



HAL
open science

**Processus d'accrétion crustale et régimes thermiques
dans le bouclier des Guyanes : signatures géochimiques
et thermochronologiques au transamazonien
(2250-1950Ma)**

Remi Enjolvy

► **To cite this version:**

Remi Enjolvy. Processus d'accrétion crustale et régimes thermiques dans le bouclier des Guyanes : signatures géochimiques et thermochronologiques au transamazonien (2250-1950Ma). Géochimie. Université Montpellier II-Sciences et Techniques du Languedoc, 2008. Français. NNT : . tel-00441743

HAL Id: tel-00441743

<https://theses.hal.science/tel-00441743>

Submitted on 17 Dec 2009

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.

**UNIVERSITE MONTPELLIER II
SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC**

THESE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE MONTPELLIER II

Discipline : Sciences de la Terre

Ecole Doctorale : SIBAGHE

présentée et soutenue publiquement

par

Rémi ENJOLVY

le 11 décembre 2008

**PROCESSUS D'ACCRETION CRUSTALE ET REGIMES
THERMIQUES DANS LE BOUCLIER DES GUYANES: SIGNATURES
GEOCHIMIQUES ET THERMOCHRONOLOGIQUES AU
TRANSAMAZONIEN (2250-1950MA).**

JURY

M. Hervé Martin,	Professeur, Université Blaise Pascal, Clermont Ferrand	Rapporteur
M. Olivier Vanderhaeghe,	Professeur, Université Henri Poincaré, Nancy	Rapporteur
M. Pierre Barbey,	Professeur, Université Henri Poincaré, Nancy	Examineur
M. Lagabrielle Yves,	Directeur de Recherche au CNRS, Montpellier	Examineur
M. Olivier Bruguier,	Ingénieur de recherche au CNRS, Montpellier	Examineur
M. Patrick Monié,	Chargé de Recherche au CNRS, Montpellier	Directeur de thèse
M. Philippe Rossi,	Directeur du programme de la carte géologique France, brgm	Invité

Table des matières

Introduction.....	11
Chapitre I. La Dynamique Précambrienne.....	19
<hr/>	
I.1. Les conditions thermiques.....	21
I.1.1. Un flux de chaleur élevé.	
I.1.2. Dissipation de la chaleur.	
I.1.3. Les gradients géothermiques continentaux précambriens.	
I.1.4. Implications sur la répartition du flux de chaleur.	
I.1.5. Les modes d'évacuation de la chaleur.	
I.2. Les lithologies précambriennes.....	24
I.2.1. Les séries TTG.	
I.2.2. Les ceintures de roches vertes.	
I.3. Caractéristiques métamorphiques.....	26
I.4. Les modèles pour la géodynamique au Précambrien.....	28
I.4.1. Evolution géodynamique archéenne.	
I.4.2. Evolution géodynamique au Paléoprotérozoïque.	
Chapitre II. Contexte géologique.....	33
<hr/>	
II.1 Le bouclier des Guyanes.....	35
II.1.1 Les provinces géologiques et géochronologiques du craton des Guyanes.	
a) Provinces Archéennes et Province Centrale Amazonienne (PCA)	
b) Province Maroni-Itacaiúnas	
c) Province Ventuari-Tapajós (PVT)	
d) Province Rio Negro- Juruena (PRNJ)	
e) Province Sunsás (PS)	
f) Autres formations	
II.1.2. Evolution paléoprotérozoïque du Bouclier des Guyanes et relation avec l'Afrique de l'ouest.	

