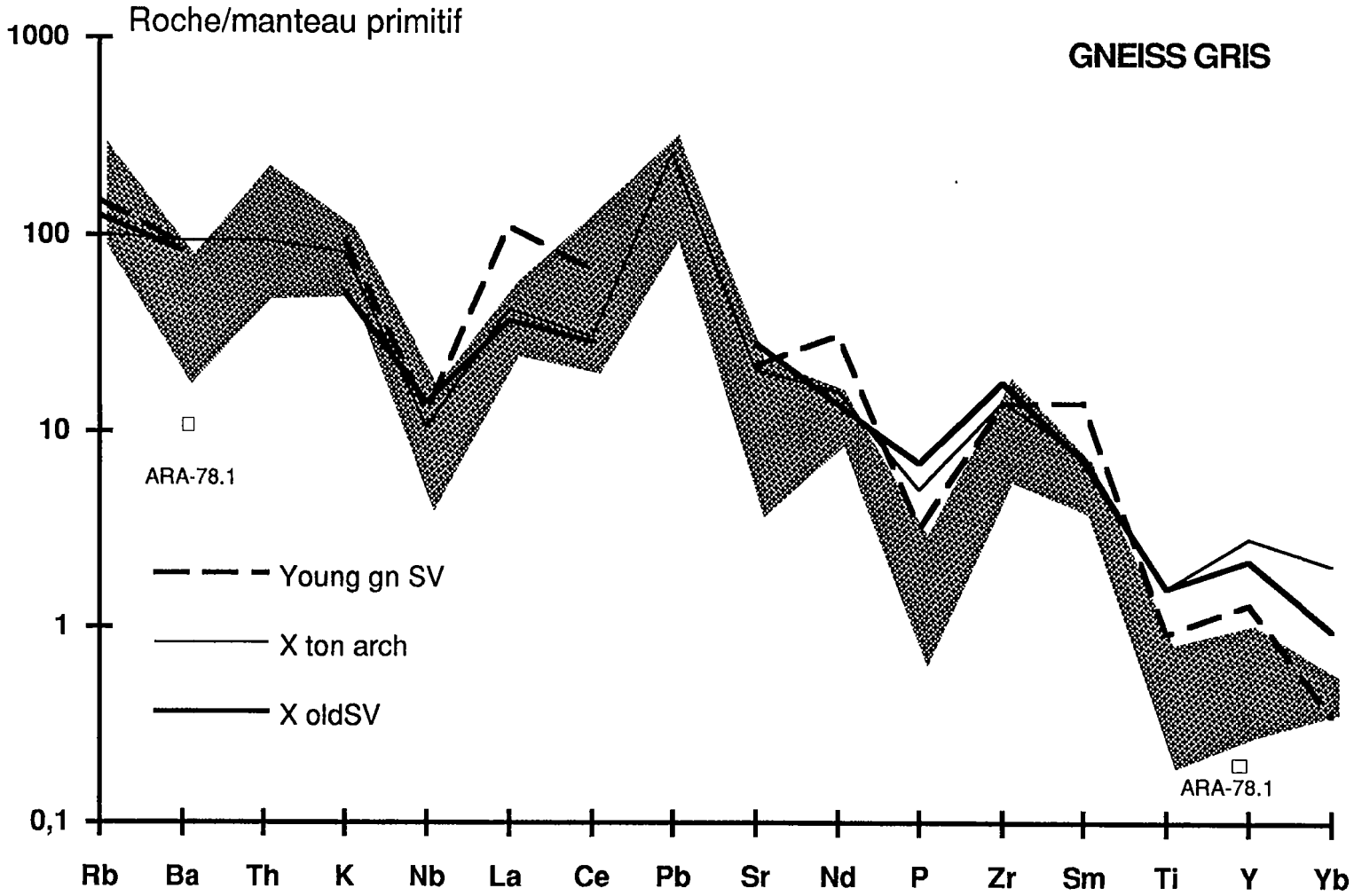


Fig. 3.26 a - Diagramme multi-éléments pour le gneiss gris du massif d'Aracatu

Ba. Par rapport aux tonalites archéens, ils sont plus riche en Rb et Th et plus pauvres en Ba, La, Sr, P, Sm, Y et Yb.

Les spectres des granites (fig. 3.26b) sont caractérisés par des anomalies négatives en Ba, Ti et de moindre intensité en Sr. Une anomalie positive en Pb est bien marquée.

III.2.3 3 - Les terres rares

Les analyses de terres rares (tab.3.8) sont représentées graphiquement dans la figure 3.27.

Les gneiss gris sont caractérisés par des spectres très fractionnés, riches en terres rares légères et pauvres en terres rares lourdes. Ils sont semblables au gneiss gris anciens de Sete Voltas qui sont des TTG archéens. En conséquence, ces roches peuvent être le produit de la fusion d'un amphibolite à grenat ou de la fusion de tonalites plus anciens (Martin, 1996).

L'échantillon ARA-06.2 montre des teneurs supérieures à celles des autres roches, surtout pour les terres rares lourdes, avec le développement d'anomalie négative en Eu la plus prononcée (Eu/Eu* = 0,32). Ce comportement confirme une perturbation de sa composition magmatique comme cela déjà été montré à l'aide des éléments en traces.

Les spectres des granites sont fractionnés et pauvres en terres rares lourdes. Cette caractéristique, alliée aux observations de terrain, permet d'envisager les gneiss gris comme une source potentiel pour ces roches.

Dans le diagramme (La/Yb vs $Yb)_N$, les gneiss gris se placent dans le domaine des granitoïdes archéens (TTG) alors que les granites ont une composition qui se rapproche de celles des granitoïdes modernes (fig. 3.28)

III.2.3.4 - CONCLUSION

Le massif d'Aracatu est composé de gneiss gris semblables aux gneiss gris récents et anciens du massif de Sete Voltas et par des granites calco-alcalins. La source potentiel des premiers, en

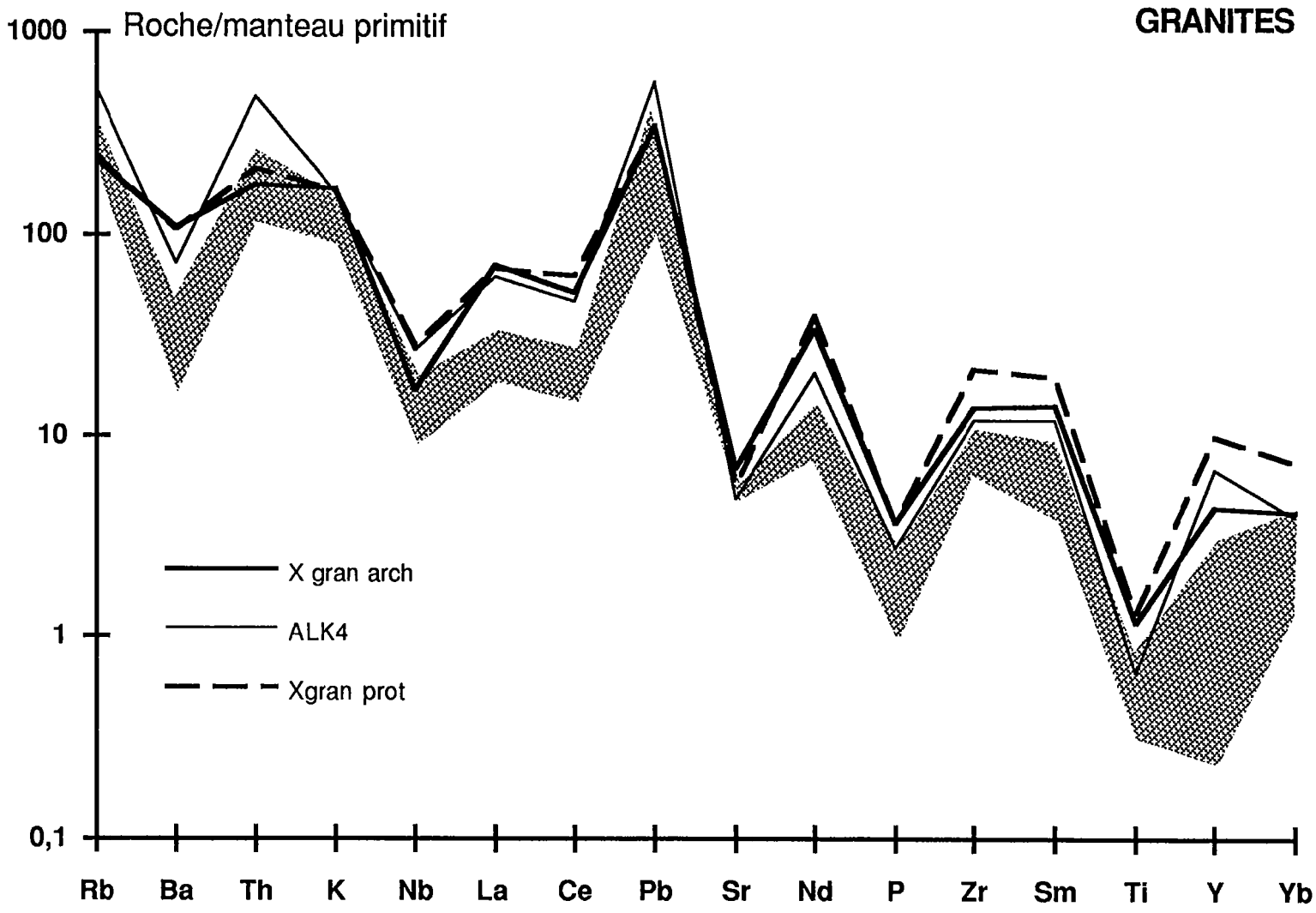


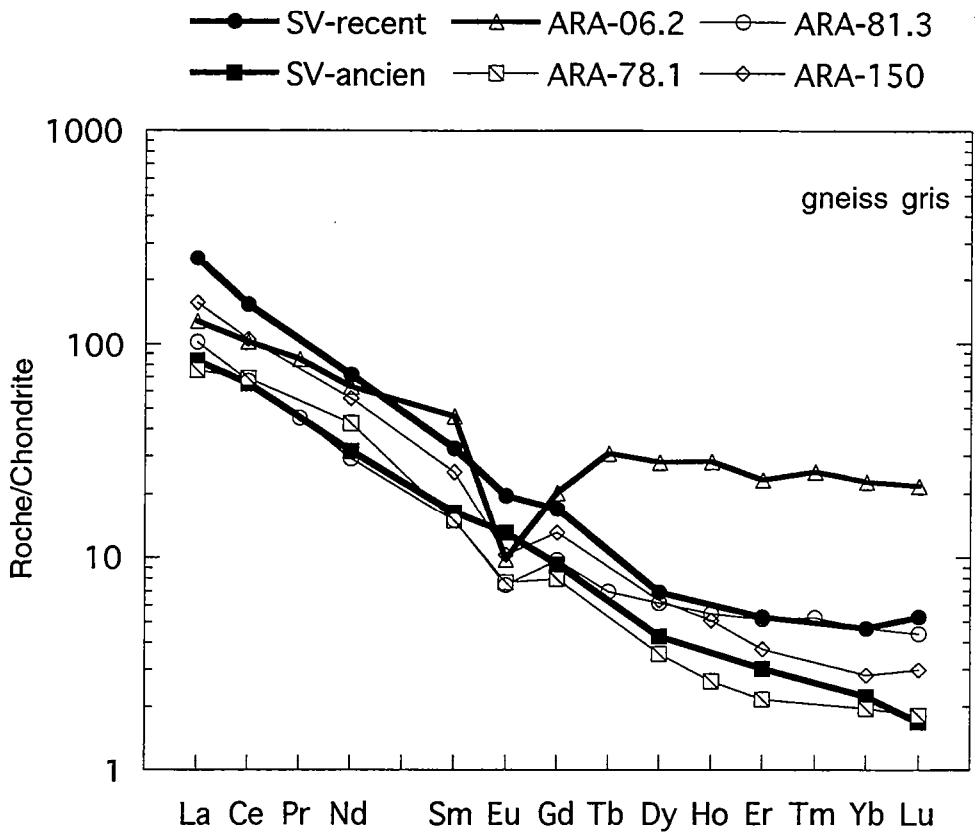
Fig. 3.26 b - Diagramme multi-éléments pour les granites du massif d'Aracatu

	ARA-06.1	ARA-06.2	ARA-78.1	ARA-81.3	ARA-81.4	ARA-150*	ARA-170*
La	14,75	40,28	23,65	32,07	26,34	49,16	19,34
Ce	29,25	82,7	56,1	54,42	55,06	85,57	40,63
Pr	3,01	9,69		5,18	5,73		
Nd	11,02	37,54	25,41	17,4	20,31	33,2	18,37
Sm	2,37	8,8	2,87	2,89	4,12	4,865	1,782
Eu	0,529	0,71	0,553	0,538	0,496	0,747	0,311
Gd	2,12	5,23	2,054	2,52	3,48	3,4	1,242
Tb	0,38	1,51		0,34	0,48		
Dy	2,459	9,09	1,153	2	2,71	2,057	0,229
Ho	0,65	2,06	0,192	0,4	0,5	0,37	0,521
Er	1,72	4,93	0,46	1,1	1,277	0,792	0,588
Tm	0,32	0,77		0,16	0,184		
Yb	2,09	4,71	0,408	0,97	1,099	0,583	0,588
Lu	0,32	0,7	0,059	0,142	0,181	0,096	0,105

Tab. 3.8 - Analyses des terres rares pour le Massif d'Aracatu

* analyses realisées à Geosol, Brésil

ARA-06.1 granite



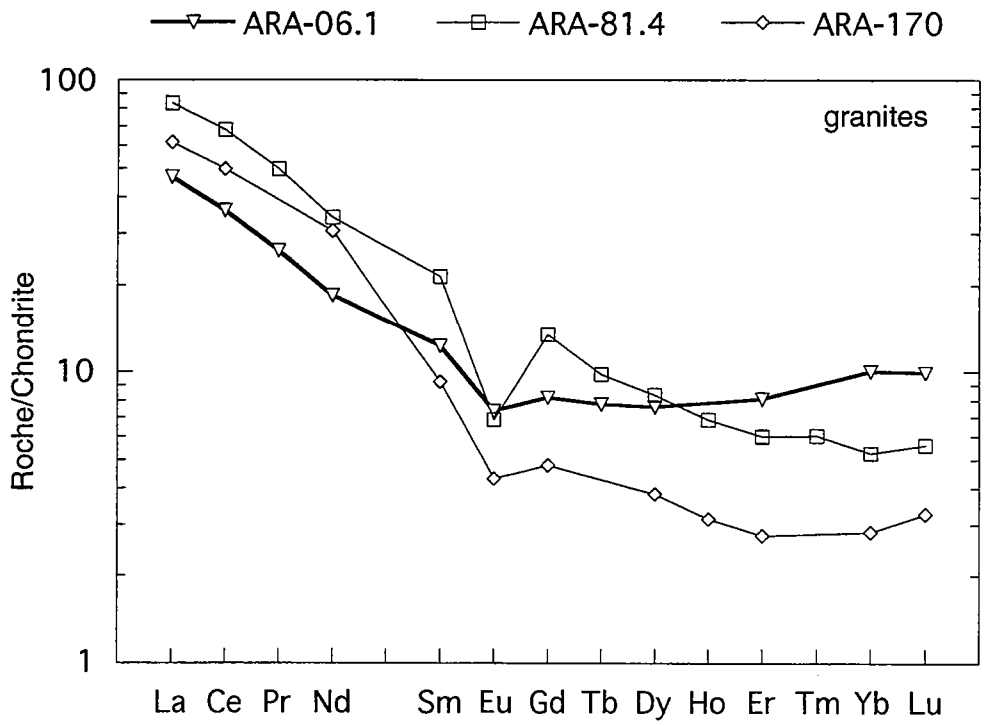


Fig. 3.27 - Spectres de terres rares pour le massif d'Aracatu

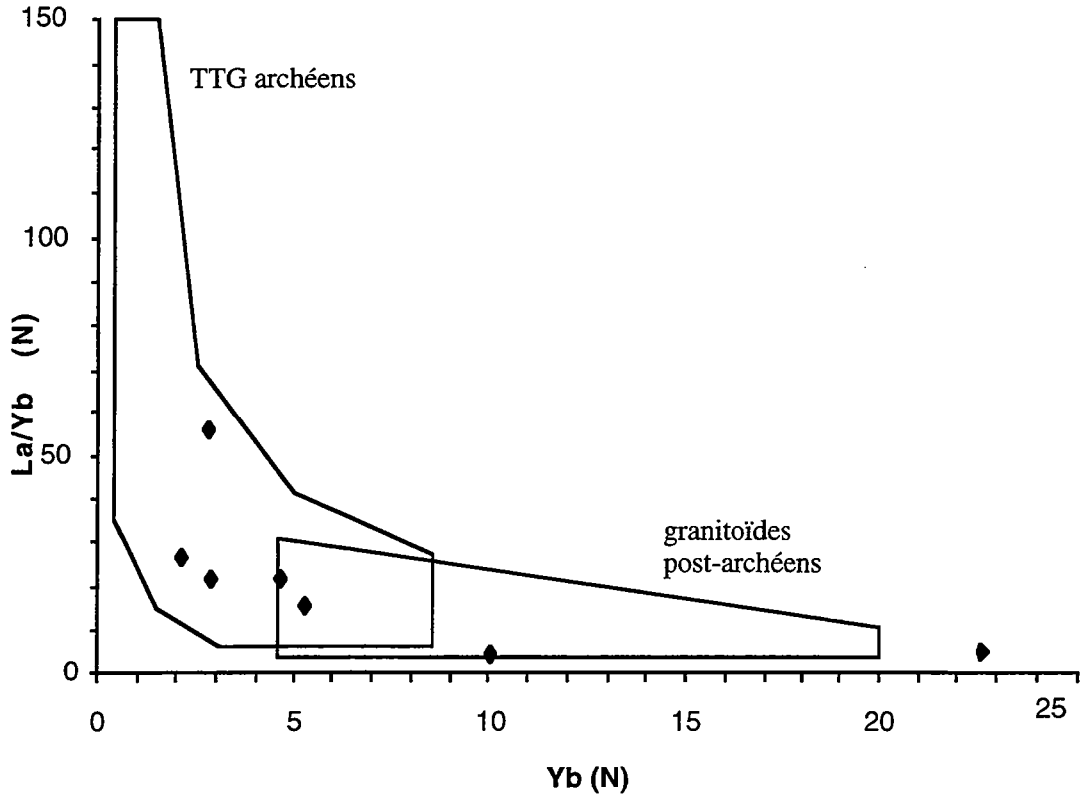


Fig. 3.28 - Diagramme (La/Yb)N vs (Yb) pour le massif d'Aracatu

III.2.4- MASSIF SERRA DO EIXO

III.2.4.1- Les éléments majeurs

Les analyses en éléments majeurs des échantillons du massif de Serra do Eixo sont reportées dans le tableau 3.9 et représentées graphiquement par les diagrammes de Harker dans la figure 3.29.

Les teneurs en silice varient de 69,7 à 74,9%. Le rapport K2O/Na2O est, en général, inférieur à 1 Les teneurs en CaO (0,9 à 2,2%) sont faibles en comparaison avec celles des alcalins (Σ= 7,8 à 8,7%).

Les différents oxydes, en fonction de SiO2 (fig. 3.29), montrent des corrélations négatives bien marquées, excepté pour K2O. Un groupe systématiquement composé des mêmes échantillons (GA-217, GA-299, SEX-299 et SEX-102) se sépare de l'alignement général: il est riche en Fe2O3 et TiO2 et pauvre en Na2O.

	SiO2	Al2O3	Fe2O3t	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	TOTAL	PF	FeOt	H2O+	CO2
GA-217*	73,2	13,3	3,82	0,03	0,37	1,6	2,6	4,7	0,29	0,101	100,00		2,90	0,43	0,24
GA-307A*	71,1	15,9	2,30	0,07	0,47	2,1	4,2	3,4	0,22	0,069	100,00		0,70	0,61	0,17
GA-349A*	71,4	14,6	2,59	0,04	0,75	2,0	4,2	4,0	0,28	0,141	100,00		0,70	0,30	0,18
GA-299*	74,0	11,9	4,66	0,05	0,26	1,1	2,4	5,1	0,39	0,066	100,00		2,10	0,57	0,21
GA-298*	74,7	14,6	1,19	0,05	0,21	1,8	5,1	2,2	0,05	0,050	100,00		0,20	0,35	0,18
JC-706*	73,0	14,1	2,68	0,08	0,50	1,3	4,0	3,9	0,27	0,091	100,00		1,50	0,44	0,21
SEX-158*	74,1	15,8	1,00	0,05	0,10	1,8	5,0	2,0	0,06	0,050	100,00		0,57	0,67	0,24
SEX-161*	73,8	14,8	1,76	0,05	0,33	1,3	3,9	3,8	0,22	0,050	100,00		0,99	0,49	0,09
SEX-162*	69,7	16,0	2,94	0,07	0,86	1,9	4,3	3,7	0,32	0,161	100,00		1,10	0,52	0,16
SEX-163*	70,9	15,3	2,47	0,04	0,58	2,0	4,5	3,8	0,28	0,141	100,00		1,80	0,46	0,13
SEX-299*	74,9	11,9	4,38	0,10	0,20	1,2	2,1	4,7	0,43	0,075	100,00		1,30	0,74	0,16
VZP63-1	73,25	14,56	1,55	0,03	0,40	1,6	3,9	4,4	0,23	0,08	100,00	0,62			
VZP65.1	72,12	15,60	1,95	0,03	0,45	2,2	5,2	2,1	0,22	0,06	100,00	0,70			
SEX96	71,06	15,30	2,10	0,04	0,67	2,0	4,5	3,9	0,31	0,13	100,00	0,76			
SEX97	71,37	15,03	2,01	0,04	0,64	1,9	4,4	4,2	0,27	0,12	100,00	0,53			
SEXBL0	72,38	14,59	1,79	0,04	0,57	1,8	4,3	4,1	0,25	0,10	100,00	0,50			
SEX102	74,61	12,09	3,95	0,05	0,29	1,3	2,0	5,1	0,46	0,07	100,00	0,73			

Tab.3.9 - Analyses des éléments majeurs pour le Massif de Serra do Eixo
* analyses realisées à Geosol, Brésil

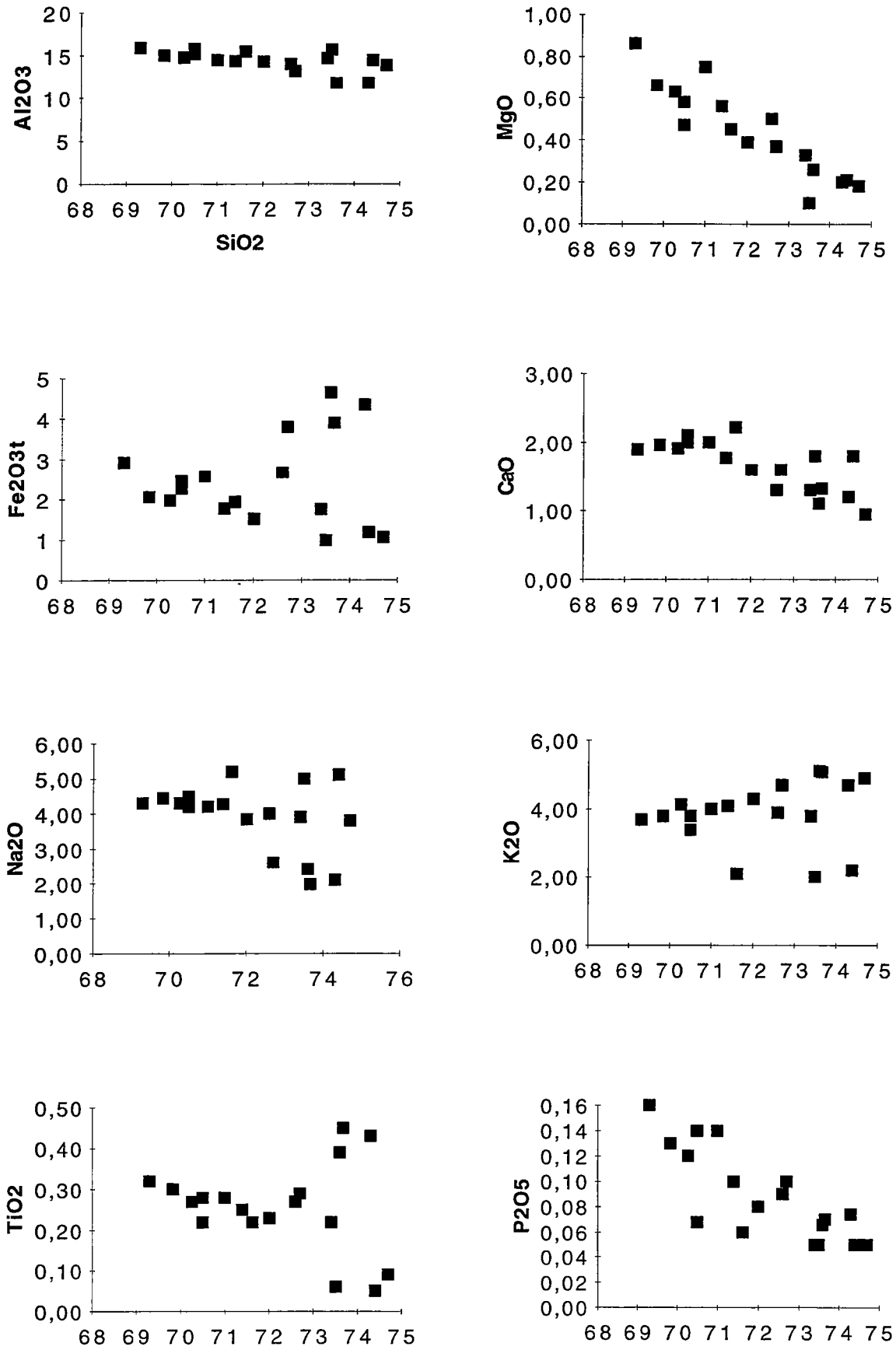


Fig. 3.29- Diagrammes SiO2 vs éléments majeurs pour le Massif Serra do Eixo

III.2.4.1.a- La mobilité géochimique

La mobilité géochimique des certains oxydes peut être déjà observée à partir des diagrammes de Harker Les échantillons VZP-65.1, SEX-158 et GA-298, qui montrent une plus grande richesse en Na2O et CaO, présentent des pertes en K2O. Ce comportement est confirmé par le diagramme de Hugues (1989) (fig. 3.30) où ces roches sont très proches de la limite gauche qui correspond à l'enrichissement en Na2O. Ces roches sont caractérisées par une forte épidotisation. L'échantillon GA-298 provient d'une zone de cisaillement. Comme la validité de la limite droite de ce diagramme est contestée, ce n'est pas possible de discuter si les échantillons dans ce champs (GA-217, GA-299, SEX-299 et SEX-102) ont eu leur compositions modifiées ou simplement si sont des roches plus riches en alcalis que ce prévu par le diagramme.

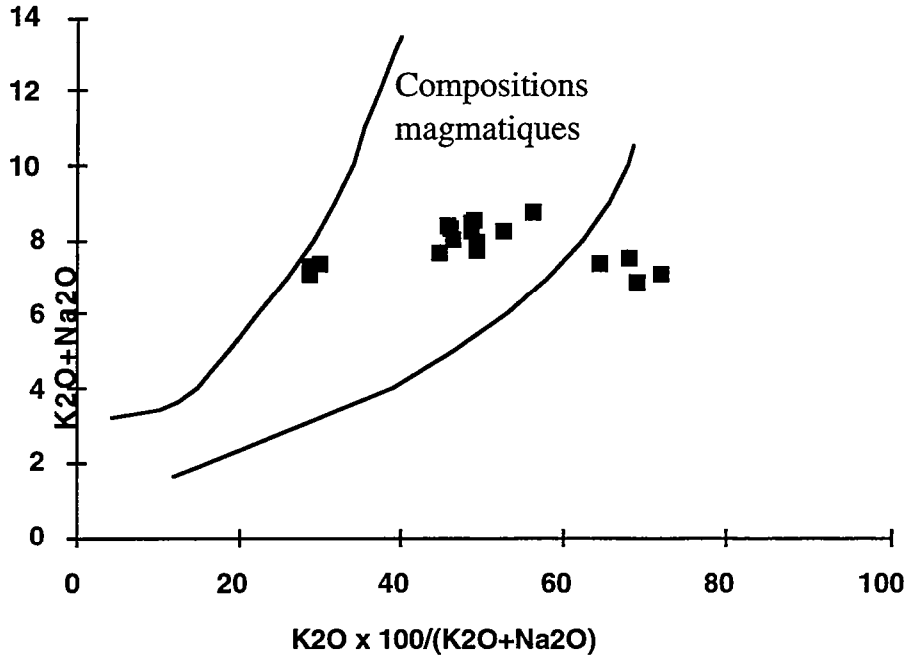


Fig. 3.30 - Diagramme de Hugues (1973) pour le massif de Serra do Eixo

III.2.4.1.b- Typologie

La classification normative dans le triangle An-Ab-Or de Barker (1979) montre que le massif de Serra do Eixo est composé de deux groupes de granites (fig. 3.31).

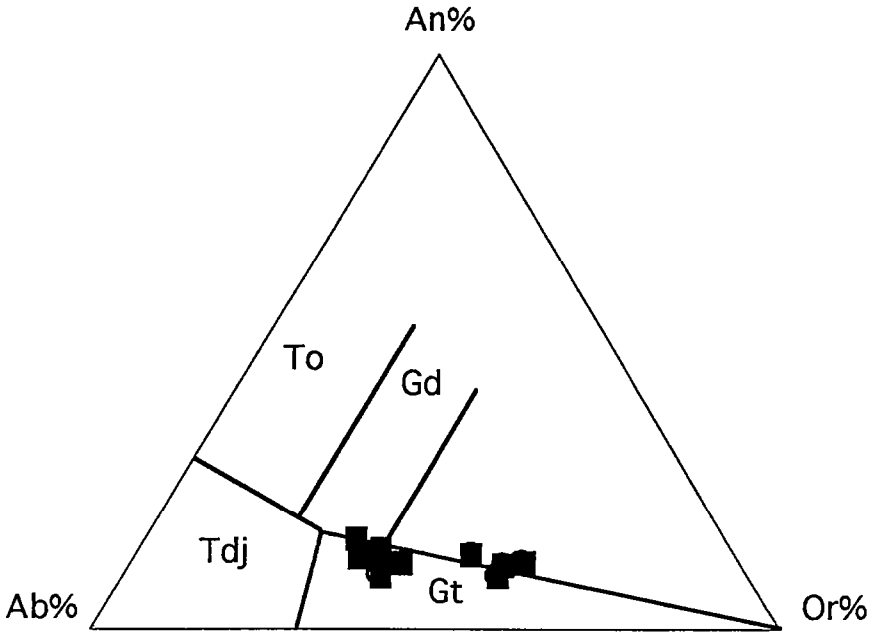


Fig. 3.31 - Diagramme An-Ab-Or pour le massif de Serra do Eixo

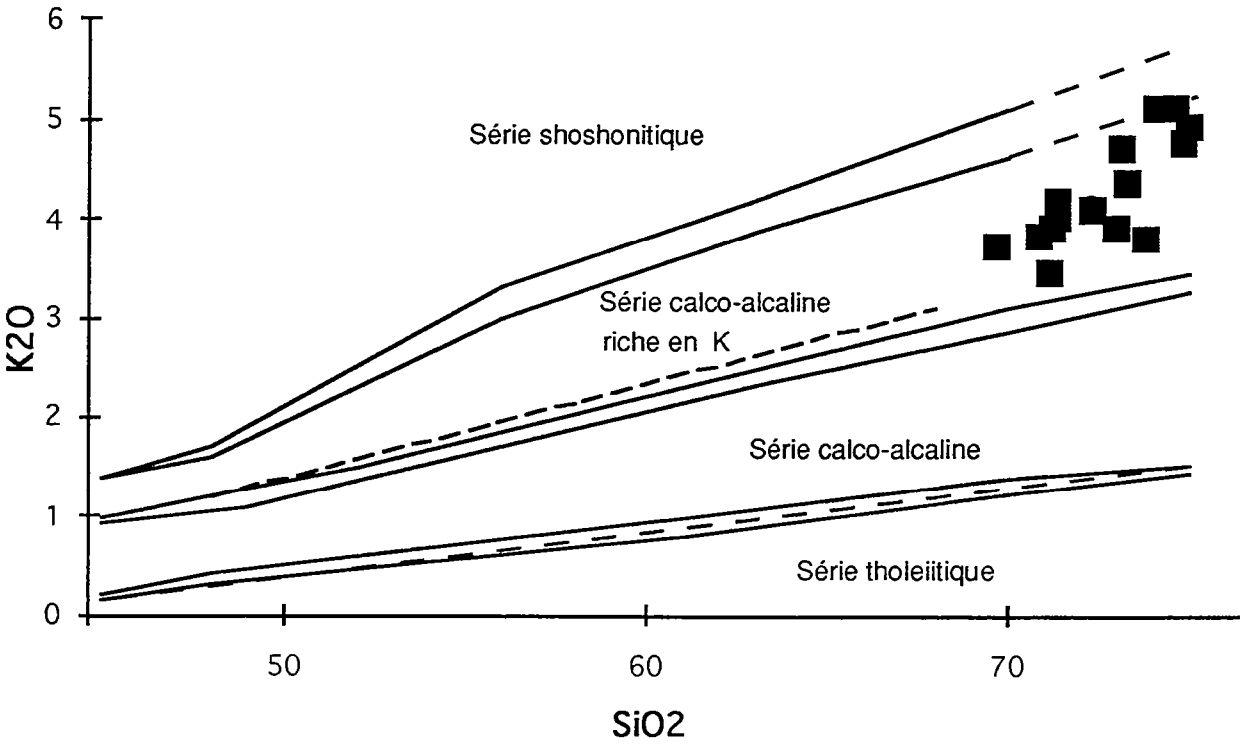


Fig. 3.32 - Diagramme K2O vs SiO2 pour le massif de Serra do Eixo

Selon le diagramme de Rickwood (1989), ces roches appartiennent à la série calco-alcaline riche en potassium (fig. 3.32). D'après le diagramme de Sylvester (1989), la majorité des granites est calco-alcaline (fig. 3.33). Les roches GA-217, SEX-102, SEX-299 et GA-299, qui ont une composition en éléments majeurs différente de l'ensemble, sont alcalines.

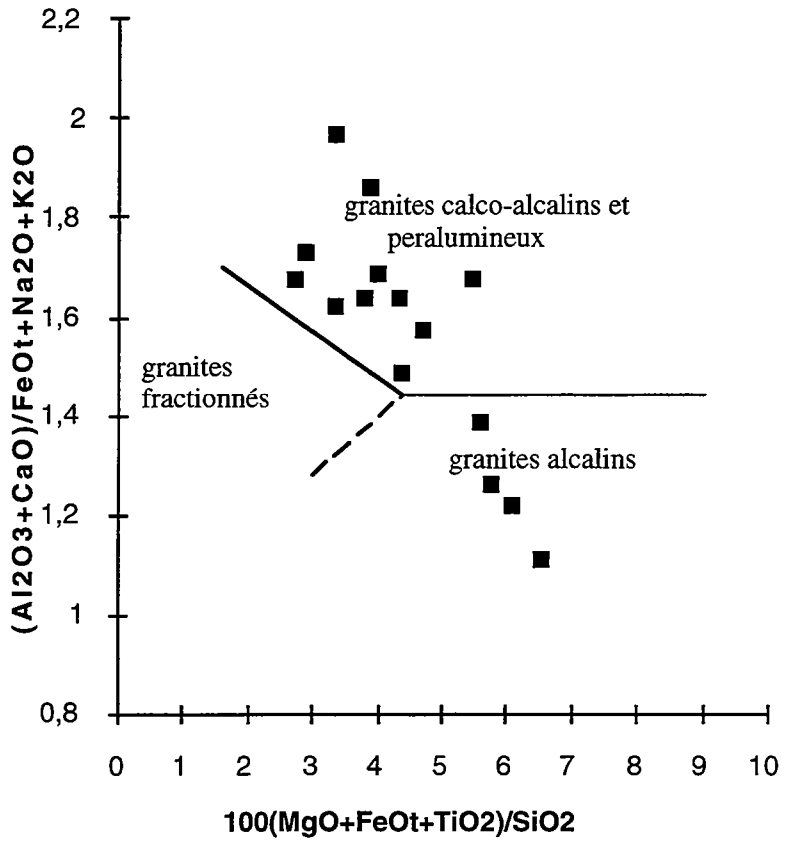


Fig. 3.33 - Diagramme de Sylvester (1989) pour les roches du massif de Serra de Eixo

II.4.1.b- Le comportement de l'alumine

La teneur en Al2O3 des roches du massif est comprise entre 11,9 et 13,3% pour les roches alcalines et entre 13,9 et 16,0% pour les calco-alcalines.

Le corindon normatif est présent dans la plupart des roches avec une concentration inférieure à 1%. En revanche, pour les échantillons GA-217, GA-307A, SEX-158, SEX-161, SEX-162 et SEX-299 les valeurs sont comprises entre 1,2 et 2,2%.

Le rapport molaire $Al2O3/CaO+Na_2O+K_2O$ est toujours inférieur ou égale à 1,1 (fig. 3.34). Ces caractéristiques classent ces granitoïdes comme de type I selon la terminologie de Chappell et White (1974).

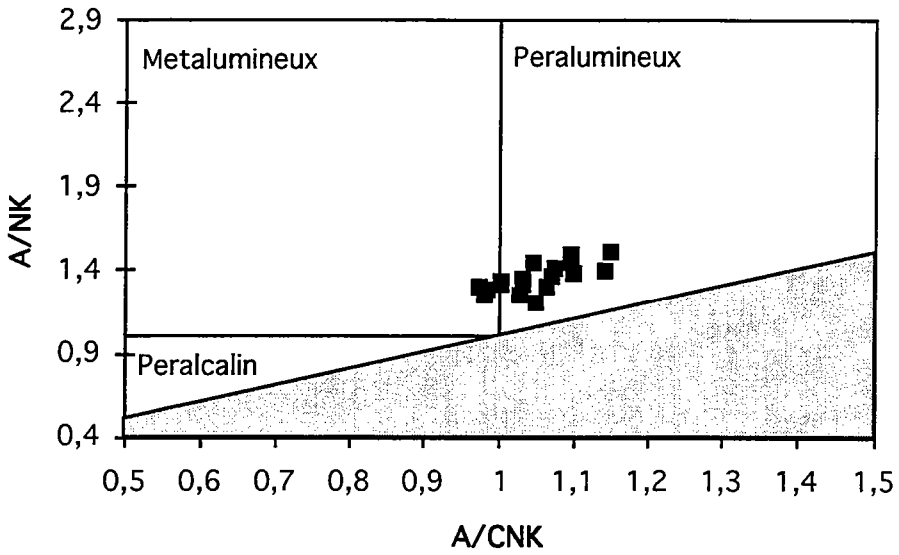


Fig. 3.34 - Diagramme A/NK vs A/CNK pour le massif de Serra d Eixo

III.2.4.2- Les éléments en traces

Les analyses en éléments traces (tab.3.10) sont représentées graphiquement dans la fig. 3.35. Malgré la dispersion des points dans presque tous les graphiques, ils s'alignent selon des droites brisées. Le point d'inflexion est toujours à 72% de SiO2 (VZP-65.1). Les éléments Rb, Th, Nb et Pb ont un comportement incompatible avant cette valeur. Pour Zr, Sr et Ba, la présence de corrélation négative avec la silice peut être admise.

III.2.4.2.a- La mobilité géochimique

L'application du diagramme de Pearce (1983) aux roches du massif de Serra do Eixo permet de vérifier que la majorité des compositions observées est magmatique (fig. 3.36). Cependant, parmi les roches calco-alcalines, les échantillons SEX-158 et GA-298 ont souffert des pertes remarquables en K2O, Rb, Ba et Zr, Ce, Sm et TiO2 . L'échantillon GA-217 montre un appauvrissement en Sr, Zr, Y, Yb et un enrichissement en Rb par rapport aux autres roches alcalines que le rapproche bien des roches calco-alcalines.

	Th	Y	Nb	Rb	Zr	Y	Sr	Rb	Sr	Co	Ba	V	Ni	Cr	Ga	Cu	Zn	Pb	V	Ta	Hf	Sc	U
GA-217*	36	45	12	402	288	45	125	402	125		780		15	25						<5	8		
GA-307A*	13	5	316	144	216	5	454	144	454		683		11	42				44		161	<8	12	<5
GA-349A*	6	9	10	160	171	9	730	160	730		579		12	29				40		<5	<8	10	<5
GA-299*	44	145	49	123	503	145	70	123	70		1113		12	26				26		5	10	<10	<5
GA-298*	5	8	18	67	92	8	490	67	490		365		10	31				34		<5	<8	<10	<5
JC-706*	22	11	30	164	261	11	276	164	276		775	21	42	83				18	21	5	8	10	
SEX-158*	5	3	5	58	97	3	502	58	502		332	10	24	58				9	10	5	8	10	
SEX-161*	29	3	7	137	169	3	292	137	292		694	16	20	52				12	16	5	8	10	
SEX-162*	8	3	8	152	217	3	667	152	667		590	32	26	58				11	32	5	8	10	
SEX-163*	5	3	14	163	220	3	789	163	789		565	28	12	31				9	28	5	8	10	
SEX-299*	40	143	43	121	494	143	62	121	62		1051	11	35	66				18	11	5	11	10	
VZP63-1	10	6	12	125	152	6	374	125	374	4	649	22	5	13	17	3	30	17	22				
VZP65.1	16	6	14	152	171	6	580	152	580	6	585	29	9	20	19	<1	40	20	29				
SEX96	17	11	14	157	188	11	516	157	516	5	590	33	7	15	19	<1	43	18	33				
SEX97	15	8	13	190	172	8	496	190	496	4	524	31	7	15	19	<1	43	21	31				
SEX98	19	6	14	197	166	6	436	197	436	3	440	26	6	12	19	<1	46	23	26				
SEX102	38	145	51	138	538	145	62	138	62	7	1208	13	8	1	19	7	62	19	13				

Tab. 3.10 - Analyses des éléments traces pour le Massif Serra do Eixo
* analyses realisées par Geosol, Brésil

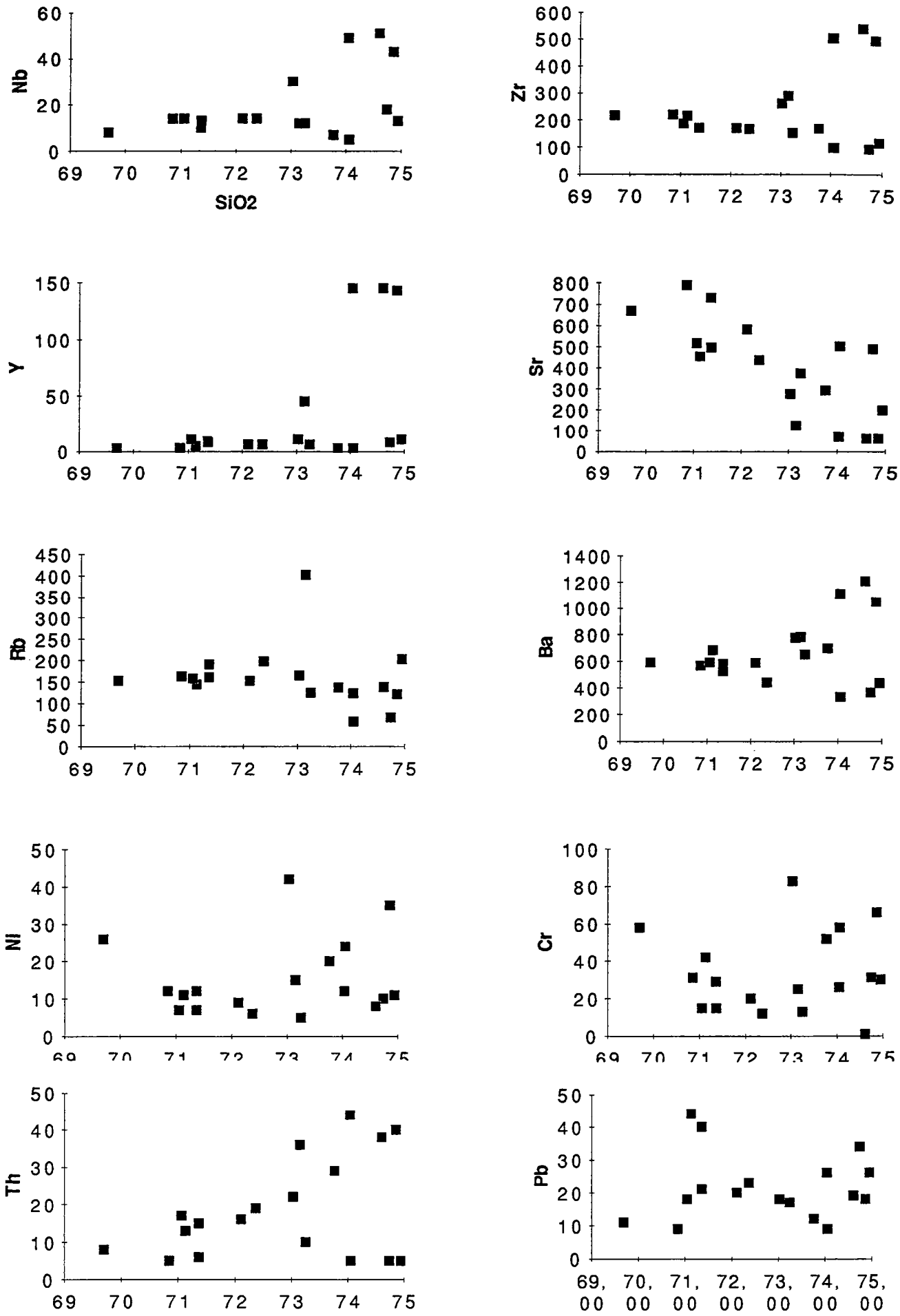
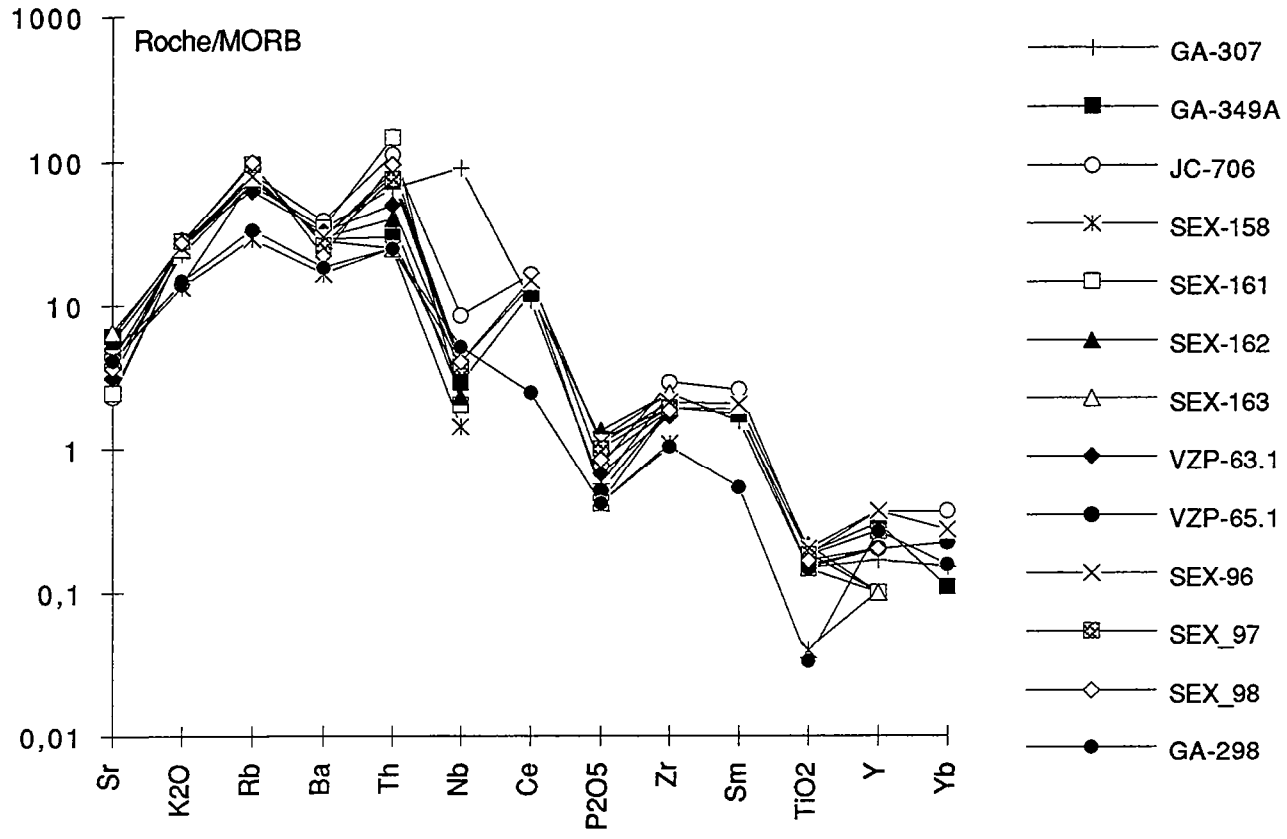


Fig. 3.35 - Diagramme SiO2 vs éléments en traces pour le massif de Serra do Eixo



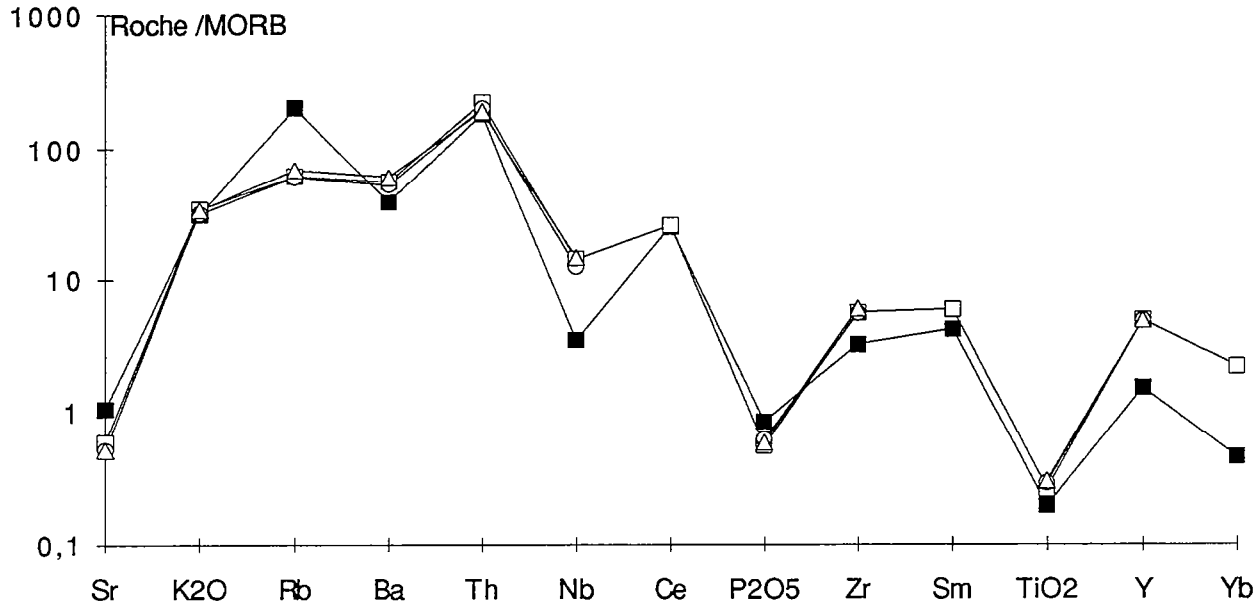


Fig.3.36 - Diagrammes de Pearce (1983) normés au MORB pour les roches calco-alcalines (haut) et alcalines (bas) du massif de Serra do Eixo

III.2.4.2.b- Les diagrammes multi-éléments

Les diagrammes multi-éléments pour le massif de Serra do Eixo ont été normés au manteau primitif.