a) Relation avec l’Afrique de l’Ouest	
b) Evolution paléoprotérozoïque du Bouclier des Guyanes	
II.2. Géologie de la Guyane Française.....	45
II.2.1. Série de «l’Ile de Cayenne »	
II.2.2. Les roches plutoniques de Guyane Française	
a) Domaine Tonalite Trondhjémite Granodiorite (TTG)	
b) Granite d’âge Neorhyacien (2.11-2.08Ga)	
II.2.3. Ceintures de roches vertes Formations volcano-sédimentaires « Paramaca/Armina »	
II.2.4. L’ensemble détritique supérieur (EDS)	
II.2.5 Rhyolites des « Monts Belvédère »	
II.2.6. Dolérites	
II.2.7. Régimes thermotectoniques	
II.2.8. Origine et source des formations guyanaïses	
II.3 Le transamazonien en Guyane Française.....	56
Chapitre III. Méthodologie.....	65
<hr/>	
III.1 Introduction.....	67
III.2 Géochronologie U-Pb (ICP-MS).....	69
III.2.1. Méthodologie et techniques analytiques	
a) Principe général LA-ICP-MS	
b) Techniques employées	
III.2.2 Principaux problèmes relatifs à l’ablation laser rencontrés en géochronologie U-Pb	
III.3. Géochronologie $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	72
III.3.1 Fondements de la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	
III.3.2 Protocole expérimental	
III.3.2.1. Séparation, irradiation	
III.3.2.2. Extraction, purification, analyse	
III.3.3 Représentation des données	
III.3.4. Fermeture isotopique	
Chapitre IV. Caractérisation du eo-transamazonien.....	83
<hr/>	
IV. Présentation et résumé.....	85

“Geological, geochemical and geochronological (U-Pb, Ar-Ar) constraints on the 2.3-2.1 Ga crustal growth: Evidence from the “Ile de Cayenne” early Palaeoproterozoic domain (French Guiana)”.

1. Introduction.....	88
2. Geological setting.....	89
3. Rock types and geochemical data.....	93
3.1. Amphibolites	
3.2. Grey tonalites	
3.3. Leucotonalite	
4. Geochronology.....	96
4.1 Analytical technique	
4.2. Zircon U/Pb data	
4.3. ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar results	
5. Discussion.....	108
5.1. Nature of the protoliths	
5.2. Palaeoproterozoic evolution	
5.3. Cooling rates	
6. Conclusion.....	112

Chapitre V. Etude géochronologique et géochimique du domaine TTG central le long du fleuve « la Mana ».....	117
--	-----

V.I. Introduction et objectif de ce chapitre.....	119
V.2 Contexte géologique et localisation des échantillons.....	120
V.3 Pétrographie et géochimie.....	129
V.3.1. Massif TTG central	
V.3.1.1. Les éléments majeurs	
V.3.1.2 Les terres rares (REE)	
a) Groupe 1	
b) Groupe 2	
c) Le cas de l'échantillon MAN65	
V.3.2. Les lithologies basiques	

V.3.2.1. Les éléments majeurs	
V.3.2.2. Les terres rares (REE)	
a) Les lithologies basiques d'affinités tholéitiques (MAN03, MAN21, MAN24 et MAN53d).	
b) Les lithologies basiques d'affinités calco-alcalines (MAN04, MAN14, MAN32a et MAN32b ainsi que MAN27 et MAN37).	
V.4. Géochronologie.....	138
V.4.1. Datation U-Pb	
V.4.1.1. Méthodologie	
V.4.1.2. Morphologies des zircons	
V.4.1.3. Résultats des analyses U-Pb	
V.4.2. Datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	
V.4.2.1. Méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	
V.4.2.2. Résultats des datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur les biotites	
V.4.2.3. Résultats des datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur les amphiboles	
V.5 : Interprétations et discussion.....	159
V.5.1 : Interprétations et apports des données géochimiques	
V.5.2 : Interprétations et apports des âges U-Pb	
V.5.3 : Interprétations et apports des datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	
V.6 : Conclusion sur la caractérisation du méso-transamazonien.....	171
Chapitre VI. Caractérisation du fini-Transamazonien : Etude sur le secteur de l'Oyapok en Guyane Française et en Amapá au Brésil.....	175
<hr/>	
VI.1. Introduction et objectif de ce chapitre.....	177
VI.2. Contexte géologique et localisation des échantillons.....	179
VI.3. Caractérisation pétrographique et géochimique des échantillons.....	182
VI.3.1. Echantillons collectés le long de l'Oyapock	
VI.3.1.1. Echantillon STG179	
a) Eléments majeurs	
b) Eléments en trace	
VI.3.1.2. Echantillon ARM216	
a) Eléments majeurs	
b) Eléments en trace	

VI.3.1.3. Echantillon ARM 001	
a) Eléments majeurs	
b) Eléments en trace	
VI.3.1.4. Echantillon ARM371	
VI.3.2. Echantillons collectés en Amapá	
VI.3.2.1. Echantillon BA24	
VI.3.2.2. Echantillon BA14	
VI.3.2.3. Echantillon BA13	
VI.3.3. Estimation des pressions et des températures	
VI.3.3.1. Choix des méthodes	
VI.3.3.2. Présentation des thermomètres	
VI.3.3.3. Présentation des baromètres	
VI.3.3.4. Echantillon ARM371 (métatexite paradérivée)	
VI.4. Géochronologie.....	194
VI.4.1. Géochronologie U-Pb (ICP-MS)	
VI.4.1.1. Problématique des datations U-Pb par la méthode LA ICP-MS	
VI.4.1.2. Morphologies des zircons	
VI.4.1.3. Morphologies des monazites	
VI.4.1.4. Résultats des analyses U-Pb par méthode LA ICP-MS	
VI.4.2. Géochronologie Ar-Ar	
VI.4.2.1. Résultats des datations Ar-Ar sur les échantillons de Guyane	
VI.4.2.2. Résultats des datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ pour les échantillons d'Amapá	
VI.5. Interprétation et discussion.....	207
VI.5.1 Interprétation et apports des données géochimiques	
VI.5.2. Interprétations et apports des résultats U-Pb	
VI.5.3. Interprétation et apports des résultats $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	
VI.6 Conclusion sur l'événement fini-transamazonien.....	215
Chapitre VII. Synthèse géochronologique et géochimique des granitoïdes de Guyane	
Française. Caractérisation du Transamazonien.....	219
<hr/>	
VII.1. Introduction et objectif de ce chapitre.....	221
VII.2. Les «TTG» guyanaises.....	223
VII.3. Les granites d'anatexie crustale.....	228

VII.4. Les granites calco-alcalins.....	230
VII.5. Les « inclassables ».....	232
VII.6 Modèle géodynamique pour l'événement transamazonien.....	234
VII.7 Evolution vers des régimes modernes.....	238
VII.8. Contraintes sur l'évolution thermique de la croûte pendant et après le transamazonien.....	240
VII.9 Comparaison avec l'Afrique de l'Ouest (événement birimien...).	240
 Conclusion et perspectives.....	 245
<hr/>	
Références bibliographiques.....	251
Annexe 1.....	277
Annexe 2.....	289
Annexe 3.....	305
Annexe 4.....	323

Introduction

Le Paléoprotérozoïque s'étend entre 2.5 et 1.6 Ga. Sa durée est donc de près de 1 Ga soit environ 20% de l'histoire de la Terre. En comparaison avec des temps plus familiers pour le géologue alpin ou hercynien, l'histoire de la Terre depuis le Cambrien (540 Ma) représente seulement 10% de l'histoire totale (Fig.1). L'essentiel des roches d'âge Paléoprotérozoïque se retrouve dans de vastes cratons répartis sur les cinq continents. Ces cratons anciens occupent environ 20 à 25 % de la surface terrestre (Fig.2). La majorité des formations paléoprotérozoïques (roches vertes, granitoïdes et sédiments détritiques) ont des âges inférieurs à 2,3 Ga. Les études pétro-structurales, géochronologiques, géochimiques et géophysiques ont clairement démontré la signification de cette période géologique en tant que charnière dans l'évolution des processus géodynamiques terrestres. Alors que certaines zones (Bouclier baltique, canadien, et du Groenland ; Barbey et Raith, 1990 ; Lucas et al., 1993 ; Hajnal et al., 1997 ; Manatschal et al., 1999) témoignent probablement d'une activité tectonique similaire aux processus collisionnels actuels, d'autres domaines paraissent toujours affectés par des processus archaïques de croissance crustale (e.g. craton d'Africain de l'Ouest ; Vidal et al., 1996 ; Pons et al., 1995 ; Mortaji et al., 2000). Le Paléoprotérozoïque représente donc une ère charnière dans l'évolution des processus géodynamiques terrestres et constitue la période de transition entre un régime tectonique et pétrogénétique de type archéen à un régime actuel. Les différents modèles de croissance continentale (Fig.3) prédisent tous que plus de 70% de la croûte se forme pendant l'Archéen (4.1 à 2.5 Ga). Après 2.5 Ga l'évolution crustale est dominée par le recyclage des roches existantes, la production de nouveaux matériaux étant comparativement mineure. Le Paléoprotérozoïque marque donc la transition entre une période d'accrétion magmatique intense (de 4.1 à 2.5 Ga) et une période où l'accrétion tectonique est dominante (de 1.6 Ga jusqu'à aujourd'hui). Si les processus guidant la tectonique des plaques actuelle sont bien connus, les processus géodynamiques à l'Archéen sont encore la source de nombreux débats. On conçoit facilement que le Paléoprotérozoïque peut correspondre à une période de transition « douce » entre les processus « archaïques » et les processus « actualistes ».