Les spectres des roches calco-alcalines ont une distribution homogène et sont caractérisés par la présence des anomalies négatives prononcées en P, Nb, Sr, Ti et Y (fig. 3.37a). Ce comportement est similaire à celui de la moyenne des granites archéens calco-alcalins (C1) (Sylvester, 1994). Les teneurs des éléments sont, en général, proches de celles de la moyenne des granites archéens présentés par Condie (1993), excepté par la richesse en Sr et la pauvreté en Ti, Y et Yb.

Les spectres des granites alcalins ont une distribution homogène, excepté par les variations de l'échantillon GA-217 (fig. 3.37b). Ils sont semblables à la moyenne des granites archéens alcalins (ALK3) de Sylvester (1994) bien qu'ils soient plus riches en Nb, Y, Yb et Sm. En comparaison avec la moyenne des granites archéens de Condie (1993), le massif de Serra do Eixo a des teneurs plus fortes.

La différence principale entre les granites alcalins et les granites calco-alcalins est la richesse du premier en Nb, Y, Yb, Ba, Th et la pauvreté en Sr.

III.2.4.3- Les terres rares

La composition en terres rares est présentée dans le tableau 3.11 et dans la figure 3.38. Les spectres sont très fractionnés avec le rapport $(La/Yb)_N$ compris entre 95,4 et 44,0 excepté pour les échantillons GA-298 ($(La/Yb)_N$= 13,9) et GA-299 ($(La/Yb)_N$= 10,3). Ils sont distribués de façon parallèle et en fonction de leur teneur en silice - les plus riches en terres rares sont les plus différenciés.

Les roches alcalines sont les plus riches en terres rares légères et lourdes et possèdent les anomalies négatives en Eu les plus prononcées (Eu/Eu* = 0,40 à 0,55).

Les roches calco-alcalines sont moins riches en terres rares légères et très pauvres en terres lourdes. Leurs anomalies en Eu sont comprises entre 0,74 et 0,13. La pauvreté en terres lourdes permet d'envisager une origine à partir de la fusion de tonalites.

Dans le diagramme de Martin (1986) (fig. 3.39), les échantillons VZP-65, SEX-96, JC-706 et GA-217 présentent des rapports La/Yb élevés compatibles avec le champs de roches archéennes. Mais leurs valeurs en Yb les placent en dehors. GA-299 se trouve complètement éloigné de tous les champs probablement du a son caractère alcalin.

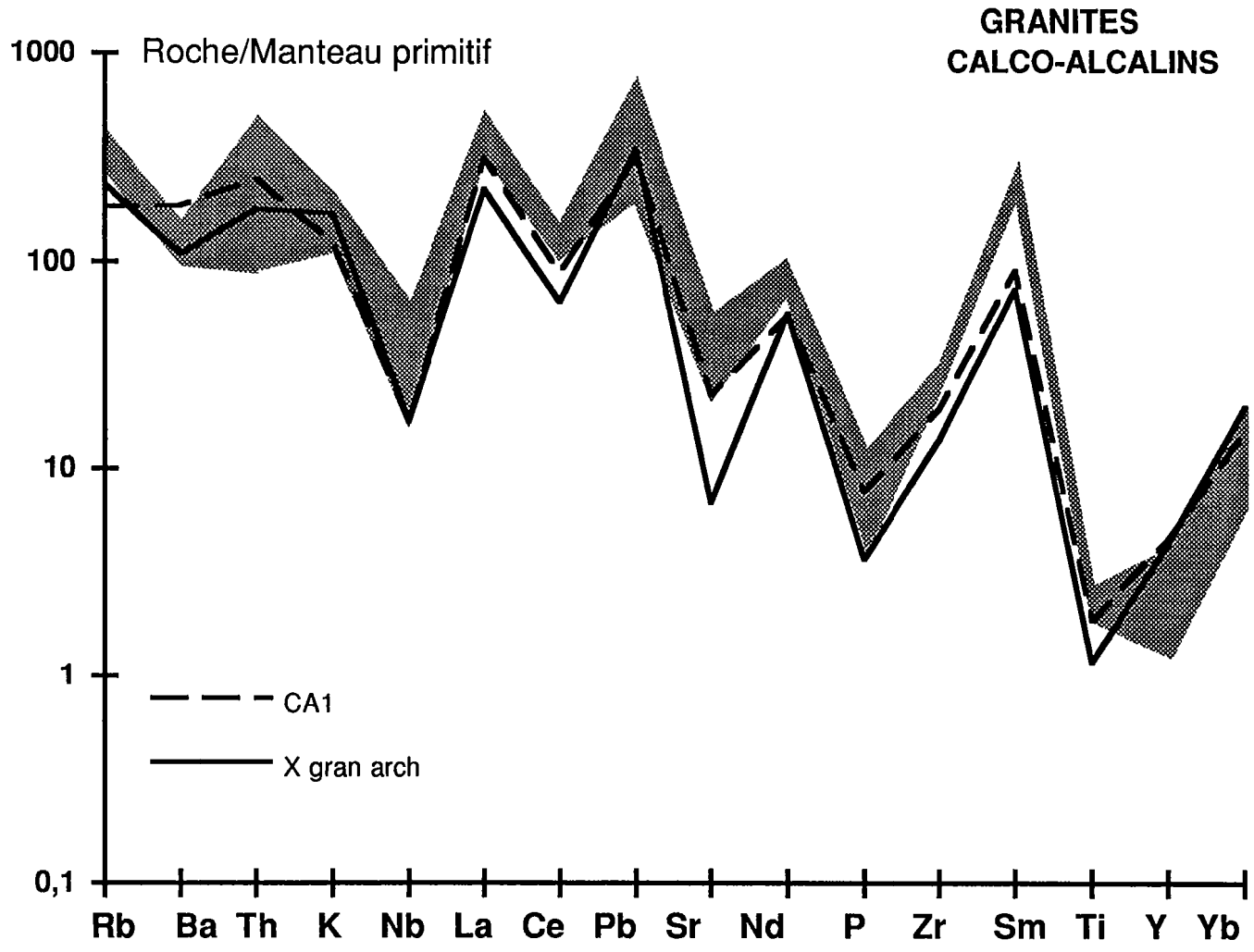


Fig. 3.37 a - Diagramme multi-éléments pour les granites calco-alcalins du massif de Serra do Eixo

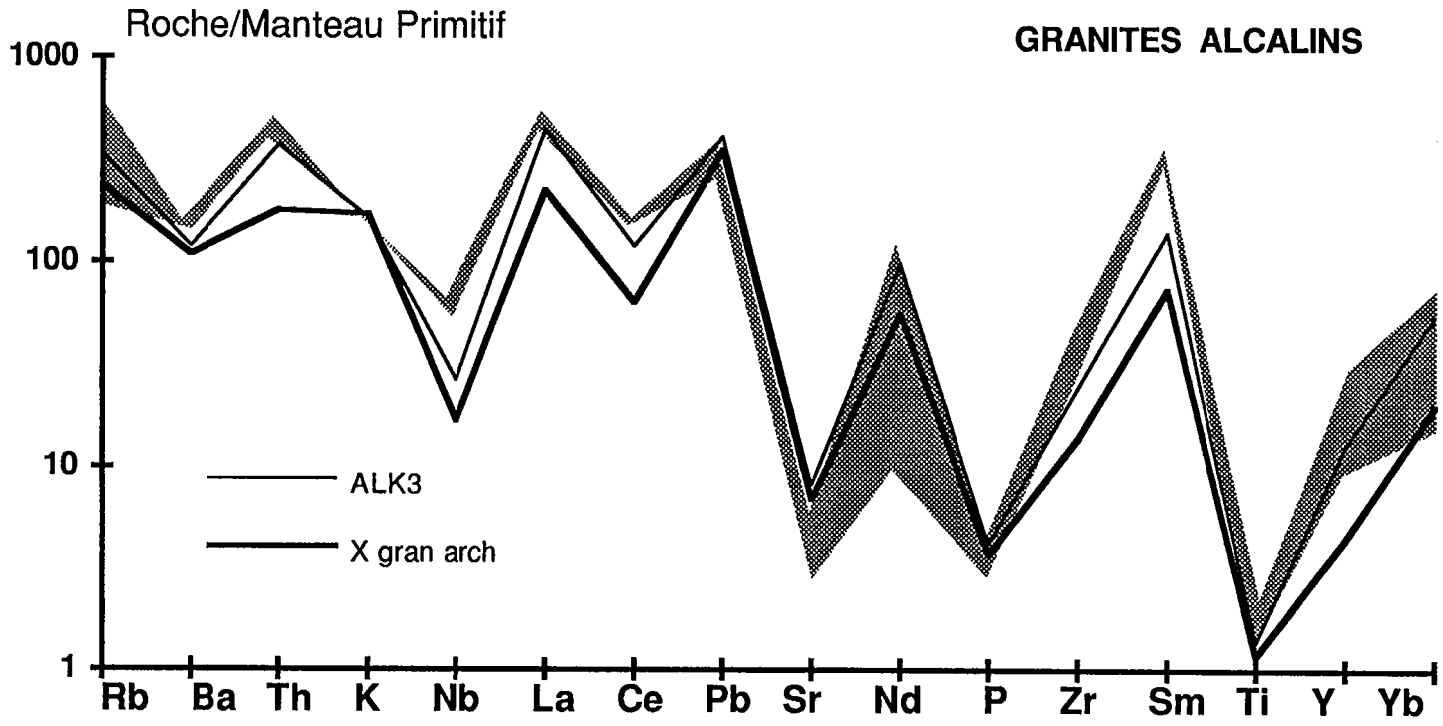


Fig. 3.37 b - Diagramme multi-éléments pour les granites alcalins du massif de Serra do Eixo

	VZP-65.1	SEX-96	SEX-161*	SEX-162*	GA-217*	GA-298*	GA-299*	GA-307*	JC-706*
La	69,56	85,48	34,130	33,420	121,000	11,180	114,800	50,670	83,100
Ce	136	150	104,600	67,620	248,600	24,490	254,600	107,500	161,900
Pr	14,28	16,11							
Nd	48,8	54,46	38,820	21,710	95,030	9,288	99,910	35,460	51,500
Sm	6,2	6,74	3,842	2,717	13,890	1,776	18,460	5,124	9,470
Eu	1,46	1,44	0,881	0,630	1,590	0,398	2,266	0,824	1,198
Gd	4,74	5,3	2,356	2,030	9,450	1,211	16,170	0,980	4,720
Tb	0,46	0,55							
Dy	2,163	2,494	1,197	1,268	6,030	1,024	17,790	1,647	2,840
Ho	0,35	0,416	0,214	0,226	1,090	0,206	3,528	0,307	0,573
Er	0,9	1,039	0,450	0,472	2,340	0,561	9,346	0,716	1,562
Tm	0,125	0,137							
Yb	0,758	0,93	0,410	0,455	1,530	0,531	7,440	0,511	1,248
Lu	0,106	0,13	0,092	0,077	0,210	0,080	0,854	0,076	0,172

Tab. 3.11 - Analyses des terres rares pour le Massif de Serra do Eixo
* analyses realisées par Geosol, Brésil

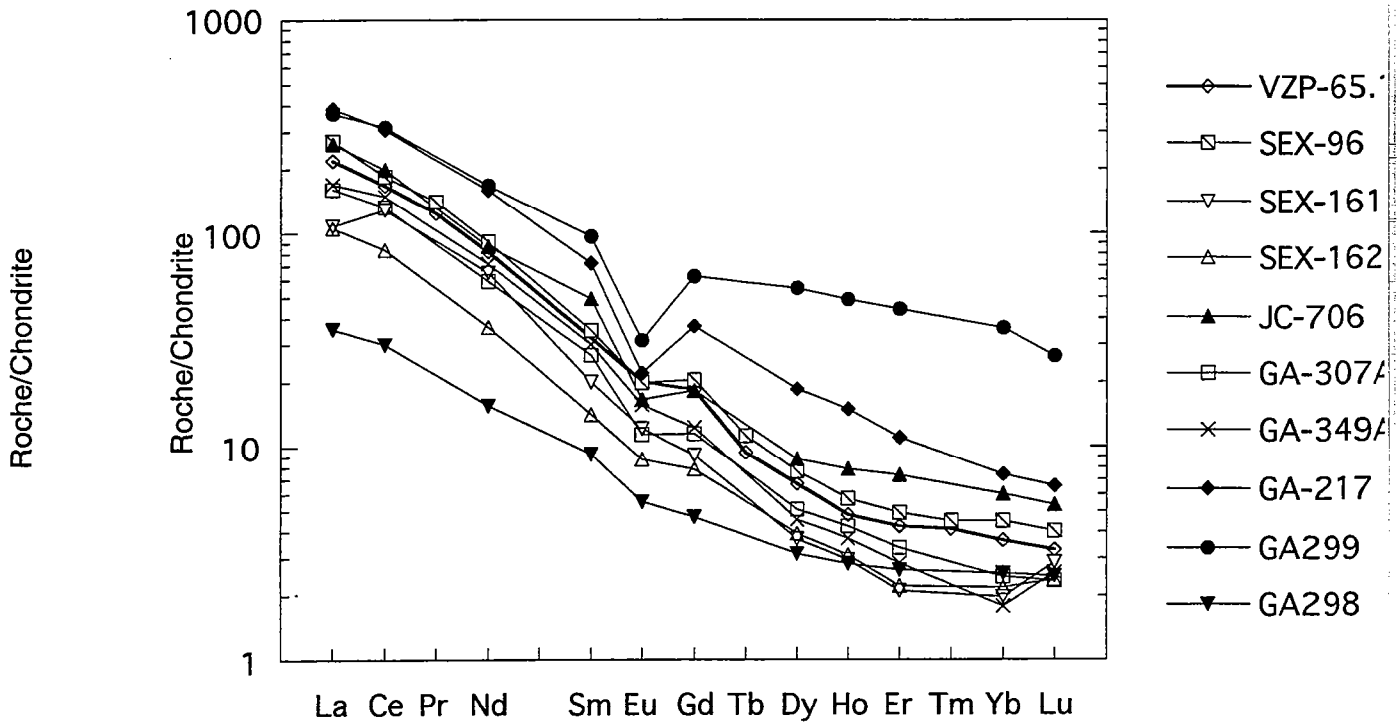


Fig. 3.38 - Spectres de terres rares pour le massif de Serra do Eixo

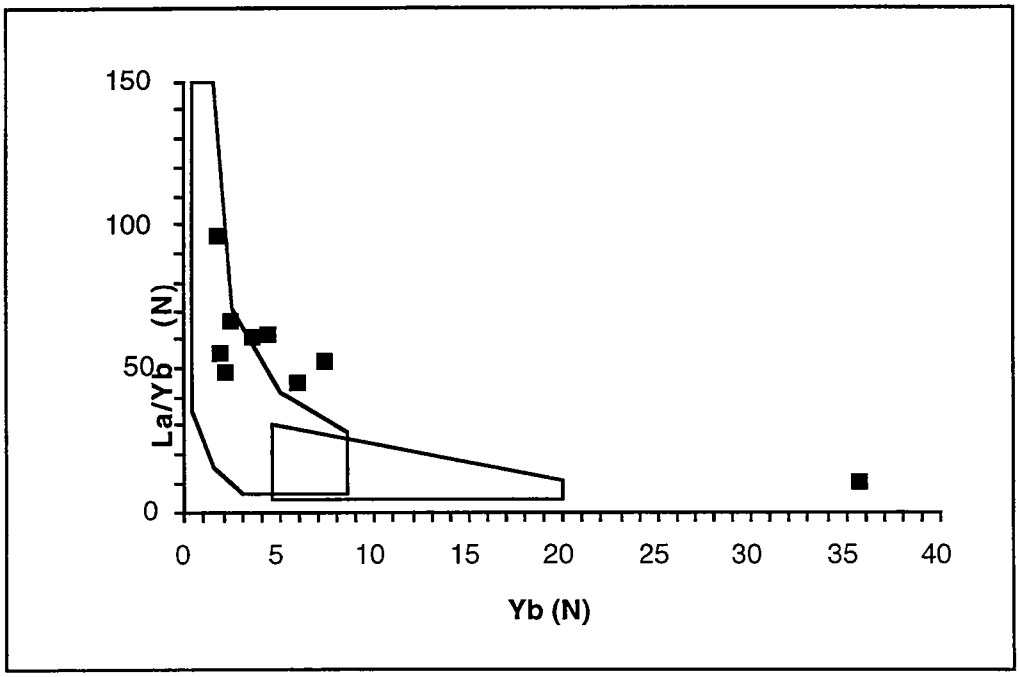


Fig. 3.39 - Diagramme $(La/Yb)_N$ vs Y_N pour le massif de Serra do Eixo

III. 2.4.4- CONCLUSION

Le massif de Serra do Eixo est composé de granites calco-alcalins et de granites alcalins dont les compositions sont similaires aux roches archéennes. Malgré les remobilisations secondaires observé sur le terrain et mis en évidence par la géochimie, la plupart des échantillons ont gardé leur composition magmatique.

III.2.5 - MASSIF D'UMBURANAS

III.2.5.1- Les éléments majeurs

La composition en éléments majeurs des différents échantillons du massif d'Umburanas est présentée dans le tableau 3.10 et dans les diagrammes de Harker (fig. 3.40).

La gamme de variation de la silice est très importante (67,9 à 77,1%). Le rapport K_2O/Na_2O est inférieur à 1 sauf pour les échantillons ARA-59.1, UMB-60.1 et UMB-167. Les teneurs en calcium sont faibles (< 2,9%) par rapport aux alcalins, la somme $Fe_2O_3^*+MgO+TiO_2$ inférieure à 10%.

Les graphiques éléments majeurs vs SiO_2 montrent l'existence d'une corrélation négative pour tous les éléments majeurs, sauf pour le potassium. La présence de lignes brisées (Al2O3, MgO) indique que le processus de différentiation est magmatique (fusion partielle ou cristallisation fractionnée). La pente positive pour le potassium montre que cet élément a été concentré dans le liquide magmatique et, en conséquence, le résidu de fusion ou le cumulât doit être appauvri en minéraux comme le feldspath alcalin et/ou la biotite.

III.2.5.1- a La mobilité géochimique

Dans les diagrammes de Harker, des enrichissements en Na_2O sont aussi notés pour les échantillons UMB-164 et en K_2O pour les échantillons JC-335 et UMB-60.1. Cependant, comme il n'y a pas une grande variation de la somme des alcalins (7,15 à 8,57%), ces migrations sont considérées comme étant de faible intensité dans le massif d'Umburanas comme cela peut être observé dans le diagramme de Hugues (1973) où tous les échantillons sont dans le champs de roches ignées (fig. 3.41).

	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	TOTAL	PF	FeOt	H2O+	CO2
JC-335A*	68,2	15,6	3,46	0,05	1,62	2,1	4,8	3,5	0,40	0,232	100,00		2,00	0,70	0,38
JC-340B*	69,5	15,1	3,16	0,08	1,51	2,3	4,8	2,9	0,37	0,212	100,00		1,20	0,60	0,14
JC-370A*	75,9	13,1	1,53	0,05	0,28	0,4	3,9	4,6	0,15	0,050	100,00		0,66	0,58	0,26
JC-385B*	67,9	15,6	3,94	0,08	1,71	2,9	4,7	2,4	0,44	0,232	100,00		1,90	0,55	0,29
JC-332R*	71,0	15,2	2,93	0,07	0,92	2,5	4,1	2,8	0,32	0,111	100,00		0,80	0,70	0,30
UMB-164*	73,1	15,0	2,05	0,07	0,41	1,7	4,2	3,1	0,26	0,088	100,00		1,40	0,31	0,21
UMB-165*	71,4	15,8	2,12	0,07	0,86	1,9	4,4	3,1	0,24	0,064	100,00		0,99	0,42	0,69
UMB-166*	74,1	14,4	2,07	0,04	0,94	0,8	3,8	3,5	0,21	0,070	100,00		0,85	0,63	0,09
UMB-167*	75,4	13,9	1,56	0,05	0,43	0,5	3,5	4,4	0,13	0,050	100,00		0,71	0,69	0,43
UMB-168*	73,4	14,9	1,44	0,07	0,12	1,7	4,9	3,4	0,11	0,050	100,00		0,57	0,31	0,13
UMB-170*	74,7	14,3	1,72	0,08	0,18	1,4	4,0	3,4	0,11	0,050	100,00		0,71	0,28	0,37
ARN58-1	71,76	15,83	1,63	0,04	0,73	1,70	4,65	3,34	0,25	0,07	100,00	0,68			
ARN59-1	77,07	13,51	0,76	0,01	0,21	0,14	3,76	4,41	0,10	0,02	100,00	0,67			
UMB60-1	73,31	15,03	1,35	0,03	0,50	1,15	3,97	4,42	0,18	0,06	100,00	0,80			

Tab. 3.12 - Analyses des éléments majeurs pour le Massif d'Umburanas

* analyses realisés à Geosol, Brésil

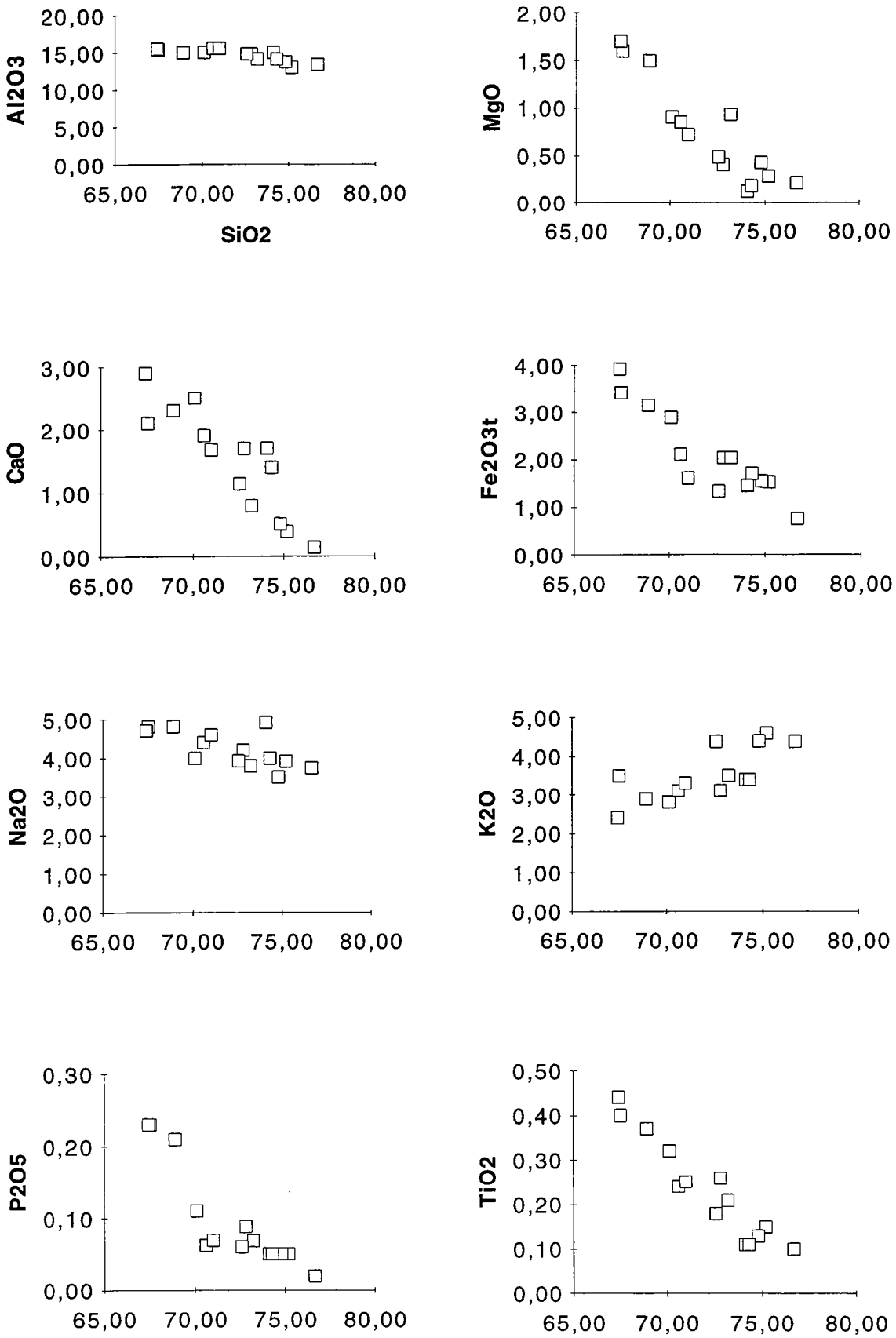


Fig 3.40 - Diagrammes SiO2 vs éléments majeurs pour le Massif Umburanas

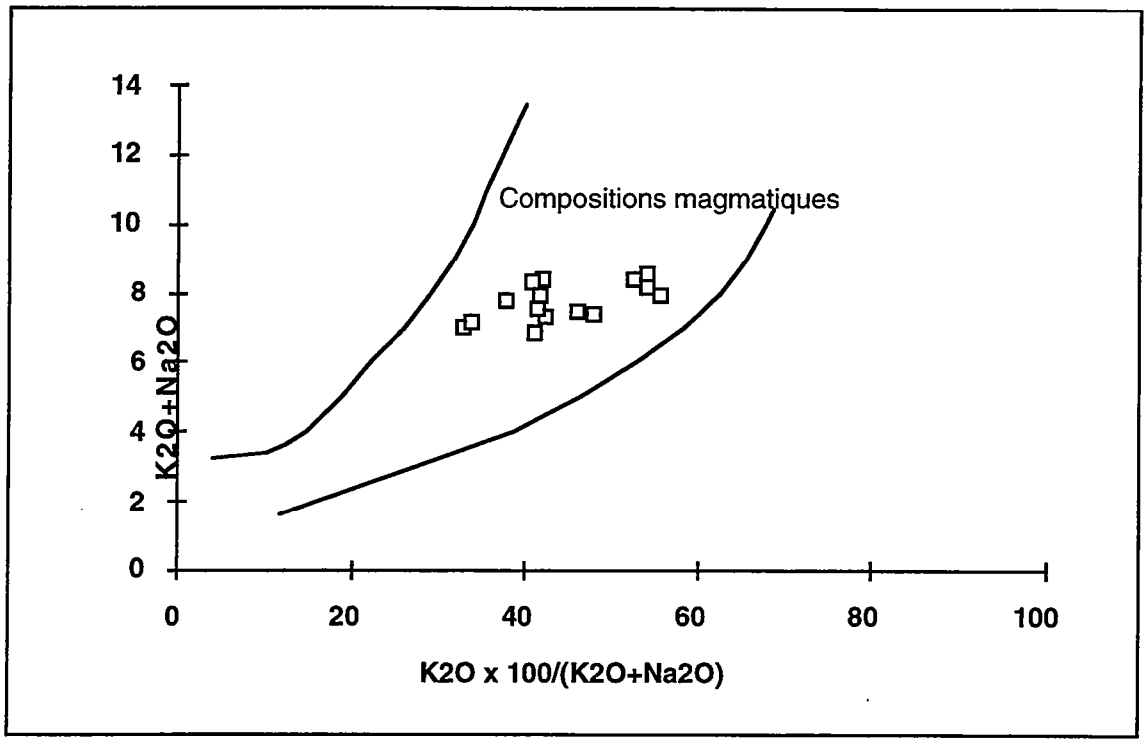


Fig. 3.41 - Diagramme de Hugues (1973) pour le massif d'Umburanas

III.2.5.1- b- Typologie

Le massif d'Umburanas est constitué de granites et de granodiorites (fig. 3.42). Ils appartiennent à la série calco-alcaline riche en potassium (fig. 3.43).

III.2.5.1- c- Comportement de l'alumine

La teneur en Al_2O_3 est comprise entre 13,01 et 15,83%. La présence de 2,9% de corindon normatif et le rapport molaire $Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$ souvent supérieur à 1,1 (UMB166, UMB-167 et ARN-59.1 $\geq$ 1,2), permettent de classer ces roches comme peralumineuses (fig. 3.44).

Ces roches présentent des caractéristiques intermédiaires entre les granites de type S et de type I définis par Chappel and White (1974). Les caractéristiques du massif d'Umburanas qui s'approchent des granites de type S sont : A/CNK >1,1, corindon normatif > 1% ; présence de muscovite et de monazite. Celles de type I sont : Na_2O >3,2%, large variation de composition chimique, absence de cordiérite, grenat, andalousite et sillimanite.

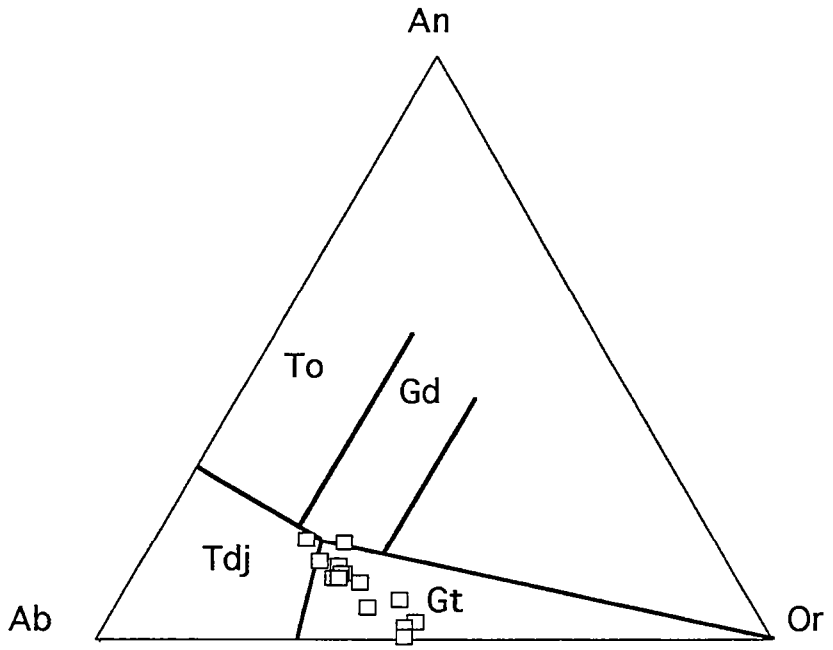


Fig. 3.42 - Diagramme An-Ab-Or pour le massif d'Umburanas

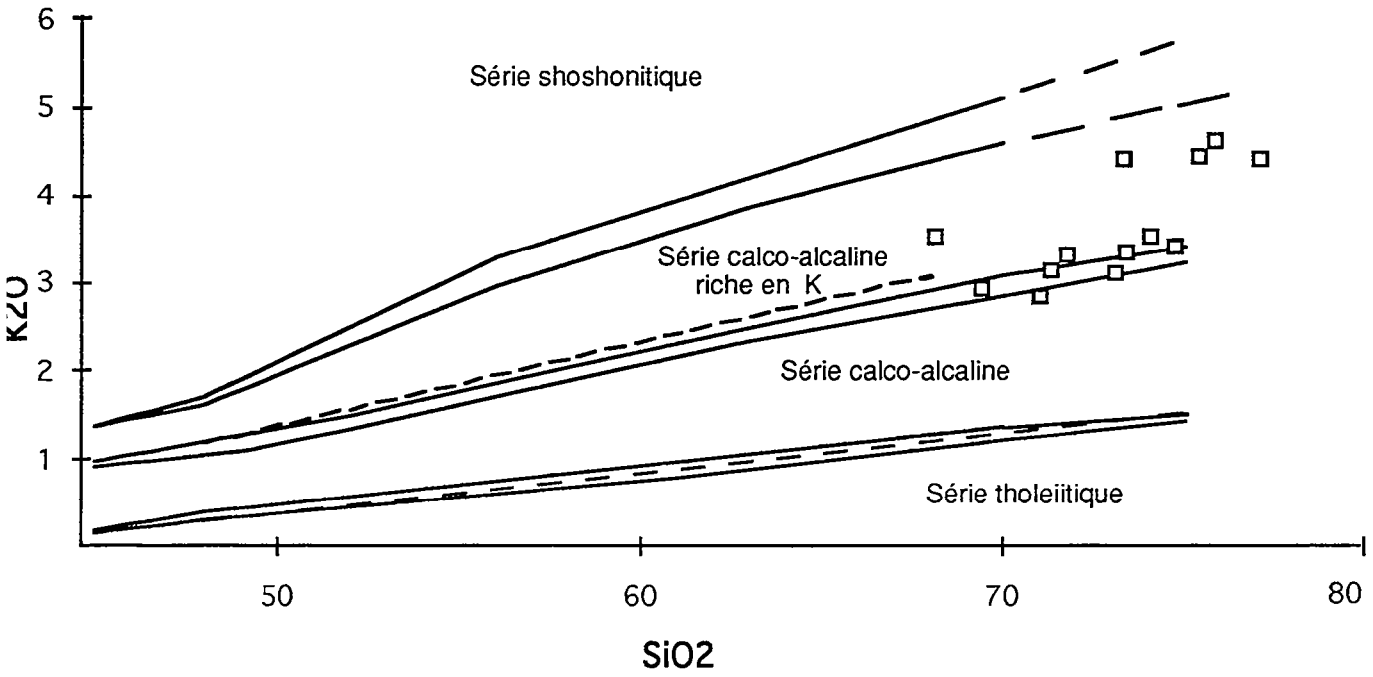
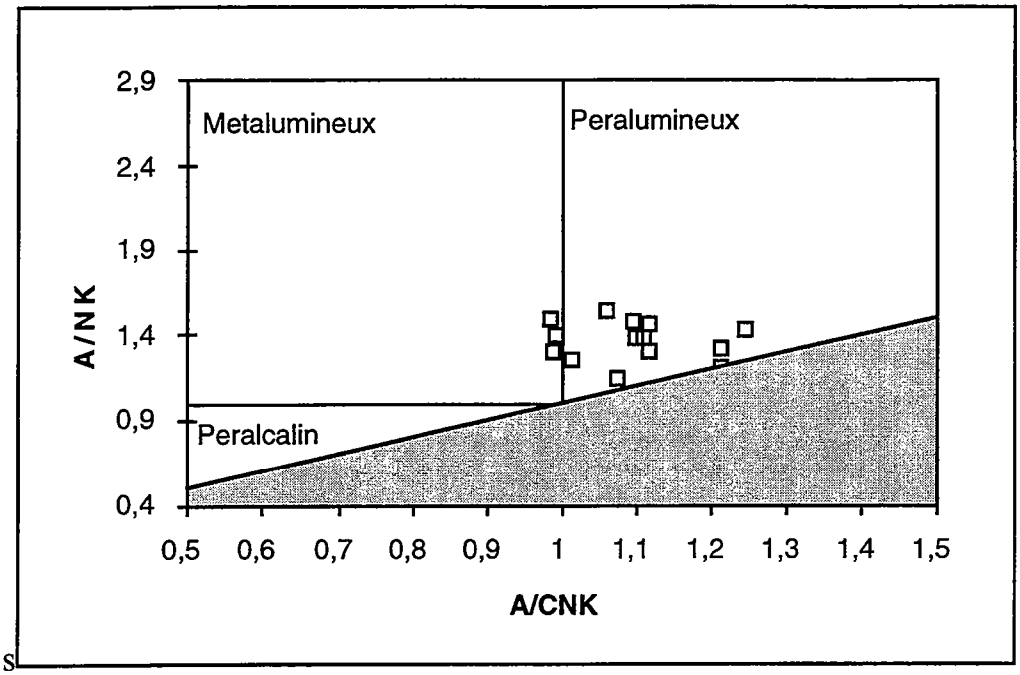


Fig. 3.43 - Diagramme K2O vs SiO2 pour le massif d'Umburanas



Les

Fig. 3.44 - Diagramme A/NK vs A/CNK pour le massif d'Umburanas

Les premiers sont le résultat de la fusion de roches sédimentaires tandis que les autres ont leur origine à partir de roches ignées.

III.2.5.2- Les éléments en traces

Les analyses des éléments en traces sont présentées dans le tableau 3.11. Bien que dans les graphiques en fonction de SiO2 (fig. 3.45) la dispersion des analyses soit prédominante, Nb, Rb et Th se comportent comme des éléments incompatibles et Zr, Sr et Ba comme des éléments compatibles.

III.2.5.2- a - Mobilité géochimique

Le graphique de Pearce (1983) appliqué aux granites étudiés montre que la mobilité chimique pour les roches analysées est de faible amplitude puisque leur teneurs n'exhibent pas de variations importantes (fig. 3.46). Cependant, des pertes en K2O, Sr, Rb sont observées pour certaines roches. L'échantillon ARA-59.1 montre une composition modifiée par rapport aux autres.
La teneur en yttrium de 3 - 4 ppm (UMB-165, UMB-166, UMB-168, ARN-59.1) est très basse en comparaison avec les autres granitoïdes. Le rapport Rb/Sr de 0,13 à 0,74 pour le massif

	Th	Y	Nb	Rb	Zr	Y	Sr	Rb	Sr	Co	Ba	V	Ni	Cr	Ga	Cu	Zn	Pb	V	Ta	Hf	Sc	U
JC-335A	16	11	5	91	211	11	702	91	702		611		27	56				28		<5	<8	11	<10
JC-340B	26	19	7	185	218	19	806	185	806		779		22	47				30		<5	<8	<10	<10
JC-370A	20	14	6	246	129	14	63	246	63		283		14	30				20		<5	<8	<10	<10
JC-385B	20	15	5	94	218	15	704	94	704		366		27	59				30		<5	<8	11	<10
JC-332b	15	10	5	105	157	10	419	105	419		401		14	43				36		<5	<8	<10	<10
UMB-164	22	12	10	143	166	12	327	143	327		376	28	30	72				12	28	5	8	10	
UMB-165	11	3	8	146	132	3	275	146	275		414	24	26	63				10	24	5	8	10	
UMB-166	9	3	6	139	148	3	240	139	240		424	18	25	57				11	18	5	8	10	
UMB-167	23	9	14	257	124	9	70	257	70		247	10	10	24				8	10	5	8	10	
UMB-168	8	3	5	83	103	3	497	83	497		425	10	25	69				10	10	5	8	10	
UMB-170	14	5	9	140	117	5	188	140	188		174	10	34	77				16	10	5	8	11	
ARN58-1	13	4	9	135	133	4	219	135	219	2	482	24	4	13	19	2	30	12	24				
ARN59-1	17	3	14	208	70	3	39	208	39	<1	122	8	1	5	18	1	12	13	8				
UMB60-1	15	4	11	186	130	4	171	186	171	2	431	14	3	10	20	9	33	22	14				

Tab. 3.13 - Analyses des éléments traces pour le Massif d'Umburanas

* analyses realisées par Geosol, Brésil

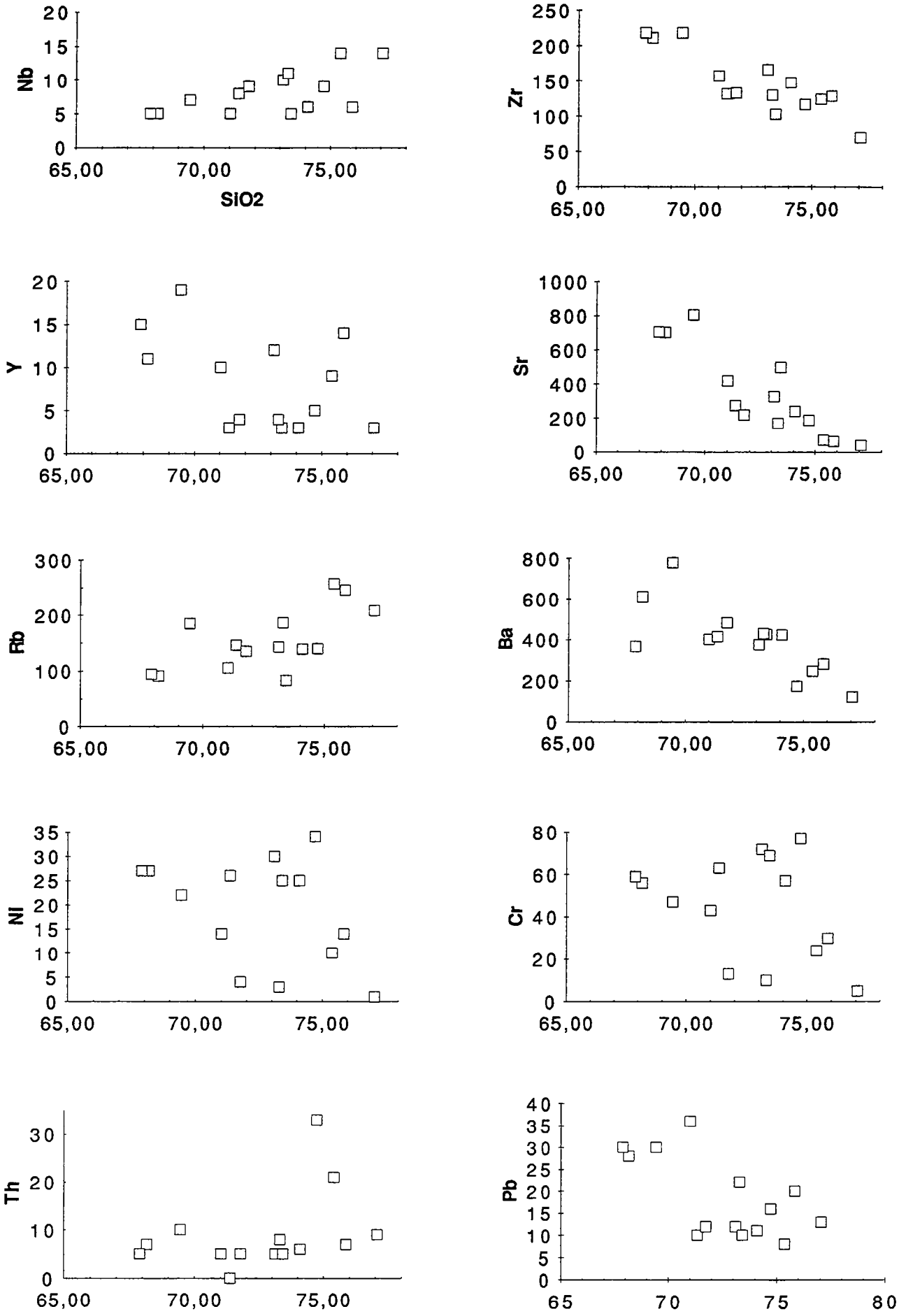


Fig. 3.45 - Diagrammes SiO2 vs éléments traces pour le massif d'Umburanas

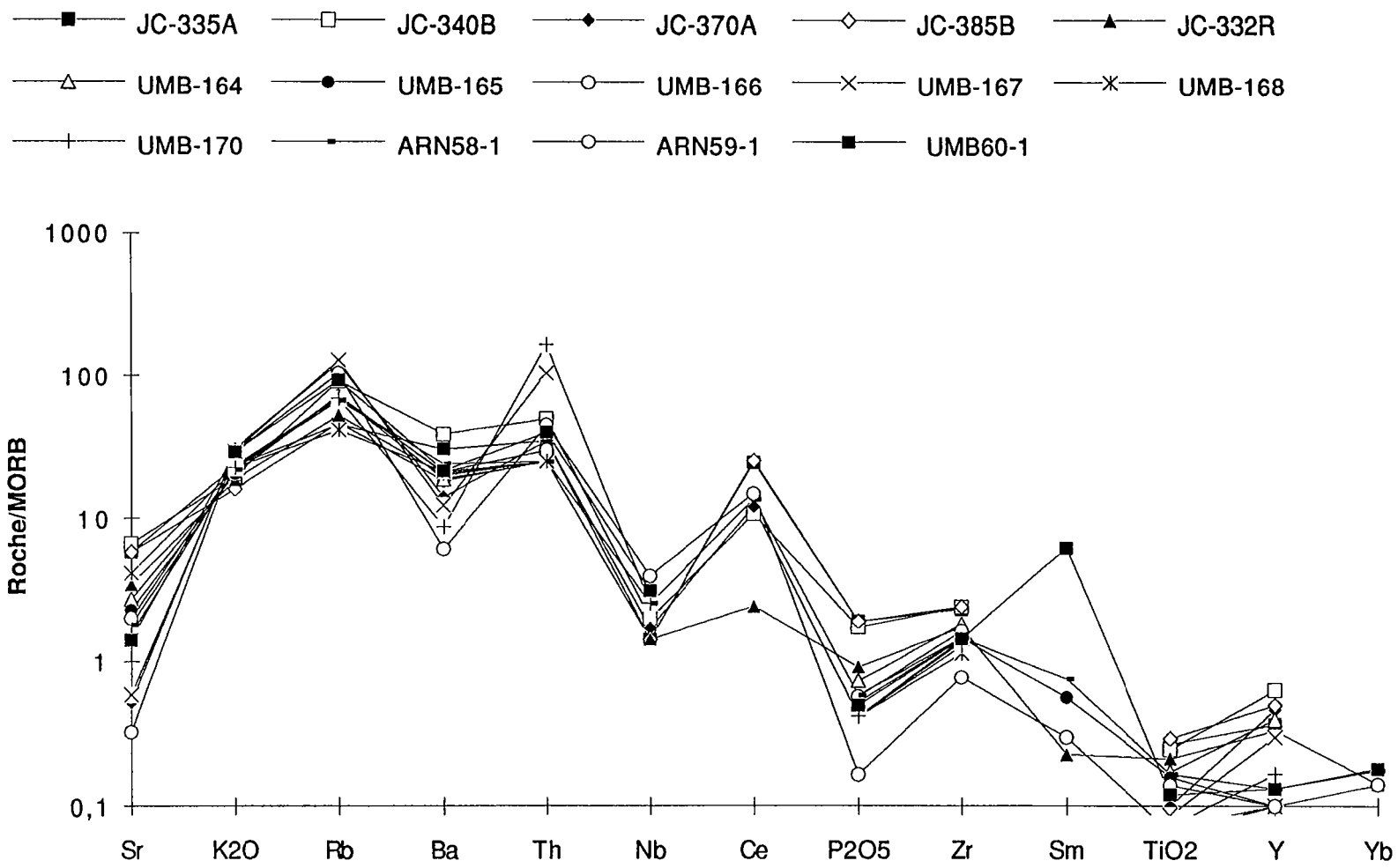


Fig. 3. 46 - Diagramme Roche / MORB pour le massif d'Umburanas

présente des valeurs entre 3,67 et 5,38 (ARN-59.1, JC-370A et UMB-167) qui confirment le lessivage du strontium. Cette perte est le reflet de la séricitisation du plagioclase qui peut entraîner la diminution de Ba, un élément moins mobile et , en conséquence, sa teneur resterait a peu près inchangée (Drummond et al., 1986).

III.2.5.2- b - Les diagrammes multi-éléments

Des diagrammes multi-éléments normalisés au manteau primitif ont été faits pour les roches du massif d'Umburanas (fig.3.47). Les spectres montrent une distribution homogène avec des anomalies négatives en Nb et P et une anomalie positive en Pb. Ils montrent une composition semblable à celle des spectres des granites archéens peralumineux de type SP3 (Sylvester, 1994). D'une façon générale, les teneurs des éléments des roches étudiées sont plus faibles que celles de la moyenne de granites protérozoïques (Condie, 1993).

III.2.5.3- Les terres rares

La composition et les spectres des terres rares de 5 échantillons sont respectivement reportés dans le tableau 3.14 et dans la figure 3. 48.

Les spectres sont fractionnés (La_N/Yb_N entre 12,1 et 32,4) et pour 3 échantillons, des anomalies négatives en Eu (Eu/Eu* = 0,44-0,73) sont présentes. Les teneurs et les anomalies sont indépendantes du degré de différenciation. Les rapports Sm/Nd sont, en général, compris entre 0,12 et 0,16 mais ils peuvent atteindre 0,11 (ARN-59.1). En conséquence, il est possible d'envisager que la plupart des spectres sont représentatifs de la composition magmatique. L'échantillon ARN-59.1 montre le spectre le plus appauvri et avec l'anomalie la plus forte en Eu. Ce comportement est considéré comme résultant de la mobilisation chimique démontrée antérieurement et donc il n'est plus représentatif du magma.

Les spectres appauvris en terres rares et régulièrement fractionnés ne peuvent pas être expliqués par la fusion des sédiments du type NASC (Wildeman et Haskin, 1973) ou de type PAAS (Nance et Taylor, 1976) parce qu'ils sont plus riches en ces éléments que les roches étudiées. Ils sont globalement de type TTG, mis à part 2 anomalies en Eu. Il faut donc une source déjà riche en terres rares légères et pauvre en terres rares lourdes. Les TTG sont d'excellents candidats.

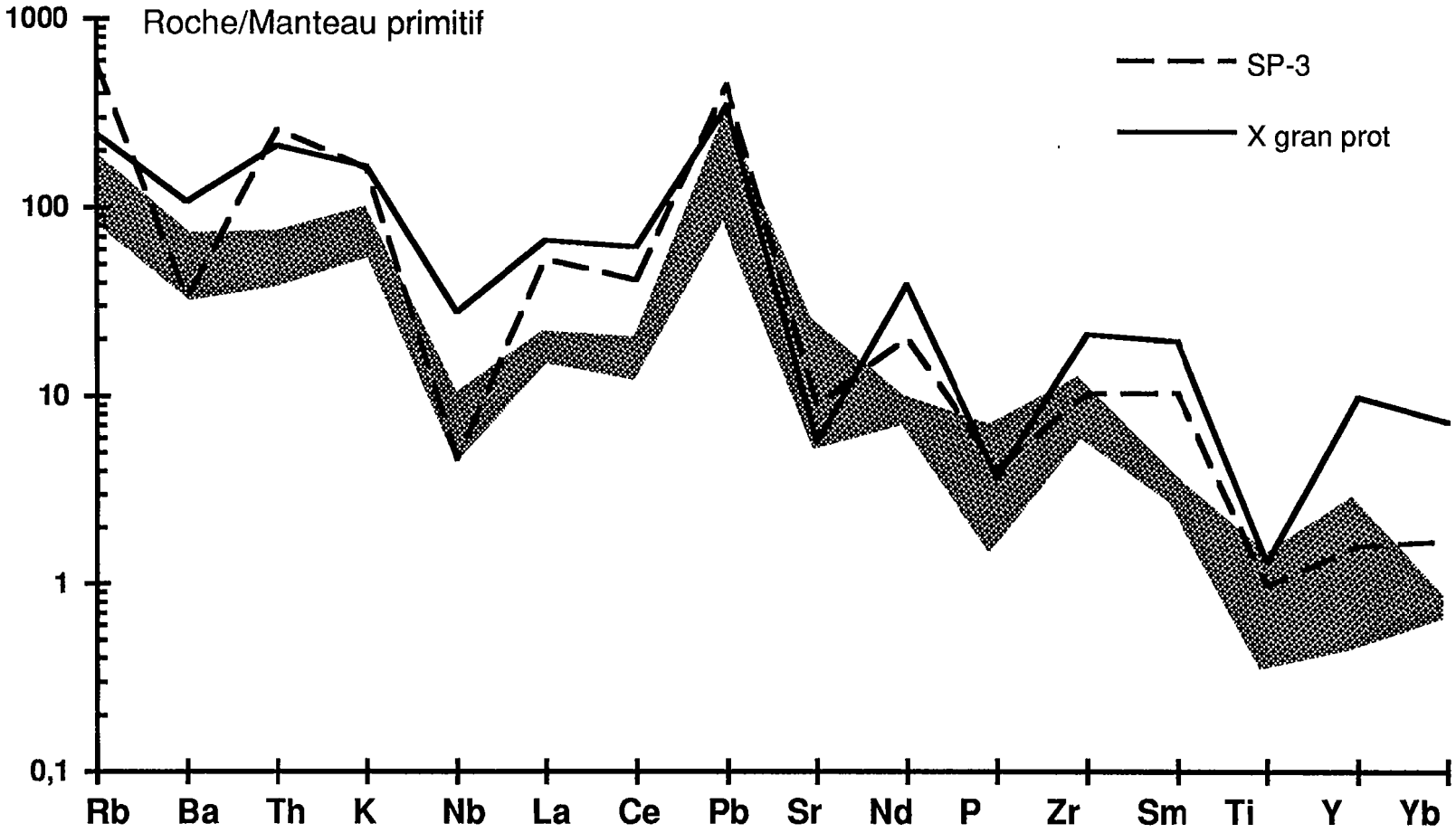


Fig. 3.47 - Diagramme multi-éléments pour le massif d'Umburanas

	ARN-58.1	ARN-59.1*	UMB-60.1*	UMB-165*	JC-332*
La	23,24	8,805	21,770	15,980	23,82
Ce	41,93	20,880	48,570	34,260	55,9
Pr	4,55				
Nd	15,94	9,377	48,570	14,200	23,44
Sm	2,5	0,985	20,700	1,857	3,515
Eu	0,65	0,126	0,458	0,550	0,754
Gd	1,9	0,810	2,169	1,550	2,245
Tb	0,25				
Dy	1,354	0,753	1,520	1,080	1,606
Ho	0,249	0,145	0,272	0,195	0,301
Er	0,589	0,410	0,660	0,500	0,707
Tm	0,086				
Yb	0,604	0,480	0,622	0,478	0,485
Lu	0,091	0,097	0,095	0,086	0,079

Tab. 3.14 - Analyses de terres rares pour le massif d'Umburanas

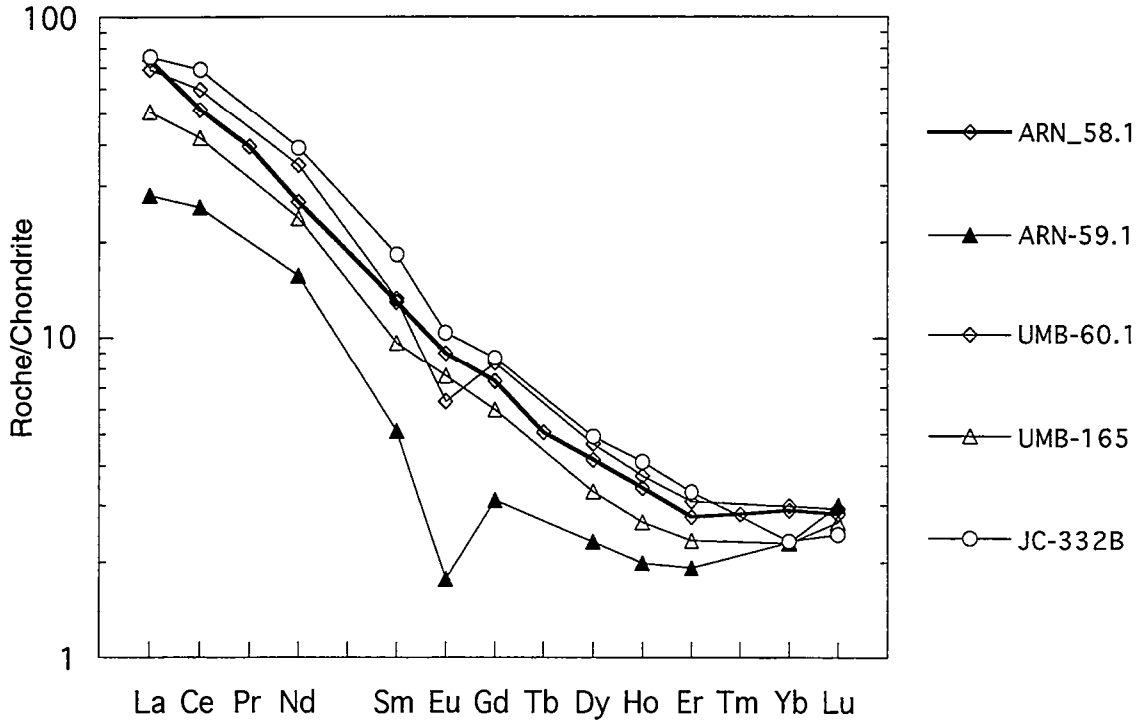


Fig. 3.48 - Spectres de terres rares pour le massif d'Umburanas

III.2.5.4- CONCLUSION

Le massif d'Umburanas est composé de granites peralumineux qui doivent être le produit de la fusion de tonalites plus anciens.

III.2.6- MASSIF DE SERRA DA FRANGA

III.2.6.1- Éléments majeurs

Les analyses en éléments majeurs du massif de Serra da Franga (tab. 3.15) sont représentées graphiquement dans la figure 3.49. La valeur en silice varie de 72,2 à 75,8%. La somme $Fe_2O_3(t)$ + MgO + TiO_2 <5% est en accord avec le caractère leucocrate des roches. La somme Na_2O + K_2O est comprise entre 7,30 et 9,07% avec prédominance du potassium sur le sodium, sauf pour les échantillons SRF-55.1 et JC-708.

	JC-157E *	JC-708 *	JC321C *	SRF54-1	SRF54.2	SRF55.1
SiO_2	73,8	74,3	75,8	74,18	73,80	72,18
Al_2O_3	14,0	14,2	11,7	14,74	12,31	15,60
Fe_2O_3	2,00	1,54	2,92	0,85	4,12	1,95
MnO	0,07	0,13	0,02	0,01	0,06	0,03
MgO	0,58	0,23	0,22	0,11	0,31	0,44
CaO	0,8	0,9	1,1	0,92	1,41	2,22
Na_2O	4,0	4,8	2,5	3,90	2,52	5,18
K_2O	4,6	3,8	5,5	5,17	4,88	2,12
TiO_2	0,06	0,05	0,17	0,12	0,50	0,22
P_2O_5	0,050	0,052	0,050	0,01	0,08	0,07
TOTAL	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
PF				0,51	0,38	0,49
FeOt	0,53	0,86	0,28			
H_2O+	0,64	0,28	0,22			
CO_2	0,15	0,09	0,16			

Tab. 3.15 - Analyses des éléments majeurs pour le massif de Serra da Franga

Les analyses chimiques sont très dispersées dans les diagrammes en fonction du SiO_2. Cependant, des droites de pente

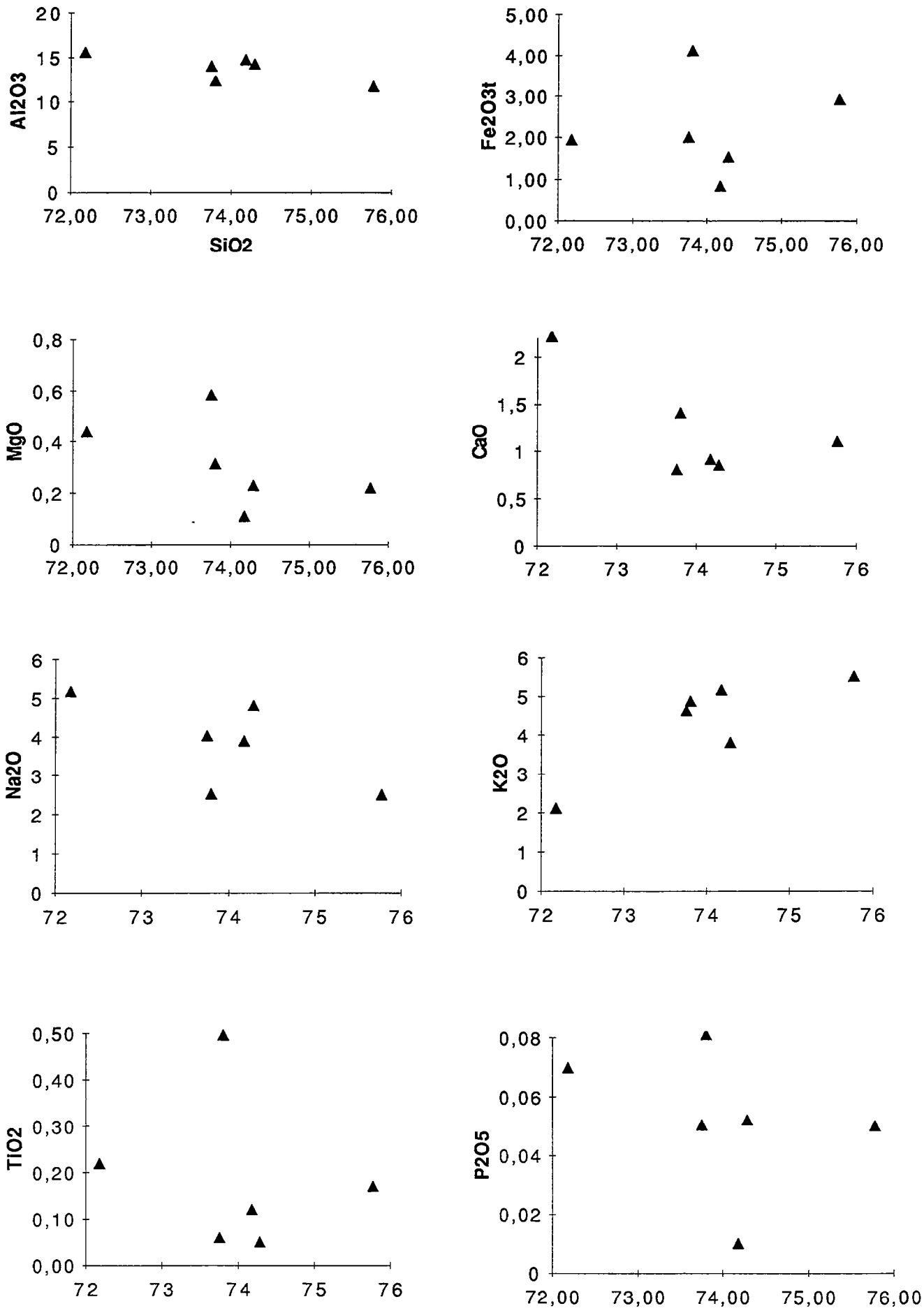


Fig. 3.49 - Diagramme SiO2 vs éléments majeurs pour le massif de Serra da Franga

négative peuvent être reconnues pour l'Al_2O_3 et Na_2O et une de pente positive pour le K_2O.

III.2.6.1.a- Typologie

Selon le triangle An-Ab-Or (fig. 3.50), le massif Serra da Franga est composé de granites. Ils appartiennent à la série calco-alcaline riche en potassium (fig. 3.51).

III.2.6.1.b- Comportement de l'alumine

La teneur en Al_2O_3 est comprise entre 11,7 et 15,6%. Le corindon normatif est présent avec un pourcentage qui varie de 0,28 à 1,09% mais qui peut atteindre 2,52% pour l'échantillon JC-321. Le rapport cationique $Al_2O_3/(Na_2O + CaO + K_2O)$ varie entre 0,97 à 1,08 (fig. 3.52)

III.2.6.2- Éléments traces

La distribution des éléments traces (tab. 3.16) dans les diagrammes en fonction de la silice (fig. 3.53) est mieux définie qu'avec les éléments majeurs. L'échantillon SRF-54.2 montre les plus fortes concentrations en Nb, Zr, Y, Ba et Th. Le Rb et le Pb montrent clairement un comportement incompatible tandis que le Ba semble diminuer avec la différenciation.

III.2.6.3- Les terres rares

Les deux analyses en terres rares disponibles (tab.3.17) sont représentées graphiquement dans la figure 3. 54 . Les spectres sont très faiblement fractionnés (rapports $(La/Yb)_N$ égaux à 1,92 et 3,14) avec des anomalies négatives prononcées en Eu (Eu/Eu^*= 0,29).

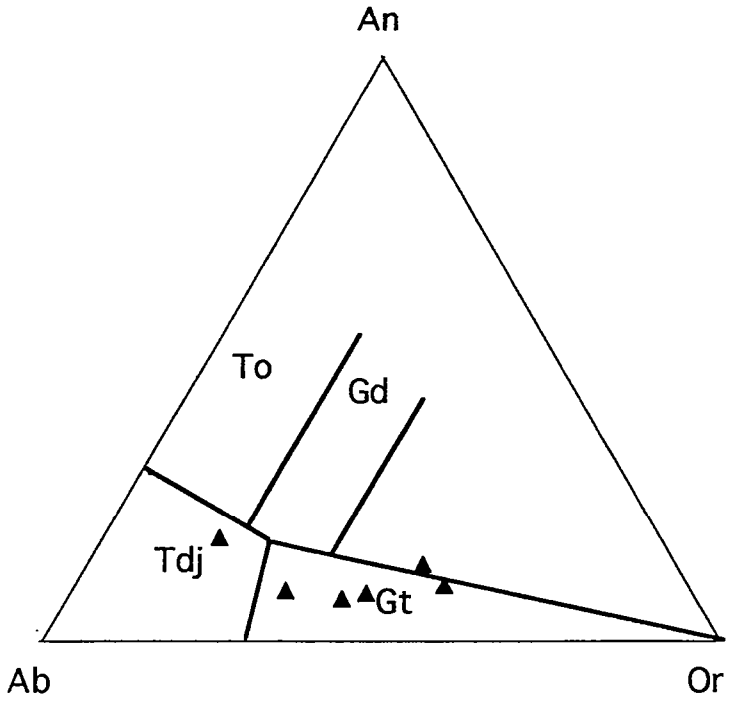


Fig. 3.50 - Diagramme An-Ab-Or pour le massif de Serra da Franga

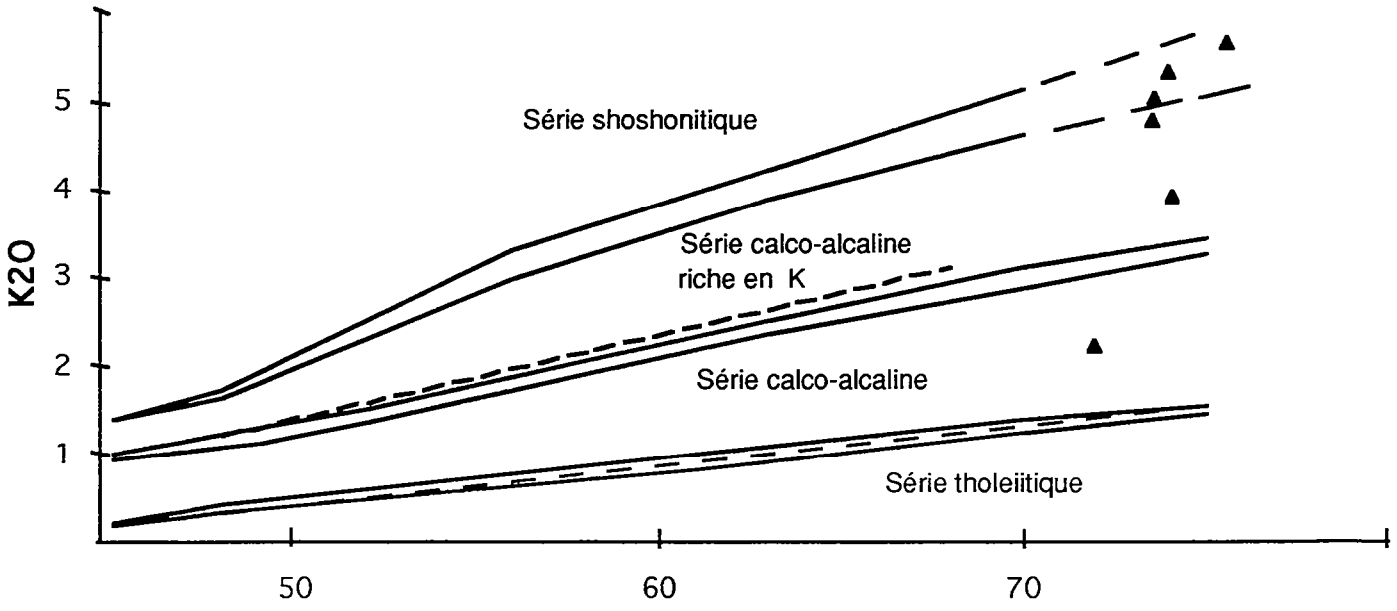


Fig. 3.51 - Diagramme K2O vs SiO2 pour le massif de Serra da Franga

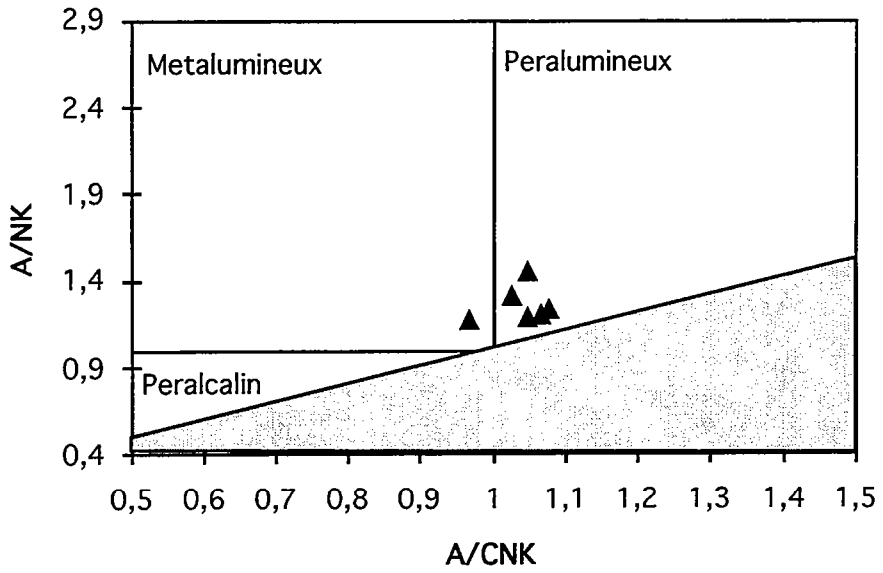


Fig. 3.52 - Diagramme A/NK vs A/CNK pour le massif de Serra da Franga

	* JC-157E	* JC-708	* JC-321C	SRF54.1	SRF54.2	SRF55.1
Th	5	23	16	34	33	3
Y	26	115	58	19	128	5
Nb	5	15	45	16	49	10
Rb	183	191	249	190	168	89
Zr	46	115	71	117	540	126
Y	26	115	58	19	128	5
Sr	123	51	41	83	70	453
Rb	183	191	249	190	168	89
Sr	123	51	41	83	70	453
Co				1	6	3
Ba	189	106	80	314	1453	274
V		<10		5	17	21
Ni	43	31	10	1	6	2
Cr	88	97	14	6	3	8
Ga				25	20	21
Cu				<1	9	2
Zn				20	68	44
Pb	28	72	56	32	22	14
V		<10		5	17	21
Ta	<5	<5	5			
Hf	<8	<8	<8			
Sc	10	11	<10			
U	<10		<10			

Tab. 3.16 - Analyses des éléments traces pour le massif de Serra da Franga
* Analyses realisées à Geosol, Brésil

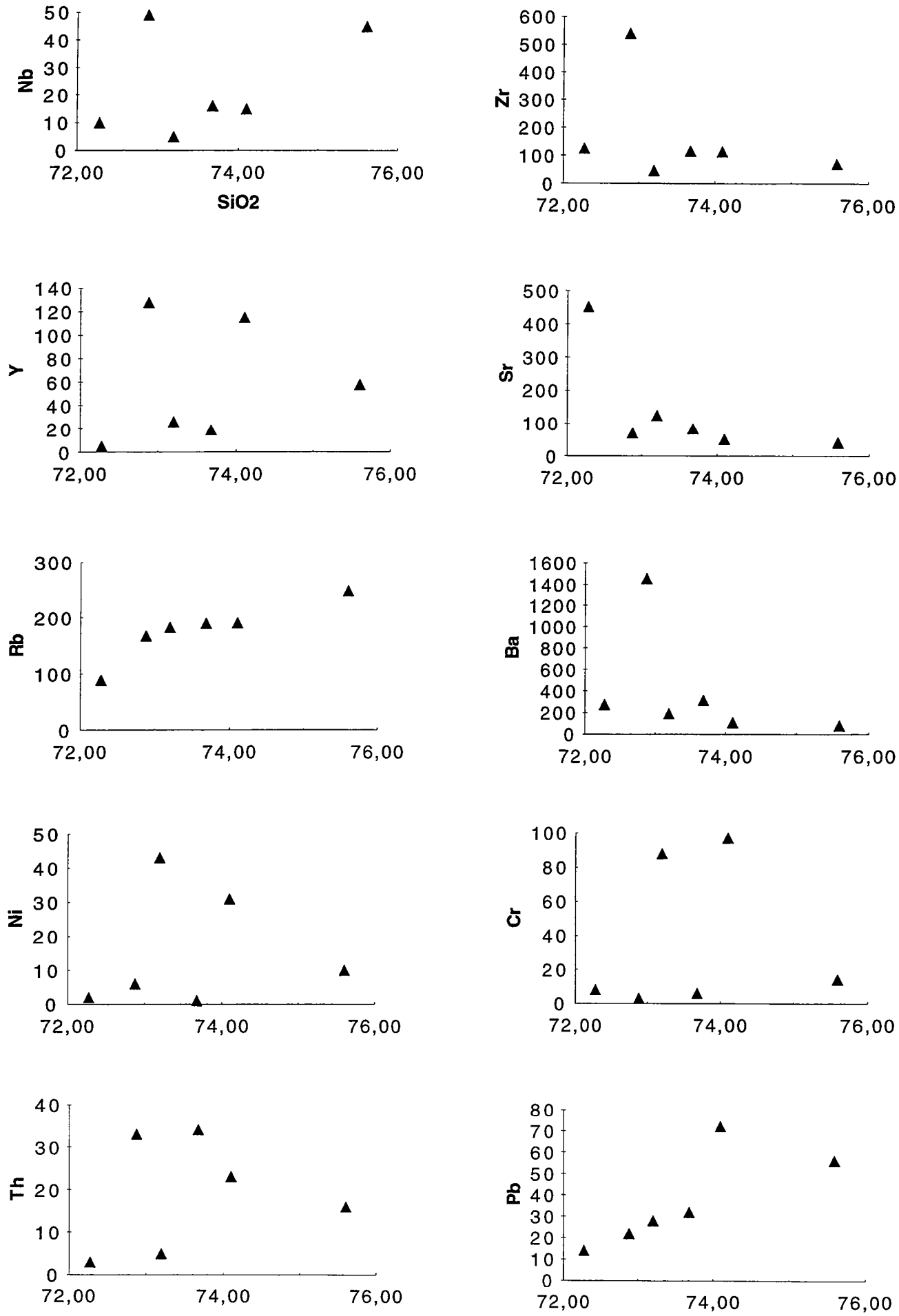


Fig. 3.53 - Diagrammes SiO2 vs éléments traces pour le massif de Serra da Franga

	JC-708*	JC-321C*
La	10,260	13,000
Ce	18,700	25,250
Nd	8,441	13,390
Sm	3,731	3,197
Eu	0,342	0,313
Gd	3,449	3,371
Dy	5,212	5,317
Ho	1,133	1,045
Er	3,503	2,721
Yb	3,532	2,736
Lu	0,464	0,324

Tab. 3.17 - Analyses de terres rares pour le massif de Serra da Franga

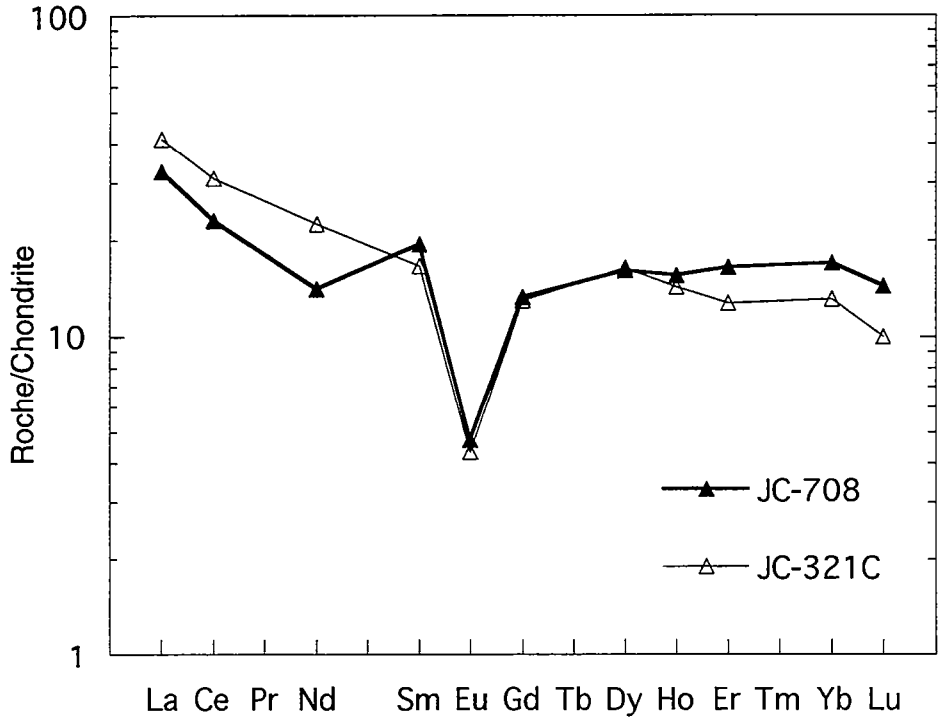


Fig. 3.54 - Analyses de terres rares pour le massif de Serra da Franga

III.2.6.4 - CONCLUSION

Le massif de Serra Franga est composé de granites calco-alcalins riches en potassium, metalumineux à peralumineux. En comparaison avec les autres granites étudiés, ce massif est le plus pauvre en terres rares.

III.3 - CONCLUSION GENERALE

L'étude géochimique des massifs de granitoïdes du Bloc du Gavião a mis en évidence la présence de deux ensembles magmatiques principaux: les gneiss trondhjémitiques, semblables aux TTG archéens (Aracatu et Bernada), et les granites calco-alcalins riches en potassium (Mariana, Serra do Eixo et Serra da Franga) et peralumineux (Umburanas). Des granites alcalins sont associés au massif de Serra do Eixo.

Le comportement des terres rares indique, globalement, pour les orthogneiss, une origine à partir de la fusion d'un amphibolite avec le grenat dans le résidu ou à partir de la fusion de tonalites. La source des granites pourrait correspondre au recyclage crustal des roches plus anciennes.

Bien que la plupart des échantillons ont préservé leur composition magmatique, des perturbations géochimiques ont été détectées pour les alcalins, quelques éléments traces et même pour les terres rares qui sont souvent considérées comme immobiles dans les roches granitiques.

CHAPITRE IV- GÉOCHRONOLOGIE ET GÉOCHIMIE ISOTOPIQUE

Comme signalé au début de ce travail, à part les TTG, les données de géochronologie et de géochimie isotopique des granitoïdes du Bloc du Gavião sont ponctuelles et ne sont pas toujours très précises. Des évaporations sur monozircon, des analyses isotopiques Rb-Sr et Sm-Nd ont été réalisées sur les échantillons des massifs étudiés dans cette thèse afin de dater les différentes étapes de la genèse crustale et de caractériser la nature juvénile ou recyclée de ce segment de croûte continentale ancienne en tenant compte de la nature pétrologique des différents ensembles.

IV-1. LES MINÉRAUX DATÉS

IV-1.1- Le zircon

Le zircon ($ZrSiO_4$) est un minéral accessoire très fréquent dans tous les types de roches. Il est très utilisé dans l'investigation géochronologique puisque très généralement il conserve l'information isotopique U-Pb, malgré l'altération, le métamorphisme et l'anatexie. Toutefois, de fortes concentrations en U peuvent causer des dommages à sa structure cristalline (métamictisation); il en résulte des pertes ou des gains d'uranium, de thorium et de plomb. En conséquence, les compositions isotopiques sont modifiées surtout dans les conditions du métamorphisme.

Dans les roches magmatiques, les zircons sont automorphes et subidiomorphes, de couleur orange, rose, rouge, brun ou, parfois, brun foncé en raison de la métamictisation. La présence de coeurs anciens indique un événement de recyclage crustal. Ils sont les reliques d'anciens zircons qui, après avoir subi une érosion et/ou une fusion partielle, ont recristallisé en gardant un coeur représentatif du protolithe ancien.

IV-1.1. a- La typologie du zircon

La classification typologique des zircons, basée sur les combinaisons possibles entre les prismes {100} et {110} et les pyramides {211} et {101}, en considérant leurs dimensions relatives, est présenté dans un cadre qui contient l'index T (température) en ordonnée et l'index A (nature chimique de la roche) comme abscisse (Pupin et Turco, 1972) (fig. 4.1).

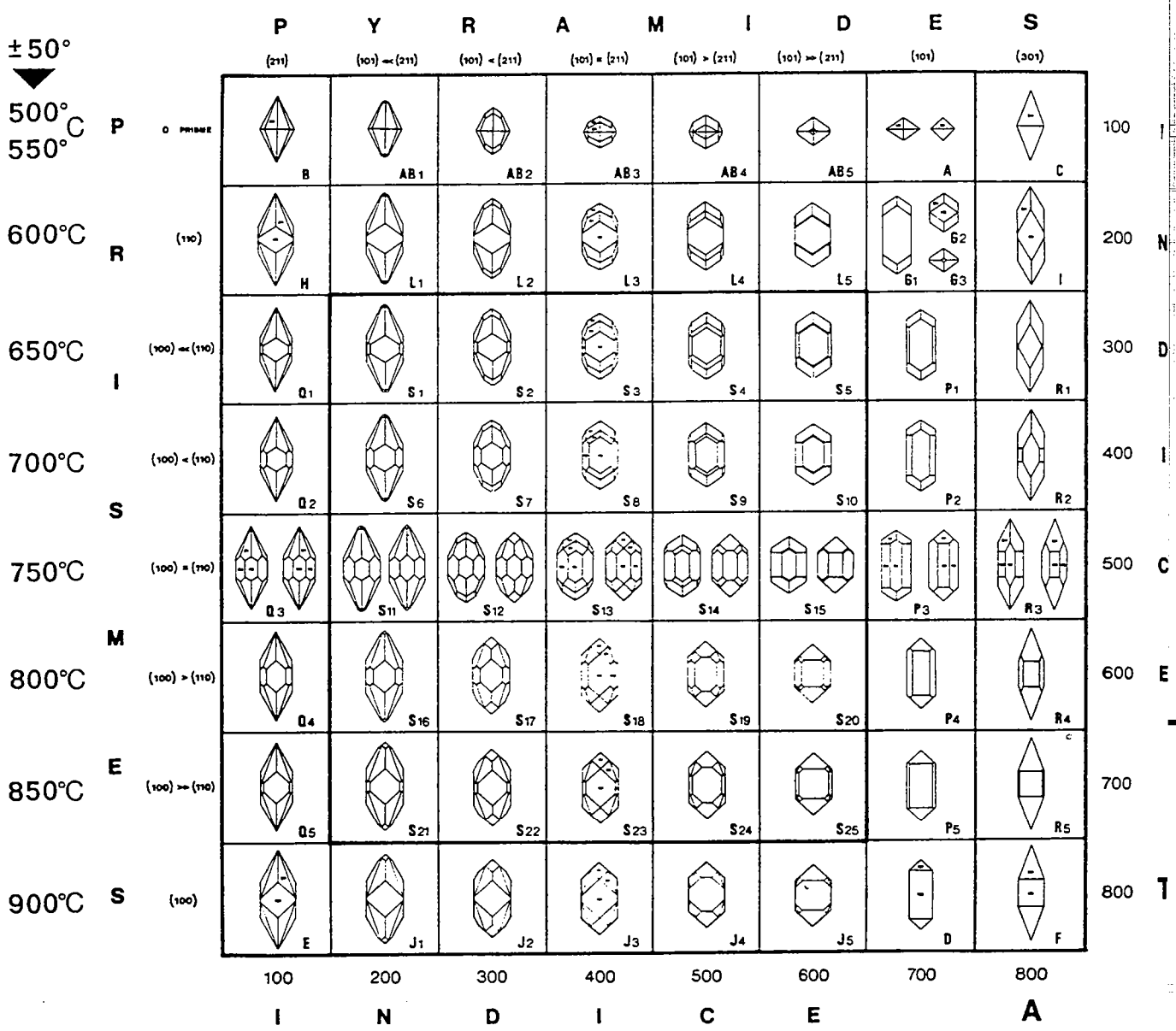


Fig. 4.1- Classification typologique des zircons d'après Pupin et Turco (1972)

Selon (Pupin et Turco, 1972), les zircons les plus courants sont de type S dont 25 sous-types sont connus. Les types L, G, P, J et D sont très abondants. Par contre, les types C, I, R et F à pyramide {301} sont purement théoriques. Les prismes {100} sont indicateurs de hautes températures de cristallisation et les prismes {110} de basses températures. Les pyramides {211} se développent en milieu alumineux tandis que les {101} sont caractéristiques du milieu alcalin.

A partir de cette classification, Pupin (1980) a établi la tendance d'évolution typologique (TET) pour les populations de zircons appartenant à différentes séries de granitoïdes (fig. 4.2).

Dans cette thèse, quelques déterminations typologiques de zircons ont été réalisées à partir de l'observation de grains au microscope électronique à balayage (MEB) à Rennes. La structure interne a été identifiée à travers des lames minces. Cette démarche a eu comme but une meilleure caractérisation des grains, comme l'obtention d'informations sur les conditions du milieu de cristallisation, afin de faciliter l'interprétation des données géochronologiques obtenues sur monozircon.

IV-1.1. b- La séparation du zircon

La séparation des zircons des roches étudiées a été fonction du volume de gravier des échantillons disponible:

1- Échantillons de 100 g à 500 g

a- réduction au marteau de la granulométrie

b- tamisage à 250µm

Pour les petites quantités,

c- récupération de la fraction la plus dense après passage à la liqueur dense d'iodure de méthylène (d=3,33)

Pour les quantités plus grandes,

c- récupération de la fraction la plus dense après passage au densitest (appareil constitué d'un plateau soumis à des secousses et a une ventilation ascendante qui effectue une séparation minérale par densité d'une fraction isogranulaire)

2- Échantillons de 6 à 10 Kg

a- passage aux broyeur à anneaux

b- tamisage à 250 µm

c- récupération de la partie la plus dense après passage à la table de secousses de Mosley

d- passage au séparateur magnétique Frantz avec les ampérages variables.

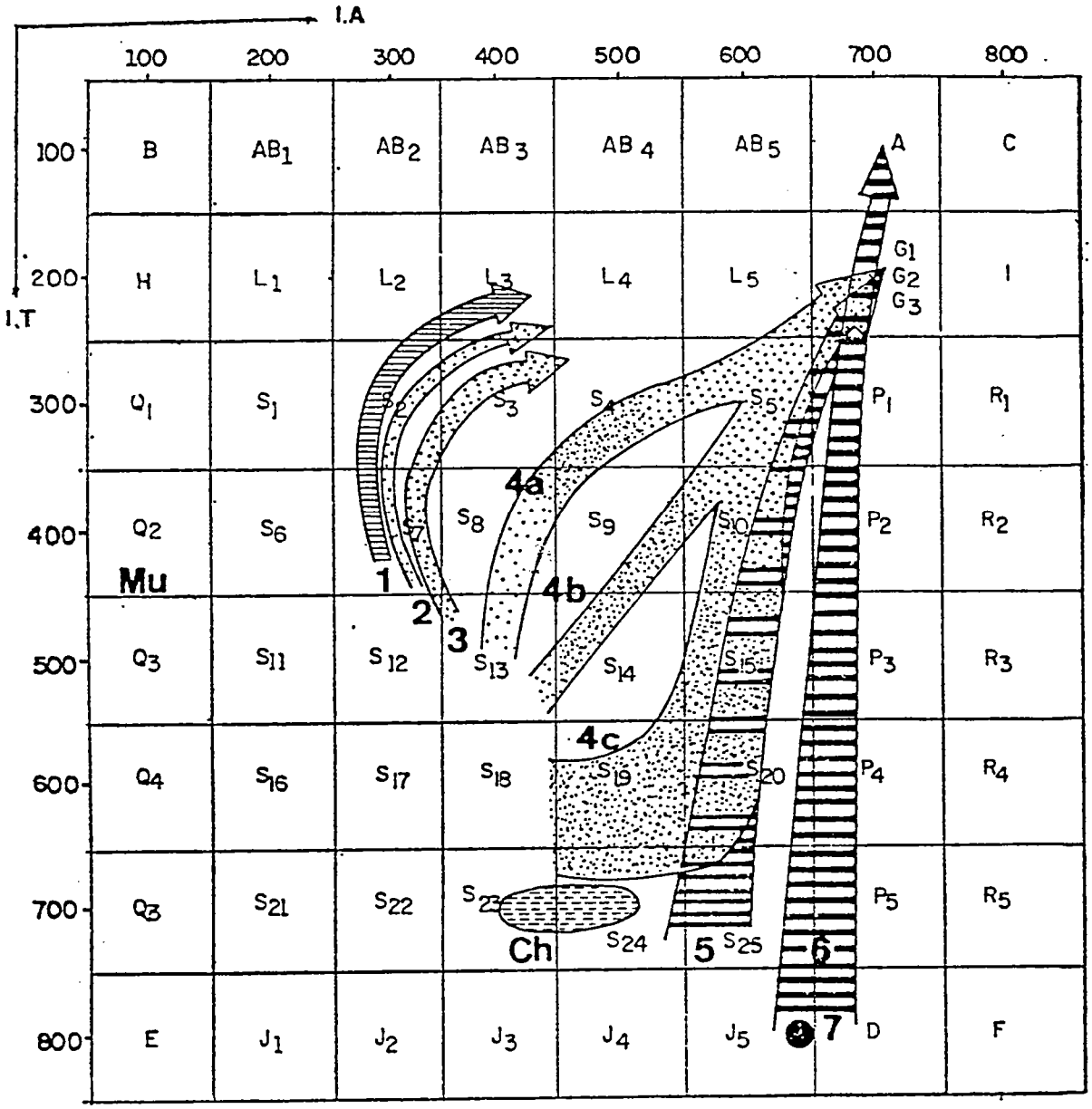


Fig. 4.2 - Diagramme de tendence d'évolution typologique (TET)
1, 2, 3 - granites crustaux
4a, 4b, 4c et 5 - granites hybrides
6 et 7 - granites mantelliques
Mu - muscovite Ch- charnockites

IV.1.2- La monazite

La monazite ((Ce, La, Y, Th) PO_4) est un minéral accessoire présent dans plusieurs types de roches. C'est, après le zircon, le plus employé en géochronologie U-Pb en raison du blocage de son Pb* dans des conditions de haute température. Dans les roches magmatiques, elle est automorphe et subdiomorphe, de couleur brun rougeâtre à orange. Sa datation est particulièrement utile pour connaître l'âge de cristallisation de roches granitiques peralumineuses où la présence de zircons hérités est très fréquente.