Parmi les différents domaines paléoprotérozoïques, le bouclier des Guyanes est particulièrement mal connu, tant d'un point de vue géochimique que géochronologique. Les modèles géodynamiques proposés restent mal contraints.

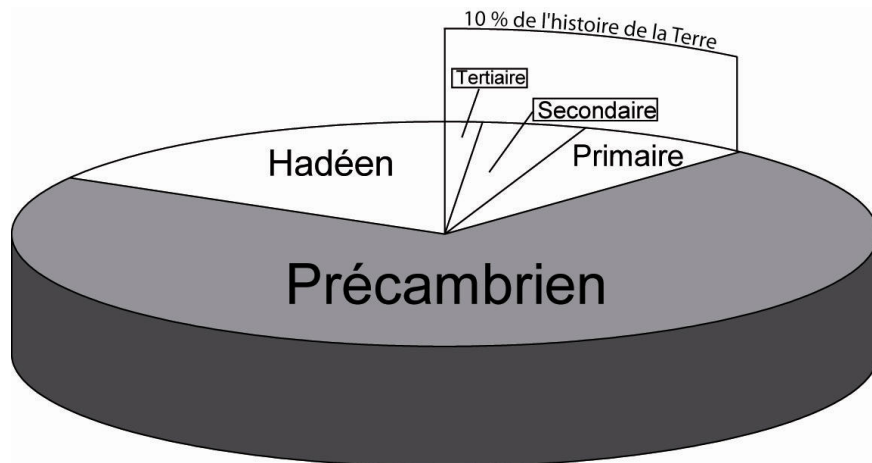


Figure 1 : Echelle des temps géologiques représentant l'importance du Précambrien dans l'histoire de la Terre. En comparaison avec des temps plus familiers pour le géologue alpin ou hercynien, l'histoire de la Terre depuis le Cambrien (540 Ma) représente seulement 10% de l'histoire totale