Les monazites étudiées ont été prélevées dans les concentrés de minéraux lourds qui contiennent le zircon puisqu'elles se séparent au Frantz dans les ampérages de 1 et 1,7A.

IV.1.3- Le sphène

Le sphène (CaTi(SiO4)) est un silicate de calcium et de titane qui est un minéral accessoire très fréquent dans les roches ignées. Le sphène analysé a été prélevé dans les concentrés de minéraux lourds de l'échantillon SEX-96, un orthogneiss du massif d'Eixo.

IV.1.4- Le grenat

Grâce à son rapport Sm/Nd le plus souvent élevé, le grenat permet l'obtention d'âges de refroidissement. D'après Mezger et al., (1992), la température de fermeture du système Sm-Nd du grenat est de 600-650 °C selon la taille du minéral.

Les grenats analysés ont étés recueillis lors du passage de concentrés de minéraux lourds des échantillons MAR-140 et MAR-145 au Frantz pour des ampérages de 0,3 et 0,4A.

IV.1.5- La biotite

La biotite est un minéral a fort rapport Rb/Sr. Son âge Rb-Sr correspond à un refroidissement en dessous d'une température estimée autour de 300 ± 50°C.

Les biotites étudiées ont été récupérées a partir de 200 grammes de la fraction moins dense des échantillons VZP-65.1 (Massif d'Eixo) et ARA-78.1 (Massif d'Aracatu) après passage à la table à secousses. Postérieurement, cette partie a été passée dans un vibreur pour concentrer les minéraux aplatis et après au séparateur magnétique à 0,3A.

IV-2- LES MÉTHODES DE DATATION

IV-2.1- Ages $^{207}Pb/^{206}Pb$ par évaporation directe sur monozircon

La méthode d'évaporation sur monozircon (Kober, 1986, 1987) est basée sur la mobilité du plomb (Pb^{+4}) contenu dans le zircon, suivant son énergie d'activation, par l'augmentation de la température. Ce plomb, résultant de la désintégration de l'uranium, substitue le Zr^{+4} et le Hf^{+4} (élément toujours présent dans les zircons) en différents niveaux du réseau cristallin du minéral. Il est faiblement retenu dans les zones de fractures, de défauts cristallins et les parties métamictes qui ont évolué en système ouvert. Néanmoins, il est beaucoup plus difficile de l'enlever des domaines cristallins parfaits. Le plomb commun se localise dans les inclusions, dans les fractures ou est adsorbé à la surface du cristal. Ainsi, un premier palier de basse température, caractérisé par des rapports $^{207}Pb/^{206}Pb$ instables sans signification, libère le plomb de faible rétention ou un mélange de celui-ci et de plomb commun. Le palier de haute température dégaze le plomb susceptible d'avoir évolué en système clos comme l'indique la stabilité des rapports isotopiques $^{207}Pb/^{206}Pb$. La moyenne de ces rapports et de leur erreurs standard fournit l'âge minimal du minéral daté. L'influence du Pb commun est corrigée par la mesure du rapport $^{206}Pb/^{204}Pb$.

Quelques remarques:

1) Comme la méthode ne permet pas de mesurer les rapports U/Pb, il n'est pas possible d'utiliser un diagramme concordia et de vérifier si le système a vraiment évolué en système fermé.
2) Les rapports isotopiques obtenus peuvent représenter des moyennes provenant de sites à rétentivité du Pb identique et ayant des compositions isotopiques différentes (mélange de Pb* d'âges différents)
3) La rapidité de la préparation des échantillons, qui n'ont pas besoin de traitement chimique préliminaire, est l'avantage le plus évident de cette technique

La procédure analytique suivie est celle recommandée par Kober (1986, 1987). Les déterminations ont été faites sur le spectromètre de masse Finigan MAT 262 multi-collection avec les paliers de températures à 2,6A, 2,8A et 3,1A. Le plomb de correction utilisé est celui de Stacey et Kramers (1975) rapporté à l'âge du zircon. Les erreurs sur les âges sont calculées à 1σ, elles correspondent à des erreurs de mesure qui deviennent significatives lorsque les résultats sont homogènes.

IV-2.2- Ages $^{207}Pb/^{206}Pb$ par évaporation directe sur monazite et sphène

La datation de la monazite et du sphène a été faite par évaporation directe sur monocristal, selon la méthodologie développée à Geosciences Rennes par J. J. Peucat, de manière semblable à celle du monozircon et appliquée par Kouamelan (1996). Cependant, comme la monazite n'est pas un silicate et l'émission de plomb se fait à des températures plus basses que pour le zircon, les premiers paliers de températures utilisés ont été baissés à 2,4 et 2,7A et de la poudre de silice ($\phi < 55\mu$ et $\phi < 84\mu$ selon la taille du minéral) a été additionnée, au moment de placer le grain sur le filament, pour obtenir des émissions stables et mesurables par analogie aux méthodes de datation avec traitement chimique avec l'addition de gel de silice.

IV-2.3- Les isotopes du Sr et du Nd

Les concentrations de Rb ont été mesurées par dilution isotopique au spectromètre de masse Cameca THN-206. Les blancs sont: Rb= 0,1 ng, Sr=1 ng, Sm=0,2ng et Nd<0,5 ng. L'imprécision du rapport $^{147}Sm/^{144}Nd$ est de 0,5% et du rapport $^{87}Rb/^{86}Sr$ de 2%. Les rapports isotopiques du Sr et du Nd ont été mesurés sur le spectromètre de masse Finnigan Mat 262 ainsi que les concentrations en Sr, Nd et Sm.

IV-2.3.a- Le système Rb-Sr

Les granitoïdes sont datables par la méthode Rb-Sr parce qu'ils fractionnent le rapport Rb/Sr. Cependant, dans le cas d'étude de roches anciennes, le système se trouve, en général, perturbé par la présence de fluides ou d'événements thermiques postérieurs. Les âges sont acquis sur des compositions de roches totales ou de minéraux.

Les rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ initiaux (I_{Sr}) informent sur les temps de résidence crustale. Une valeur faible (0,704 - 0,705) indique une origine à partir du manteau ou à partir des matériaux à histoire crustale très courte. Une valeur élevée (> 0,710) suggère une origine à partir de matériaux crustaux.

IV-2.3. b- Le système Sm-Nd

Les éléments Sm et Nd offrent une grande résistance aux mobilisations post-magmatiques métamorphiques ou superficielles, Toutefois, les faibles variations des rapports Sm/Nd n'autorisent pas

la construction d'isochrones fiables sur roches totales. Des bons résultats sont obtenus sur des isochrones internes sur minéraux surtout dans le cas du grenat qui fractionne les terres rares lourdes.

Les âges-modèle T_{DM}Nd indiquent à quelle période une roche magmatique a été séparée du manteau. Pour la croûte continentale, ces âges sont calculés en prenant le manteau appauvri comme référence (DM). Ainsi, pour les granites mantelliques, les âges-modèles indiquent le moment où le précurseur basaltique du granite a été fractionné à partir du manteau. Ce temps est considéré comme très proche de l'âge de cristallisation. Pour les roches qui sont issues de la fusion d'une croûte continentale plus ancienne, les T_{DM} Nd indiquent l'âge de la source crustale. Cependant, pour les granites qui possèdent des sources mixtes, il n'ont pas de signification géologique (Arndt et Goldstein, 1987), sinon un âge minimum des protolites les plus anciens.

La notation $\varepsilon_{Nd(t)}$ représente la valeur initiale du ε_{Nd} de la roche au moment de sa formation. Pour les roches magmatiques, une valeur positive indique que le magma provient probablement du manteau appauvri; une valeur négative montre une dérivation a partir d'une source crustale ancienne.

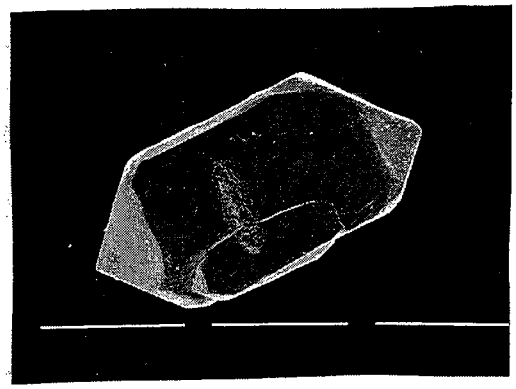
IV-3- LES MASSIFS ÉTUDIÉS

IV-3.1- Massif de Bernada

IV-3.1-a- Ages monozircon

Un étude Rb-Sr antérieure a été réalisée sur ce massif par Cordani et al. (1985). La sélection de quatre échantillons sur les sept analyses disponibles permet de définir un âge de 2,7 ± 0,2 Ga (erreurs calculés avec le programme à 2σ, Rennes). Les sept points dispersent, cependant, autour d'une isochrone de référence à 2,1 ± 0,3 Ga.

La datation de deux zircons de la tonalite BER-120.2 n'a pas présenté les mêmes résultats que ci-dessus. Les zircons analysés sont de type S25, caractéristiques de haute température (fig. 4.3). Un des grains analysés donne les âges le plus anciens de tous les massifs étudiés. Les âges sont compris entre 3,06 et 3,33 Ga (fig. 4.4). L'âge de 3332 ± 4 Ma est conservé comme âge minimal de ce magma tonalitique.



S25

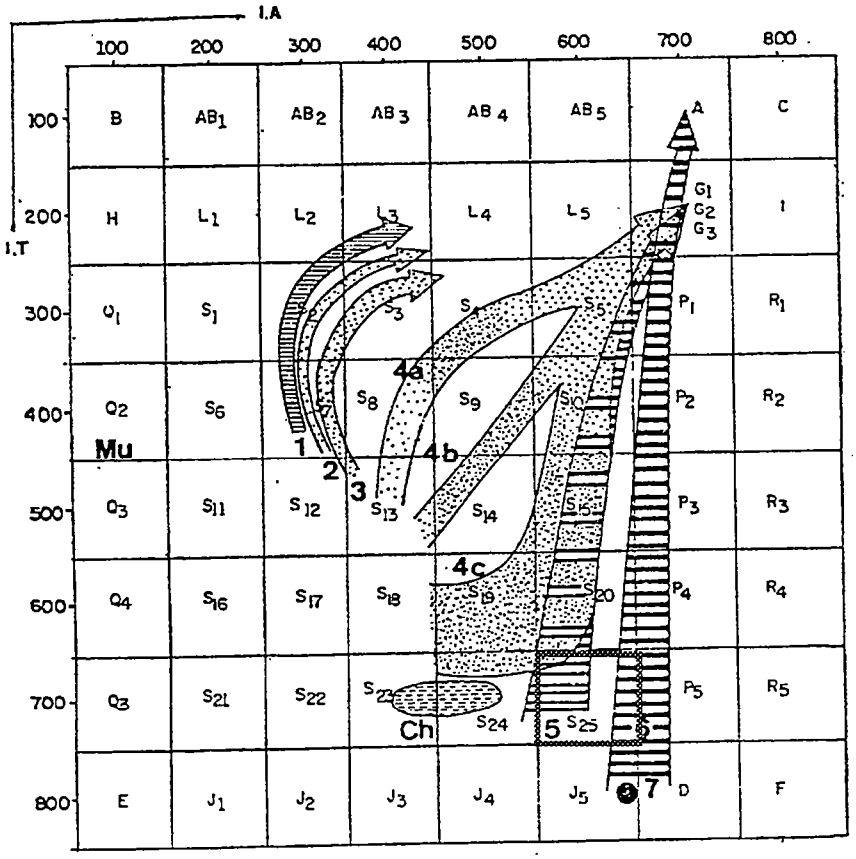


Fig. 4.3 - Détermination typologique pour les zircons du Massif de Bernada
1, 2, 3 - granites crustaux 4a, 4b, 4c, 5 - granites hybrides 6, 7 - granites mantélliques
Mu- champs de stabilité de la muscovite Ch- charnockites

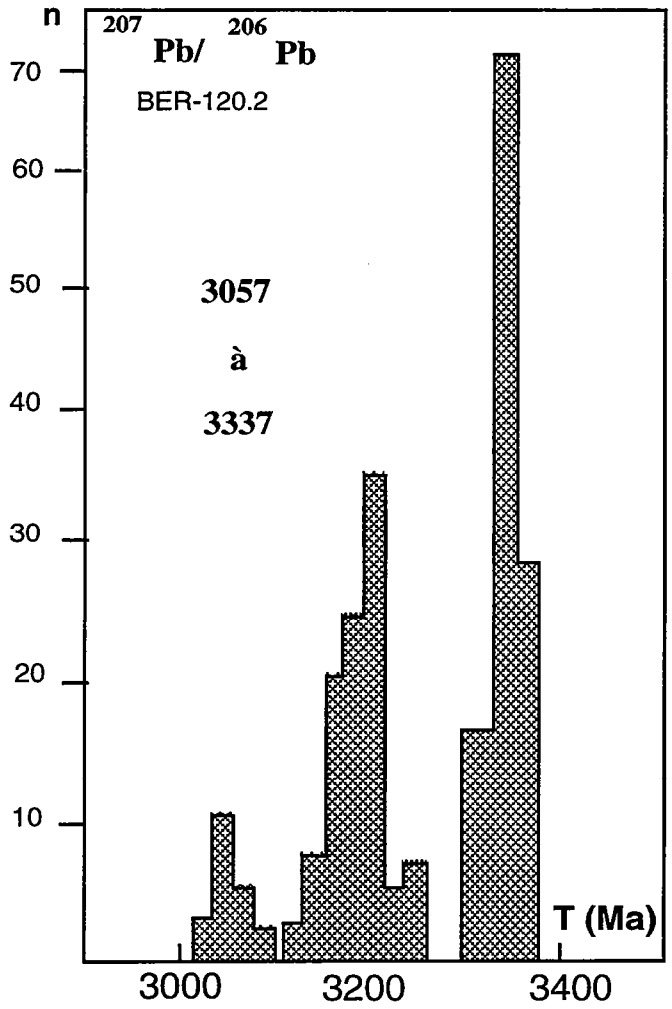


Fig. 4.4- Histogrammes des âges obtenus en monozircon pour le massif de Bernada

Echant.	Temp (A)	mesures	206/204 mesuré	207/206 mesuré	erreur ($2\sigma m.10^{-5}$)	207/206 corrigé	Age (Ma)	± (σ)
BER 120 2	20	2,6*	2549	0,23480	110	0,2307	3057	16
	20	2,8*	36070	0,27506	44	0,2749	3334	7
	20		31858	0,27435	10	0,2743	3331	2
	20		30440	0,27440	20	0,2743	3331	3
	60	total*	32789	0,27461	18	0,2746	3332	4
	20	2,8	31749	0,27228	10	0,2722	3319	13
	20		31151	0,27551	8	0,2755	3337	11
	40	total	31450	0,27390	82	0,2738	3328	15
BER-120.2	20	2,8	6271	0,25286	125			
grain 2	20		6253	0,25078	119			
(S25)	20		6268	0,25322	19			
	20		6192	0,25396	138			
	20		5696	0,25732	156			
	100	total	6136	0,25362	79	0,2519	3196	21
	20	3.1*	11469	0,26096	65	0,2603	3248	8

Tab. 4.1 - Données Pb obtenues par évaporation de monozircon pour le massif de Bernada * - comptage d'ions

IV-3.2- Ages et rapports initiaux du Sr et du Nd

Etant donné l'importance de cet échantillon, les isotopes du Sr et du Nd ont été mesurés. Le rapport I_{Sr} est inférieur à celui du système solaire jusqu'à l'âge de 2,0 Ga. Ceci doit refléter l'ouverture du système pendant l'orogenèse transamazonienne qui, comme nous le verrons plus tard, a laissé son empreinte sur les autres massifs étudiés. Le $\varepsilon_{Nd(t)}$ de +3 est typiquement mantéllique et fait de ces roches des représentants de la croûte continentale juvénile.

Echant.	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	erreur $.10^{-6}$	Io 3,32 Ga
BER120.2	171	122	4,10	0,822543	9	0,624

Ech	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	erreur $.10^{-6}$	εo	T_{DM}	ε (3,32Ga)
BER120.2	9,32	54,78	0,1028	0,510752	7	-36,83	3271	+3,10

Tab. 4.2- Données isotopiques du Sr et du Nd pour le Massif de Bernada

L'âge T_{DM}Nd de 3,3 Ga identique à l'âge Pb sur zircon représente l'époque d'extraction du protolite du manteau.

IV-3.2- Massif de Mariana

IV-3.2-a- Ages monozircon

Les zircons analysés pour le massif de Mariana ont été extraits à partir de 2 échantillons d'orthogneiss (MAR-94.1, MAR-12.3) et un de granite (MAR-137) (tab.4.3). Ils ont une morphologie caractéristique de haute température (S24, S25) et peuvent présenter le faciès 301 qui se développe dans les milieux calco-alcalin et alcalin (type U24) (fig.4.5). D'après la classification de Pupin (1980), ils sont intermédiaires entre les zircons des granites hybrides, formés à partir de composants mantelliques et crustaux, et les granites mantelliques. Ils ne présentent ni zonage, ni coeur apparent.

Echant.	mesures	Temp (A)	206/204 mesuré	207/206 mesuré	erreur ($2\sigma m.10^{-5}$)	207/206 corrigé	Age (Ma)	± (σ)
MAR-12.3	20	2,6	2540	0,23666	28	0,2364	3096	4
(S24)	20	2,6	20289	0,23376	45	0,2334	3075	7
	20	2,6	12966	0,22909	54	0,2284	3041	8
	20	2,6	9801	0,22604	14	0,2260	3021	2
	20	2,8	51750	0,26238	24			
	20	2,8	56844	0,26284	13			
	20	2,8	52661	0,26217	11			
	20	2,8	49005	0,26144	21			
	20	2,8	45424	0,26036	22			
	100	total	51137	0,26184	19	0,2620	3259	5
MAR-94 1A	20	2,6	7732	0,24020	30			
grain 1	20		8039	0,23878	34			
(S25)	20		7038	0,23661	31			
	20		6397	0,23525	23			
	20		6371	0,23459	21			
	100	total	7115	0,23708	44	0,2357	3091	15
	20	2,8	61208	0,25936	12			
	20		63233	0,25908	13			
	20		65878	0,25900	16			
	20		66180	0,25938	6			
	20		66175	0,25948	16			
	100	total	64535	0,25926	7	0,2594	3243	2
	20	3,1*	65296	0,26322	15			
	20		74172	0,26243	63			
	20		76764	0,26095	47			
	20		88167	0,26236	62			
	20		108737	0,26221	54			
	100	total	86960	0,26221	34	0,2615	3255	7
MAR 94 1A	20	2,6	11386	0,21235	61	0,2116	2917	11
grain 2	20	2,6	11288	0,20652	63	0,2056	2871	11
(S25)	20	2,6	9315	0,19957	71	0,1985	2814	13
	20	2,6	7590	0,19300	44	0,1916	2756	9
	20	2,6	7816	0,19109	10	0,1898	2741	2
	20	2,6	8613	0,19151	37	0,1903	2745	1
	20	2,8	74079	0,25804	24			
	20		68503	0,25774	30			
	20		67490	0,25778	11			
	20		67494	0,25767	7			
	20		68715	0,25781	15			
	20		66325	0,25783	14			
	120	total	68316	0,25783	6	0,2579	3234	2
MAR 137	20	2,6	27787	0,11000	59	0,1104	1806	19
	20		29029	0,11328	54	0,1129	1847	19
	20		28050	0,11300	45	0,1134	1855	17
	20		27410	0,11410		0,1137	1859	36
	60	total	28069	0,11307	46	0,1133	1852	25
MAR-137	20	2,8	19252	0,11891	17			
grain 2	20		20580	0,11894	16			
(S5(?)-S25)	20		20864	0,11942	17			

20		20586	0,11942	6			
20		19713	0,11929	8			
100	total	20199	0,11920	8	0,1187	1937	5
20	3,1	31185	0,11907	33			
20		32029	0,49230	24			
20		32047	0,11964	20			
20		32292	0,11972	17			
20		33224	0,11954	20			
100	total	32156	0,11944	12	0,1192	1944	7

Tab. 4.3 - Données d'évaporation directe sur monozircon pour le Massif de Mariana

IV-3.1-a.1- Les orthogneiss

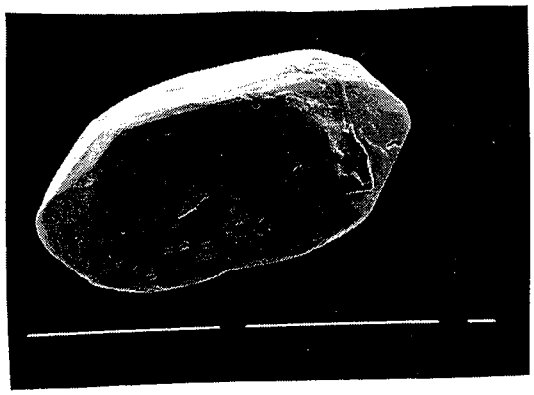
Deux zircons de l'échantillon MAR-94.1 ont été datés. Ils ont une teinte brune, quasiment opaque, caractéristique des grains métamictes riches en U. Le premier, type S25, donne des âges anciens depuis les paliers de plus basse température: 3091 Ma (2,6A), 3243 Ma (2,8A), et à 3,1A il atteint 3255 Ma. Cette homogénéité est le reflet d'une structure simple et d'un système isotopique stable. Cependant, pour le deuxième individu, type S25, au palier de 2,6A, les rapports isotopiques sont instables et l'âge varie de 2741 à 2917 Ma. A 2,8A, les rapports sont plus constants et donnent un âge de 3234 Ma.

Pour l'échantillon MAR-12.3, qui appartient au même affleurement mais a un faciès plus fin et moins feldspathique, on retrouve le même comportement du premier grain analysé pour ce massif, c'est à dire, des âges anciens depuis le palier de 2,6A (3021 à 3096 Ma) jusqu'à 3259 ± 5 Ma pour le palier de 2,8 A.

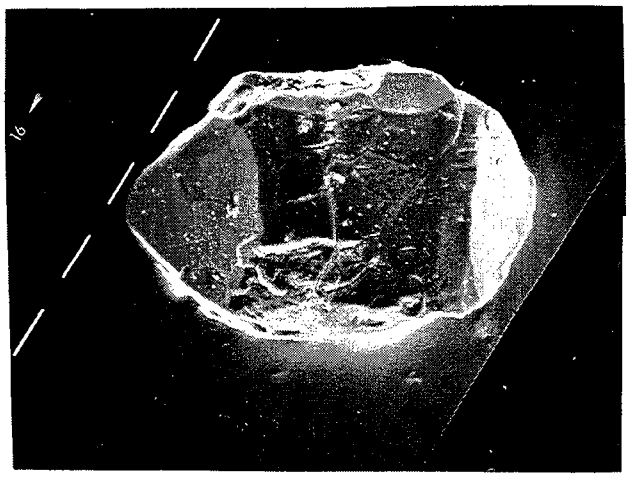
L'âge de 3259 ± 5 Ma a été retenu comme l'âge minimal du magmatisme du Massif de Mariana tandis que les âges plus jeunes doivent refléter la perte de Pb* pendant les épisodes tectono métamorphiques plus récents (fig. 4.5).

IV-3.2-a.2- Le granite

Deux zircons (type S24 et S25) extraits de l'échantillon MAR-137 ont été analysés. Le premier, bien que daté seulement à partir de 60 rapports et à un palier de température bas (2,6A), a enregistré l'âge de 1852 ± 25 Ma. L'autre a fourni des âges plus anciens: 1937 ± 5 Ma à 2,8A et 1944 ± 7 Ma à 3,1A. Cette dernière valeur a été considérée comme l'âge minimal du granite.



S24



S25

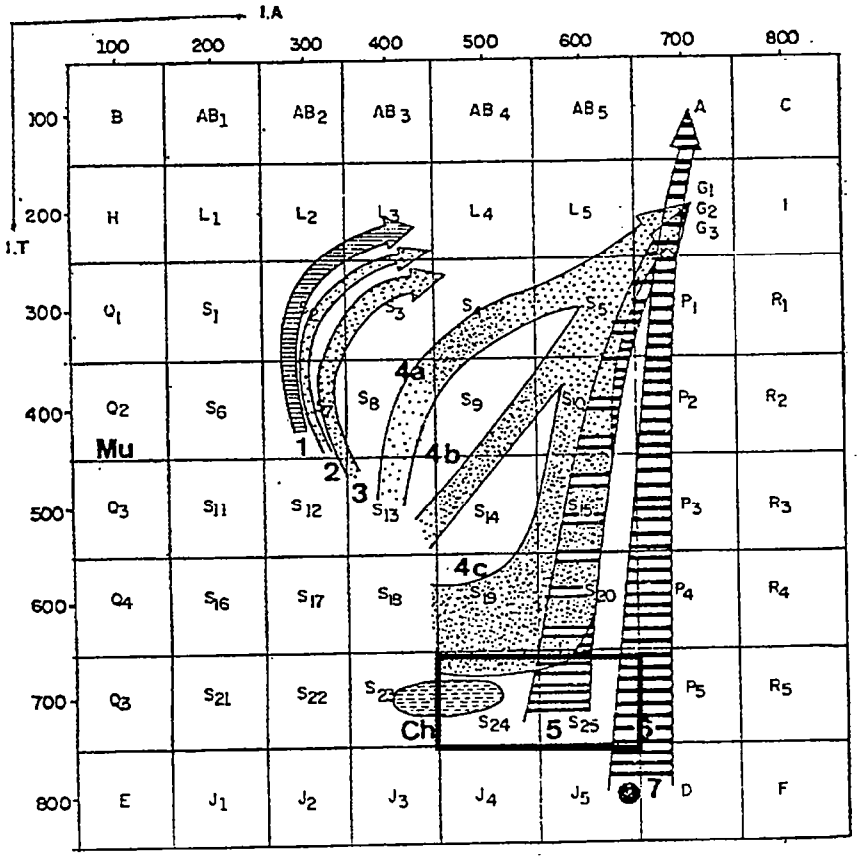


Fig.4.5 - Détermination typologyque des zircons du Massif de Mariana
1, 2, 3 - granites crustaux 4a, 4b, 4c, 5 - granites hybrides 6, 7 - granites mantélliques
Mu- champs de stabilité de la muscovite Ch- charnockites

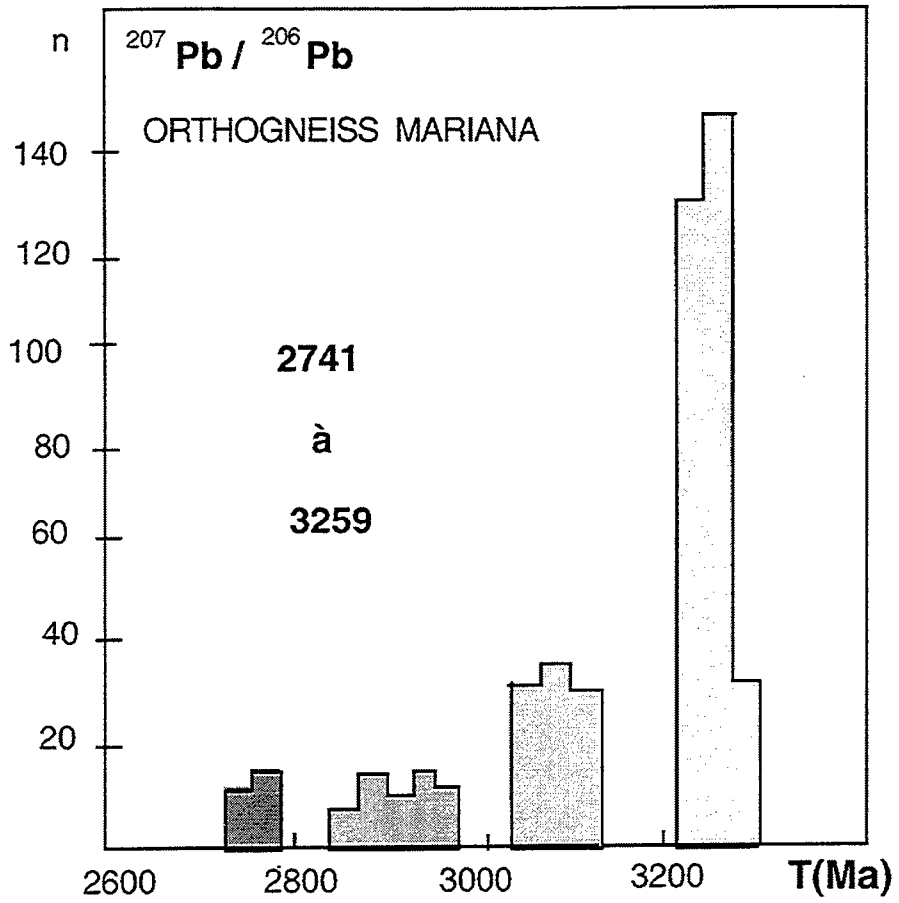


Fig. 4.6 - Histogrammes des âges obtenus en monozircon pour les orthogneiss du massif de Mariana

Ainsi, le magmatisme de Mariana comporte 2 générations de plutons: l'une Archéenne à 3259 ± 5 Ma et l'autre Protérozoïque Inférieur à 1944 ± 7 Ma, confirmant ainsi les observations de terrain qui ont montré que le Massif de Mariana était en realité une association de plusieurs intrusions.

IV-3.2-b- Ages et rapports initiaux du Sr et du Nd

Pour le massif de Mariana, trois échantillons ont été analysés : deux orthogneiss à 3,2Ga (MAR-94.1 et MAR-12.3) et un granite (MAR-137) à 1,9 Ga. Des grenats appartenant à deux échantillons (MAR-140 et MAR-145) d'un paragneiss localisé au sud du massif ont aussi été analysés (tab. 4.4).

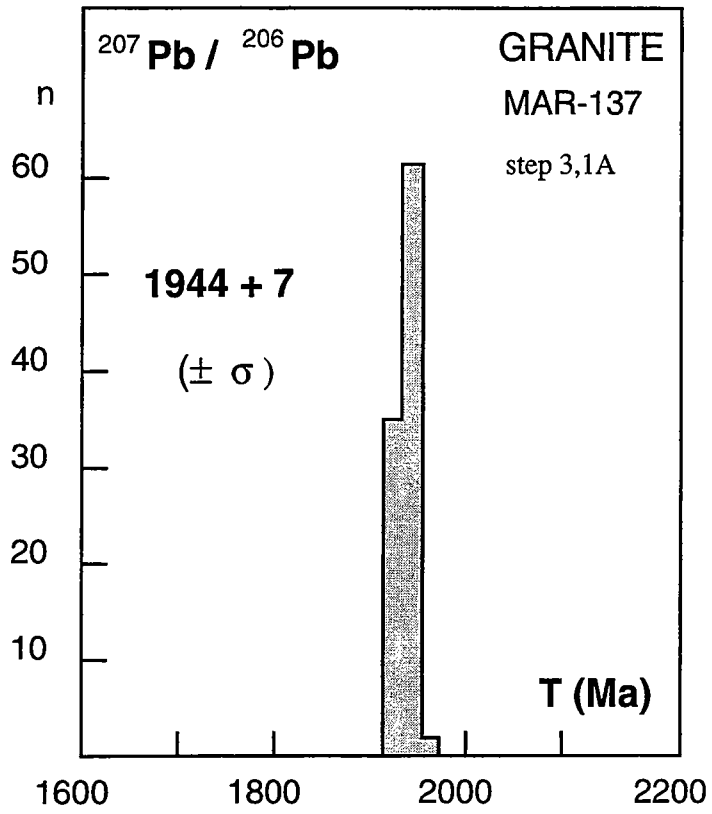


Fig. 4.7- Histogramme des âges obtenus en monozircon pour le granite du massif de Mariana

Echant.	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	erreur $.10^{-6}$	T zircon	Io
MAR12.3	64	62	3,042	0,863418	7	3259	0,7193
MAR 94 1	81,1	67,1	3,558	0,878277	7	*3255*	0,7100
MAR 137	62,7	22,7	8,301	1,095078	9	1944	0,8627

Ech	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	erreur $.10^{-6}$	ε_o	T DM	ε(tzircon)
MAR 94 1	14,63	65,37	0,1346	0,511337	4	-25,4	3465	0,4
MAR12.3	12,57	56,39	0,1347	0,511243	10	-27,3	3647	-1,5
MAR 137	17,10	79,52	0,1294	0,511227	5	-27,6	3447	-10,9
MAR140	18,57	83,68	0,1341	0,511358	7	-25,0	3404	
MAR140 grenat	6,91	15,43	0,2706	0,512887	7			
MAR145	13,41	61,62	0,1315	0,511226	9	-27,6	3538	
MAR145 grenat	6,84	17,12	0,2416	0,512595	7			

Tab.4.4 - Donnés isotopiques du Nd et du Sr pour le Massif de Mariana

IV-3.2-b.1- Les orthogneiss et granite

Les orthogneiss présentent des rapports initiaux du Sr elévés (0,710 - 0,719).

Les valeurs $\varepsilon_{Nd(t)}$ sont comprises entre -1,8 et +0,4. Ces valeurs indiquent un temps de résidence crustal non négligeable pour le protolithe du Massif de Mariana car le manteau à 3255 Ma avait un $\varepsilon_{Nd(t)}$ de +3. Les ISr= 0,7100 à 0,7193 confirment cette interprétation. L'âge-modèle Nd de 3,5-3,6 Ga indique l'âge du protolithe. Un coeur de zircon hérité daté à 3,5 Ma a été repéré par Nutman et Cordani (1995) parmi les zircons magmatiques du massif de Sete Voltas lui-même daté à 3,4 Ga ce qui supporte l'hypothèse de l'existence de roches encore plus anciennes (3,5 Ga) dans le bloc du Gavião.

Pour le granite, l'$\varepsilon_{Nd(t)}$ très négatif de -10,9 et le I_{Sr} de 0,8627 sont représentatifs d'une évolution à partir de matériaux crustaux. Toutefois, la valeur excessivement haute du rapport initial du strontium montre clairement une perturbation du système isotopique. L'âge-modèle Nd de 3,5 Ga suggère que le granite est le produit de recyclage des gneiss d'âge archéen.

IV-3.2-b.2- Le paragneiss

Des grenats appartenant aux paragneiss migmatisés encaissants situés au sud du massif ont été analysés en Sm-Nd. L'échantillon MAR-140 a fourni une isochrone roche totale/grenat de 1700 ± 80 Ma tandis que l'échantillon MAR-145 a fourni l'âge de 1900 ± 100 Ma. Les erreurs sont importantes car le grenat n'a pas fractionné les terres rares lourdes de façon importante ($^{147}Sm/^{144}Nd \cong$ 0,24-0,27). L'âge moyen de 1780 ± 140 Ma (fig. 4.8) montre un âge de refroidissement du système Sm-Nd des grenats compatible avec la fin de l'histoire Transamazonienne du craton.

IV3.3- Massif d'Aracatu

IV-3.3-a- Ages monozircon

Quatre échantillons du Massif d'Aracatu ont pu être datés: deux gneiss gris (ARA-78.1, ARA-06.2), un leucosome (ARA-81.4) et un granite (ARA-170) (tab. 4.5).

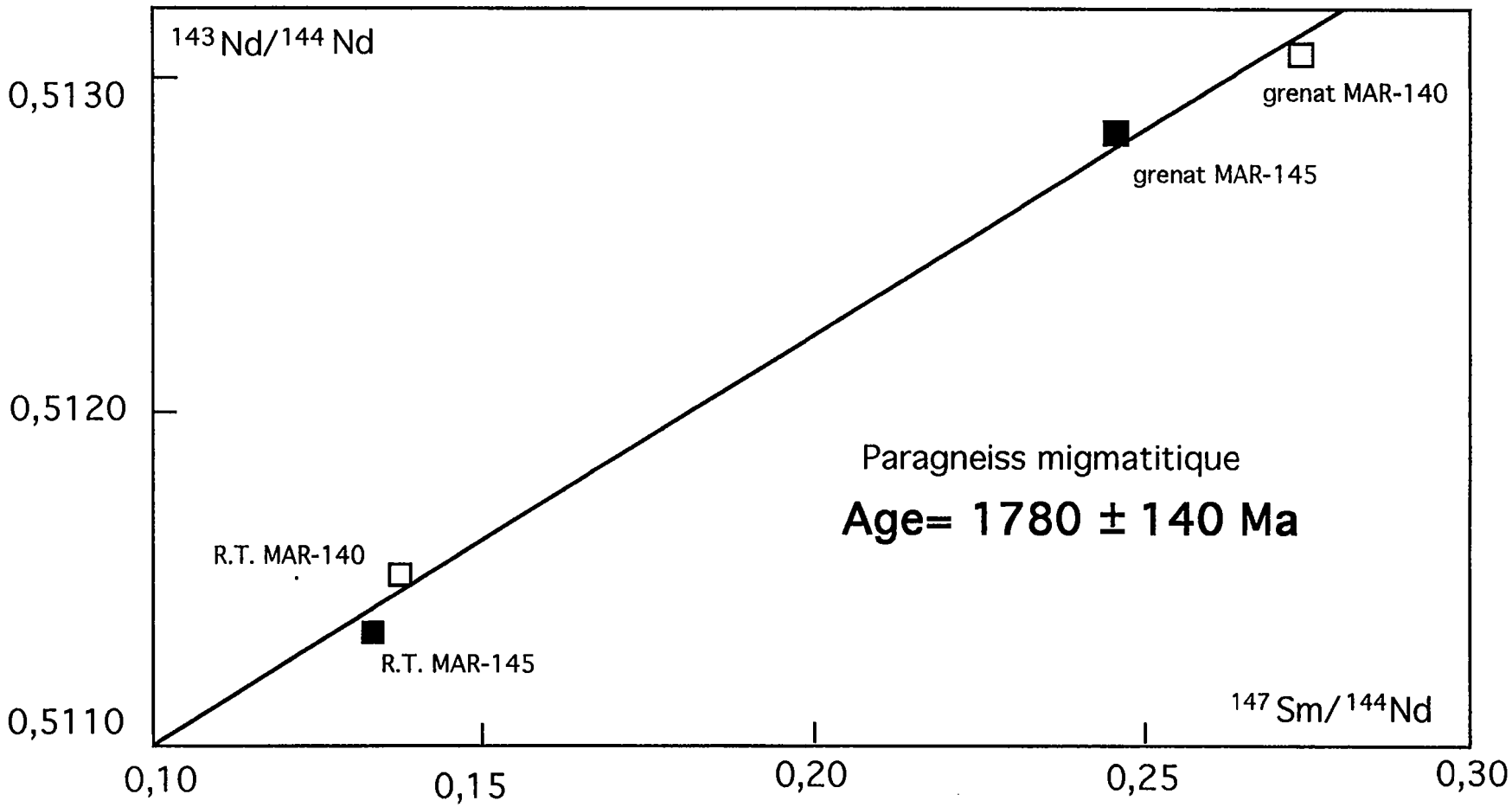


Fig. 4.8 - Diagramme isochrone Sm-Nd pour les paragneiss migmatitiques localisés au sud du Massif de Mariana

Echant.	Temp (A)	mesures	206/204 mesuré	207/206 mesuré	erreur ($2\sigma.m10^{-5}$)	207/206 corrigé	Age (Ma)	± (σ)
ARA-06.2	2,6	20	2111	0,20536	46			
plusieurs		20	2357	0,20191	24			
grains		20	2282	0,20009	40			
	total	60	2250	0,20246	62	0,1974	2804	20
	2.8*	20	16578	0,25767	14	0,2573	3230	2
	2,8	20	15153	0,25683	16			
		20	14634	0,25571	15			
		20	14468	0,25493	12			
		20	14343	0,25560	6			
		20	14086	0,25414	9			
	total	100	14537	0,25543	17	0,2548	3215	4
ARA-78.1	2,6	20	565	0,70551	193		2692	39
	2,8*	20	4963	0,22163	71	0,2195	2977	11
	2,8	20	4863	0,21702	41			
		20	4879	0,21574	23			
		20	4861	0,21551	18			
		20	4919	0,21489	21			
		20	4864	0,21387	12			
		20	4818	0,21295	11			
	total	120	4867	0,21500	26	0,2127	2926	10
	3,1	20	6985	0,26023	68	0,2590	3240	9
ARA-78.1	2,8	20	52027	0,14579	45			
grain 2		20	51157	0,14435				
		20	50086	0,14392	1			
		20	49180	0,14373	12			
		20	42858	0,14556	4			
	total	100	49061	0,14427	19	0,1448	2284	61
	3,1	20	32534	0,15910	55			
		20	36090	0,15928	31			
		20	39256	0,15896	22			
		20	43814	0,15935	12			
		20	44738	0,15921	15			
	total	100	39286	0,15918	14	0,1590	2445	8
	3,1	20	58436	0,15676	5			
		20	62315	0,15658				
		20	67000	0,15661	4			
		20	69828	0,15684	4			
		20	70189	0,15720	6			
	total	100	65555	0,15680	5	0,1567	2421	3
ARA 81-4	2,6	20	24157	0,15312	7	0,1527	2377	2
		20	22679	0,15306	17	0,1526	2376	4
		20	19438	0,15258	38	0,1526	2375	8
	total	60	21834	0,15296	15	0,1526	2375	4
	2,9	20	62521	0,21413	164	0,2137	2934	24
	2,9	20	54564	0,20340	58	0,2034	2854	11

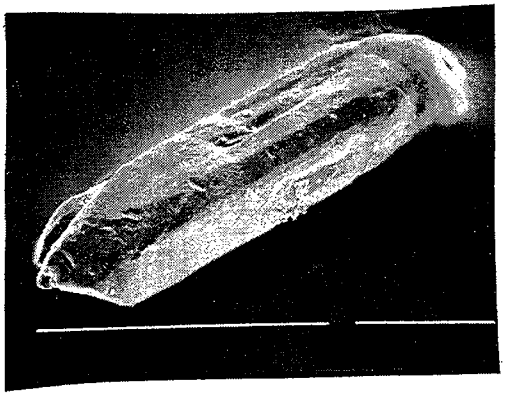
	2,9	20	50595	0,20015	34	0,2001	2827	6
	2,9	20	49438	0,19848	26	0,1984	2813	5
	2,9	20	46611	0,19588	20	0,1957	2791	3
	2,9	20	44598	0,19298		0,1932	2769	4
ARA 170	2,6	20	1808	0,13196	19			
grain 1		20	2078	0,13141	120			
(P1-S5)	total	40	1943	0,13169		0,1250	2029	16
	2,8	20	7374	0,13129	12			
		20	7524	0,13153	6			
		20	7756	0,13176	5			
		20	7848	0,13203	3			
		20	7840	0,13230	4			
	total	100	7669	0,13178	8	0,1302	2101	6
	3,1	20	13103	0,14426	28			
		20	13426	0,14308	30			
	total	40	13265	0,14367	28	0,1429	2262	11
ARA 170	2,6	20	561	0,14287	179	0,1192	1943	62
grain 2	2,8	20	3248	0,12701	31	0,1231	2002	9
(S5-S4)	2,8	20	3132	0,12704	21	0,1229	1999	7
	2,8	20	3767	0,12632	43	0,1229	2000	13
ARA-170	2,6	20	504	0,14610	33	0,1198	1949	108
grain 3	2,8	20	3627	0,12856	6			
		20	3567	0,12841	4			
		20	3455	0,12902	11			
		20	3115	0,12974	26			
	total	80	3440	0,12893	15	0,1251	2031	7
	2,8	20	2262	0,13047	40	0,1248	2026	9
	3,1	20	9129	0,13409	14			
		20	9533	0,13396	17			
		20	9501	0,13430	16			
		20	9433	0,13417	14			
		20	9372	0,13380				
	total	100	9394	0,13406	7	0,1328	2135	4

Tab. 4.5 - Donnés d'évaporation pour les zircons du massif d'Aracatu

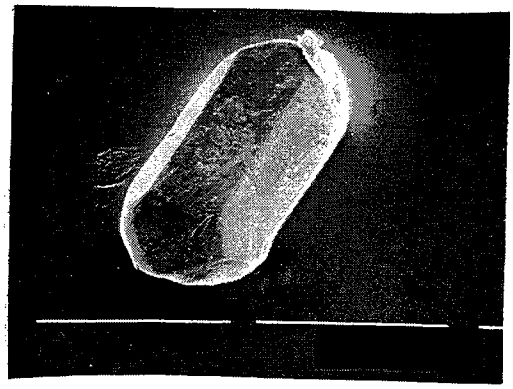
IV-3.3-a.1- Les gneiss gris

Les zircons de l'échantillon ARA-78.1 sont de types S9, S13 et S18, de couleur rose. Dans le cadre de la tendance d'évolution typologique, ils suivent les séries calco-alcalines (fig.4.9). Deux grains ont été analysés. Les âges du premier sont de 2692 ± 39 Ma, au palier de 2,6A, 2926 ± 10 Ma à 2,8A et de 3240 Ma au palier de 3,1A. Le deuxième présente des âges plus récents: 2284 Ma pour le premier palier de température, 2445 ± 8 Ma à 2,8 A et 2421 ± 3 Ma au palier de plus forte température (fig. 4.10).