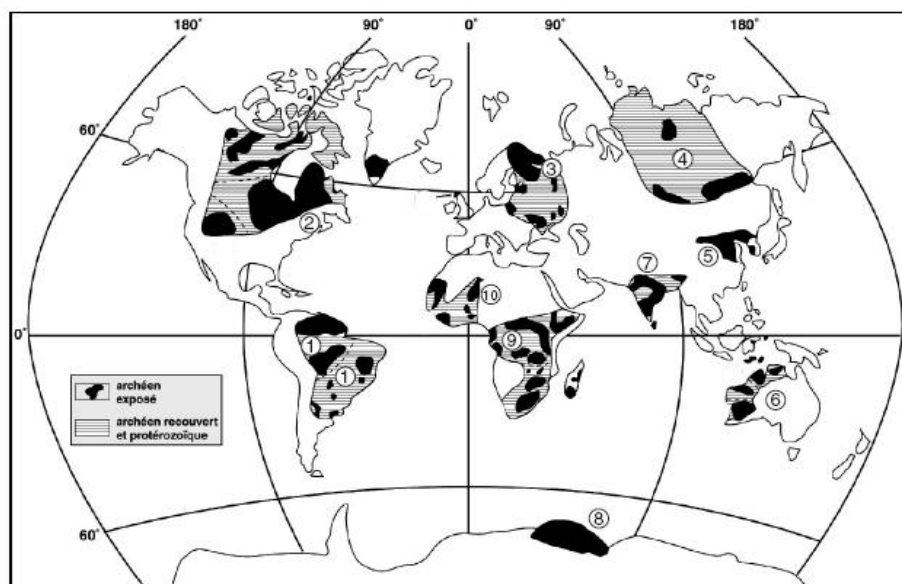


Figure 2 : Répartition géographique des principaux cratons sur terre (d'après Condie, 1992). (1) Craton Amazonien (2) Craton Nord Américain (3) Craton Fennoscandinave (4) Craton Indien (5) Craton du Yilgarn et Pilabara (6) Craton de Napier (7) Cratons Sud Africain et d'Afrique Central (8) Craton Ouest Africain (9) Craton Sibérien (10) Craton Sino-Coréen

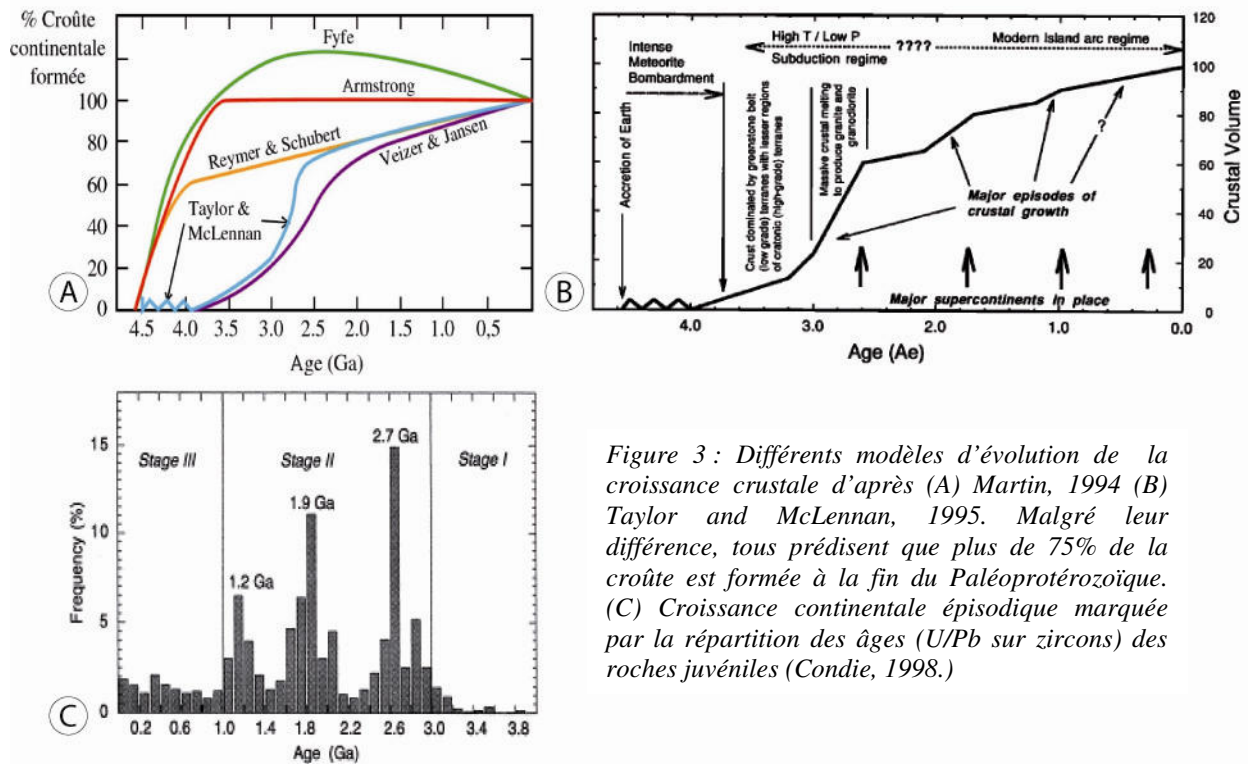


Figure 3 : Différents modèles d'évolution de la croissance crustale d'après (A) Martin, 1994 (B) Taylor and McLennan, 1995. Malgré leur différence, tous prédisent que plus de 75% de la croûte est formée à la fin du Paléoprotérozoïque. (C) Croissance continentale épisodique marquée par la répartition des âges (U/Pb sur zircons) des roches juvéniles (Condie, 1998.)

La faible quantité de données recueillies sur cette zone est essentiellement due à l'association d'une couverture latéritique et d'une végétation abondante, rendant les déplacements, l'observation et l'échantillonnage complexes. Ce dernier est le plus souvent limité aux rivières et fleuves ainsi qu'aux côtes et restreint dans le temps en milieu ou fin de période sèche, période de basses eaux (septembre à début décembre). La géologie et la géodynamique du bouclier des Guyanes (partie nord du bouclier amazonien) et de la Guyane Française en particulier sont actuellement interprétées comme le résultat d'une évolution complexe de croissance crustale multi-étapes, impliquant des processus de recyclage archéen ainsi que des processus d'accrétion juvénile et de réactivation thermo-tectonique durant l'événement transamazonien (2.2-2.0 Ga) (Milesi et al., 1995 ; Vanderhaeghe et al., 1998 ; Delor et al., 2003).

L'objectif principal de cette étude est de caractériser l'évolution transamazonienne structurant la Guyane Française et plus globalement le bouclier des Guyanes entre 2.2 et 2.0 Ga. Pour cela, diverses méthodes indissociables pour la compréhension des processus géodynamiques ont été mises en œuvre : une approche pétrologique et géochimique couplée à une étude géochronologique multi-méthodes. La caractérisation géochimique des roches permet de proposer des conditions pétrogénétiques pouvant correspondre à un ou plusieurs contextes

géodynamiques particuliers, et les données géochronologiques apportent de solides bases temporelles pour la construction d'un modèle géodynamique global. Les observations structurales restent limitées en raison des conditions d'affleurement particulièrement difficiles (couverture latéritique et forêt tropicale).

Avant d'étudier un événement géodynamique paléoprotérozoïque, tel que l'événement transamazonien caractérisé par des processus d'accrétion juvénile importants, il nous a paru nécessaire de synthétiser les caractéristiques propres de la géodynamique précambrienne. Ces considérations sont rapidement exposées dans le **chapitre 1**.

Une synthèse des connaissances géologiques du bouclier des Guyanes et de la Guyane Française est l'objet du **chapitre 2**.

Le **chapitre 3** présente les méthodes géochronologiques utilisées au cours de ce travail.

Le **chapitre 4** présente sous la forme d'un article soumis à « Precambrian Research » les résultats géochronologiques et géochimiques du complexe de « l'Ile de Cayenne » caractérisant les processus d'accrétion précoces du Transamazonien (éo-Transamazonien).

Le **chapitre 5** correspond à une étude géochronologique et géochimique du domaine TTG central le long du fleuve « Mana ». Ce chapitre est destiné à caractériser les processus d'accrétion méso-Transamazonien.

Le **chapitre 6** fait le point sur les processus fini-Transamazonien dans deux régions distinctes, i) la région Nord du fleuve Oyapok en Guyane Française et ii) la région de Tartarugal Grande dans l'état d'Amapá au Brésil.

Le **chapitre 7** propose une synthèse géochronologique et géochimique des granitoïdes sur l'ensemble de la Guyane Française et présente un modèle d'évolution du bouclier des Guyanes lors de l'événement transamazonien (2.2-2.0 Ga).