Comme les zircons de l'échantillon ARA-06.2 étaient très petits ($\phi < 50\mu$), 5 grains ont été mis sur le filament pour faire



S9



S14

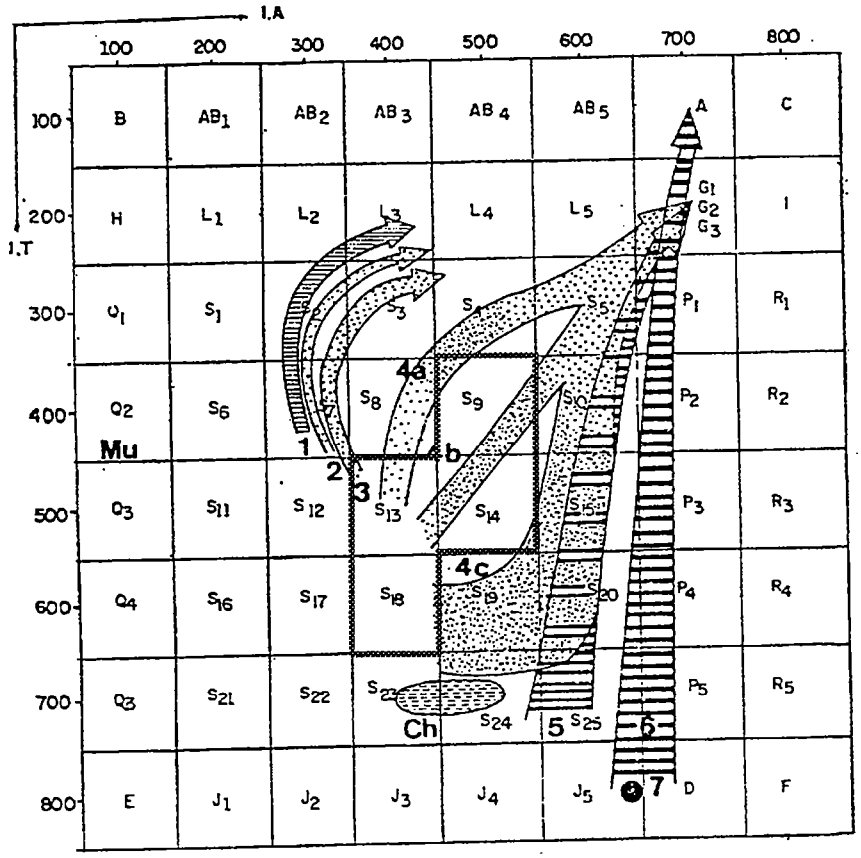


Fig. 4.9 - Détermination typologyque des zircons des gneiss gris du Massif d'Aracatu
1, 2, 3 - granites crustaux 4a, 4b, 4c, 5 - granites hybrides 6, 7 - granites mantélliques
Mu- champs de stabilité de la muscovite Ch- charnockites

l'évaporation afin de ne pas courir le risque qu'il n'y ait pas assez de plomb pour la datation. Ils sont allongés, de couleur rose clair, de types S9 et S14 (fig. 4.9). L'âge varie de 2804 Ma au palier de plus bas température à 3215 ± 4 Ma à 2,8 A (fig. 4.10).

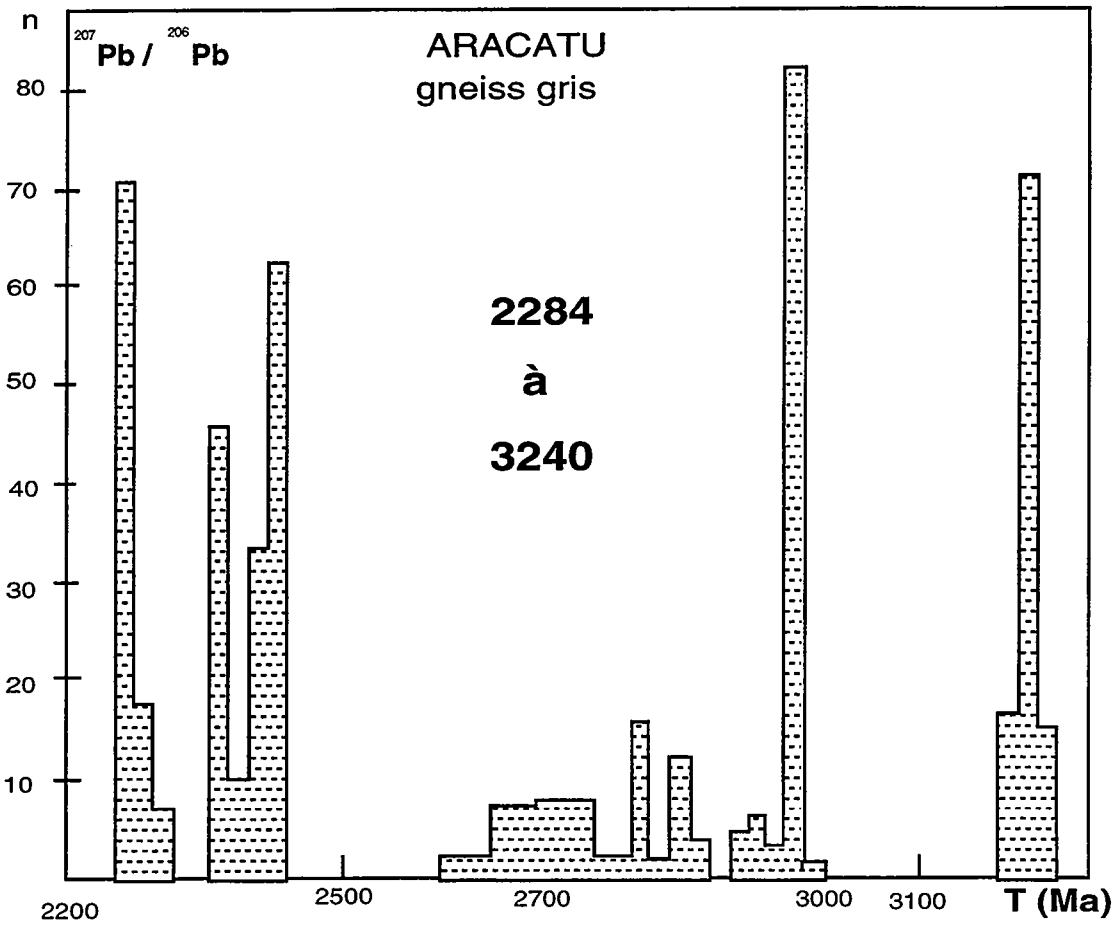
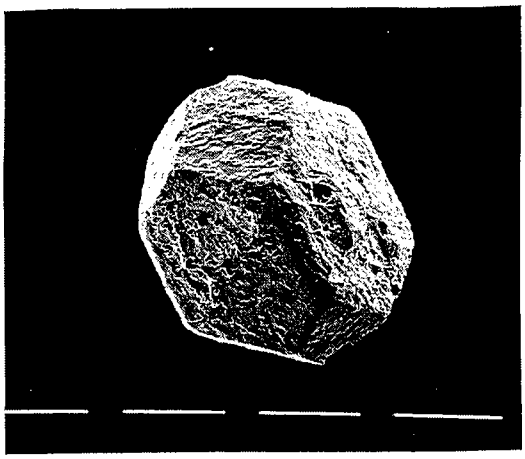


Fig. 4.10 - Histogrammes des âges obtenus en monozircon pour les gneiss gris du massif d'Aracatu

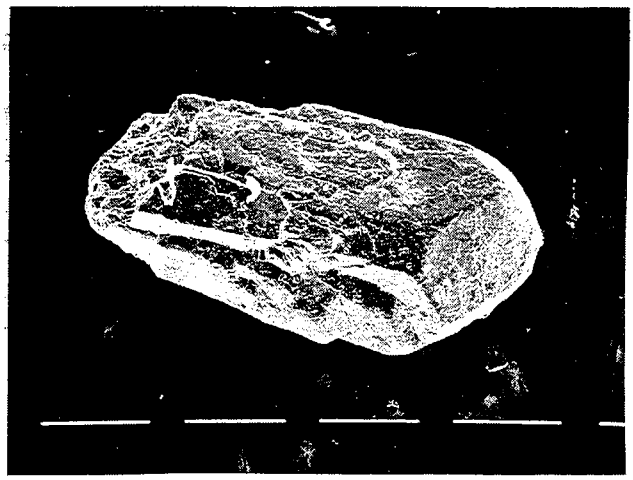
IV-3.3-a.2- Les granites

L'échantillon ARA-81.4 vient d'une zone de fusion partielle de trondhjémites. Ses zircons ont été datés à 2375 Ma à 2,6A, et ils varient de 2769 à 2934 Ma à 2,9A. Ces données sont interprétées comme étant le mélange entre l'âge de la trondhjémite et l'âge de l'événement de fusion.

L'échantillon ARA-170 est un granite intrusif dans le Massif d'Aracatu. Ses zircons sont de types S4, S5 et S9. Ils appartiennent aussi à la lignée calco-alcaline (fig.4.11). Les âges



S4



S4-9

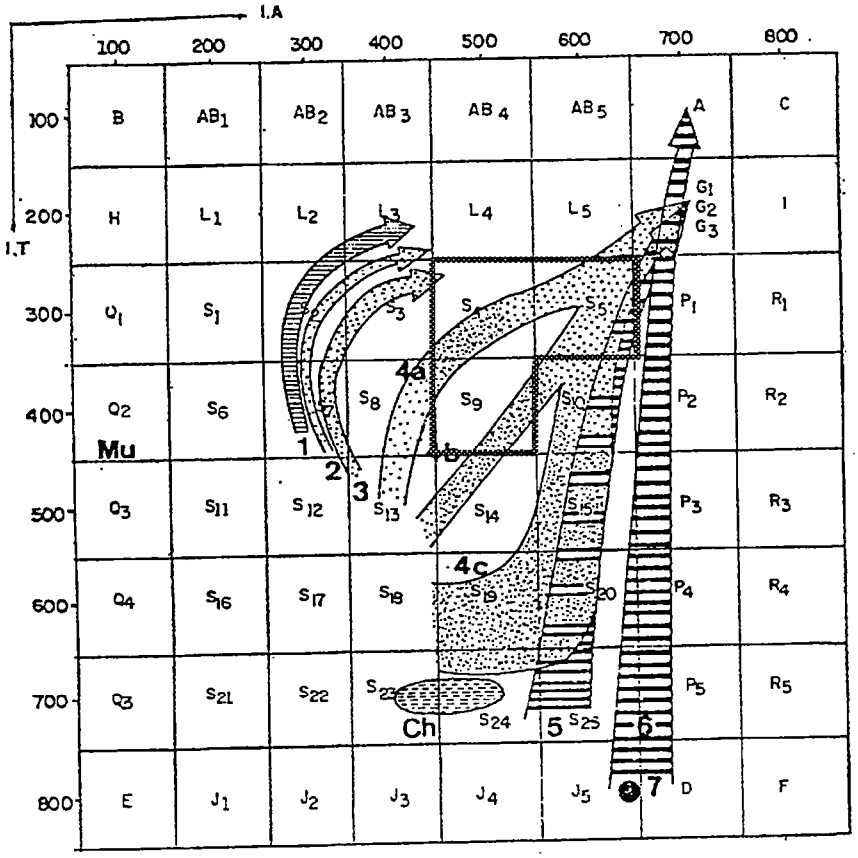


Fig. 4.11 - Détermination typologyque des zircons des granites du Massif d'Aracatu
1, 2, 3 - granites crustaux 4a, 4b, 4c, 5 - granites hybrides 6, 7 - granites mantélliques
Mu- champs de stabilité de la muscovite Ch- charnockites

obtenus sur trois individus, aux différents paliers de température, sont:
- grain 1 - 2029 à 2262 Ma- grain 2 - 1943 à 2002 Ma
- grain 3 - 1949 à 2135 ± 4 Ma

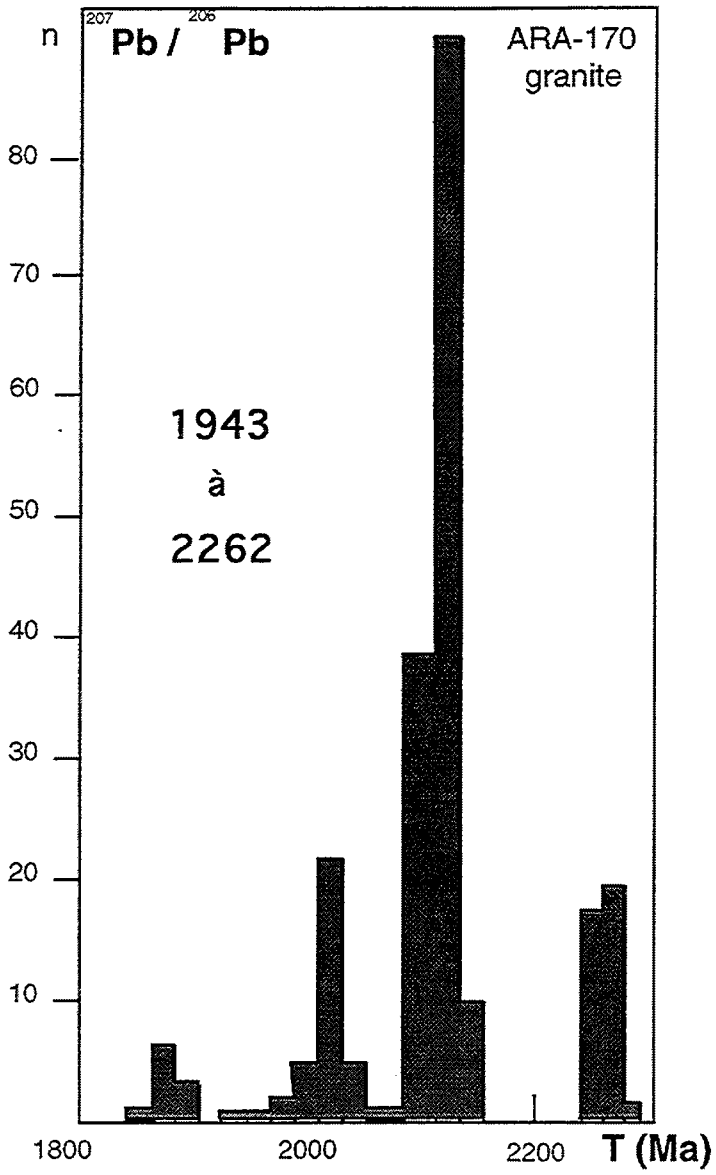


Fig. 4.12 - Histogrammes des âges obtenus en monozircon pour le granite d'Aracatu

La fusion partielle observée sur le terrain dans les gneiss gris d'Aracatu se reflète sur les données géochronologiques. Les âges les plus anciens sont ceux des trondhjémites tandis que les plus récents sont ceux des granites produits de la fusion des trondhjémites. Les lithologies, qui montrent un comportement intermédiaire entre ces deux pôles, présentent aussi des âges

intermédiaires. Il s'agit ici du socle archéen (3,2 Ga) recyclé par anatexie au cour de l'orogenèse transamazonienne (2,1 Ga).

IV-3.3-b- Age monazite

Du concentré de zircon de l'échantillon ARA-06.2, le gneiss gris modifié, a été extrait un minéral orange thorifère de la famille des monazites (pôles cheralite-brabantite) (fig. 4.13) identifiée à partir du microscope électronique à balayage à l'Université de Nantes. Il donne un âge de 1735 ± 5 Ma (fig. 4.14) à partir de 60 rapports au palier de température 2,7 A (tab. 4.6). C'est le premier résultat géochronologique de ce travail qui marque l'existence d'évenement Protérozoïque Moyen. Il est en accord avec les données de Cunha et al., (inédit) qui ont daté des granites entre 1,74 et 1,79 Ga (chapitre I).

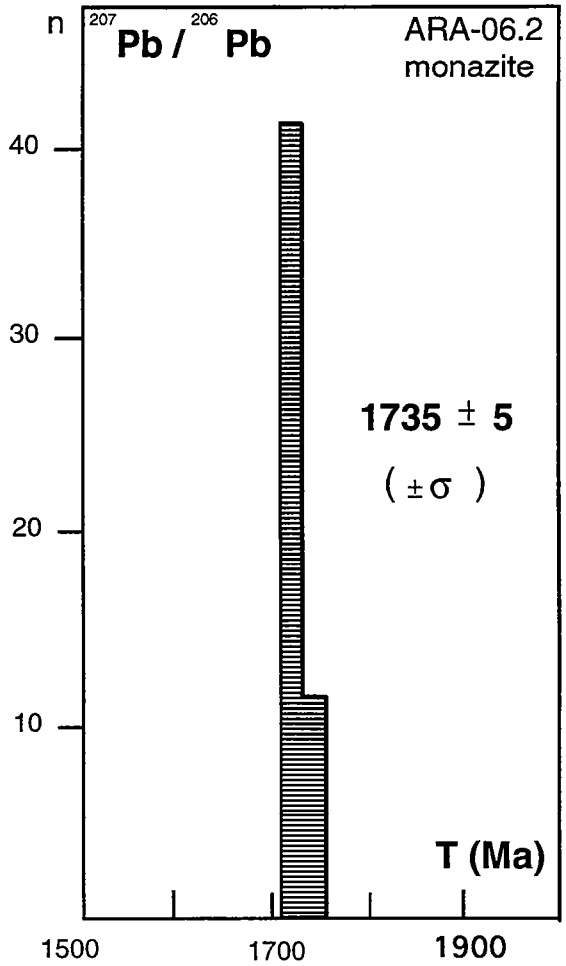


Fig. 4.14 - Histogramme des âges obtenus en monazite pour le granite du massif d'Aracatu

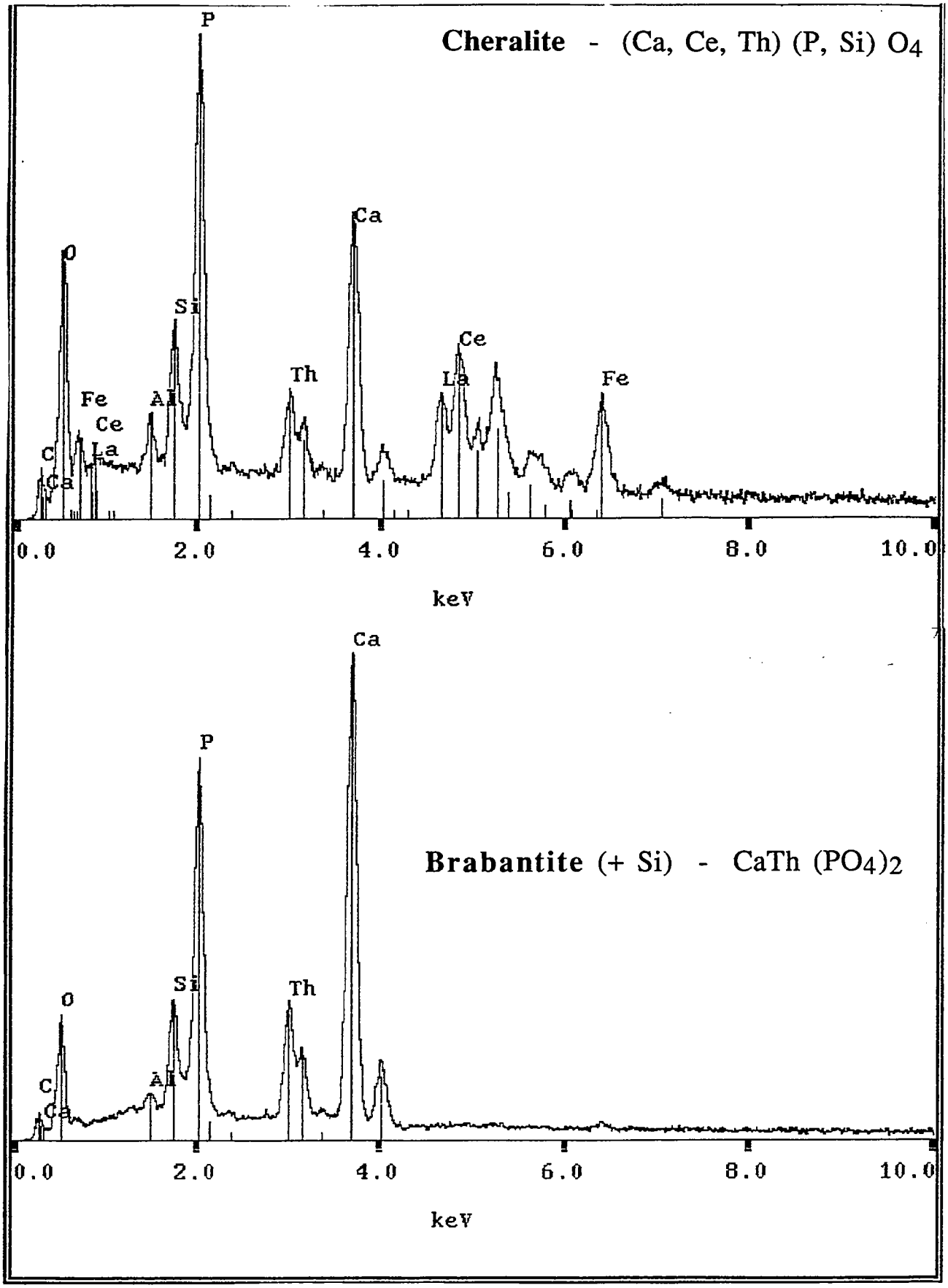


Fig. 4.13 - Profiles chimiques des monazites du massif d'Aracatu analisées au microscope électronique à balayage

Echant.	mesures	T (A)	206/204 mesuré	207/206 mesuré	erreur ($2\sigma.m10^{-5}$)	207/206 corrigé	Age (Ma)	± (σ)
ARA-06.2	20	2.7*	1419	0,11531	15			
monazite	20		1478	0,11546	1			
	20		1468	0,11543	13			
	60	total*	1455	0,11541	8	0,1062	1735	5
	20	2,7	1476	0,11848	189	0,1089	1780	62

Tab. 4.6 - Donnés d'évaporation pour la monazite du massif d'Aracatu
* comptage d'ions

IV-3.3-c- Ages et rapports initiaux du Sr et du Nd

Les échantillons datés par évaporation sur monozircon ainsi que ARA-81.3, produit de la fusion des gneiss gris, ont été analysés quant aux isotopes de Sr et du Nd (tab. 4.7). L'échantillon ARA-78.1 a eu ses biotites analysées.

Echant.	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	erreur $.10^{-6}$	Io 3,2 Ga	Io 2,1 Ga
ARA06.2	261,0	166,0	4,59	0,836766	7	0,6223	
ARA78.1	73	532	0,40	0,721150	6	0,7024	
ARA 81 3	175	186	2,75	0,805861	7		0,7227
ARA 81 4	198	125	4,63	0,853386	9		0,7132
ARA-170	140	152	2,69	0,804843	6		0,7234
ARA78.1 biotite	733	24	88,450	1,358889	17		

Ech	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	erreur $.10^{-6}$	εo	T DM	ε(tzircon)
ARA06.2	9,57	39,72	0,1457	0,511257	8	-27,0	4198	-6,1
ARA06.2	9,21	38,21	0,1458	0,511246	9	-27,2	4229	-6,3
ARA78.1	2,42	15,54	0,0939	0,510368	24	-44,3	3510	-1,8
ARA78.1	2,49	15,99	0,0940	0,510405	10	-43,6	3467	-1,1
ARA 81 3	2,95	19,93	0,0889	0,510465	5	-42,4	3255	
ARA81.3	2,95	19,93	0,0889	0,510492	5	-41,9	3222	
ARA 81 4	4,21	20,60	0,1229	0,510882	4	-34,3	3772	
ARA 81.4	4,21	20,61	0,1229	0,510900	5	-33,9	3742	
ARA-170	4,23	22,44	0,1140	0,510790	7	-36,1	3577	-13,6

Tab.4.7- Donnés isotopiques de Sr et Nd pour le massif d'Aracatu

Le gneiss gris ARA-06.2, pour lequel une perturbation de la composition chimique a été mise en evidence antérieurement, a un rapport $^{87}Rb/^{86}Sr$ de 4,59, rapport anormalement élevé pour ce type de roche. Ce rapport a été fortement modifié, longtemps

après la différentiation (I_oSr à 3250 Ma = 0,620) et probablement pendant les (ou l') épisodes de refusion vers 2,1 Ga.

Pour ARA-78.1, le I_{Sr} est de 0,7024, et est donc cohérent avec une source mantellique ou à partir de matériaux à histoire crustale très courte. Pour les échantillons ARA-81.3 et ARA-81.4, dans l'hypothèse de produits de la fusion partielle de gneiss gris, dont le liquide final serait représenté par le granite ARA-170, les rapports ont été calculés à 2,1 Ga sont de 0,7227 et 0,7132.

Des fractionnements des rapports Sm/Nd sont aussi suspectés pour certaines de ces roches. Le gneiss modifié ARA-06.2 avec un rapport de 0,15 et son âge modèle de 4,2 Ga souligne ce type de modification (cf. étude des éléments en traces). Ceci peut aussi se traduire sur l'échantillon du leucosome ARA-81.4 (0,12 à 3,78 Ga). Le calcul de l'âge-modèle de ces gneiss (tableau 3.xxx) en utilisant un rapport $^{147}Sm/^{144}Nd$ de 0,10 (ou 0,09) avant 2,1 Ga donne une gamme d'âges-modèle réduite à 3,3-3,5 Ga.

L'$\varepsilon_{Nd(t)}$ du granite ARA-170 est de -13,6. Son âge-modèle de 3,6, similaire à du gneiss gris ARA-78.1, renforce l'idée que ce granite pourrait être produit du recyclage crustal des gneiss gris plus anciens au cours du Transamazonien.

L'échantillon ARA-78.1 a fourni une isochrone roche totale/biotite de 508 ± 10 Ma (fig. 4.15). Ceci confirme la présence de l'événement Brésilien déjà évoqué par Cunha et al. (1994).

IV-3.4- Massif de Serra d'Eixo

IV-3.4-a- Age monozircon et sphène

Les zircons étudiés dans le Massif de Serra d'Eixo appartiennent aux gneiss calco-alcalins (VZP-65, JC-706) et alcalin SEX-299 (tab.4.8). Un âge sur sphène a été obtenu sur l'échantillon SEX-96 qui est un gneiss calco-alcalin.

IV-3.4-a.1- Les gneiss calco-alcalins

Les zircons de l'échantillon VZP-65 sont de teinte rose clair, de type S4, S8, S9, S13, et S18 et appartiennent à la série calco-alcaline dans la classification de Pupin (1980) (fig.4.16). Ils montrent des zonages au microscope. Trois grains ont été datés (fig.4.17) :

1er- Il présente des âges homogènes pour les paliers de 2,6 A et 2,8 A: 3101 ± 5 et 3107 ± 5 Ma.

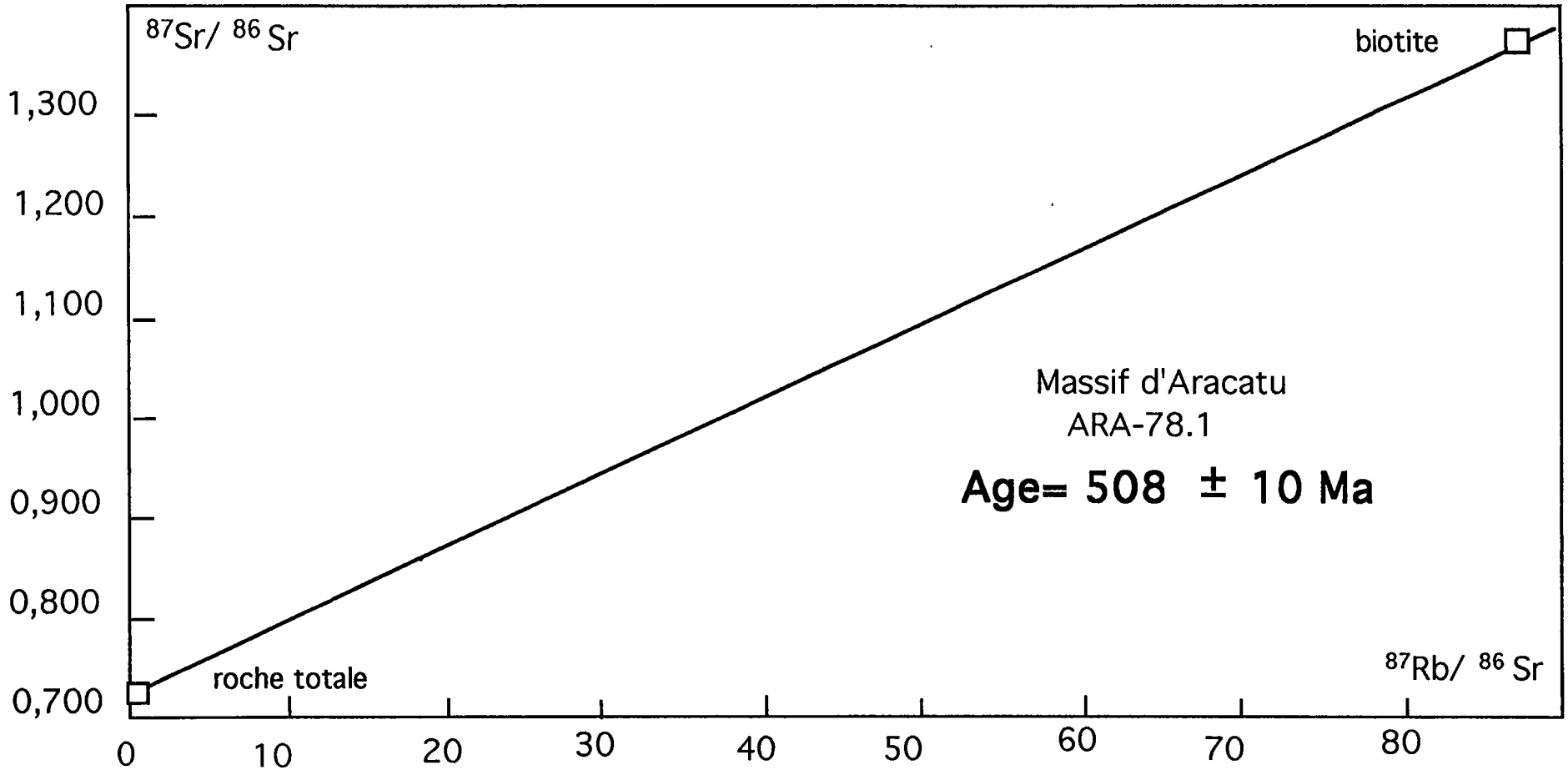
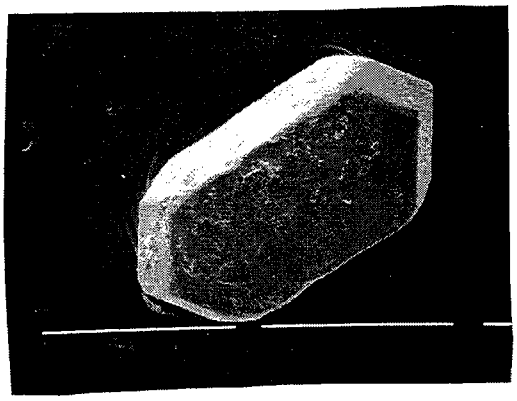


Fig. 4.15 - Diagramme isochrone Rb-Sr pour les biotites du massif d'Aracatu

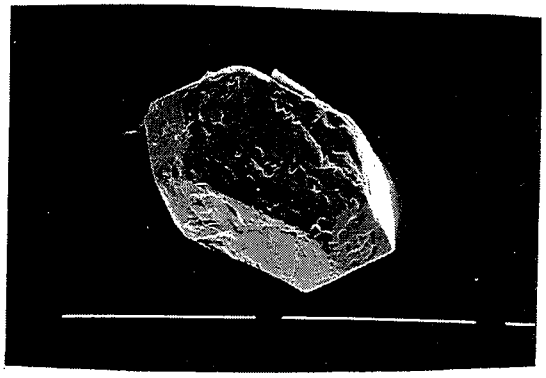
Echant.	Temp (A)	me sures	206/204 mesuré	207/206 mesuré	erreur (2σ 10^{-5})	207/206 corrigé	Age (Ma)	± (σ)
VZP 65	2,6*	20	9548	0,23810	33	0,2372	3101	5
		20	9501	0,23963	41	0,2387	3111	6
		20	9561	0,23875	44	0,2377	3105	5
		20	9524	0,23901	30	0,2381	3107	4
		20	9718	0,23913	29	0,2381	3108	4
		20	9988	0,23852	23	0,2376	3104	3
	total	100	9658	0,23901	17	0,2381	3107	5
VZP 65	2,6	20	40401	0,23407	39	0,2341	3080	6
grain 2	2,6	20	36476	0,23279	19	0,2327	3071	2
	2,6	20	32915	0,23074	19	0,2306	3056	3
	2,6	20	31362	0,23014	19	0,2301	3053	3
	2,6	20	29734	0,22901		0,2289	3045	4
	2,8	20	114705	0,24472	41	0,2449	3152	6
		20	109152	0,24574	37	0,2459	3159	5
		20	112216	0,24569	26	0,2458	3158	4
		20	121511	0,24650	30	0,2466	3163	4
		20	115011	0,24520	25	0,2454	3155	3
	total	100	114519	0,24557	19	0,2458	3158	5
VZP 65	2,6		1525	0,20366	61	0,1961	2794	10
grain 3	2,8	20	26143	0,23633	32			
		20	23944	0,23560	27			
		20	23585	0,23501	8			
		20	23650	0,23515	58			
		20	24132	0,23522	54			
	total	100	24290	0,23547	13	0,2351	3087	3
	3,1	20	40994	0,23956	29			
		20	44790	0,23903	62			
		20	47658	0,24028	25			
	total	60	44480	0,23962	34	0,2396	3117	7
SEX 299	2,6	20	16101	0,17126	41	0,1706	2563	8
grain 1		20	15493	0,17146	34			
(S25)		20	15123	0,17073	40			
		20	15334	0,17063	48			
		20	14576	0,17088	41			
		20	11046	0,17136	26			
		20	9634	0,17011	12			
	total	140	13901	0,17084	15	0,1701	2559	8
SEX 299	2,8 *	20	15736	0,17570	10	0,1751	2607	3
grain 2	3,1*	20	13323	0,18054	27			
(S25)		20	18873	0,18096	15			
		20	21532	0,18084	23			
	total*	60	17910	0,18078	14	0,1803	2656	
SEX 299	2,6*	20	2017	0,17277	40	0,1666	2524	7
grain 3	2,6	20	3848	0,17027	15			
(S25)		20	3235	0,17203	22			
		20	2650	0,17225	17			
		20	2307	0,17183	14			
	total	80	3010	0,17204	10	0,1720	2539	4
	3,1	20	8396	0,17021	140	0,1689	2547	29

SEX 299	2,6	20	9389	0,17193	31	0,1707	2565	7
grain 4	2,8	20	4662	0,17636	79	0,1737	2594	15
(S24)		20	2610	0,17795	6	0,1735	2592	12
		20	4910	0,17885	62	0,1727	2584	12
		20	1497	0,18296	45	0,1830	2605	10
	3,1	20	6016	0,18074	67			
		20	7351	0,18070	33			
		20	7262	0,18025	28			
		20	7037	0,17993	46			
		20	6806	0,17981				
	total	100	6894	0,18029	20	0,1787	2641	8
JC-706	2,6*	20	3109	0,23642	14	0,2330	3073	2
(S4)	2,6*	20	3462	0,23622	14	0,2331	3073	2
	2,6*	20	1914	0,23075	22	0,2351	3087	3
	2,6*	20	2065	0,23895	30	0,2337	3078	2
	2,8	20	10128	0,24375	52			
		20	9938	0,24276	26			
		40	1033			0,2417	3131	7
		20	8771	0,23959	56			
		20	7246	0,23863	33			
		20	7161	0,23900	19			
		20	7514	0,23910	23			
		20	7782	0,23939	16			
		20	7326	0,23984	17			
	total	120	8210	0,24013	29	0,2380	3107	4
	3,1	20	13235	0,24673	52			
		20	14533	0,24636	38			
		20	16132	0,24584	37			
		20	17395	0,24528	3			
		20	17805	0,24595	47			
	total	100	15826	0,24603	21	0,2456	3156	7
JC-706	2,8	20	7222	0,23531	62			
grain 2		20	7291	0,23289	58			
(S6-S7)	total	40	7257	0,23410	58	0,2328	3071	11
	2,8	20	4842	0,23321	19			
		20	4955	0,23218	31			
		20	5178	0,23167	25			
		20	5384	0,23167	22			
		20	5582	0,23121	25			
	total	100	5188			0,2299	3052	5
	3,2	20	4006	0,24658	28			
		20	4042	0,24649	21			
		20	4040	0,24630	19			
		20	4054	0,24599	11			
		20	4126	0,29578	5			
		20						
	total	120	4097	0,24616	8	0,2437	3145	3
JC-706	2,8	20	18766	0,21872	142	0,2186	2970	23
grain 3								

Tab. 4.8 - Donnés d'évaporation directe sur monozircon pour le massif de Serra do Eixo



S4



S9

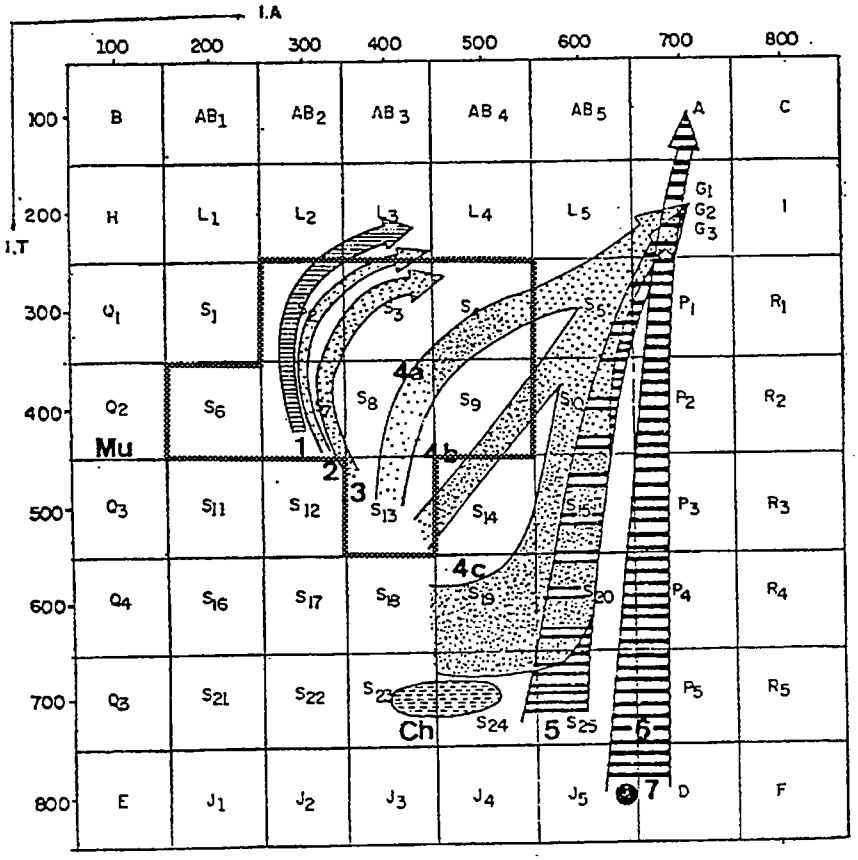


Fig. 4.16 - Détermination typologyque des zircons des granites calco-alcalinsdu Massif de Serra do Eixo
1, 2, 3 - granites crustaux 4a, 4b, 4c, 5 - granites hybrides 6, 7 - granites mantélliques
Mu- champs de stabilité de la muscovite Ch- charnockites

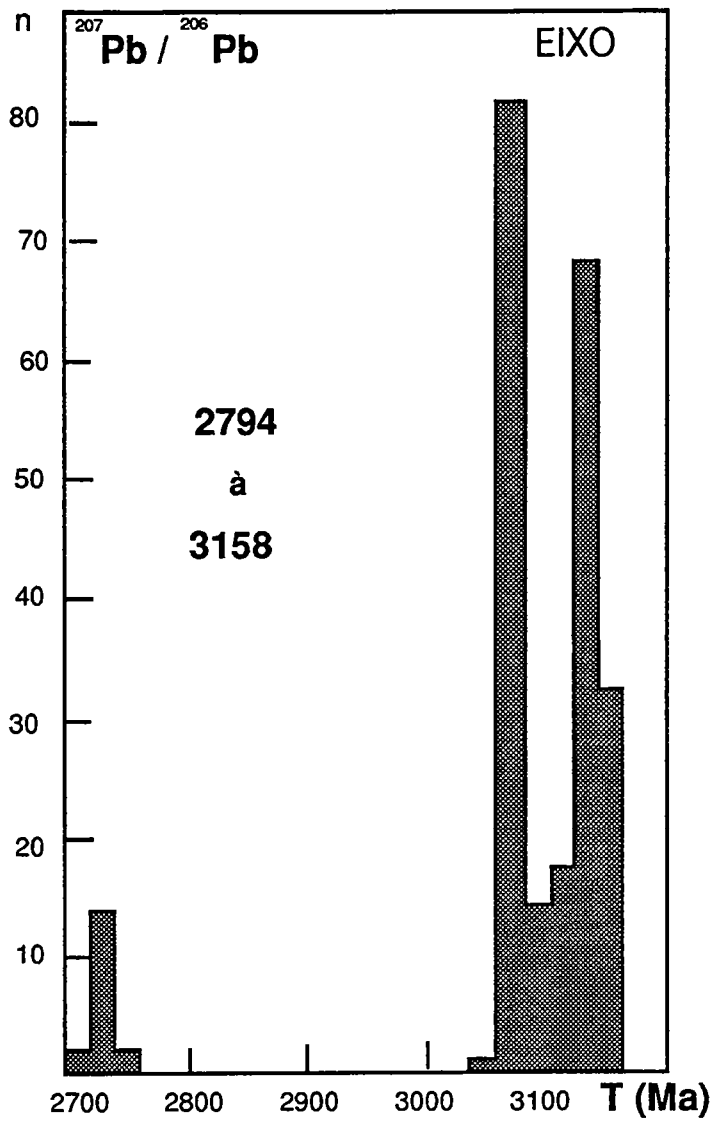


Fig. 4. 17 - Histogramme des âges obtenus en monozircon pour les gneiss calco-alcalins du massif de Serra do Eixo

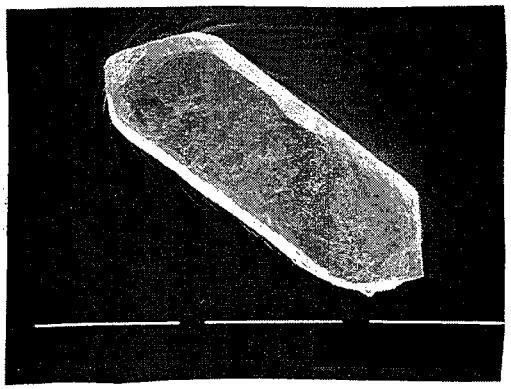
2ème- A 2,6 A, la datation est de 3045 ± 4 Ma et à 2,8 A de 3158 ± 5 Ma. Cette dernière valeur a été considérée comme l'âge minimal de cristallisation du massif.
3ème- Il enregistre les âges les plus jeunes du massif au premier palier de température, 2797 et passe à 3117 Ma à 3,1 A.

Un âge de 2114 ± 19 obtenusur le sphène de l'échantillon SEX-96, semblable a VZP-65.1 du point du vue chimique et isotopique, a partir de 12 rapports isotopiques au palier de 2,6 A sur sphène. Ce résultat reflète l'action d'un événement métamorphique à cette époque (Transamazonien).

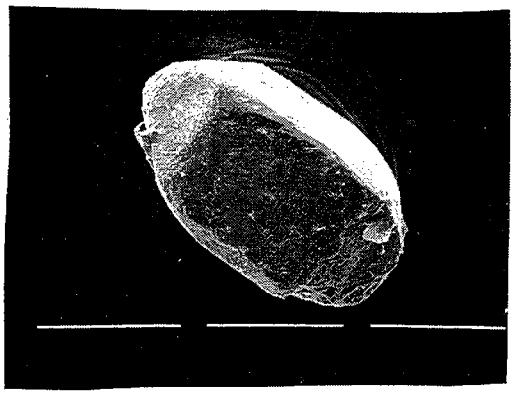
L'échantillon JC-706 représente un faciès du massif d'Eixo qui recoupe la ceinture de roches vertes d'Umburanas. Il contient des zircons brun rougeâtre, avec des zonages magmatiques et des coeurs hérités sur quelques individus. Ils sont classés comme types S2, S3, S4, S6, et S7 compatibles avec la morphologie des zircons des granites crustaux (fig.4.16). Trois grains ont été analysés (fig. 4.17):
1) type S4 - les âges sont de 3078 ± 2 Ma à 2,6A et de 3107 ± 4 Ma à 2,8 A (valeur coïncidante avec celle du premier grain de VZP-65 au même palier de température) et de 3156 ± 7 Ma à 3,1 A (ce résultat peut être considéré comme identique à celui du palier de 2,8 A du troisième grain de VZP-65)
2) type S6-7 - au palier de 2,8 A, l'âge obtenu est proche de la valeur trouvée pour le plus bas palier de température du grain antérieur - 3052 ± 5 Ma. A 3,1A, la datation fournit 3145 ± 3 Ma.
3) pour le dernier grain, il n'y a eu que 20 rapports qui ont pu être enregistrés avec un résultat de 2970 ± 23 Ma à 2,8A.
La détermination typologique, la présence des coeurs amènent à la question suivante: Est-ce que les datations obtenues sont des âges hérités ? Des grains de formes différentes ont été analysés afin d'essayer résoudre ce problème. Mais la méthode de datation utilisée est limitée dans ces conditions.