Chapitre I

La Dynamique Précambrienne

I.1. Les conditions thermiques

I.1.1. Un flux de chaleur élevé

Au Précambrien, la production de chaleur était plus importante qu'à l'actuel. La Terre possédait une plus grande quantité de sa chaleur primordiale (chaleur résiduelle de la Terre, chaleur latente d'accrétion et de cristallisation ; Smith, 1981) ainsi qu'une plus grande quantité d'éléments radioactifs qu'aujourd'hui ; par exemple la production de chaleur par désintégration de radio-éléments, tel que le K^{40} , Th^{232} , U^{238} , était environ 3 fois plus grande à l'Archéen et 1.8 fois plus grande au début du Paléoprotozoïque que maintenant (Fig.I.1) (Lambert, 1976 ; Richter, 1985). Des modèles concernant l'évolution de la température du manteau supérieur au cours du temps ont montré que celui-ci était beaucoup plus chaud à l'Archéen ($1800^{\circ}C$ à 3.8 Ga) qu'à l'actuel ($1300^{\circ}C$) (Richter, 1985-1988 ; Fig.I.2). La grande abondance de komatiites à l'Archéen illustre bien ce contexte plus chaud. Des études pétrologiques sur les komatiites (laves riches en MgO) ont confirmé la nature plus chaude du manteau archéen (e.g Green et al., 1974). En effet, les températures d'éruption des komatiites indiquent que la température de leur source mantellique a pu être supérieure à $1600^{\circ}C$ et peut être même proche de $2200^{\circ}C$ (Bickle et al., 1975 ; Arndt et Nisbet, 1982 ; Nisbet et al., 1993).

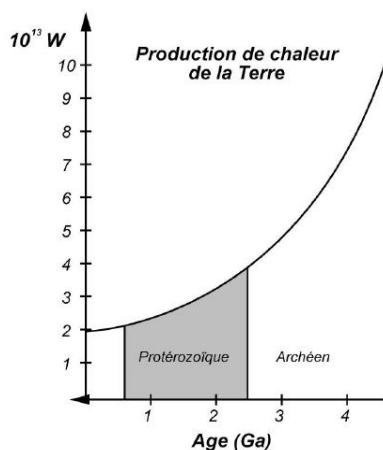


Figure I.1 : Evolution de la production thermonucléaire de chaleur avec le temps (Modifié d'après Pelletier, 2001 dans Cagnard, 2005.)

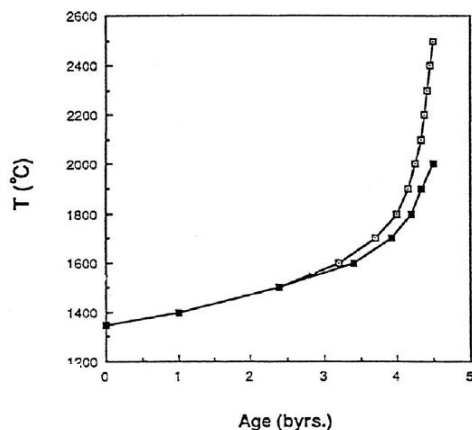


Figure I.2 : (a) Courbes de refroidissement du manteau supérieur tracées en fonction de la perte actuelle de chaleur. Les deux courbes correspondent à des températures initiales du manteau supérieur, de $2000^{\circ}C$ et $2500^{\circ}C$ à 4.5 Ga. (D'après Richter, 1988)

1.1.2. Dissipation de la chaleur

Cette chaleur plus importante devait être évacuée. Actuellement, l'essentiel de la chaleur terrestre est évacué par le biais de la formation et du refroidissement de la croûte océanique au niveau des rides médio-océaniques. Seule une faible quantité de la chaleur terrestre est évacuée par les panaches mantelliques, et le reste de la chaleur terrestre est évacué par conduction (diffusion) au travers des lithosphères continentales et surtout océaniques (Richter, 1985). A l'Archéen et au Paléoprotérozoïque, il est difficile de préciser comment la chaleur terrestre était évacuée. En effet aucune mesure directe n'est possible, les seuls arguments sur lesquels il est possible de se baser sont les structures préservées dans les continents.