IV-3.4-a.1- Le gneiss alcalin

Trois cristaux S25 et un type S24 de l'échantillon SEX-299 ont été analysés. Le type S19 est aussi présent. Ce sont des zircons alcalins de haute température (fig. 4.18). De rares coeurs ont pu être observés. Les âges obtenus sont (fig. 4.19):
a) 2539 à 2547 Ma pour le premier individu aux paliers de 2,6A et 3,1 A;
b) 2559 ± 8 Ma pour le deuxième à partir de 140 rapports à 2,6 A;
c) 2565 à 2641 Ma au palier de plus forte température pour le grain suivant



S19



S24

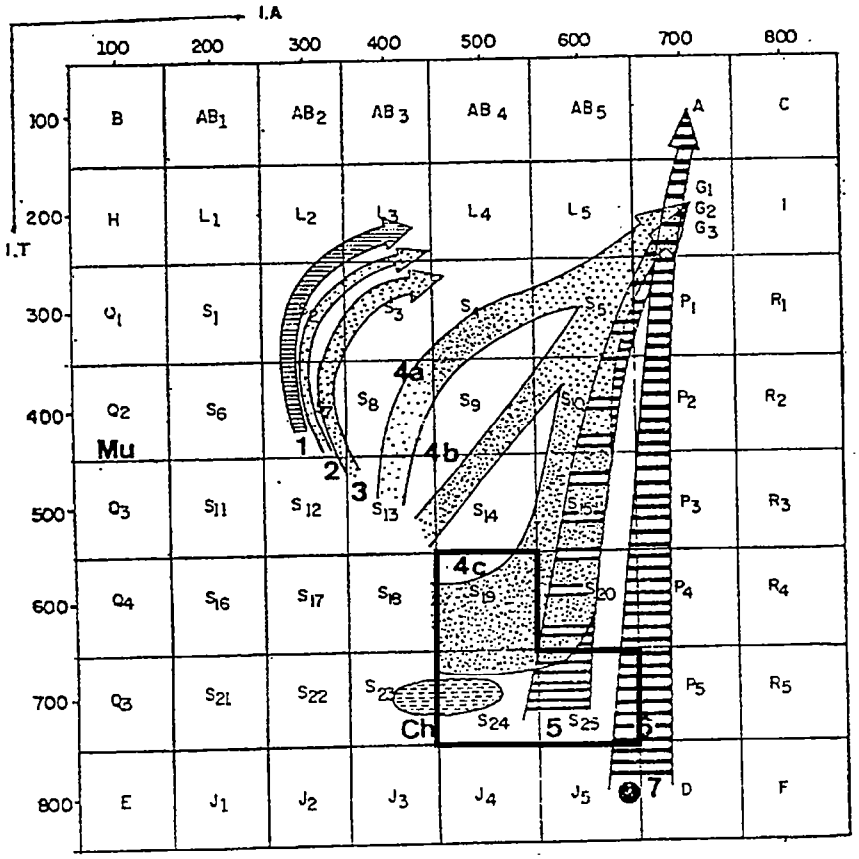


Fig. 4.18 - Détermination typologyque des zircons des granites alcalins du Massif deSerra do Eixo
1, 2, 3 - granites crustaux 4a, 4b, 4c, 5 - granites hybrides 6, 7 - granites mantélliques
Mu- champs de stabilité de la muscovite Ch- charnockites

d) 2607 à 2656 ± Ma pour le dernier à 2,8 et 3,1 A

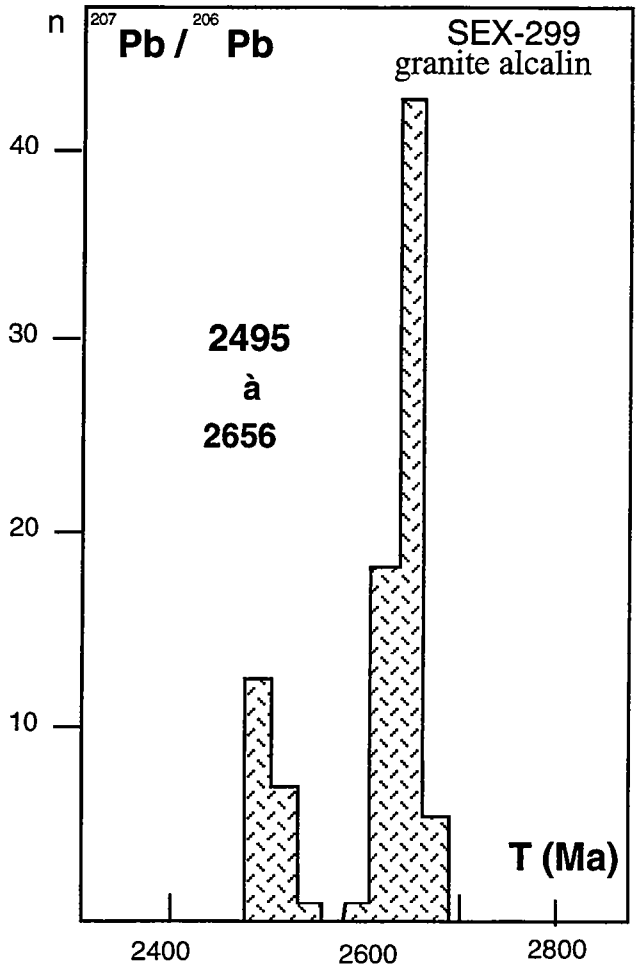


Fig. 4.19- Histogramme des âges obtenus en monozircon pour le gneiss alcalin du massif de Serra do Eixo

L'étude géochronologique a démontré que le massif d'Eixo est composé de deux magmatismes différents: un calco-alcalin riche en potassium daté à 3,2 Ga et l'autre, alcalin dont l'âge est de 2,6 Ga.

IV-3.4-b- Les systèmes isotopiques du Sr et du Nd

Les échantillons datés ont été analysés pour les isotopes du Sr et du Nd (tab. 4.9). L'échantillon VZP-65 a eu ses biotites analysées.

Echant.	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	erreur $.10^{-6}$	Io 3,16	Io 2,6
VZP 65	155	608	0,739	0,735335	9	0,7014	
SEX 96	163	535	0,883	0,740524	9	0,7000	
JC-706	160	219	2,127	0,795041	7	0,6976	
SEX 299	135	59	6,755	0,966260	7		0,7122
VZP 65 *biotite*	981	32	104,710	1,524909	15		

Ech	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	erreur $.10^{-6}$	εo	T DM	ε(tzircon)
VZP 65	6,16	47,48	0,0780	0,510197	4	-47,7	3291	0,2
SEX 96	7,31	56,84	0,0773	0,510187	4	-47,8	3285	0,3
JC-706	5,96	47,11	0,0764	0,510176	7	-48,1	3277	0,4
SEX-299	22,75	112,1	0,1226	0,511175	7	-28,6	3279	-5,0

Tab. 4.9- Donnés isotopiques de Sr et Nd pour le massif de Serra do Eixo

IV-3.4-b.1- Les gneiss calco-alcalins

Si l'on considère les 3 échantillons de gneiss calco-alcalins (VZP-65.1, SEX-96 et JC-706) comme un seule entité géologique synchrone et cogènétique, ces 3 échantillons permettent le calcul d'un âge isochrone Rb-Sr à 3,0 ± 0,2 Ga (Io= 0,703 ± 3). Cet âge est cohérent avec les âges zircons de 3,16 Ga. Néanmoins, l'échantillon JC-706 peut être différent (zircons à coeurs hérités) et donc plus jeune. Dans ce cas, l'âge isochrone serait sans valeur.

Les deux premiers échantillons (VZP-65.1, SEX-96) ont des rapports initiaux I_{Sr} proches de 0,700 -0,701 qui sont en accord avec un origine juvénile de ces roches à 3,16 Ga dans la mesure où le système n'a pas été perturbé.

L'échantillon JC-706 montre un rapport trop faible à 3,16 Ga qui résulte soit d'une perturbation du système, soit d'un âge plus jeune pour ces gneiss (Io= 0,7025 à 3,1 Ga et 0,715 à 2,6 Ga).

Les données isotopiques en Nd sont très homogènes pour les trois gneiss avec un $\varepsilon_{Nd(3,16\ Ga)}$ proche de zéro. A 3,16 Ga l'ε_{Nd} du manteau appauvri est de l'ordre de +3 ce qui suggère une histoire crustale antérieure à 3,16 Ga pour ces roches. Les gneiss calco-alcalins, qui d'après l'étude géochimique pourraient dériver de la fusion de tonalites, toute cette histoire se serait déroulée entre 3,3 Ga (âge-modèle Nd) et 3,16 Ga (âge zircon).

L'échantillon VZP-65.1 a fourni une isochrone Rb-Sr roche totale/biotite de 533 ± 11 Ma (4.20). Une fois de plus, la présence de l'événement Brésilien est confirmée.

IV-3.4-b.1- Le gneiss alcalin

Le gneiss alcalin a un ε_{Nd} de -5 à 2,6 Ga. Son âge-modèle, égal a ceux du massif, permet de penser que ce groupement est le résultat de la refusion des roches plus anciennes.

IV-3.1- Massif d'Umburanas

IV-3.1-a Ages monozircon

Quatre échantillons du massif ont eu ses zircons datés par l'évaporation directe: ARN-58.1, ARN-60.1, UMB-164 et UMB-165 comme montré dans le tableau 4.10.

Les zircons du granite d'Umburanas sont bruns, de forme cristalline de basse température de type S1, S2, S3, S4, S6, S7, S12 et S13, typiques des magmas anatectiques (Pupin, 1980) (fig. 4.21). Ils peuvent être zonés et présenter des noyaux anciens.

Deux zircons de l'échantillon ARN-60.1 ont été datés. Le premier, un grain dissymétrique type S1-S6, au palier de température de 2,6A, donne un âge $^{207}Pb/^{206}Pb$ de 2848 ± 3 Ma. A 2,8A, cette valeur arrive à 3056 ± 1 Ma. La datation du deuxième grain (S1), commence à 2947 ± 3, passe à 3047 ± 2 Ma et dans un palier de température plus élevée, 3,1A, atteint une valeur de 3103 ± 4 Ma.

Les âges d'un zircon de l'échantillon UMB-164 varient de 3052 ± 15 à 3080 ± 28 Ma à 2,8A . Dans le palier supérieur, les rapports isotopiques sont plus stables et un âge de 3130 ± 7 Ma a été obtenu.

Les deux zircons type S1 de l'échantillon UMB-165 ont été analysés à 2,8A. Un des résultats est compatible avec les données précédentes, 3085 ± 1 Ma, tandis que l'autre montre des âges plus récents compris entre 2780 ± 6 et 2941 ± 24 Ma. Ceci valide la valeur trouvée pour l'échantillon ARN-58.1, 2833 ± 30 Ma, à partir de seulement 7 rapports isotopiques à un palier de 2,8A.

Les âges plus anciens sont interprétés comme étant hérités. Les plus jeunes représentent le mélange entre l'âge de la croûte ancienne et de l'événement de fusion crustale qui l'a reprise (fg.4.22)

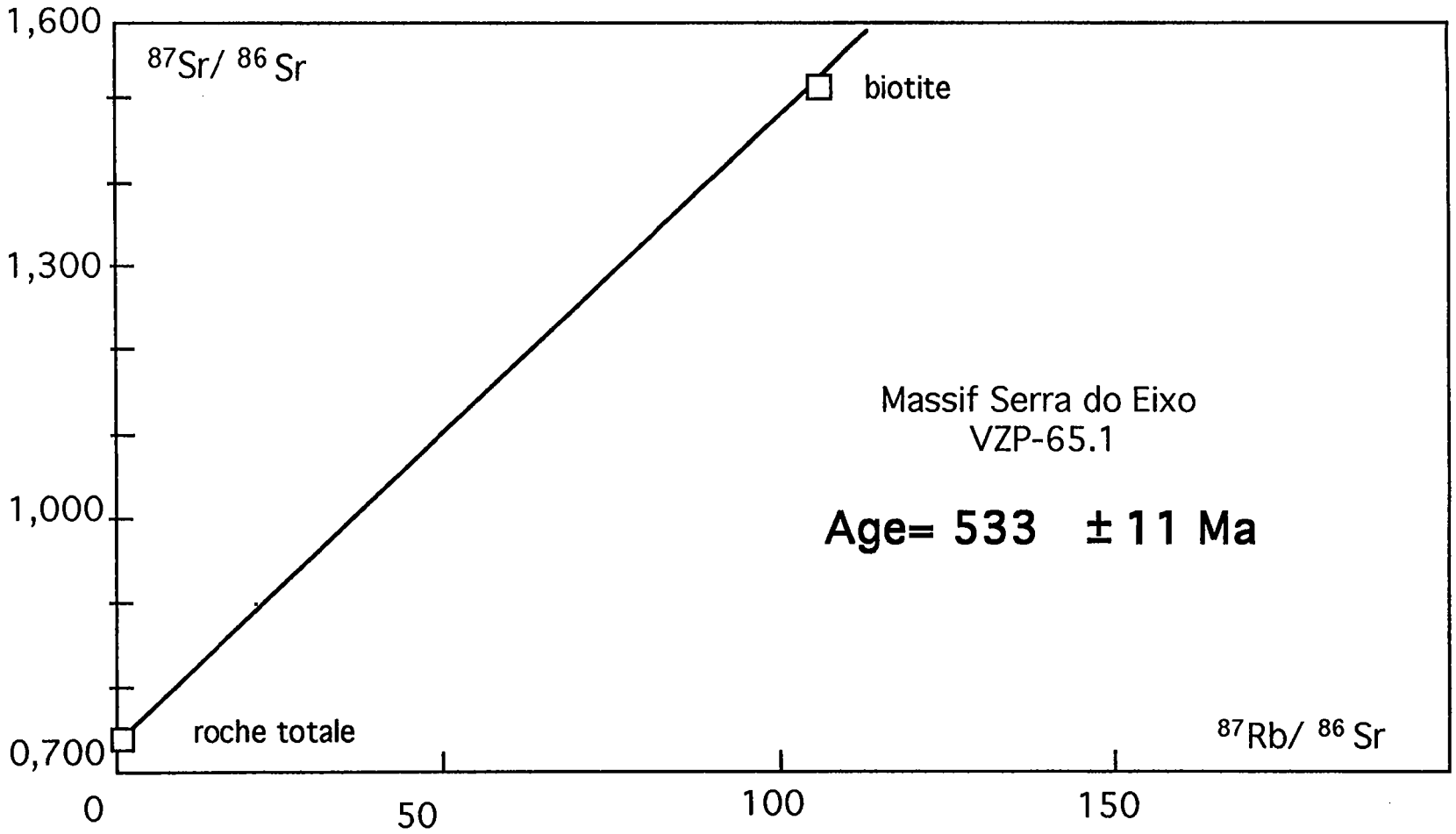
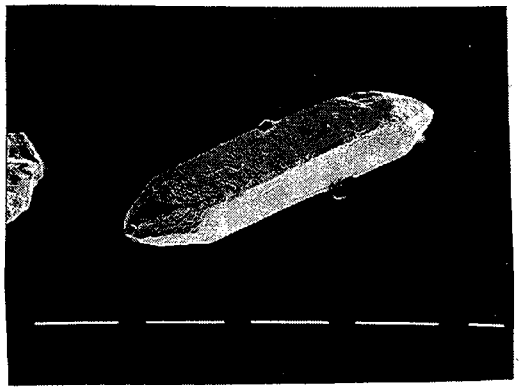


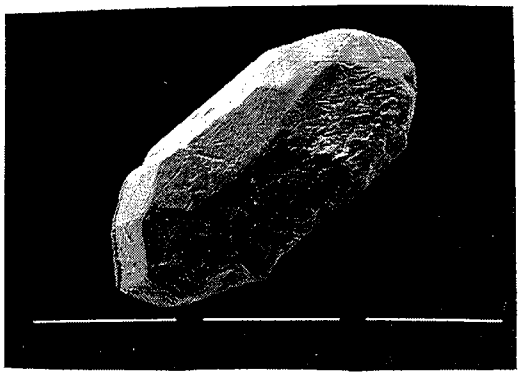
Fig. 4.20 - Diagramme isochrone Rb-Sr pour les biotites du massif de Serra do Eixo

Echant.	Temp (A)	me sures	206/204 mesuré	207/206 mesuré	erreur (2σ 10^{-5})	207/206 corrigé	Age (Ma)	± (σ)
ARN 58-1	2,6		1255	0,18046	62	0,1713	2570	10
	2,8	7	6060	0,20270	34	0,2009	2833	30
ARN 60-1	2,6	20	954	0,22710	20	0,2154	2947	3
(S1)	2,8	20	13369	0,22962	8			
		20	14300	0,22981	8			
		20	14830	0,22990	10			
		20	15076	0,22971	9			
		20	15378	0,23002	11			
	total	100	14590	0,22981	5	0,2293	3047	2
	3,1*	20	30338	0,23780	27			
		20	38820	0,23762	24			
		20	39640	0,23750	27			
		20	41328	0,23743	28			
		20	46001	0,23805	33			
	total*	100	39225	0,23760	14	0,2375	3103	4
ARN 60-1	2,6	20	1574	0,20967	30	0,2027	2848	
grain 2	2,8	20	13958	0,23125	6			
(S1-S6)		20	15136	0,23111	3			
		20	15428	0,23111	2			
		20	15737	0,23118	2			
		20	15823	0,23112	2			
	total	100	15219	0,23117	2	0,2306	3056	1
UMB 165	2,6	20	12011	0,22567	10			
grain 1		20	15500	0,22496	9			
(S1)		20	15346	0,22422	15			
		20	13421	0,22323	9			
		20	11093	0,22232	9			
	total	100	13474	0,22408	25	0,2235	3006	9
	2,8*	20	27551	0,23514	19			
	2,8	20	28274	0,23526	38			
		20	27934	0,23516	19			
		20	28670	0,23494	11			
		20	28681	0,23500	23			
		20	28950	0,23497	9			
	total	100	28502	0,23507	9			
UMB 165	2,8	20	3546	0,21762	14	0,2146	2941	24
grain 2		20	2212	0,20763	71	0,2026	2847	13
(S1)		20	1881	0,20389	33	0,1979	2809	6
		20	1753	0,20213	21	0,1957	2791	4
		20	1710	0,20105	31	0,1944	2780	6
	total	100	2220	0,20646	126	0,2065		
UMB 164	2,8	20	6323	0,23124	11	0,2397	3052	15
		20	6322	0,23298	123	0,2314	3062	19
		20	6442	0,23552	153	0,2340	3080	23
		20	6418	0,23491	206			
		20	6440	0,23457	13	0,2331	3073	21
	3,1	20	6000	0,24263	43			
		20	6062	0,24211	19			
		20	6286	0,24322	35			
		20	6583	0,24385	43			
		20	6920	0,24383	26			
	total	100	6371	0,24313	21	0,2417	3130	7

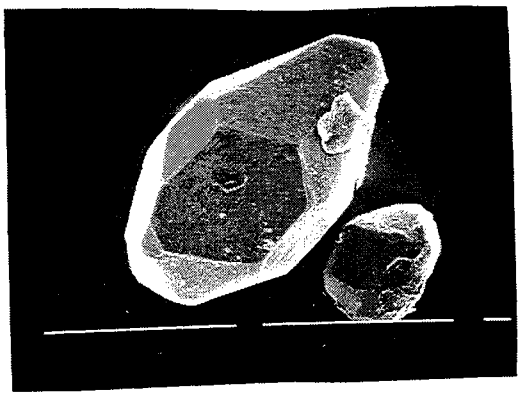
Tab. 4.10 - Donnés d'évaporation sur monozircon pour le massif d'Umburanas



S2



S12



S6-7

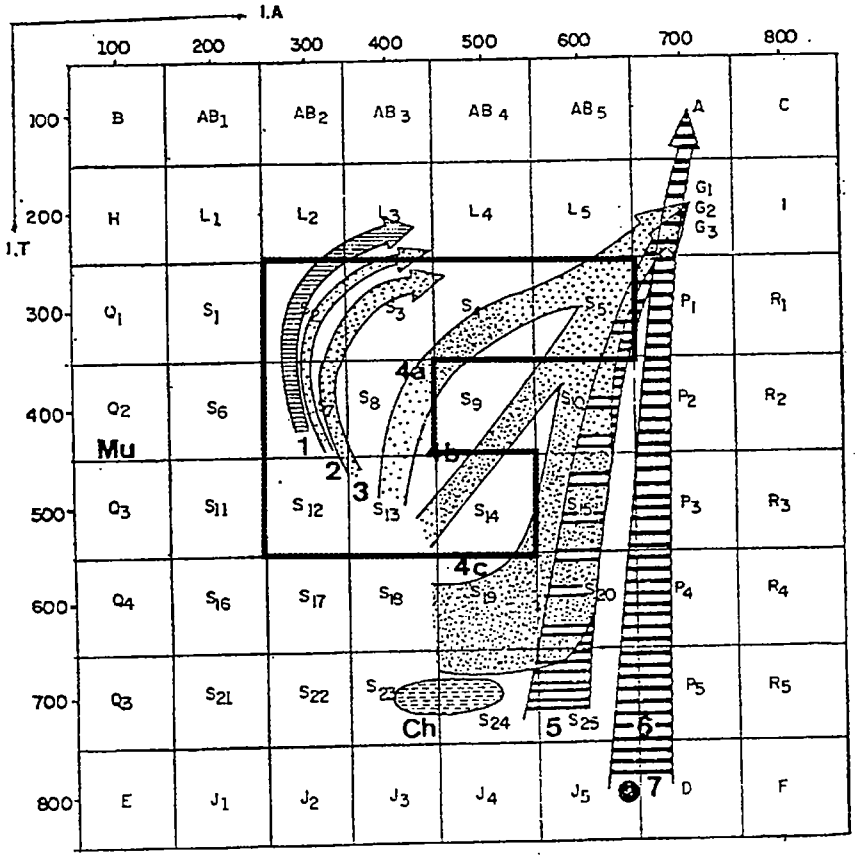


Fig. 4.16 - Détermination typologyque des zircons du Massif d'Umburanas
1, 2, 3 - granites crustaux 4a, 4b, 4c, 5 - granites hybrides 6, 7 - granites mantélliques
Mu- champs de stabilité de la muscovite Ch- charnockites 1

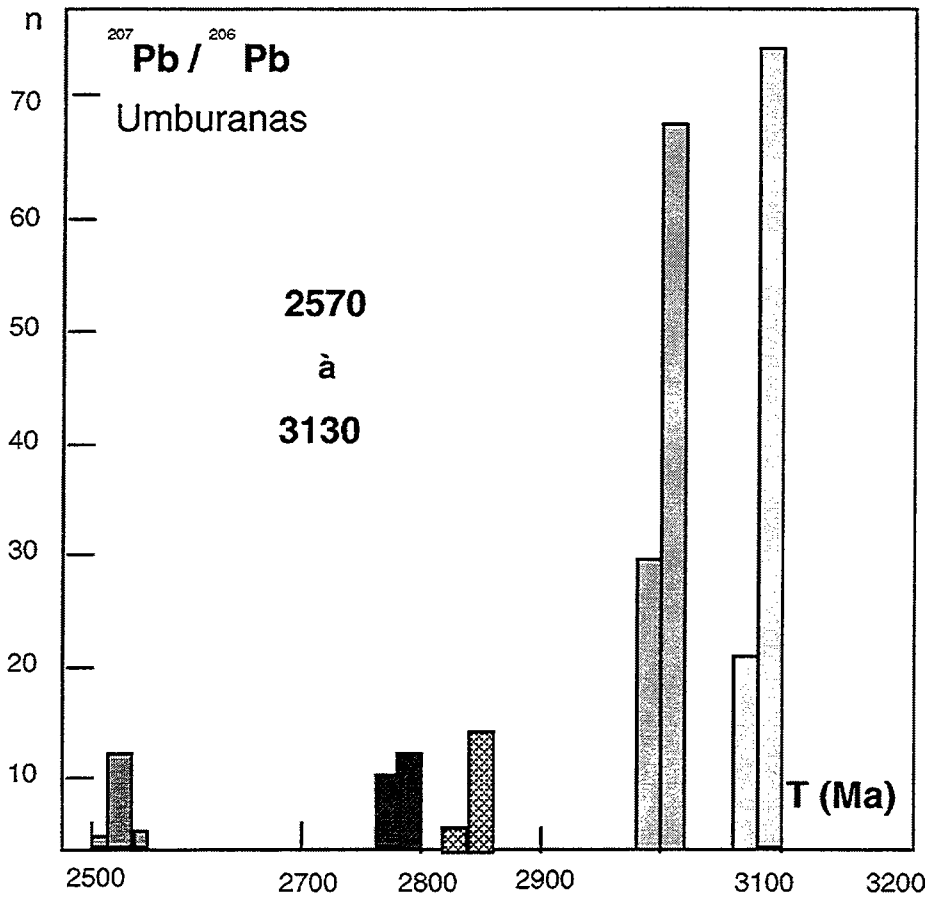


Fig. 4.22- Histogrammes des âges obtenus en monozircon pour le massif d'Umburanas

IV-3.1- b- Ages monazite

Pour connaître l'âge de cristallisation du granite d'Umburanas, deux grains subidiomorphes de monazite de l'échantillon UMB-165 ont été analysés (tab. 4.11). Pour le premier grain, les âges obtenus pour les trois paliers de températures sont 2068 ± 10, 2002 ± 13 et 2003 ± 32 Ma. Le résultat qui a été retenu est celui de 2049 ± 2 Ma, obtenu pour le deuxième grain au palier de 2,8 A, en raison de la meilleur qualité de la mesure (fig. 4.23).

IV-3.1- c- Ages et rapports initiaux du Sr et du Nd

Les quatre points analysés (tab. 4.12) ne permettent pas de définir une isochrone Rb-Sr. Trois points s'alignent sur une droite de référence vers 2,3 ± 0,4 Ga ce qui suggère l'influence d'un événement protérozoïque inférieur déjà montré par les âges sur monazite (fig.4.24).

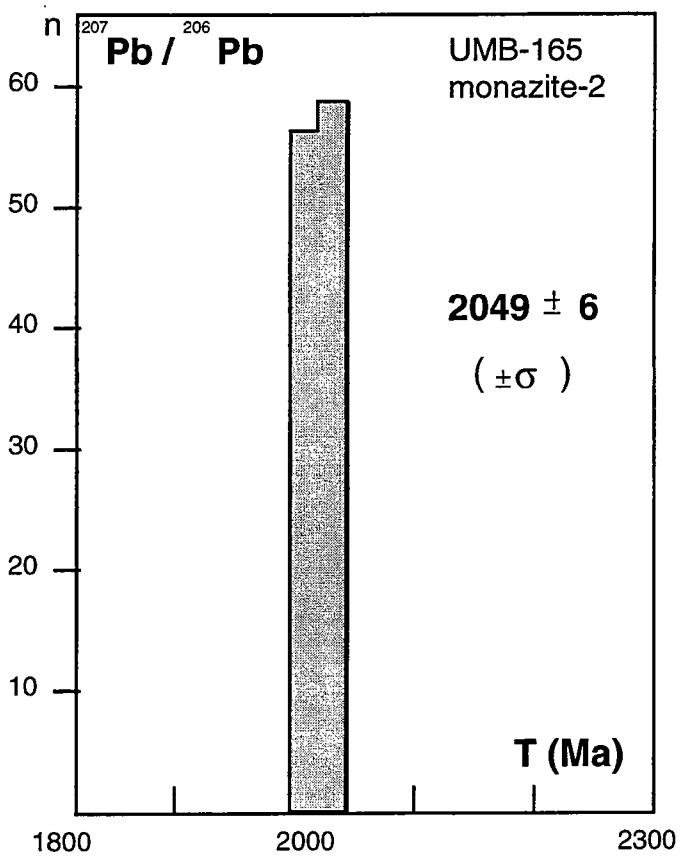


Fig. 4.23- Histogramme des âges obtenus en monazite pour le massif d'Umburanas

Echant.	Temp (A)	me sures	206/204 mesuré	207/206 mesuré	erreur ($2\sigma m\ 10^{-5}$)	207/206 corrigé	Age (Ma)	± (σ)
UMB 165 monazite	2,4	20	169,3	0,20578	33	0,1278	2068	10
	2,7*	20	1895	0,13116	26	0,1243	2018	4
	2,7	20	1529	0,13138	56			
		20	1519	0,13184	38			
		20	1517	0,13185	37			
	total	60	1522	0,13169	26	0,1231	2002	13
	3,3	20	3329	0,12704	106	0,1232	2003	32
UMB 165 monazite 2	2,4		350	0,16500				
	2,7	20	1440	0,13524	18			
		20	1452	0,13522	9			
		20	1468	0,13584	20			
		20	1498	0,13534	18			
		20	1458	0,13462	9			
		20	1568	0,13487	5			
	total	120	1497	0,13519	9	0,1264	2049	6

Tab.4.11- Données de l'évaporation directe sur monazite pour le massif d'Umburanas

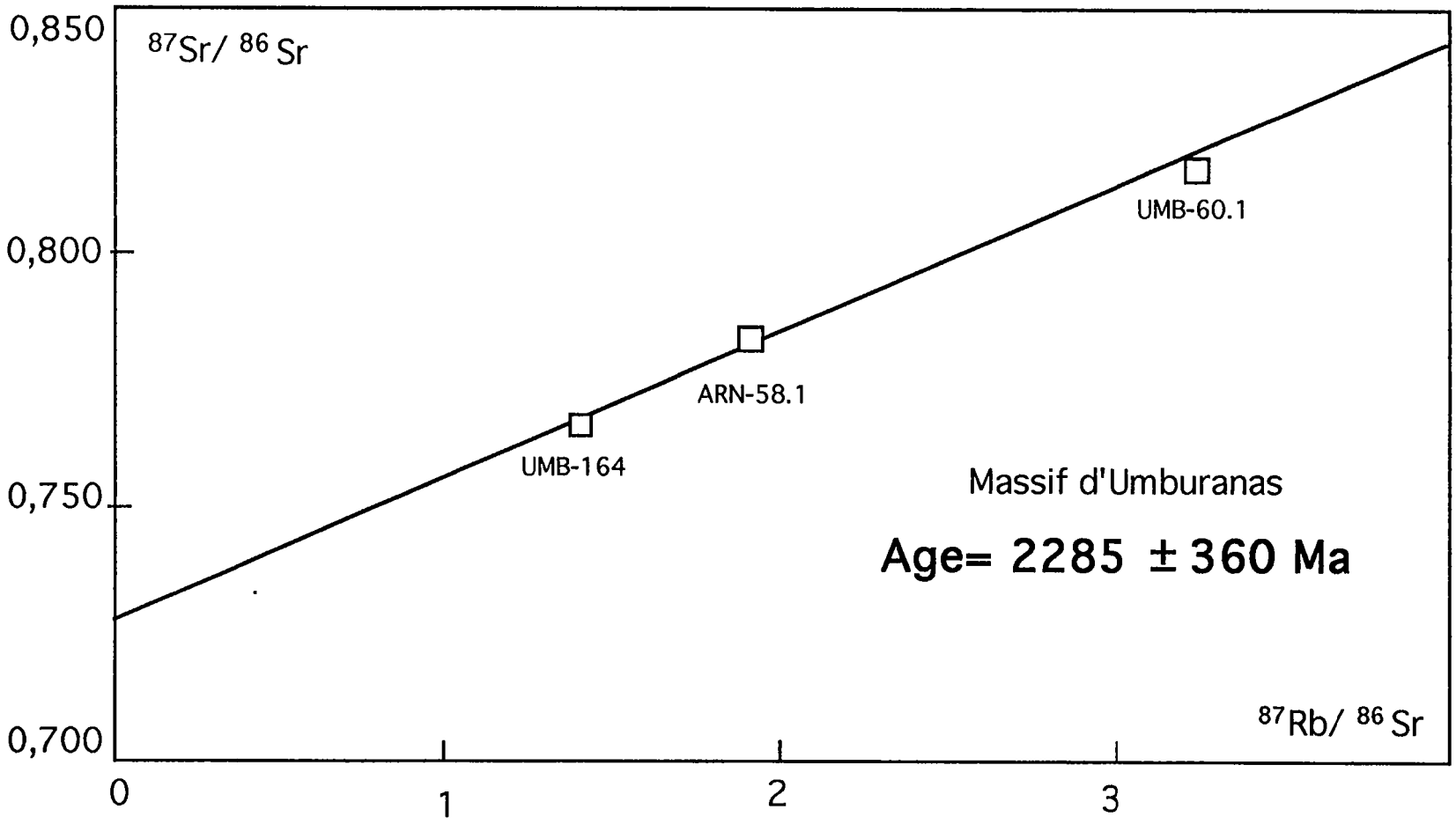


Fig. 4.24 - Diagramme isochrone Rb-Sr pour le massif d'Umburanas

Les déterminations de l'âge de la monazite (2,05 Ga) permet de calculer les I_{Sr}= 0,7269 à 0,7540 et de $\varepsilon_{Nd(t)}$ = -14 et -15 (tab. 4.12) qui confirment que le massif d'Umburanas est le produit de la fusion crustale à partir d'un protolithe dont l'âge maximal est de 3,3 à 3,4 Ga (âges-modèle Nd).

Echant.	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	erreur $.10^{-6}$	Io à 2,05 Ga
ARN 58 1	140	223	1,833	0,7843	7	0,7302
UMB60 1	189	174	3,177	0,8251	10	0,7313
UMB164	141	286	1,433	0,7682	8	0,7258
UMB165	122	218	1,625	0,8008	6	0,7528

Ech	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	erreur $.10^{-6}$	εo	T_{DM}	ε à 2,05 Ga
ARN 58 1	2,7559	16,99	0,0977	0,510622	5	-39,4	3298	
UMB60 1	3,59	20,53	0,1052	0,510728	4	-37,3	3376	-14,0
UMB164	4,55	27,11	0,1015	0,510645	7	-38,9	3376	-14,6
UMB165	3,06	18,71	0,0987	0,510600	7	-39,8	3353	-14,8

Tab.4-12 - Données isotopiques de Sr et de Nd pour le massif d'Umburanas

IV-3.5- Massif de Serra da Franga

La datation du massif de Serra da Franga a été faite grâce à 60 rapports $^{207}Pb/^{206}Pb$ mesurés au palier de 3,1A sur un grain de zircon (tab. 4.13). L'âge obtenu est de 2039 ± 11 Ma (fig. 4.25). Il est considéré comme l'âge minimal de cristallisation.

Echant.	Temp (A)	mesures	206/204 mesuré	207/206 mesuré	erreur ($2\sigma m10^{-5}$)	207/206 corrigé	Age (Ma)	± (σ)
Franga	3.1*	20	49198	0,12607	33			
		20	39230	0,12557	29			
		20	35711	0,12590	37			
	total *	60	41380	0,12584	20	0,1257	2039	11

Tab. 4.13- Données de l'évaporation directe sur monozircon pour le massif de Serra da Franga

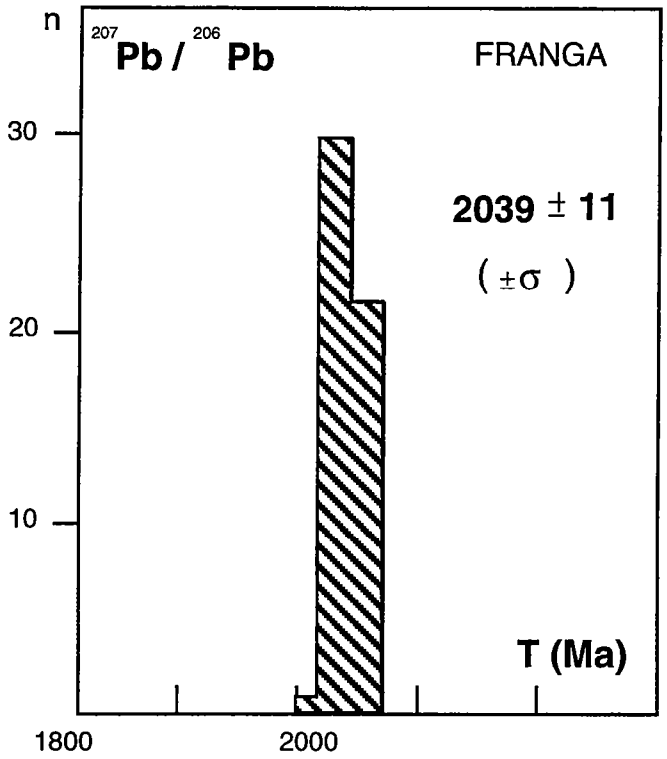


Fig. 4.25- Histogramme des âges obtenus en monozircon pour le massif de Serra da Franga

IV- 3.6 - CONCLUSION GÉNÉRALE

Les datations $^{207}Pb/^{206}Pb$ sur monozircons de différents massifs étudiés (fig. 4.26) ont permis d'individualiser plusieurs ensembles géochronologiques distincts:

1) Un domaine archéen ancien juvénile
Le massif de Bernada est composé par les roches les plus anciennes trouvées dans la région. Son $\varepsilon_{Nd(t)}$ positif prouve qu'elles représentent une croûte juvénile qui a été extraite du manteau vers 3,3 Ga.

2) Un domaine archéen recyclé
Il est composé par les orthogneiss de Mariana, d'Eixo et d'Aracatu et par les granites alcalins qui appartient aussi au Massif de Serra do Eixo

a- Mariana - daté à 3259 Ma, il est le produit du recyclage à partir des matériaux crustaux âgés de 3,5 à 3,6 Ga.
b- Aracatu - les gneiss gris de 3240 Ma sont issus de la fusion d'une croûte plus ancienne datée à 3,5 Ga selon les âges-modèle. Puis ils

subissent une la fusion partielle comme le montre des observations de terrain. Les datations des leucosomes varient de 2,4 à 2,9 Ga et montrent un mélange entre un système ancien et un autre plus jeune vers 2,0 Ga. Les âges-modèles obtenus indiquent la présence d'une croûte continentale ancienne qui atteint l'âge de 3,7 Ga. L'existence de ce segment crustal a été également proposé par Martin (1991) à partir de l'étude du massif voisin de Sete Voltas.

c- Eixo - ses roches sont datées à 3158 Ma et représentent aussi la refusion d'une croûte continentale préexistante de 3,3 Ga. Il est possible que la composition du protholite soit semblable à celle des roches du massif de Bernada ou de Boa Vista. Cet ensemble est recoupé par des granites alcalins vers 2,5-2,6 Ga. Comme les âges-modèle sont aussi de 3,3 Ga, ils peuvent être le produit de la fusion des roches anciennes.

3- Un domaine protérozoïque inférieur recyclé
Il est identifié par les granites des massifs suivants :

a- Umburanas - composé par des granites peralumineux dont les zircons sont caractéristiques de l'anatexie crustale, avec plusieurs grains présentant des noyaux anciens. Son âge de mise en place a été déterminé grâce à la monazite à 2049 ± 6 Ma. Les datations sur monozircon informent que le source crustale a 3,1 Ga, au minimum, tandis que les T_{DM} Nd arrivent à 3,3 Ga.

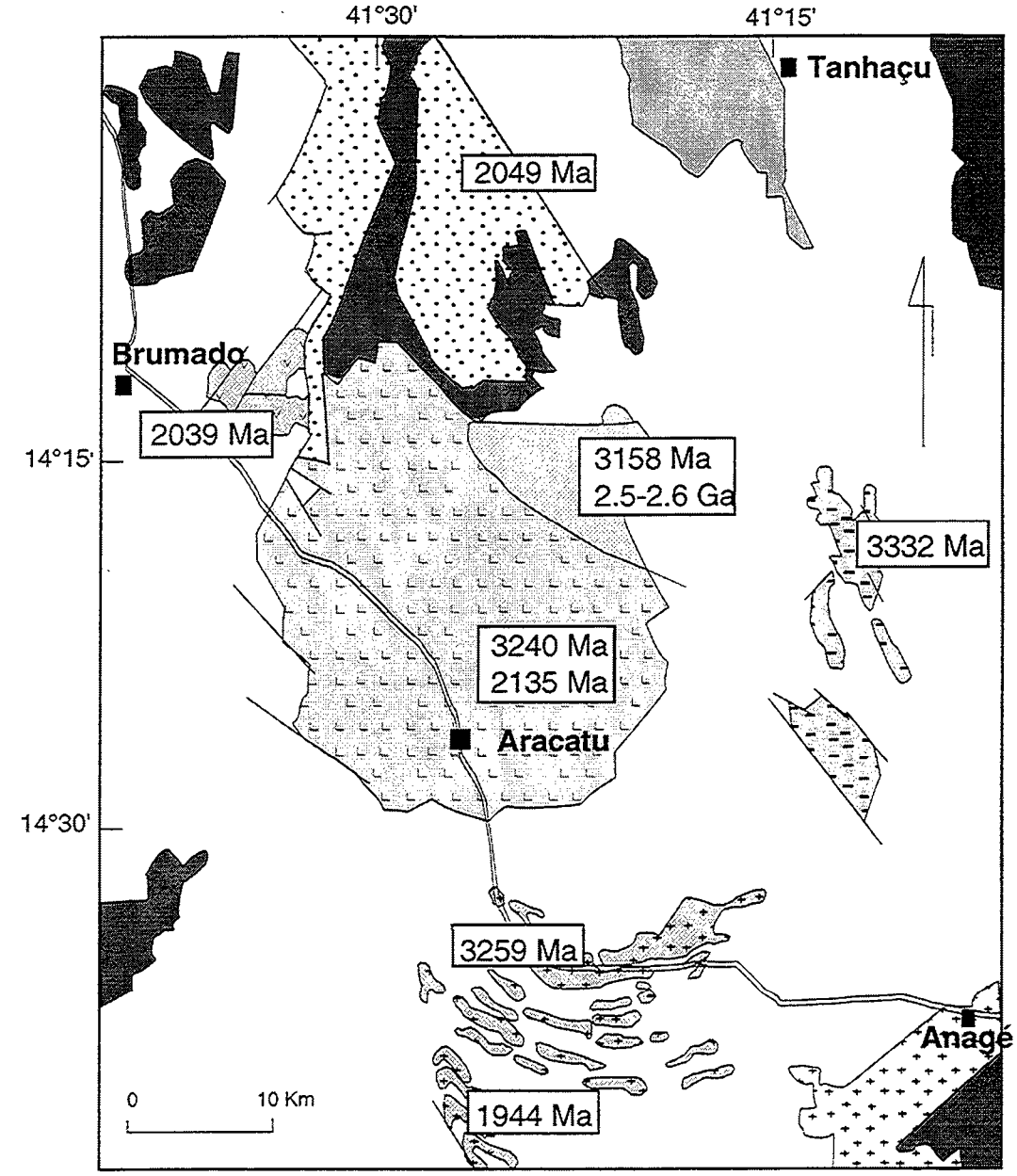
b- Aracatu - le granite qui recoupe les gneiss gris est âgé de 2135 ± 4 Ma. Des âges-modèles égaux pour tous les deux suggèrent que le premier est le résultat de la fusion de l'autre.

c- Mariana - une des intrusions qui compose le massif enregistre un âge de 1,9 Ga. L'âge T_{DM} Nd de 3,5 Ga est le même que pour les corps archéens, ce qui laisse prévoir une origine à partir des roches anciennes.

Les paragneiss encaissants du massif de Mariana ont enregistré la fin de la histoire transamazonienne du Craton comme démontré par l'isochrone Sm-Nd roche totale/grenat à 1,78 Ga.

La monazite du massif d'Aracatu a enregistre un âge de1,74 Ga. Des biotites des massifs d'Aracatu et de Serra do Eixo ont enregistré l'influence thermique d'évenement Brésilien avec des âges de 508 et 533 Ma, respectivement.

Ainsi, le Bloc du Gavião constitue un segment de croûte continentale qui enregistre les âges les plus anciens de l'Amérique du Sud. Les roches archéennes ont été reprises par des événements de fusion partielle qui ont eu lieu surtout au Protérozoique Inférieur pendant l'orogenèse transamazonienne.



Sequences volcano-sédimentaires

Complexe gneiss-anfibolitique e metatexitique

Couverture proterozoïque supérieur

Gneiss oiellé de Lagoa do Morro

Massifs granitoïdes

Umburanas

Aracatu

Eixo

Franga

Bernada

Mariana

Fig.4.25 - Distribution des âges 207Pb/206Pb (monozircon) pour le bloc du Gavião (carte géologique modifiée de Sabaté et al., 1988)

CHAPITRE V - MODÉLISATION GÉOCHIMIQUE

La validité des hypothèses de sources proposées dans les chapitres antérieurs a été vérifiée et quantifiée à partir des modélisations géochimiques réalisées avec les éléments majeurs et les terres rares. Ces dernières ont été confrontées aux données isotopiques du Nd car des perturbations du système Rb-Sr ont été constatées.

Les termes moins différenciés des massifs étudiés seront considérés comme les produits de la fusion à l'équilibre où le liquide final est resté en équilibre total avec le solide résiduel jusqu'au moment où il quitte le lieu de la fusion.

Les modèles ont été testés avec les éléments majeurs à partir du logiciel XLFRAC (Stormer et Nicholds, 1978) qui résoud un système de *m* équations (*m* = nombre d'oxydes) et n inconnues (*n* = nombre de phases minérales) par un bilan de masse des moindres carrés. Cet algorithme détermine, à partir de 2 compositions données (la composition du matériel source et la composition du magma le moins différencié), quelles sont les phases minérales présentes dans le résidu de fusion. Chaque équation peut être écrite de la façon suivante pour un élément donné:

$$Co = (1-F) \sum Xi\, Cj + FC_l$$

Co = teneur en oxyde de l'élément dans le solide initial

Xi = proportion de la phase i dans le résidu de fusion

Cj = teneur en oxyde de l'élément dans la phase résiduelle j

C_l = teneur en oxyde de l'élément i dans le liquide de fusion partielle

F = taux de fusion

La modélisation avec les terres rares reprend les paramètres (composition du résidu, taux de fusion) calculés avec les éléments majeurs et recalcule la teneur en terres rares des liquides. Il faut en plus connaître la composition du solide primaire. La fusion partielle à l'équilibre est exprimée par l'équation:

$$C_l = Co/D+F(1-D)$$

Co = concentration d'un élément dans le solide initial

C_l = concentration d'un élément dans le liquide de fusion partielle

F = taux de fusion

D = coefficient de distribution générale de l'élément entre le résidu et le liquide.

$D = Co/C^l = \Sigma Xi.K_D$ K_D = coefficient de partage de l'élément étudié entre la phase i et le liquide

Xi = proportion de la phase i dans le solide initial

Les coefficients de distribution choisis, en fonction de la nature du liquide magmatique, sont ceux utilisés par Martin (1985).

V.1- LES MASSIFS ÉTUDIES

V.1.1- Massif de Mariana

V.1.1.a - Les orthogneiss

Les orthogneiss de Mariana sont caractérisés par de fortes teneurs en silice, des spectres de terres rares très riches en terres rares légères et lourdes, une forte anomalie négative en Eu et εNd de +0,4 à -1,5. Ainsi, le matériel qui a été la source de ces roches doit être riche en terres rares et le résidu doit contenir des feldspaths afin d'expliquer l'anomalie forte en Eu.

La source choisie est la croûte continentale supérieure archéenne juvénile, âgé de 3,5 à 2,5 Ga, proposé par Condie (1993) car le massif de Mariana a des âges-modèle de 3,5 Ga.

La modélisation géochimique avec les éléments majeurs (tab.5.1) fournit un liquide calculé qui est proche de la composition de l'orthogneiss MAR-94.1, pour un taux de fusion partielle de 10%. Le résidu est composé de plagioclase, de biotite, de quartz. Cette hypothèse a été confirmée avec la modélisation avec les terres rares (tab. 5.2, fig. 5.1). Cependant, pour obtenir le spectre de terres rares de MAR-94.1, le modèle a été ajusté par l'addition au résidu de 0,01% de zircon et de 0,02% d'allanite puisque la présence de ces phases minérales ne peut pas être contrôlée par les éléments majeurs.

Afin de comprendre les valeurs positives d'ε_{Nd} du massif, l'ε_{Nd} de la croûte continentale juvénile de Condie (1993) a été calculé à l'âge zircon du Massif de Mariana, c'est-à-dire, 3259 Ma. La valeur obtenue de -0,6 confirme que les modèles proposés sont viables.

	SOURCE	Modèle calculé	MAR-94.1
	UCC (Condie, 1993)		
SiO2	66,24	69,85	70,07
Al2O3	14,93	15,36	15,74
Fe2O3t	5,4	1,47	2,12
MgO	2,91	1,81	0,76
CaO	3,82	2,89	2,16
Na2O	3,57	4,21	4,68
K2O	2,53	4,21	4,02
TiO2	0,48	0,06	0,29
P2O5	0,11	0,23	0,16
résidu (%)		pl- 47,26 qtz - 27,91 bi - 24,83	
somme des carrés des résidus = 2,64			F% = 10

Tab.5.1- Modélisation avec les éléments majeurs pour les orthogneiss du massif de Mariana

V.1.1.b - Le granite

Le granite de Mariana a un spectre de terres rares similaire à celui de l'orthogneiss MAR-94.1. Par contre, son εNd négatif (-11) indique clairement une source crustale.

Une fusion à partir de l'orthogneiss MAR-94.1 a été testée. La modélisation avec les éléments majeurs indique un taux de fusion de 60% pour un résidu constitué de plagioclase, de feldspath potassique, de biotite et d'apatite (tab. 5.3). Ce modèle rend compte du spectre de terres rares de MAR-137 (fig.5.2, tab. 5.4). La seule différence notable concerne les terres rares légères. Cette différence peut être le fait de l'hétérogénéité initiale des orthogneiss de Mariana dont la teneur en silice varie de 70 à 78% et des teneurs de La_N varie de 207 à 369.

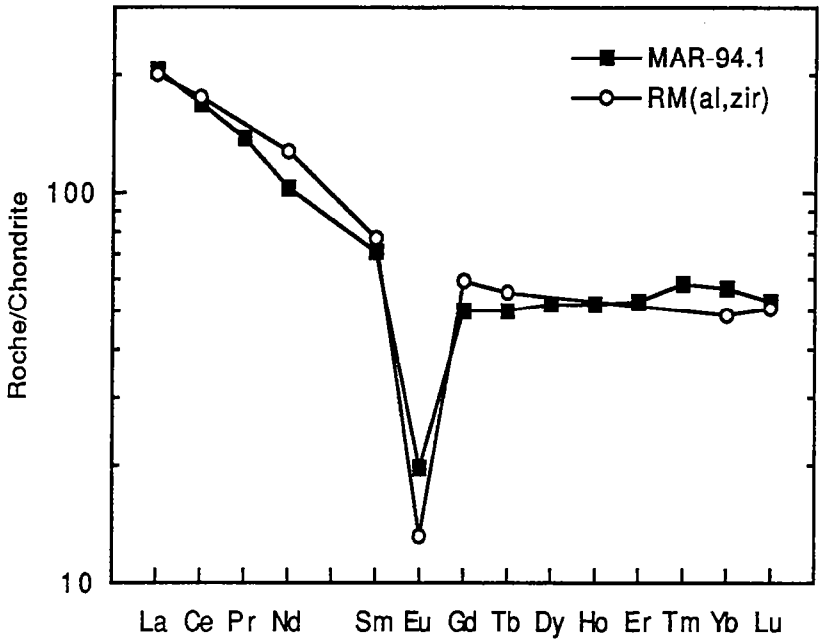


Fig. 5.1 - Modélisation géochimique avec les terres rares pour les orthogneiss du massif de Mariana.
RM (al, zr) - liquide résultant de la fusion de la croûte continentale supérieure archéenne juvénile avec zircon et allanite dans le résidu

	SOURCE	Modèle calculé	MAR-94.1
La(N)	91,11	202	207,4
Ce(N)	68,88	176	169,99
Nd(N)	42,38	127	102,29
Sm(N)	21,61	77,1	70,52
Eu(N)	13,89	13,2	19,81
Gd(N)	14,44	59,8	50,12
Tb(N)	11,6	55,6	50
Yb(N)	8,27	48,6	56,73
Lu(N)	8,67	50,5	52,94
résidu		+ alanite 0,02% + zircon 0,01 %	

Tab. 5.2 - Modélisation avec les terres rares pour les orthogneiss du massif de Mariana

	SOURCE	Modèle calculé		MAR-137
	MAR-94.1	*a*	*b*	
SiO2	70,07	77,67	77,73	77,83
Al2O3	15,74	11,38	11,52	11,70
Fe2O3t	2,12	1,72	1,8	2,06
MgO	0,76	0,39	0,42	0,00
CaO	2,16	0,63	0,47	0,65
Na2O	4,68	3,59	3,63	3,4
K2O	4,02	4,29	4,27	4,29
TiO2	0,29	0,15	0,17	0,07
P2O5	0,16	0,16	-0,01	0,00

	a	b
résidu (%)	pl - 67,00 Kfdsp - 21,82 bt - 11,18	pl - 65,82 Kfdsp - 22,77 bt - 10,46 ap- 0,95

somme des carrés des résidus a = 0,46 b = 0,38 F% = 60

Tab.5.3- Modélisation avec les éléments majeurs pour les granites du massif de Mariana

V.1.1.c - Conclusion

Les orthogneiss à 3,2 Ga du massif de Mariana sont le produit de la fusion d'une croûte continentale archéenne juvénile de composition similaire à celle présentée par Condie (1993). La fusion de ces orthogneiss, vers 2,0 Ga, va produire les granites.

V.1.2- Massif d'Aracatu

V.1.2.a- Les gneiss gris

Les gneiss gris ont la composition typique des TTG archéens avec des spectres de terres rares très fractionnés et appauvris en terres rares lourdes. Cette allure évoque une source à partir de la fusion d'

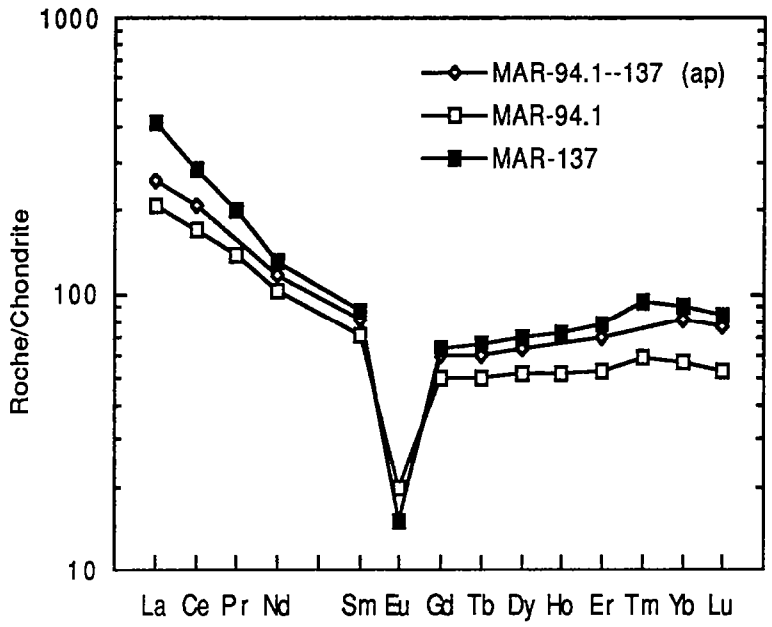


Fig. 5.2 - Modélisation géochimique avec les terres rares pour le granites du massif de Mariana

MAR-94.1--137 (ap) - liquide résultant de la fusion d'orthogneiss MAR-94.1 avec apatite dans le résidu

	SOURCE	Modèle calculé		MAR-137
		a	b	
La(N)	207,4	291	231	416,19
Ce(N)	169,99	251	179	283,76
Nd(N)	102,29	155	91,9	130,23
Sm(N)	70,52	110	60,6	86,61
Eu(N)	19,81	15,5	11	15,1
Gd(N)	50,12	79,4	43,3	63,4
Tb(N)	50	79,5	45,8	65,31
Dy(N)	51,69	83,2	50	70,25
Er(N)	52,58	85	57	77,46
Yb(N)	56,73	92	70,3	89,9
Lu(N)	52,94	86	70,2	83,59

Tab. 5.4 - Modélisation avec les terres rares pour le granite du massif de Mariana

amphibolites à grenat (Martin, 1985). Les ε_{Nd} (3,26 Ga) sont compris entre +2 et -6. Ces valeurs permettent de prévoir deux hypothèses : 1) la contamination crustale d'une source juvénile, 2) la refusion crustale d'un protholite d'âge proche des gneiss.

L'échantillon ARA-150, le moins différencié pour lequel des données de terres rares sont disponibles, et l'échantillon ARA-78.1, pour lequel des analyses isotopiques ont été faites, peuvent être expliqués par une fusion d'un amphibolite riche en terres rares légères de composition similaire à celle des tholeiites de type EAT (Condie, 1981) ou par la fusion des gneiss gris anciens de Sete Voltas (tab. 5.5). Pour le premier modèle, le taux de fusion partielle est 20% et les résidus sont composés de hornblende, de grenat, de plagioclase, de clinopyroxène et d'ilménite. Pour la refusion du gneiss, le taux de fusion varie de 65 à 80%. Le résidu est constitué de plagioclase, de quartz, de magnétite et d'ilménite pour ARA-150 et de hornblende, plagioclase, apatite et magnétite pour ARA-78.1. Ces modèles ont été confirmés par la modélisation avec les terres rares (fig. 5.3, 5.4, tab. 5.6, 5.7)

Ces idées ont été reprises du point de vue isotopique. En considérant un mélange entre les sources composées par les gneiss gris ancien de Sete Voltas et par les amphibolites de type EAT, pour obtenir les ε_{Nd} disponibles pour le massif d'Aracatu à partir d'une source de type EAT, il faut plus de 50% de contamination d'une source crustale de type gneiss gris anciens de Sete Voltas.

	SOURCE		Modèle calculé		ARA-150
	gneiss ancien (a)	*EAT (b)*	*a*	*b*	
SiO2	68,77	50,38	70,88	70,99	71,01
Al2O3	16,46	15,47	15,33	15,56	15,62
Fe2O3t	3,52	13,12	3,13	3,31	3,25
MgO	0,90	6,94	1,16	0,71	0,83
CaO	3,34	8,95	2,59	2,52	2,52
Na2O	5,02	2,75	4,33	4,37	4,11
K2O	1,50	0,70	2,19	2,15	2,20
TiO2	0,34	1,52	0,21	0,24	0,34
P2O5	0,15	0,17	0,19	0,16	0,11

Tab.5.5- Modélisation avec les éléments majeurs pour les gneiss du massif d'Aracatu

	a	b
résidu (%)	pl- 76,66 qz-18,14 mag- 3,72 ilm- 1,48	hbl - 42,54 grt- 24,69 pl - 22,82 cpx- 7,71 ilm-2,24
somme des carrés des résidus	a= 0,30 b= 0,10	F% = 65 20

	SOURCE		Modèle calculé		ARA-78.1
	gneiss ancien (a)	*EAT (b)*	*a*	*b*	
SiO2	68,77	50,38	72,80	72,54	72,58
Al2O3	16,46	15,47	15,47	15,31	15,38
Fe2O3t	3,52	13,12	1,81	1,71	1,65
MgO	0,90	6,94	0,39	0,25	0,37
CaO	3,34	8,95	2,35	2,13	2,12
Na2O	5,02	2,75	4,71	5,24	4,91
K2O	1,50	0,70	2,03	2,62	2,74
TiO2	0,34	1,52	0,31	0,1	0,2
P2O5	0,15	0,17	0,12	0,11	0,05

	a	b
résidu (%)	hbl- 20,17 pl- 73,39 ap- 0,28 mag- 6,16	hbl - 44,44 grt- 27,04 pl - 19,26 cpx- 6,89 ilm-2,37
somme des carrés des résidus	a= 0,69 b= 0,16	F% = 80 20

Tab.5.5 (cont.)- Modélisation avec les éléments majeurs pour les gneiss du massif d'Aracatu

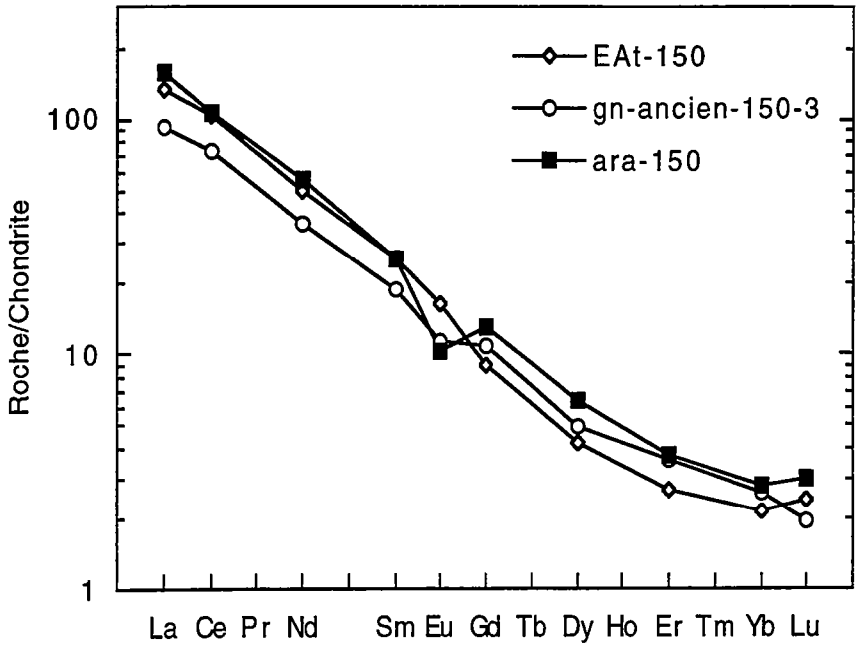


Fig. 5.3 - Modélisation géochimique avec les terres rares pour les gneiss gris du massif d'Aracatu
gn-ancien- 150-3 - liquide résultant de la fusion du gneiss gris ancien de Sete Voltas
EAT-150 - liquide résultant de la fusion d'un amphibolite de type EAT

	SOURCE		Modèle calculé		ARA-150
	gneiss ancien	*EAT*	*a*	*b*	
	(a)	*(b)*			
La(N)	83,33	41,26	110	135	156,06
Ce(N)	64,96	36,9	89,5	105	105,25
Nd(N)	31,66	27,47	44,6	50	55,61
Sm(N)	16,35	20,83	23,70	25,5	25,34
Eu(N)	13,12	18,05	10,7	16,3	10,35
Gd(N)	9,34	14,67	13,7	9,09	13,13
Dy(N)	4,28	12,92	6,38	4,16	6,33
Er(N)	3,03	10,8	4,54	2,67	3,72
Yb(N)	2,23	10,58	3,35	2,13	2,8
Lu(N)	1,70	11,76	2,56	2,4	2,97

Tab. 5.6 - Modélisation avec les terres rares pour les gneiss gris du massif d'Aracatu

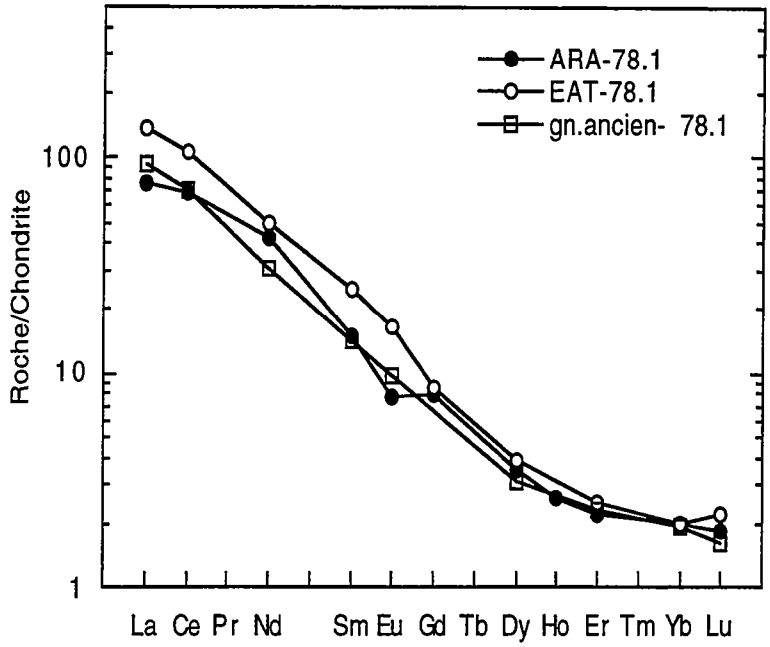


Fig. 5.4 - Modélisation géochimique avec les terres rares pour les gneiss gris du massif d'Aracatu
gn-ancien- 78.1 - liquide résultant de la fusion du gneiss gris ancien de Sete Voltas
EAT-78.1 - liquide résultant de la fusion d'un amphibolite de type EAT

	SOURCE		Modèle calculé		ARA-78.1
	gneiss ancien	*EAT*	*a*	*b*	
	(a)	*(b)*			
La(N)	83,33	41,26	92	135	75,08
Ce(N)	64,96	36,9	70,05	105	69,00
Nd(N)	31,66	27,47	30,6	49	42,56
Sm(N)	16,35	20,83	13,90	24,6	14,95
Eu(N)	13,12	18,05	9,77	16,3	7,66
Gd(N)	9,34	14,67		8,59	7,93
Dy(N)	4,28	12,92	3,13	3,87	3,55
Er(N)	3,03	10,8	2,3	2,47	2,16
Yb(N)	2,23	10,58	1,92	1,96	1,96
Lu(N)	1,70	11,76	1,6	2,21	1,83

Tab. 5.7- Modélisation avec les terres rares pour les gneiss gris du massif d'Aracatu

V.1.2.b- Le granite

Le granite d'Aracatu, représenté par l'échantillon ARA-170, a été utilisé dans les modélisations géochimiques. Son ε_{Nd} très négatif est caractéristique d'une origine à partir de la refusion crustale.

Le gneiss gris d'Aracatu (ARA-78.1) a été pris comme représentatif du matériel source puisque ces gneiss sont migmatisés sur le terrain et ont les mêmes âges-modèles que le granite. Le résidu calculé à partir des éléments majeurs pour un taux de 50% de fusion est composé de plagioclase, quartz, biotite, magnétite et sphène (tab. 5.5). Le liquide calculé à partir des terres rares a besoin de l'addition de 0,15% d'allanite au résidu pour avoir un spectre semblable à celui de ARA-170 (fig. 5.9, tab. 5.5).

	SOURCE	Modèle calculé	ARA-170
	ARA-78.1		
SiO2	72,58	74,39	74,47
Al2O3	15,38	14,15	14,41
Fe2O3t	1,65	1,27	1,36
MgO	0,37	0,62	0,55
CaO	2,12	0,32	0,61
Na2O	4,91	3,8	3,2
K2O	2,74	5,17	5,20
TiO2	0,2	0,20	0,13
P2O5	0,05	0,08	0,06
		résidu (%) pl - 68,11 qtz - 29,35 mag- 2,06 spn-0,34 bt- 0,14	
		somme des carrés des résidus = 0,53	F%= 50

Tab.5.7- Modélisation avec les éléments majeurs pour les granites du massif d'Aracatu

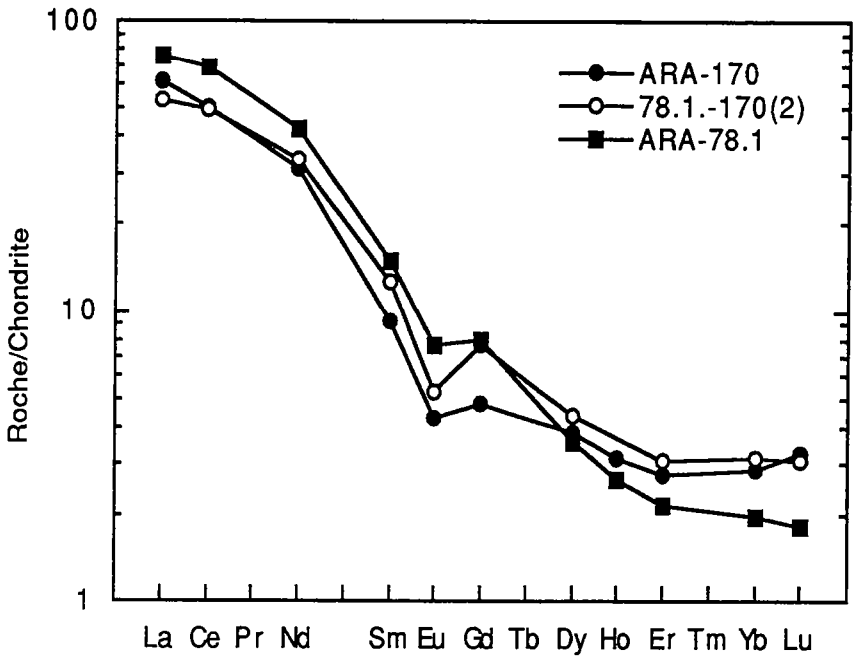


Fig. 5.5 - Modélisation géochimique avec les terres rares pour le granite du massif d'Aracatu
78.1-170(2) - liquide résultant de la fusion du gneiss gris d'Aracatu (ARA-78.1) avec allanite dans le résidu

	SOURCE	Modèle calculé	ARA-170
La(N)	75,08	52,9	61,4
Ce(N)	69,00	49,7	49,98
Nd(N)	42,56	33,1	30,77
Sm(N)	14,95	12,6	9,28
Eu(N)	7,66	5,3	4,31
Gd(N)	7,93	7,63	4,79
Dy(N)	3,55	4,37	3,82
Er(N)	2,16	3,08	2,76
Yb(N)	1,96	3,12	2,83
Lu(N)	1,83	3,04	3,25
résidu	+ alanite - 0,15%		

Tab. 5.9- Modélisation avec les terres rares pour le granite du massif d'Aracatu

V.1.2.c- Conclusion

Les gneiss gris du massif d'Aracatu peuvent être formés par la fusion des gneiss gris anciens du massif de Sete Voltas ou par la fusion d'un amphibolite à grenat avec une contamination crustale de 60% par les gneiss gris anciens du massif de Sete Voltas. Le granite à 2,0 Ga est le produit du recyclage crustal des gneiss gris d'Aracatu.

V.1.3- Massif de Serra do Eixo

V.1.3.a- Les granites anciens

Les spectres des granites anciens datés à 3,16 Ga du Massif de Serra do Eixo sont très fractionnés et appauvris en terres rares lourdes. Ces spectres indiquent une origine à partir de la fusion d'amphibolites à grenat ou de la fusion de TTG. Les ε_{Nd} varient de +0,2 à +0,4.

L'échantillon SEX-162, le moins différencié, a été considéré comme le liquide primaire dans la modélisation avec les éléments majeurs. Sa composition peut être atteinte par 20% de fusion d'une source de type EAT (Condie, 1981) avec un résidu composé par hornblende, grenat, plagioclase, clinopyroxène et ilménite ou par 65% de fusion de l'échantillon ARA-78.1, le gneiss gris d'Aracatu, avec un résidu constitué de plagioclase, de quartz (tab.5.10). Ces modèles sont confirmés avec les terres rares. Cependant, pour ARA-78.1, il faut un ajustement par l'addition de 0,05% d'allanite et 0,15% de zircon (fig. 5.6, tab. 5.11).

L'hypothèse d'un mélange entre les deux sources proposés par la modélisation géochimique (sources de type EAT et les gneiss gris d'Aracatu) a été examinée du point du vue isotopique. Des ε_{Nd} de 0,34 et 0,04 sont obtenus lorsque 50-55% de gneiss gris d'Aracatu sont mélangés à une source de type EAT.

V.1.3.b- Les granites à 2,5 Ga

Les granites à 2,5 Ga se distinguent des granites anciens surtout par leur richesse en terres rares lourdes. L'ε_{Nd} négatif de l'échantillon SEX-299 indique une origine à partir de roches crustales plus anciennes.

	SOURCE		Modèle calculé		SEX-162
	ARA-78.1	*EAT*	*a*	*b*	
	(a)	*(b)*			
SiO2	72,58	50,38	69,85	69,85	69,79
Al2O3	15,38	15,47	16,06	15,99	16,02
Fe2O3t	1,65	13,12	2,65	3,05	2,94
MgO	0,37	6,94	0,66	0,79	0,86
CaO	2,12	8,95	1,55	1,90	1,90
Na2O	4,91	2,75	4,81	4,58	4,31
K2O	2,74	0,7	4,00	3,36	3,70
TiO2	0,20	1,52	0,31	0,28	0,32
P2O5	0,05	0,17	0,11	0,20	0,16

	a	b
résidu. (%)	pl- 56,43	hbl - 40,79
	qtz - 43,57	grt- 25,83
		pl - 21,88
		cpx- 9,34
		ilm-2,16

somme des carrés des résidus	a= 0,61	F% = 65
	b= 0,22	20

Tab.5.10- Modélisation avec les éléments majeurs pour les orthogneiss anciens du massif de Serra do Eixo

L'orthogneiss SEX-96, plus riche en terres rares que les autres échantillons, a été pris comme source possible de l'échantillon GA-217, le moins différencié parmi les granites à 2,5 Ga. La modélisation avec les éléments majeurs, pour un taux de fusion partielle de 60%, indique un résidu composé de plagioclase, de feldspath alcalin et de quartz (5.12). Bien que la biotite soit présente dans la source, aucun modèle n'accepte sa participation dans le résidu. Malgré cette contrainte, la validité de cette hypothèse est vérifiée par les terres rares (fig. 5.7, tab. 5.13).

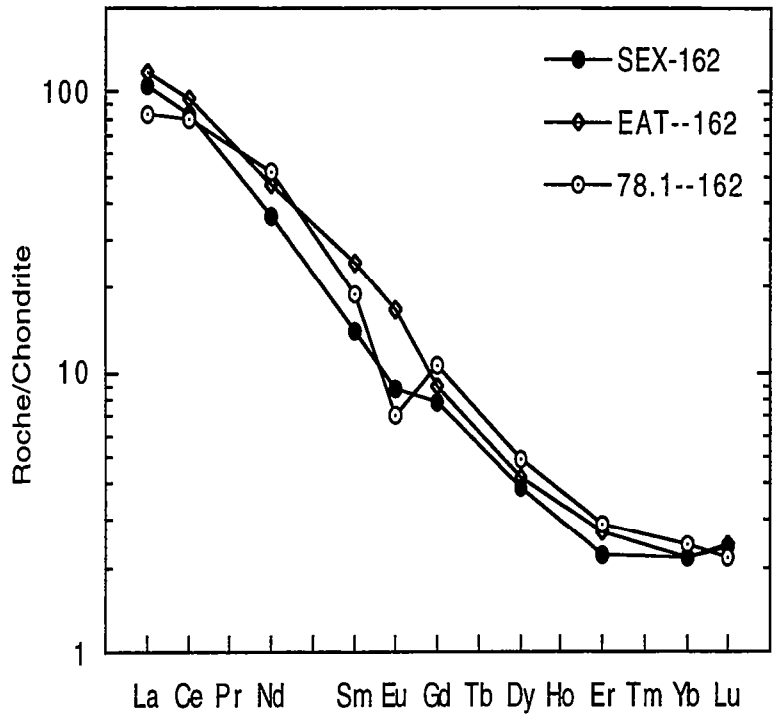


Fig. 5.6 - Modélisation géochimique avec les terres rares pour le granite calco-alcalin du massif de Serra do Eixo
EAT--162 - liquide résultant de la fusion d'un amphibolite de type EAT
78.1--162 - liquide résultant de la fusion du gneiss gris d'Aracatu (ARA-78.1)

	SOURCE		Modèle calculé		SEX-162
	ARA-78.1	*EAT*	*a*	*b*	
	(a)	*(b)*			
La(N)	75,08	41,26	83,6	118	106,1
Ce(N)	69,00	36,9	79,4	93,8	83,17
Nd(N)	42,56	27,47	51,7	46,7	36,37
Sm(N)	14,95	20,83	19,00	24,4	14,15
Eu(N)	7,66	18,05	7,06	16,5	8,73
Gd(N)	7,93	14,67	10,5	8,99	7,84
Dy(N)	3,55	12,92	4,89	4,18	3,90
Er(N)	2,16	10,8	2,87	2,69	2,22
Yb(N)	1,96	10,58	2,40	2,15	2,19
Lu(N)	1,83	11,76	2,16	2,42	2,38
résidu a			+ alanite- 0,05 + zircon- 0,15		

Tab. 5.11- Modélisation avec les terres rares pour le granite calco-alcalin du massif de Serra do Eixo

	SOURCE	Modèle calculé	GA-217
	SEX-96		
SiO2	71,09	73,02	73,21
Al2O3	15,3	12,88	13,30
Fe2O3t	2,1	3,61	3,82
MgO	0,67	0,81	0,37
CaO	2	1,08	1,60
Na2O	4,5	3,34	2,60
K2O	3,9	4,67	4,70
TiO2	0,31	0,43	0,29
P2O5	0,13	0,17	0,10
résidu (%)		pl - 59,29 qtz - 17,73 Kfdsp - 22,98	
	somme des carrés	des résidus = 1,30	F%= 60

Tab.5.12- Modélisation avec les éléments majeurs pour les granites alcalinsdu massif de Serra do Eixo

V.1.3.c- Conclusion

Le massif de Serra do Eixo est composé de deux ensembles pétrologiques :

1- Les orthogneiss de 3,2 Ga issus de la fusion partielle des amphibolites à grenat avec une contamination crustale de 50-55% par les gneiss gris d'Aracatu ou de la fusion directe des gneiss d'Aracatu.

2- Les granites à 2,5 Ga, produit de la fusion partielle des orthogneiss anciens

V.1.4- **Massif d'Umburanas**

Le caractère peralumineux et les ε_{Nd} négatifs du granite d'Umburanas permettent d'envisager une origine par recyclage crustal. Les

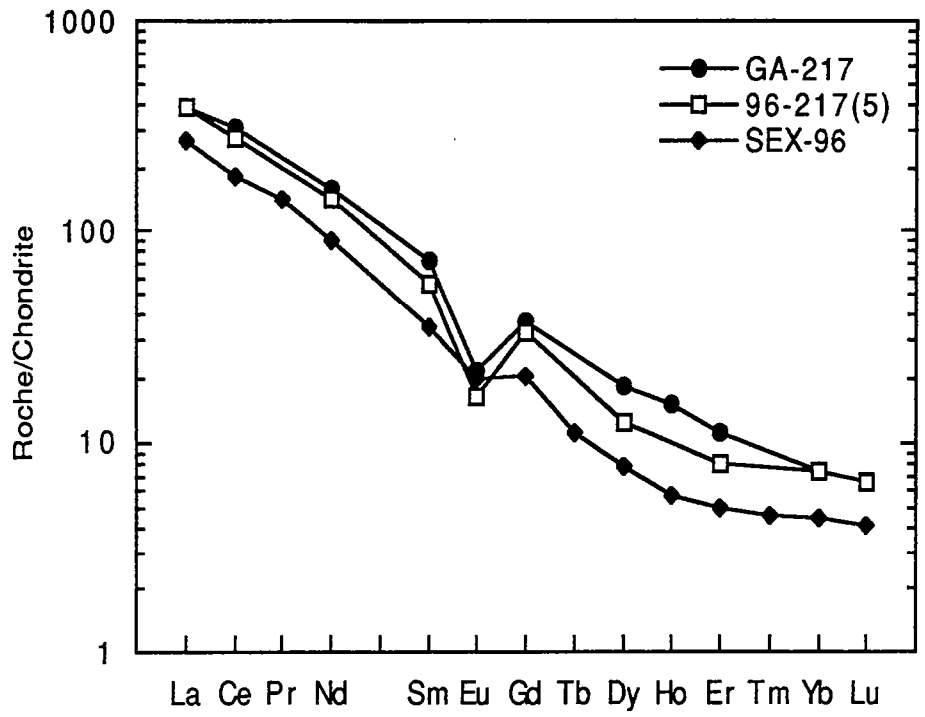


Fig. 5.7 - Modélisation géochimique avec les terres rares pour le granite alcalin du massif de Serra do Eixo
96-217(5) - liquide résultant de la fusion du granite calco-alcalin (SEX-96) du massif de Serra do Eixo

	SOURCE	Modèle calculé	GA-217
La(N)	271,37	388	384,13
Ce(N)	140,09	276	305,78
Nd(N)	91,22	140	159,18
Sm(N)	35,104	55,5	72,34
Eu(N)	19,945	16,4	22,02
Gd(N)	20,46	32,8	36,49
Dy(N)	7,67	12,5	18,55
Er(N)	4,88	7,95	10,99
Yb(N)	4,47	7,3	7,36
Lu(N)	4,02	6,57	6,5

Tab. 5.13- Modélisation avec les terres rares pour le granite alcalin du massif de Serra do Eixo

spectres de terres rares fractionnés et appauvris en terres rares lourdes suggèrent une source de composition tonalitique.

L'échantillon JC-372, représentatif des tonalites migmatisées du Complexe granite-gneiss-migmatite, socle de la ceinture de roches vertes d'Umburanas (Cunha et Froes, 1994), a été utilisé comme matériel source pour la modélisation géochimique, comme cela avait été déjà suggéré par Silveira (1980). Ces roches peuvent produire un liquide de composition analogue à celle de l'échantillon UMB-165, pour un taux de fusion de 75 %, avec un résidu constitué de plagioclase, de quartz, de biotite, d'apatite, de magnétite et de sphène (tab. 5.14). Afin que la modélisation avec les terres rares soit en accord avec celle des éléments majeurs, il faut additionner 0,05% de zircon et 0,27% d'allanite au résidu (fig. 5.8, tab. 5.15).

	SOURCE	Modèle calculé	UMB-165
	JC-372		
SiO2	71,09	71,51	71,48
Al2O3	15,22	15,86	15,82
Fe2O3t	2,93	2,15	2,12
MgO	0,92	0,82	0,86
CaO	2,5	2,03	1,9
Na2O	4,1	4,29	4,41
K2O	2,8	3,19	3,10
TiO2	0,32	0,19	0,24
P2O5	0,11	-0,04	0,06
résidu (%)		pl - 43,14 qtz - 37,18 bi - 16,16 ap- 1,66 mag- 1,26 spn - 0,60	
	somme de carrés des résidus = 0,06		F%= 75

Tab.5.14- Modélisation avec les éléments majeurs pour les granites du massif d'Umburanas

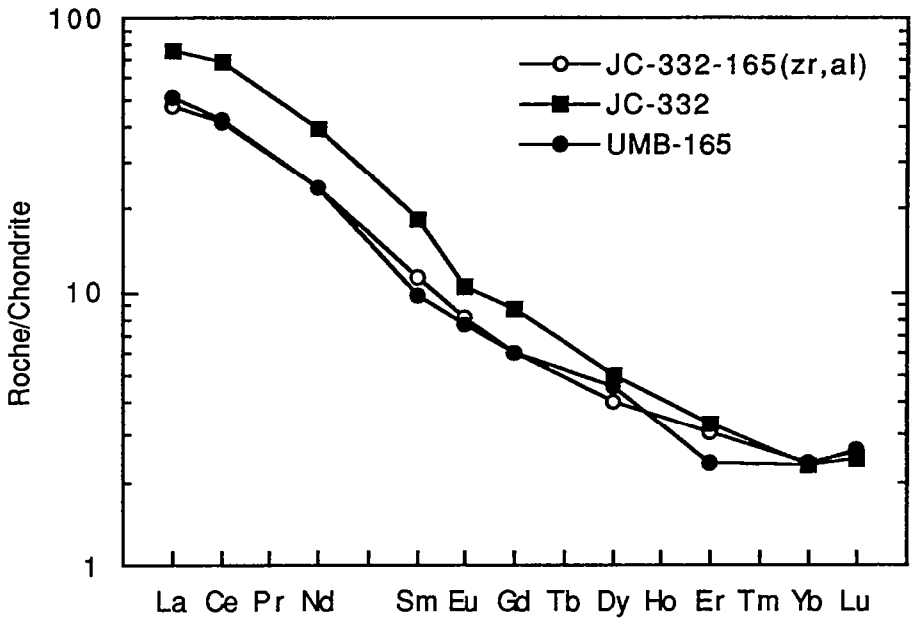


Fig. 5.8 -Modélisation géochimique avec les terres rares pour le granite du massif d'Umburanas JC-372- 165 (zr,al) - liquide résultant de la fusion de la tonalite encaissante avec zircon et allanite dans résidu

	SOURCE	Modèle calculé	UMB-165
La(N)	75,62	47,2	50,73
Ce(N)	68,76	41,9	42,14
Nd(N)	39,26	23,8	23,79
Sm(N)	18,31	11,4	9,67
Eu(N)	10,44	8,02	7,62
Gd(N)	8,67	5,98	5,98
Dy(N)	4,94	4,0	4,55
Er(N)	3,32	3,05	2,35
Yb(N)	2,33	2,36	2,30
Lu(N)	2,45	2,57	2,66
résidu		+ zircon - 0,05% + alanite - 0,27%	

Tab. 5.15- Modélisation avec les terres rares pour le granite du massif d'Umburanas

V.1.4- Conclusion

Le granite d'Umburanas résulte de la fusion partielle des tonalites migmatisées du Complexe granite-gneiss-migmatite.

V.2- CONCLUSION

D'après les modélisations géochimiques et isotopiques, deux hypothèses peuvent expliquer l'origine des orthogneiss anciens de Serra do Eixo et d'Aracatu: une origine juvénile avec des différents taux de contamination crustale ou la fusion partielle à partir des gneiss gris plus anciens. Les orthogneiss de Mariana sont le produit de la fusion partielle d'une croute juvénile archéenne. Les granites plus récents d'Umburanas, d'Aracatu et de Mariana sont le produit du recyclage crustal.

CHAPITRE VI - SYNTHESE

Afin d'intégrer les informations obtenues pour chaque massif étudié dans les chapitres précédents, une synthèse des principales caractéristiques observées est présentée ci-dessous:

1- MASSIF DE BERNADA

Orthogneiss de composition modale granodioritique et tonalitique

GEOCHIMIE -

Composition normative : tonalite et granite Série: trondjhémitique et calco-alcaline Isotopes : $\varepsilon_{Nd(t)} = +3$ $T_{DM} = 3{,}3Ga$

GEOCHRONOLOGIE -

Age monozircon = 3332 ± 4 Ma

SOURCE -

Croûte juvénile avec extraction du protolite à 3,3 Ga

2 - MASSIF DE MARIANA

Orthogneiss et granites de composition modale monzogranitique et granodioritique avec 46 à 55% de quartz

GEOCHIMIE -

Composition normative : granite
Série: calco-alcaline riche en K

Composition similaire aux granites archéens calco-alcalins très fractionnés de type ALK-4 (Sylvester, 1994)

Isotopes : *Orthogneiss* - ISr = 0,7100 et 0,7193
$\varepsilon_{Nd(t)}$= -2 et +0,4
T_{DM} = 3,5 - 3,6 Ga

Granites - ISr = 0,8627
$\varepsilon_{Nd(t)}$= -11
T_{DM} = 3,5 Ga

GEOCRONOLOGIE -

Age monozircon - Orthogneiss - 3259 ± 5 Ma
Granites - 1944 ± 7 Ma

SOURCE

Orthogneiss - Produit de 10% de fusion partielle d'une croûte continentale supérieure archéenne juvénile (Condie, 1993)

Granites - Produit de 60% de fusion des orthogneiss de Mariana

3- MASSIF D'ARACATU

Gneiss gris, affectés par divers degrés de fusion partielle, de composition modale tonalitique et granodioritique

Granites de composition modale syénogranitique et monzogranitique

GEOCHIMIE

Gneiss gris -

Classification normative : trondhjémite et granite
Série : trondhjémitique

Composition intermédiaire entre les gneiss gris anciens et récents du Massif de Sete Voltas (Martin, 1993)

Spectres de terres rares très fractionnés, riches en terres rares légères et pauvres en terres rares lourdes

Isotopes - ISr - 0,7024
$\varepsilon_{Nd(t)}$- -2
T_{DM} - 3,6 Ga

Granites -

Classification normative: granites
Série: calco-alcaline

Composition similaire à celles de granites très fractionnés de type ALK-4 (Sylvester, 1994)

Spectres de terres rares riches en terres rares légères et pauvres en terres rares lourdes

Isotopes - ISr- 0,7234
$\varepsilon_{Nd(t)}$- -14
T_{DM}- 3,6 Ga

GEOCHRONOLOGIE

Gneiss gris -

Age monozircon - 3240 ± 9 Ma
Age monazite - 1735 ± 5 Ma
Age Rb-Sr sur bt/RT - 508 ± 10 Ma

Granite -

Age monozircon - 2135 ± 4 Ma

SOURCE

Gneiss gris -

a) Produit de 65 à 80% de fusion partielle de gneiss gris anciens de Sete Voltas
b) Produit de 20% de fusion partielle d'une amphibolite de type EAT avec une contamination de plus de 50% de gneiss ancien de Sete Voltas

Granite -

Produit de 50% de fusion partielle de gneiss gris

4- MASSIF DE SERRA DO EIXO

Orthogneiss oeillés déformés à peu déformés de composition modale monzogranitique

GÉOCHIMIE -

Composition normative : granite Série : calco-alcaline riche en K et alcaline

Granites calco-alcalins

Composition similaire à celles des granites archéens de type C1 (Sylvester, 1994)
Spectres de terres rares très fractionnés avec des teneurs faibles en terres rares lourdes
Isotopes - ISr = 0,7014 et 0,7000 $\varepsilon_{Nd(t)}$= +0,2 et +0,4 T_{DM}= 3,3 Ga

Granites alcalins

Composition similaire à celles de granites de type ALK-3 de Sylvester (1994)

Spectres de terres rares plus riches en terres rares lourdes que ceux des granites calco-alcalins et présentent des fortes anomalies négatives en Eu

Isotopes ISr = 0,7122
$\varepsilon_{Nd(t)}$= -5
T_{DM}= 3,3 Ga

GEOCHRONOLOGIE

Granites calco-alcalins -

Age monozircon = 3158 ± 5 Ma
Age Rb/Sr sur bt/RT = 533 ± 11 Ma

Granites alcalins -

Age monozircon = 2495 à 2656 Ma

SOURCE

Granites calco-alcalins

a) Produit de 65% de fusion partielle des gneiss gris d'Aracatu

b) Fusion partielle d'une amphibolite de type EAT mélangée avec 50-55% de gneiss gris d'Aracatu

Granites alcalins

Produit de la fusion des granites calco-alcalins

5- MASSIF D'UMBURANAS

Granodiorites et granites

GEOCHIMIE -

Classification normative : granites Série : calco-alcaline riche en K
Composition semblable à celles de granites peralumineux archéens de type S3 de Sylvester (1994)
Spectres de terres rares riches en terres rares légères et appauvris en terres rares lourdes
Isotopes - ISr - 0,7258 à 0,8528 $\varepsilon_{Nd(t)}$ - -14 à -15 T_{DM} - 3,4 Ga

GEOCHRONOLOGIE

Zircons de basse température typiques des magmas anatectiques. Présence des coeurs hérités.

Age monozircon - 2780 à 3130 Ma Age monazite - 2049 ± 6 Ma Age Rb/Sr sur RT - 2285 ± 360 Ma

SOURCE

Produit de 25% de fusion des tonalites migmatiséés du Complexe granite-gneiss-migmatite encaissant

6- MASSIF SERRA DA FRANGA

Monzogranite isotrope

GEOCHIMIE -

Classification normative : granite
Série : calco-alcaline riche en K

Spectres de terres rares riches en terres rares légères et lourdes, peu fractionnés et avec des fortes anomalies négatives en Eu

GEOCHRONOLOGIE-

Age monozircon - 2039 ± 11 Ma

CONCLUSION

Sur la base de datations $^{207}Pb/^{206}Pb$ sur monozircons et monazite, de la géochimie isotopiques du Sr et du Nd et des modélisations géochimiques des sources des granitoïdes du bloc du Gavião, trois ensembles chronologiques et génétiques ont pu être distingués dans le Bloc du Gavião:

1) Un ensemble archéen juvénile

Il est constitué des TTG (massif de Bernada) engendrées vers 3,3 Ga. Il est supposé qu'il a les caractéristiques classiques des suites TTG et, en conséquence, qu'il a été engendré par fusion d'une tholéiite archéenne transformée en amphibolite à grenat ou en éclogite.

2) Un ensemble archéen juvénile partiellement contaminé par de la croûte continentale plus ancienne ou correspondant déjà à un recyclage crustal.

Trois massifs âgés autour de 3.2 Ga:

a- les orthogneiss calco-alcalins riches en potassium du massif de Mariana qui ont été datés à 3259 ± 7 Ma.

b- les TTG (gneiss gris trondhjémitiques) du massif d'Aracatu datés à 3240 ± 9 Ma.

c- les orthogneiss calco-alcalins de Serra do Eixo dont l'âge est de 3158 ± 5 Ma.

Une origine juvénile peut être proposée par fusion d'une tholéiite archéenne transformée en amphibolite à grenat ou en éclogite (massifs de Serra do Eixo et d'Aracatu). Contrairement aux roches du premier ensemble, la composition isotopique de ces matériaux, en particulier les $\varepsilon_{Nd(T)}$, attestent soit de l'existence d'un manteau source enrichi ou plus probablement d'une contamination crustale. Enfin dans certains cas, il n'est pas possible d'exclure la possibilité de refusion d'une croûte continentale juvénile très jeune de telle sorte que les $\varepsilon_{Nd(T)}$ soient demeurés positifs et/ou très proches de zéro (massif de Mariana). Une telle possibilité a déjà été démontrée pour les TTG récentes du massif voisin de Sete Voltas (Martin et al.,

1996) Ces dernières hypothèses impliquent l'existence d'une croûte continentale bien antérieure à 3.2 Ga, telle celle décrite dans les massifs de Sete Voltas, Boa Vista et de Mata Verde.

- Un massif daté à 2,5-2,6Ga

L'orthogneiss alcalin du massif de Serra do Eixo.

Il a été consideré comme le produit du recyclage crustal des orthogneiss calco-alcalins plus riches en terres rares du même massif.

3) Un ensemble d'âge Protérozoïque inférieur provenant uniquement du recyclage du socle archéen.

Il est représenté principalement par:

a) le granite peralumineux d'Umburanas dont l'âge de mise en place de 2049 ± 6 Ma a été obtenu sur monazites
b) le massif de Mariana dont l'âge $^{207}Pb/^{206}Pb$ sur monozircon est de 1944 ± 7 Ma.
c) le granite de Serra da Franga, daté par monozircon à 2039 ± 11 Ma.
d) les granites tardifs qui recoupent les TTG d'Aracatu et dont l'âge est de 2029 ± 16 Ma.

Cet ensemble est le résultat de la fusion des roches archéennes pendant l'orogenèse transamazonienne. Ces conclusions basées sur la géochronologie et la géochimie sont attestées par le fait que sur le terrain, les TTG archéennes sont affectées par une très intense migmatisation attribuée elle aussi au transamazonien.

La présence d'événements plus récents a été détecté grâce à la datation de monazites du massif d'Aracatu (1,735 ± 0,005 Ga). L'influence thermique de l'orogenèse Brésilienne est révélée par la datations Rb-Sr de biotites des massifs de Serra do Eixo (533 ± 11 Ma) et d'Aracatu (508± 10 Ma).

Jusqu'à ce jour la plupart des roches plutoniques ou méta-plutoniques du bloc du Gavião étaient considérés comme appartenant uniquement à l'Archéen Supérieur ou au

Protérozoïque Inférieur (Sabaté et al.;1988). Ce travail a permis de montrer:

a) l'existence de vastes domaines d'âge Archéen ancien (3,2Ga).
b) l'influence très importante du recyclage transamazonien, même loin de la zone de suture.
c) présence de magmatisme alcalin à 2,5 Ga
d) l'absence de domaines datés à 2,7 Ga.

En d'autres termes, ce travail, basé sur de très nombreuse déterminations géochronologiques, a permis de simplifier considérablement l'idée que l'on se fait de l'évolution de cette partie du craton du Sao Francisco au cours du Précambrien. En effet, cette histoire se découpe principalement en deux épisodes majeurs : a) un premier épisode de création de croûte continentale aux environs de 3,3-3,2 Ga. Cet épisode est juvénile, même si parfois il implique un possible recyclage crustal; b) un second épisode aux environs de 2,0 Ga, il consiste presque exclusivement en une refusion du socle archéen ancien. Entre ces deux épisodes, seulement le magmatisme alcalin à 2,5 Ga a été enregistré.

Avant ce travail, les roches archéennes des massif de Sete de Voltas, Mata Verde et Boa Vista engendrées entre 3,4 et 3,1 Ga constituaient l'ensemble de roches connues les plus anciennes non seulement du Brésil mais aussi de l'Amérique du Sud. Ces massifs, d'extension géographique très limitée ont fait que l'on a considéré que l'Archéen ancien au Brésil n'a a jamais formé de vrais continents. Cependant, les terrains étudiés dans le bloc du Gavião sont situés a au moins 100 km à l'Ouest de ces massifs. D'autre part, Mougeot (1995) a obtenu des âges de 3,4 Ga dans la région de Jacobina, situé 400 km plus au nord. Toutes ces données démontrent que les âges archéens anciens sont largement distribués dans le Bloc du Gavião. Il apparaît dont qu'à cette époque la croûte continentale, ne constituait pas seulement de tout petits blocs mais au contraire formait un véritable continent de grande taille.

Les âges-modèle des massifs archéens sont compris entre 3,3 et 3,7 Ga, dans le massif de Sete Voltas ils sont tous systématiquement de 3,7 Ga (Martin et al. 1996). Ils peuvent être considérés comme indiquant la présence d'une croûte

continentale antérieure à la mise en place des massifs, c'est à dire plus ancienne que 3,4 Ga.

L'influence de l'orogenèse transamazonienne est aussi très importante loin de la suture (ceinture de Contendas Mirante). Dans le bloc du Gavião, les granites protérozoïques ont des ENd fortement négatifs qui indiquent une origine par recyclage de la croûte archéenne par des mécanismes de migmatisation et d'anatexie liés à l'épaississement crustal résultant de l'orogenèse transamazonienne (2,0-2,1 Ga).

Ce travail fait aussi apparaître une très grande différence entre les blocs du Gavião et celui de Jequié, c'est a dire de part et d'autre de la ceinture de Contendas Mirante. En effet, à l'ouest de cette ceinture l'essentiel de la croûte continentale est d'âge archéen ancien (3,3-3.2 Ga), on n'y connaît ensuite aucun événement majeur avant l'orogenèse transamazonienne excepté le magmatisme alcalin à 2,5-2,6 Ga. A l'opposé, dans le bloc de Jequié, l'âge le plus ancien relevé dans le dôme de Mutuipe est d'environ 2,9 Ga, et de nombreuses datations donnent des époques de mises en place des protolithes plutoniques compris entre 2,9 et 2,6 Ga (Barbosa,1990; Alibert et Barbosa, 1992) Ceci montre à l'évidence que la suture matérialisée par la ceinture de Contendas Mirante est bien une suture majeure qui sépare deux blocs continentaux dont l'histoire géologique est totalement distincte et indépendante. Il s'agit donc bien de deux continents qui ont été séparés et qui ont crû et évolué de manière indépendante pendant l'Archéen, ils n'ont une histoire commune que depuis qu'ils sont entrés en collision au Transamazonien, collision qui a engendré le recyclage généralisé dans le bloc du Gavião.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ALIBERT, C. & BARBOSA, J.F.S., 1992. Ages U-Pb déterminés à la "SHRIMP" sur des zircons du Complexe de Jequié, Craton de Sao Francisco, Bahia, Brésil, Reun. Sci. Terre, Toulouse, p. 4

ALMEIDA, F.F.M., 1967. Origem e evoluçao da Plataforma Brasileira, Bol. 241, 36 p.

ALMEIDA, F.F.M., 1971. Geochronological division of the Precambrian of South America, *Rev. Bras. Geociências* , 1: 13-21.

ALMEIDA, F.F.M., 1977. O Craton de Sao Francisco, *Rev. Bras. Geociências* , 7: 349-364.

ARNDT, N.T. & GOLDSTEIN, S.L., 1987. Use and abuse of crust-formation ages, *Geology* , 15: 893-895.

BARBOSA, J.S.F., 1990. The granulites of the Jequié complex and Atlantic coast mobile belt, southern Bahia, Brazil. An expression of Archean/Early Proterozoic plate convergence. In: D. VIELZEUF and P. VIDAL (Eds), Granulites and crustal evolution, Kluwer Ac. Publ., 195-221.

BARBOSA, J. & DOMINGUES, J.M.L., 1995. Nota explicativa do mapa geologico do Estado da Bahia - 1: 1 000 000, inédit

BARKER, F. & ARTH, J.G., 1976. Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemite-basalt suites, *Geology* , 4: 596-600.

BARKER, F., 1979. Trondhjemite: definition,enviroment and hypothesis of origin, In: F. Barker (Eds),Trondhjemites, dacites and related rocks, Elsevier, 414p.

BASTOS LEAL, L.R., Geocronologia K-Ar, Rb-Sr, Sm-Nd e U-Pb dos Complexos Ibitira-Brumado, Riacho de Santana e dos terrenos granito-gnaisses adjacentes, Craton do Sao Francisco, Tese de doutourado, Instituto de Geociências, USP, inédit

BASTOS LEAL, L.R. & TEIXEIRA, W., 1994, Investigaçao geocronologica dos terrenos granito-gnaisses do bloco Gaviao, Craton do Sao Francisco - resultados parciais, XXXVIII Cong. Bras. Geociências, Balneario de Cambouriu, 74-75

BREWER, T.S. & ATKIN, B.P., 1989. Element mobilities produced by low grade metamorphic events. A case study from the Proterozoic of southern Norway, *Precambrian Res.*, , 45: 143-158.

BRITO NEVES, B.B. & CORDANI, U.G., 1973. Problemas geocronologicos do Geossinclinal sergipano e do seu embasamento, XXVII Congr. Bras. Geol., Aracaju, 67-76

BRITO NEVES, B.B.; CORDANI, U.G.; TORQUATO, J.R.F., 1980. Evoluçao geocronologica do Precambriano do Estado da Bahia, In: H. A. Inda and F.B.Duarte (Eds),Geologia recursos minerais do Estado da Bahia, SME, 1-101.

CELINO, J.J., 1991. Maciço de Jaguarari: impressoes petrologicas, geoquimica e arquitetura de acreçoes leucograniticas no Cinturao transamazonico da Serra de Jacobina (Bahia, Brasil)., Dissert. mestrado, Univ.Feder. Bahia.

CELINO, J.J. & SABATE, P., 1988. O maciço de Jaguarari: uma intrusao granitica de vocaçao crustal na margem do Cinturao transamazonico da Serra de Jacobina (Bahia, Brasil)., VII Congr. Lat-Am. Geol., Belém, Abstr. vol., 437

CHAPPELL, B.W. & WHITE, A.J.R., 1974. Two contrasting granite types, *Pacific Geology* , 8: 173-174.

CONCEICAO, H., 1986, Os granitos do Rio Caveira: petrologia de intrusoes precambrianas no cisalhamento axial do Complexo Contendas-Mirante (Bahia-brasil)., Dissert. mestrado, Univ. Feder. Bahia,

CONDIE, K.C., 1981. *Archean greenstone belts*, Amsterdam, Elsevier, 434 p.

CONDIE, K.C., 1993. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales, *Chemical Geology* , 104: 1-37.

CORDANI, U.G.; SATO, K.; MARINHO, M.M., 1985. The geologic evolution of the ancient granite-greenstone terrane of central-southern Bahia-Brazil, *Precambrian Research* , 27: 187-213.
COUTO, P.A.; SAMPAIO, A.R.; GIL, C.A.A., 1978. *Projeto Serra de Jacobina: geologia e prospecçao geoquimica.* Relatorio final, Salvador,

CUNEY, M.;.; SABATE, P.;.; VIDAL, P.;.; MARINHO, M.M.;. ; CONCEICAO, H., 1990. The 2 Ga peraluminous magmatism of the

Jacobina-Contendas Mirante belt (Bahia) (Brazil): Major and trace element geochemistry and metallogenic potential, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* , 44: 123-141.

CUNHA, J.C.; LOPES, G.A.C.; FROES, R.J.B.; SANTANA, E.A.N., Projeto Ibitira-Brumado, Relatorio final, CBPM, Salvador, inédit.

CUNHA, J.C.; FROÉS, R.J.B.; LOPES, G.A.C., 1994, Os primeiros registros de komatiitos no Estado da Bahia. Dados preliminares, 38 Cong. Bras. Geologia, Balneario Camboriu, SC, 109-111

CUNHA, J.C. & FROES, R.J.B., 1994. Komatiitos com textura spinifex do Greenstone belt de Umburanas, Bahia, CBPM,Salvador, Serie Arquivos Abertos n. 7, 29 p.

CUNHA, J.C.; SABATE, P.; LOPES, G.A.C., 1994. Estrutura do Bloco do Gavião no Craton do São Francisco (Bahia, Brasil): Exemplo de tectogênese diacrônica do Proterozóico Inferior a Superior de um segmento continental arqueano., 38 Cong. Bras. Geologia, Balneario de Camboriu (SC), 2: 381-382

DIDIER, J.; DUTHOU, J.L.; LAMEYRE, J., 1982. Mantle and crustal granites: genetic classification of orogenic granites and the nature of their enclaves, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* , 14: 125-132.

DRUMMOND, M.S.; RAGLAND, P.C.; WESOLOWSKI, D., 1986. An example of trondhjemite genesis by alkali metassomatism: Rockford granite, Alabama Apalachians., *Contrib. Mineral. Petrol.*, 93: 98-113.

FERRY, J.M., 1979. Reaction mechanisms, physical conditions, and mass transfer during hydrothermal alteration of mica and feldspar in granitic rocks from South Central Main, USA., *Contrib.Mineral.Petrol.* , 68: 343-376.

HERZ, N., 1970. Gneissic and igneous rocks of the Quadrilatero Ferrifero, Minas Gerais, Brazil, *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap;* , 641-B: 58p.

HUGUES, C.J., 1973. Spilites, keratophyres, and the igneous spectrum, *Geol. Mag.* , 109: 513-527.

HURLEY, P.M.; ALMEIDA, F.F.; MELCHER, G.C.; CORDANI, U.G.; RAND, J.R.; KAWASHITA, K.; VANDOROS, P.; PINSON Jr., W.H.; FAIRBAIN, H.W., 1967. Test of continental drift by comparison of radiometric ages., *Science* , 157: 495-500.

IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A., 1971. A guide to chemical classification of the common volcanic rocks., *Canadian Journal of Earth Sciences* , 8: 523-548.

KOBER, B., 1986. Whole-grain evaporation for 207Pb/206Pb-age-investigations on single zircons using a double-filament thermal ion source, *Contrib. Mineral. Petrol.* , 93: 482-490.

KOBER, B., 1987. Single-zircon evaporation combined with Pb+ emitter bedding for 207Pb/206Pb-age investigations using thermal ion mass spectometry, and implications to zirconology., *Contrib. Mineral. Petrol.* 96: 63-71.

KOUAMELAN, A., 1996. Géochronologie et géochimie des formations archéennes et protérozoïques de la Dorsale de Man en Côte d'Ivoire. Implications pour la transition Archéen- Proterozoïque, Thèse de Doctorat, Université de Rennes I, 277p.

KUNO, H., 1966. Lateral variation of basaltic types across continental margins and island arcs, *Bull.Volcanol.* , 29: 195-222.

LAMEYRE, J. & BOWDEN, P., 1982. Plutonic rock types series: discrimination of various granitoid series and related rocks, *Journal of Geothermal Research* , 14: 169-186.

LEDRU, P.; COCHERIE, A.; BARBOSA, J.; JOHAN, V.; ONSTOTT, T., 1994. Age du métamorphisme granulitique dans le Craton de Sao Francisco (Brésil). Implicaçoes sur la nature de l'orogène transamazonien., *C.R.Acad.Sci.Paris* , t.318, série II, 251-257

LIMA, J.A.D.; OLIVEIRA, J.E.; COSTA, I.V.G.d.; BONFIM, L.F.C.; BARRAL, N.M., 1981. Projeto Aracatu: geologia e geoquimica, Relatorio final, CPRM, Convênio DNPM/CPRM

MACHADO, N.; NOCE, C.; LADEIRA, E.; BELO de OLIVEIRA, O., 1992. U-Pb geocronology of Archean magmatism and Proterozoic metamorphism in the Quadrilatero Ferrifero, southern Sao Francisco craton, Brazil, *Geological Society of America Bulletin* , 104: 721-727.

MACHADO, N.; SCHRANK, A.; NOCE, C.M.; GAUTHIER, G., 1996. Ages of detrital zircon from Archean-Paleoproterozoic sequences: Implications for the greenstone belt setting and evolution of a transamazonian foreland basin in Quadrilatero Ferrifero, southeast Brazil, *Earth and Planetary Science Letters* , 141: 259-276.

MANIAR, P.D. & PICOLLI, P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids, *Geol. Soc. American Bull.* , 101: 635-643.

MARINHO, M.M., 1991, La Séquence volcano-sédimentaire de Contendas-Mirante et la bordure occidentale du Bloc du Jequié (Craton du Sao Francisco, Brésil): un exemple de transition Archéen-Proterozoique, Thèse de doctorat, Université de Clermont-Ferrand II

MARINHO, M.M.; COSTA, P.H.; SILVA, E.F.A.; TORQUATO, J.R., 1979. *Evoluçao geotectônica do Pré-cambriano no Estado da Bahia*, In: H. A. V. Inda (Eds), Geologia e recursos minerais do Estado da Bahia; textos basicos, 57-157.

MARINHO, M.M.; LOPES, G.A.d.; SOARES, J.V.; CRUZ, M.J.M.; SILVA, E.F.A.d., 1980. *Projeto Anagé-Caldeirao - Relatorio final* , CBPM

MARINHO,. M.M. & SABATE, P., 1982, The Contendas-Mirante sequence and its granitic-migmatitic basement, Internation Symposium on Archean and Early Proterozoic evolution and metallogenesis (ISAP), Salvador, 138-184

MARINHO, M.M.; SABATE, P.; BARBOSA, J.S.F., 1992a, The Contendas-Mirante volcano-sedimentary belt, Petrologic and geochronologic evolution of the oldest segments of the Sao Francisco Craton, Brazil, Salvador, 29-55

MARINHO, M.M.; SABATE, P.; BARBOSA, J.S.F., 1992b. Geochronology of the Jequié-Itabuna granulitic belt and the Contendas-Mirante volcano-sedimentary belt, Petrologic and geochronologic evolution of the oldest segments of the Sao Francisco Craton, Brazil, Salvador,

MARINHO, M.M.; BARBOSA, J.S.F. ; VIDAL, P., 1993, O embasamento do Craton de Sao Francisco no sudeste da Bahia : revisao geocronologica, II Simposio do CSF, Salvador, 12-16

MASCARENHAS, J. d. F. 1976. Geologia da regiao centro oriental da Bahia : Projeto Bahia II. Sul da Bahia. CPRM, Conv. DNPM/CPRM, Salvador, Relatorio final

MARTIN, H., 1985. Nature, origine et évolution d'un segment de croûte continentale archéenne: contraintechimiques et isotopiques. Exemple de la Finlande orientale., v.1, 392p.

MARTIN, H., 1994. The Archean grey gneisses and the genesis of continental crust, In: K. C. Condie (Eds),Archean crustal evolution, Elsevier, 205-259.

MARTIN, H.; SABATÉ, P.; PEUCAT, J.J. ; CUNHA, J.C., 1991. Un segment de croûte continentale d'âge archéen ancien (3,4 milliards d'années) : le massif de Sete Voltas (Bahia, Brésil), *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris* , t.313: 531-538.

MARTIN, H.; PEUCAT, J.J.; SABATE, P. ; CUNHA, J.C., 1996. Crustal evolution in the early archaean of South America : example of the Sete Voltas massif, Bahia State, Brazil,

MASCARENHAS, J.d.F. & GARCIA, T.W., 1989. Mapa geocronologico do Estado da Bahia. 1:1 000 000, Texto explicativo, 189.

MASUDA, A.; NAKAMURA, N.; TANAKA, T., 1973. Fine structures of mutually normalised rare-earth patterns of chondrites, *Geochimica et Cosmochimica Acta* , 37: 239-248.

McDONALD, G.A. & KATSURA, T., 1964. Chemical composition of theHawaiian lavas, *J. Petrol.* , 5: 83-133.

McDONALD, G.A., 1968. Composition and origin of Hawaiian lavas., *Geol.Soc.Amer.Mem.* , 116: 477-522.

McDONOUG, W.F.; SUN, S.; RINGWOOD, A.E.; JAGOUTZ, E.; HOFMANN, A.W., 1991. K, Rb and Cs in the earth and moon and the evolutionof the earth's mantle, *Geochimica et Cosmochimica Acta* , Ross Taylor Symposium

MEZGER, K.; ESSENE, E.J.; HALLIDAY, A.N., 1992. Closure temperatures of the Sm-Nd system in metamorphic garnets., *Earth and Planetary Science Letters* , 113:

MOUGEOT, R.; RESPAUT, J.P.; LEDRU, P.; MILESI, J.P., 1995. U-Pb geochronological constraint for the evolution of the Paleoproterozoic Jacobina auriferous basin (Sao Francisco Province, Bahia, Brazil), *Terra Nova* , 7: 354.

NANCE, W.B. & TAYLOR, S.R., 1976. Rare erths element patterns and crustal evolution - I. Australian post-Archean sedimentary rocks, *GCA* 40: 1539.

NUTMAN, A.P. & CORDANI, U.G., 1993. SHRIMP U-Pb zircon geochronology of Archean granitoids from the Contendas-Mirante area of the Sao Francisco Craton, Bahia, Brazil, *Precambrian Research* , 63: 179-188.

NUTMAN, A.P.; CORDANI, U.G. ; SABATE, P., 1994. SHRIMP U-Pb ages of detrital zircons from the early Proterozoic Contendas-Mirante supracrustal belt, Sao Francisco Craton, Bahia, Brazil, *J.South Am. Earth Sci.* , 7: 109-114.

PARRISH, R., 1990. U-Pb datinf of monazite and its application to geological problems, *Canadian Journal of Earth Sciences* , 27: 1431-1450.

PEARCE, J.A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis and eruptive setting of lavas from Tethyan ophiolites., Proceedings of the international ophiolite Symp., 261-272

POTREL, A., 1994. Evolution tectono-métamorphique d'un segment de croûte continentale archéenne. Exemple de L'Amsaga (R.I Mauritanie), Dorsale Reguibat (Craton Ouest Africain), Mémoire de Geosciences Rennes n° 56, 359.

PUPIN, J.P. & TURCO, G., 1972a. Une typologie originale du zircon accessoire., *Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr* , 95: 348-359.

PUPIN, J.P., 1980. Zircon and granite petrology, *Contrib. Mineral. Petrol.* , 73: 207-220.

RICKWOOD, P.C., 1989. Boundary lines within petrologic diagrams wich use oxides of major and minor elements, *Lithos* , 22: 247-263.

ROLLISON, H., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation, L. S. &. Technical, 352p.

RUDOWSKI, L.; GIULIANI, G.; SABATE, P., 1987. Les plogopitites à émeraudes au voisinage des granites de Campo Formoso et Carnaiba (Bahia-Brésil) : un exemple de minéralisations à Be, Mo et W dans les ultrabasites métassomatisées., *C.R.Acad.Sci.Paris* , 304 Sér. II, 18: 1129-1134.

RUDOWSKI, L., 1989. Pétrologie et géochimie des granites transamazoniens de Campo Formoso et de Carnaiba (Bahia-Brésil) et des phlogopitites à émeraudes associées, Mém. Sci. Terre, Paris, 89-15, 282 p.

SABATE, P.; MACHADO, G.V.; SOUZA, Z.M.A., 1980. Donnés structurales de formations précambriennes épimétamorphiques du complexe Contendas-Mirante, *Cahier ORSTOM,* Paris , 11: 18-24.

SABATE, P. & GOMES, L.C.C., 1984, Os maciços arqueanos de Sete Voltas e Serra dos Meiras no complexo Contendas-Mirante: estruturas internas e relaçoes tectonicas, XXXII Cong. Bras. Geol., Rio de Janeiro, 140

SABATE, P.; GOMES, L.C.C.; ANJOS, J.A.S.A., 1988. Mapa tematico "granitogenese da Bahia": folha Vitoria da Conquista, escala 1:2500000,

SABATE, P.; MARINHO, M.M.; VIDAL, P.; CAEN-VACHETTE, M., 1990. The 2-Ga peraluminous magmatism of the Jacobina-Contendas Mirante belts (Bahia, Brazil): Geologic and isotopic constraints on the sources, *Chemical Geology* , 83: 325-338.

SABATE, P., 1991. Evolution transamazonienne et structures de collision dans le craton de Sao Francisco (Bahia, Brésil)., Evolution crustale au Protérozoïque Inférieur (Afrique de l'Ouest et Amérique du Sud), Rennes,

SABATE, P., 1993. Granites and tectonic evolution of the Contendas-Jacobina lineament., Worshop Magmatismo granitico e mineralizaçoes associadas, Rio de Janeiro, 40-43

SHAND, S.J., 1927. Eruptive rocks., Thomas Murby and Co.,London.

SHAW, D.M., 1970. Trace element fractionation during anatexis, *Geochimica et Cosmochimica Acta* , 34: 237-243.

SILVEIRA, W.P.; LOPES, G.A.C.; TOLEDO, L.A.A.d., 1980. Projeto Umburanas, Relatorio final, CBPM

STORMER, J.C.J. & NICHOLLS, J., 1978. A program for the interactive testing of magmatic differentiation models, *Computers & Geosciences* , 4: 143-159.

STRECKEISEN, A., 1976. To each plutonic rock its proper name, *Eath-Sci. Rev* , 12: 1-33.

SYLVESTER, P.J., 1989. Post-collisional alkaline granites, *Journal of Geology* , 97: 261-280.

SYLVESTER, P.J., 1994. Archean granite plutons, In: K. C. Condie (Eds),Archean crustal evolution, 261-364.

TAYLOR, S. R. & McLENNAN, S. C. 1985. The continental crust: its composition and evolution. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 312 p.

TEIXEIRA, W. & FIGUEIREDO, M.H., 1991. An outline of Early Proterozoic crustal evolution in the Sao Francisco craton, Brazil: a review, *Precamb. Res.,* , 53: 1-22.

TEIXEIRA, W.; CARNEIRO, M.A.; NOCE, C.M.; MACHADO, N.; SATO, K.; TAYLOR, P.N. 1995. Pb, Sr and Nd isotope constraints on the Archean evolution of gneissic-granitoid complexes in the southern Sao Francisco craton, Brazil, *Precambrian Res.;* , in press

WILDEMAN, T.R. & HASKIN, L.A., 1973. Rares earths in Precambrian sediments, *GCA* , 37: 419.

WILSON, N., 1987. Combined Sm-Nd, Pb-Pb and Rb-Sr geochronology and isotope geochemistry in polymetamorphic Precambrian terrains: examples from Bahia, Brazil and Channel Island, U.K., Master thesis, Oxford University

WILSON, N.;. MOORBATH, S.;. TAYLOR, P. N.;. BARBOSA, J. S. 1988. Archean and Early Proterozoic crustal evolution in the Sao Francisco craton, Bahia, Brazil. Eur. Assoc.Geochem., Int. Congr. of Geochemistry and Cosmochemistry, Chemical. Geology,70: 146.

MEMOIRES DE GEOSCIENCES-RENNES
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
35042 - RENNES Cedex . Tel /fax : 02- 99.28.60.80

Dans la même collection :

N°1 - **H. MARTIN** - Nature, origine et évolution d'un segment de croûte continentale archéenne : contraintes chimiques et isotopiques. Exemple de la Finlande orientale. **392 p., 183 fig., 51 tabl., 4 pl. (1985).** **Epuisé**

N°2 - **G. QUERRE** - Palingénèse de la croûte continentale à l'Archéen : Les granitoïdes tardifs (2,5-2,4 Ga) de Finlande Orientale. Pétrologie et géochimie. **226 p., 74 fig., 41 tabl., 3 pl. (1985).** **Epuisé**

N°3 - **J. DURAND** - Le Grès Armoricain. Sédimentologie. Traces fossiles. Milieux de depôt. **150 p., 76 fig., 9 tabl., 19 pl. (1985).** **Epuisé**

N°4 - **D. PRIOUR** - Genèse des zones de cisaillement : Application de la méthode des éléments finis à la simulation numérique de la déformation des roches. **157 p., 106 fig., 7 tabl. (1985).** **55F.**

N°5 - **V. NGAKO** - Evolution métamorphique et structurale de la bordure sud-ouest de la "série de Poli", segment camerounais de la chaîne panafricaine. **185 p., 76 fig., 16 tabl., 12 pl. (1986).** **Epuisé**

N°6 - **J. DE POULPIQUET** - Etude géophysique d'un marqueur magnétique situé sur la marge continentale sud-armoricaine. **159 p., 121 fig., 5 tabl. (1986).** **55F.**

N°7 - **P. BARBEY** - Signification géodynamique des domaines granulitiques. La ceinture des granulites de Laponie : une suture de collision continentale d'âge protérozoique inférieur (1.9-2.4 Ga). **324 p., 89 fig., 46 tabl., 11 pl. (1986).** **Epuisé**

N°8 - **Ph. DAVY** - Modélisation thermo-mécanique de la collision continentale. **233 p., 72 fig., 2 tabl. (1986).** **Epuisé**

N°9 - **Y. GEORGET** - Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées. Exemple des granitoïdes du Massif Armoricain (France) : Pétrologie et géochimie. **250 p., 140 fig., 67 tabl. (1986).** **Epuisé**

N°10 - **D. MARQUER** - Transfert de matière et déformation progressive des granitoides. Exemple des massifs de l'Aar et du Gothard (Alpes Centrales Suisses). **287 p., 134 fig., 52 tabl., 5 cartes hors-texte (1987).** **120 F.**

N°11 - J.S. SALIS -Variation séculaire du champ magnétique terrestre. Direction et Paléointensité sur la période 7.000-70.000 BP dans la Chaîne des Puys. **190 p., 73 fig., 28 tabl., I carte hors-texte (1987).** **90F.**

N°12 - Y. GERARD - Etude expérimentale des interactions entre déformation et transformation de phase. Exemple de la transition calcite-aragonite. **126 p., 42 fig., 3 tabl., 10 pl. (1987).** **75F.**

N°13 - H. TATTEVIN - Déformation et transformation de phases induites par ondes de choc dans les silicates. Caractérisation par la microscopie électronique en transmission. **150 p., 50 fig., I tabl., 13 pl. (1987).** **95F.**

N°14 - J.L. PAQUETTE - Comportement des systèmes isotopiques U-Pb et Sm-Nd dans le métamorphisme éclogitique. Chaîne Hercynienne et Chaîne Alpine. **190 p., 88 fig., 39 tab., 2 pl. (1987).** **95F.**

N°15 - B. VENDEVILLE - Champs de failles et tectonique en extension; modélisation experimentale. **392 p., 181 fig., I tabl., 82 pl. (1987).** **Epuisé**

N°16 - E. TAILLEBOIS - Cadre géologique des indices sulfurés à Zn, Pb, Cu, Fe du secteur de Gouézec-St-Thois : Dévono-Carbonifère du flanc Sud du Bassin de Châteaulin (Finistère). **195 p., 64 fig., 41 tabl., 8 pl. photo., 8 pl. h.texte. (1987).** **110F**

N°17 - J.P. COGNE - Contribution a l'étude paléomagnétique des roches déformées. **204 p., 86 fig., 17 tabl. (1987).** **90F.**

N°18 - E. DENIS - Les sédiments briovériens (Protérozoïque supérieur) de Bretagne septentrionale et occidentale : Nature, mise en place et évolution. **263 p., 148 fig., 26 tab., 8 pl. (1988).** **140F.**

N°19 - M. BALLEVRE - Collision continentale et chemins P-T : l'Unité pennique du Grand Paradis (Alpes Occidentales). **340 p., 146 fig., 10 tabl., (1988).** **Epuisé**

N°20 - J.P. GRATIER - L'équilibrage des coupes géologiques. Buts, méthodes et applications. Atelier du Groupe d'Etudes Tectoniques le 8 Avril 1987 à Rennes. **165 p., 82 fig., 2 tabl. (1988).** **85F.**

N°21 - R.P. MENOT - Magmatismes paléozoïques et structuration carbonifère du Massif de Belledonne (Alpes Francaises). Contraintes nouvelles pour les schémas d'évolution de la chaine varisque ouest-européenne. **465 p., 101 fig., 31 tab., 6 pl., (1988).** **200F**

N°22 - S. BLAIS - Les ceintures de roches vertes archéennes de Finlande Orientale : Géologie, pétrologie, géochimie et évolution géodynamique. **312 p., 107 fig., 98 tab., 11pl. photo, I pl. h.texte, (1989). 160F**

N°23 - A. CHAUVIN - Intensité du champ magnétique terrestre en période stable de transition, enregistrée par des séquences de coulées volcaniques du Quaternaire. **217 p., 100 fig., 13 tab. (1989). 100F.**

N°24 - J.P. VUICHARD - La marge austroalpine durant la collision alpine; évolution tectonométamorphique de la zone de Sesia-Lanzo. **307 p., 143 fig., 26 tab., 6 pl. hors-texte. (1989). 170F.**

N°25 - C. GUERROT - Archéen et Protérozoïque dans la chaîne hercynienne ouest-européenne : géochimie isotopique (Sr-Nd-Pb) et géochronologie U-Pb sur zircons. **180 p., 68 fig., 29 tab., I pl. (1989) 90F.**

N°26 - J.L. LAGARDE - Granites tardi-carbonifères et déformation crustale. L'exemple de la Méseta marocaine. **353 p., 244 fig., 15pl. (1989) 210F.**

N°27 - Ph. BARDY - L'orogène cadomien dans le Nord-Est du Massif Armoricain et en Manche Occidentale. Etude tectonométamorphique et géophysique. **395 p., 142 fig., 7 tab., I pl. hors-texte. (1989). 175F.**

N°28 - D. GAPAIS - Les Orthogneiss : Structures, mécanismes de déformation et analyse cinématique. **377 p., 184 fig., 3 tab. (1989). 275F.**

N°29 - E. LE GOFF - Conditions pression-température de la déformation dans les orthogneiss : Modèle thermodynamique et exemples naturels. **321 p., 146 fig., 42 tab. (1989). 150F.**

N°30 - D. KHATTACH - Paléomagnétisme de formations paléozoiques du Maroc. **220 p., 97 fig., 35 tab., (1989). 100F.**

N°31 - A. HAIDER - Géologie de la formation ferrifère précambrienne et du complexe granulitique encaissant de Buur (Sud de la Somalie). Implications sur l'évolution crustale du socle de Buur. **215 p., 18 fig., 42 tab., 7 pl. (1989). 130 F.**

N°32 - T. DANIEL - Traitement numérique d'image appliqué à l'analyse texturale de roches déformées. **186 p., 121 fig., 4 tab. (1989). 210 F.**

N°33 - C. LECUYER - Hydrothermalisme fossile dans une paléocroûte océanique associée à un centre d'expansion lent : Le complexe ophiolitique de Trinity (N. Californie, U.S.A). **342 p., 109 fig., 73 tab. (1989). 200 F.**

N°34 - P. RICHARD - Champs de failles au dessus d'un décrochement de socle: modélisation expérimentale. **382 p., 137 fig. (1989).** **400 F.**

N°35 - J. de BREMOND d'ARS - Estimation des propriétés rhéologiques des magmas par l'étude des instabilités gravitaires. Pétrologie du complexe plutonique lité de Guernesey. **370 p., 128 fig., 64 tabl. (1989).** **180 F.**

N°36 - A. LE CLEAC'H - Contribution à l'étude des propriétés physiques des minéraux à haute pression : Spectroscopie et calcul des grandeurs thermodynamiques de la lawsonite, des épidotes et des polymorphes de SiO_2. **190 p., 72 fig., 37 tabl. (1989).** **100 F.**

N°37 - 0. MERLE - Cinématique des nappes superficielles et profondes dans une chaîne de collision. **280 p., 165 fig., 3 tabl. (1990).** **160F.**

N°38 - P. ALLEMAND - Approche expérimentale de la mécanique du rifting continental. **205 p., 106 fig., 13 tabl. (1990).** **160F.**

N°39 - Ch. BASILE - Analyse structurale et modélisation analogique d'une marge transformante : l'exemple de la marge de Côte-d'Ivoire - Ghana. **230 p., 161 fig., 7 tabl. (1990) .** **130F .**

N°40 - M. AUDIBERT - Déformation discontinue et rotations de blocs. Méthodes numériques de restauration. Application à la Galilée. **250 p., 80 fig., 5 tabl., (1991).** **150F.**

N°41 - G. RUFFET - Paléomagnétisme et 40Ar/39Ar : étude combinée sur des intrusions précambriennes et paléozoïques du Trégor (Massif Armoricain) . **261 p., 80 fig., 19 tabl. (1991).** **120F.**

N°42 - P. SUZANNE - Extrusion latérale de l'Anatolie : Géométrie et mécanisme de la fracturation. **262 p., 100 fig., 12 pl., 5 tabl. (1991).** **210F.**

N°43 - G. FIQUET - Propriétés thermodynamiques de minéraux du manteau supérieur. Calorimétrie à haute température et spectroscopie Raman à haute pression et haute température. **274 p., 101 fig., 53 tabl. (1991).** **130F.**

N°44 - J. MARTINOD - Instabilités périodiques de la lithosphère (Flambage, Boudinage en compression et en extension). **283 p., 117 fig., 3 tabl., 2 pl. couleur. (1991).** **170F.**

N°45 - M.O. BESLIER - Formation des marges passives et remontée du manteau: Modélisation expérimentale et exemple de la marge de la Galice. **257 p., 86 fig., 5 tab., 2 pl. noir/blanc, 2 Pl. couleur. (1991).** **180F.**

N°46 - J.B.L. FRANCOLIN - Analyse structurale du Bassin du Rio Do Peixe. (Brésil) : 250 p., 83 fig., 3 tab., 9 pl. couleur. (1992). 300F.

N° 47 - S. TOURPIN - Perte des mémoires isotopiques (Nd, Sr, O) et géochimiques (REE) primaires des komatiites au cours du métamorphisme : exemple de la Finlande Orientale. 185 p., 53 fig., 23 tabl. (1992). 100F.

N° 48 - J.A. BARRAT - Genèse des magmas associés à l'ouverture d'un domaine océanique : Géochimie des laves du Nord-Est de l'Afrique (Mer Rouge - Afar) et d'Arabie. 175 p., 47 fig., 23 tab. (1992). 100F.

N° 49 - E. HALLOT - Injection dans les réservoirs magmatiques. Contraintes pétrologiques (Massifs de Fort La Latte et de Saint Brieuc, Bretagne Nord) et modélisation analogique. 331 p., 101 fig., 30 tabl. (1993). 180F.

N°50 - T. SOURIOT - Cinématique de l'extension post-pliocène en Afar. Imagerie SPOT et modélisation analogique. 225 p., 2 pl. coul., I tabl., 91 fig., 16 pl. photo., I carte H.Texte. (1993). I90F.

N° 51 - T. EUZEN - Pétrogenèse des granites de collision post- épaississement. Le cas des granites crustaux et mantelliques du Complexe de Pontivy-Rostrenen (Massif Armoricain, France). 350 p., 2 pl. coul., 34 tabl. en annexe, (1993). I90F.

N° 52 - J. LE GALL - Reconstitution des dynamismes éruptifs d'une province paléovolcanique : l'exemple du graben cambrien du Maine (Est du Massif Armoricain). Pétrogenèse des magmas andésitiques et ignimbritiques et leur signification dans l'évolution géodynamique cadomienne. 370 p., 30pl. photo., I pl. coul. (1993). 350 F.

N° 53 - J. C. THOMAS - Cinématique tertiaire et rotations de blocs dans l'ouest de l'Asie Centrale (Tien Shan Kirghiz et dépression Tadjik). Etude structurale et paléomagnétique. 330 p., 107 fig., 2 pl. coul., 18 tabl., 1 carte, annexes. (1993). 220 F.

N°54 - F. LAFONT - Influences relatives de la subsidence et de l'eustatisme sur la localisation et la géométrie des réservoirs d'un système deltaïque. Exemple de l'Eocène du bassin de Jaca, Pyrénées Orientales., 270 p., 115 fig., dont 17 pl. couleur. (1994). 150 F.

N° 55 - C. BIELLMANN - Stabilité et réactivité des carbonates à très hautes pression et température. Implications pour le stockage du Carbone dans le manteau terrestre., 230 p., 74 fig., 11 tabl., 1 pl. couleur (1993). 175 F.

N°56 - A. POTREL - Evolution tectono-métamorphique d'un segment de croûte continentale archéenne. Exemple de l'Amsaga (R.I. Mauritanie), dorsale Réguibat (Craton Ouest Africain). **400 p., (dont annexes) 125 fig., 21 tabl., 1 pl. couleur, 43 pl. photo (1994).** **270 F.**

N° 57 - M. KUNTZ - Approche expérimentale de la déformation dans les systèmes préfracturés : Contribution à l'étude de l'inversion tectonique des bassins sédimentaires. **220 p., 19 pl., 87 fig., 3 tabl. (1994).** **155 F.**

N° 58 - D. ROUBY - Restauration en carte des domaines faillés en extension. Méthode et applications. **266 p., 98 fig. dont annexes (1994).** **180 F.**

N° 59 - J.J. TONDJI-BIYO - Chevauchements et bassins compressifs. Influence de l'érosion et de la sédimentation. Modélisation analogique et exemples naturels. **426 p., 141 fig., 4 pl. couleur, 21 tableaux, dont annexes (1995).** **270 F.**

N° 60 - H. BOUHALLIER - Evolution structurale et métamorphique de la croûte continentale archéenne (Craton de Dharwar, Inde du Sud). **277 p., 100 fig., dont 5 pl. coul., 7 tab., dont annexes (1995).** **150 F.**

N° 61 - P. GAUTIER - Géométrie crustale et cinématique de l'extension tardi-orogénique dans la domaine centre-égéen (îles des Cyclades et d'Eubée, Grèce). **430 p., 89 fig., dont 4 pl. coul., 1 tabl., dont annexes (1995).** **220F.**

N° 62 - M.T. ROMAN BERDIEL - Mécanismes d'intrusion des granites supracrustaux. Modèles analogiques et exemples naturels. **270 p., 75 fig., 5 pl. laser, 9 tabl. (1995).** **160F.**

N° 63 - M. JULLIEN - Polytypisme, ordre d'empilement et interstratification dans la cookéite et les phyllosilicates non micacés du métamorphisme. Influence de la pression. **226 p., 61 fig., 8 tabl. (1995).** **150 F.**

N° 64 - Y. LAHAYE - L'altération des komatiites. **224 p., 70 fig., 29 tabl., + annexes (1995).** **150 F.**

N° 65 - A. CRAVE - Quantification de l'Organisation des réseaux hydrographiques. **210 p., 68 fig., dont annexe (1995).** **120 F.**

N° 66 - A. ESSAIFI - Relations entre magmatisme-déformation et altération hydrothermale : L'exemple des Jebilet centrales (Hercynien, Maroc). **331 p., 248 fig., 4 tabl., dont annexes (1995).** **170 F.**

N° 67 - M. LE RAVALEC - Vitesses et perméabilité des roches : modélisation du rôle des fluides et des fissures. **276 p., 119 fig. 3 pl. couleur, 5 tabl., dont annexe (1995).** **140 F.**

n° 68 - **A. SEMIANI** - Métallogénie de la zone de cisaillement aurifère est-ouzzalienne : structure, pétrologie et géochimie des gisements d'or de Tirek-Amesmessa (Hoggar occidental, Algérie). **262 p.,72 fig., 36 tabl., 4 pl. couleur + annexes, (1995). 130 F.**

N° 69 - **F. MOREAU** - Méthodes de traitement de données géophysiques par transformée en ondelettes. **177 p., 57 fig., + annexes. (1995). 100 F.**

N° 70 - **B. TOURNERIE** - Imagerie de réflecteurs électromagnétiques en régime diffusif : Méthode et applications en Géophysique. **165 p., 45 fig., 8 tabl., + annexes, (1995). 100 F.**

N° 71 - **T. NALPAS** - Inversion des grabens du Sud de la Mer du Nord. Données de sub-surface et modélisation analogique. **245 p., 110 fig., dont 10 pl. coul., (1994). 120 F.**

N° 72 - **M. URREIZTIETA** - Tectonique néogène et bassins transpressifs en bordure méridionale de l'Altiplano-Puna (27°S), Nord-Ouest argentin. **311 p., 111 fig., 5 tabl., 6 pl. couleur, dont annexe. (1995). 200 F.**

N° 73 - **A.N. KOUAMELAN** - Géochronologie et Géochimie des Formations Archéennes et Protérozoïques de la Dorsale de Man en Côte d'Ivoire. Implications pour la Transition Archéen-Protéorozoïque. **290 p., 99 fig., 23 tabl., 2 pl. couleur, dont annexe (1996). 120 F.**

N° 74 - **Y. GARCIA** - Variation de l'intensité du champ magnétique en France durant les deux derniers millénaires. **331 p., 122 fig., 35 tab., dont annexe. (1996). 150 F.**

N° 75 - **M. A. SANTOS PINTO** - Le recyclage de la croûte continentale archéenne : Exemple du bloc du Gavião- Bahia, Brésil. **193 p., 102 fig., 51 tab. (1996). 100 F.**

BON DE COMMANDE

à retourner à : Arlette FALAISE
GEOSCIENCES-RENNES I
Université de Rennes
35042 - RENNES Cédex (France)

Téléphone/Fax : 33-2-99-28-60-80

NOM .....

ORGANISME .....

.....

ADRESSE .....

Veuillez me faire parvenir les ouvrages suivants :

N°	Auteur	Nb exemplaires	P.U.	Total

Frais d'envoi : 20,00F par volume	Total	
par volume supplémentaire : 5,00 F	Frais d'envoi	
	Montant total	

Nous acceptons les bons de commandes.

Si vous réglez par chèque veuillez établir votre chèque au nom de :

Monsieur l'Agent Comptable de l'Université de Rennes I.

Imprimé à l'Université de Rennes I

Dépot Légal

4ème trimestre 1996

Résumé

Le Bloc du Gavião situé à l'ouest du craton de São Francisco (Bahia-Brésil), enregistre les âges les plus anciens de l'Amérique du Sud. Grâce aux datations $^{207}Pb/^{206}Pb$ sur monozircon et monazite, aux données isotopiques du Sr et du Nd et aux modélisations géochimiques des sources, trois domaines ont pu être distingués:

1) Un domaine archéen juvénile constitué de gneiss gris (massif de Bernada) qui a été extrait du manteau vers 3,3 Ga.

2) Un domaine archéen recyclé, ou juvénile avec contamination crustale, constitué de gneiss gris trondhjémitiques (massif d'Aracatu) et d'orthogneiss monzogranitiques calco-alcalins riches en potassium (massifs de Mariana et d'Eixo). Les âges sont, respectivement, de 3240 ± 10, 3259 ± 7 et 3158 ± 5 Ma et les âges-modèles Nd varient de 3,3 à 3,7 Ga. Le massif d'Eixo est recoupé par des granites alcalins vers 2,5 Ga.

3) Un domaine protérozoïque inférieur recyclé, représenté principalement par les granites peralumineux d'Umburanas dont les âges des zircons hérités sont compris entre 2780 ± 6 et 3130 ± 7 Ma tandis que l'âge monazite est de 2049 ± 6 Ma. Des granites calco-alcalins riches en potassium recoupent le massif d'Aracatu à 2135 ± 4 Ma et le massif de Mariana à 1944 ± 7 Ma. Le massif de Serra da Franga, un granite de même nature, a été daté par monozircon à 2039 ± 11Ma.
La présence d'événements plus récents a été détectée à travers la datation des monazites du massif d'Aracatu (1735 ± 5 Ma) et l'influence thermique de l'orogenèse brésilienne à partir de datations Rb-Sr sur biotites et roches totales des massifs de Serra do Eixo (533 ± 11 Ma) et d'Aracatu (508± 10 Ma)

Le Bloc du Gavião est l'exemple d'une croûte continentale archéenne qui a été recyclée par des mécanismes de migmatisation et d'anatexie liés à l'épaississement crustal résultant de l'orogenèse transamazonienne (2,0-2,1 Ga).

Mots clés:

Archéen, granites, gneiss gris, mobilité géochimique, géochronologie, âges monozircon, Craton de São Francisco, Bloc du Gavião

Editions de GEOSCIENCES RENNES
Université de Rennes I
F - 35042 - RENNES Cédex