1.1.3. Les gradients géothermiques continentaux précambriens

Les estimations des gradients géothermiques continentaux précambriens sont variables ; certains auteurs proposent des valeurs très élevées (~50-70°C/km ; Fyfe, 1973 ; Condie, 1994) se basant sur le fait de l'existence d'un manteau plus chaud ainsi que d'un flux de chaleur plus important à l'Archéen et de la prédominance d'assemblages métamorphiques de type HT/BP. D'autres auteurs considèrent que le gradient géothermique pouvait être comparable à l'actuel et présentant de possibles perturbations. (Lambert, 1976; Watson, 1978; Burke et Kidd, 1978; Delor et al., 1991 ; Gibson et Jones, 2002). Marshak (1999) propose que le gradient géothermique archéen permettait une température à 35 km de profondeur d'environ 100°C plus chaude qu'à l'actuel. Pour expliquer ce gradient géothermique, certains auteurs (e.g. Davies, 1979 ; Bickle, 1980, 1986, Sandiford, 1989) proposent qu'une épaisse racine lithosphérique isole thermiquement les jeunes continents du manteau supérieur sous-jacent. Cette idée est confirmée par l'étude de diamants archéens, datés à 3.3 ± 0.1 Ga (Richardson et al., 1984) trouvés dans des alluvions dérivant de kimberlites sud-africaines. Les diamants se seraient équilibrés à des profondeurs de 150-200 km (c'est à dire en base de lithosphère) et à des température de l'ordre de 900-1200°C, des conditions assez équivalentes à celles que l'on connaît aujourd'hui. A l'Archéen et sans doute encore plus au Paléoprotérozoïque, une lithosphère continentale d'une épaisseur comparable à l'actuelle pourrait exister. Cette conclusion rejoint celle issue des travaux de modélisation thermique de Richter (1985) pour qui la lithosphère archéenne pourrait avoir une épaisseur de 150-200 km, et serait caractérisée par une identité géochimique plus que thermique.

Une des limites de l'estimation des paléogéothermes continentaux est la négligence de l'apport de chaleur lié au magmatisme (Chardon, 1997). En effet, les estimations de géothermes sont basées seulement sur le flux de chaleur d'accrétion ainsi que le flux de

chaleur dû à la désintégration radioactive. Or, la période précambrienne est une période majeure de croissance crustale et un apport important de matériel magmatique doit avoir des conséquences sur le géotherme continental. Cagnard (2005) propose que le géotherme à l'équilibre au Précambrien était proche de l'actuel. Par contre, les perturbations locales de ce géotherme dues à un apport magmatique devaient exister et modifier le comportement de la lithosphère continentale.

1.1.4. Implications sur la répartition du flux de chaleur

Si une lithosphère de caractéristique semblable à la lithosphère actuelle existait déjà à l'Archéen et au Paléoproterozoïque, comment un flux global de chaleur deux à trois fois plus important qu'actuellement pouvait-il être évacué sans que le flux continental change ? Deux solutions peuvent être envisagées :

- Si l'on considère la répartition du flux de chaleur en base de lithosphère à l'Archéen identique à celui d'aujourd'hui, un flux thermique plus important traverse la lithosphère continentale selon différents processus : 1) soit par transfert conductif impliquant des géothermes plus élevés, mais la conduction est un mode peu efficace de dissipation de la chaleur ; 2) soit par convection dans la croûte entraînant la mise en place de magmas comparables à ceux des ceintures de roches vertes et plutons granitiques (Wells, 1980 ; Bohlen, 1991). Toutefois les épisodes magmatiques dans une région donnée restent ponctuels dans le temps et ne permettent sans doute pas une évacuation de la chaleur de manière permanente.

- L'autre solution est d'envisager une répartition du flux de chaleur différente, dans laquelle une plus grande proportion de la chaleur s'évacuerait par les aires océaniques. En effet à l'échelle terrestre, il est plus facile de dissiper de la chaleur en augmentant la convection que par l'augmentation de la conduction. Actuellement 85% de la chaleur terrestre est évacué par convection (Davies et Richards, 1992 ; Davies 1993) et les océans représentent environ 70% de la surface terrestre. On imagine assez facilement qu'au Précambrien la surface occupée par les domaines océaniques était bien supérieure et permettait ainsi une dissipation de la chaleur plus conséquente.

1.1.5. Les modes d'évacuation de la chaleur

Deux modèles, pas forcément mutuellement exclusifs, sont proposés :

- Un modèle de « microplaques », c'est-à-dire comportant des plaques environ dix fois plus petites que les plaques actuelles. La plus grande longueur de dorsale permettrait une

évacuation de chaleur suffisante (De Wit et Hart, 1992). Dans le même temps, une vitesse d'expansion à la dorsale plus grande permettrait également d'évacuer plus de chaleur. Un analogue actuel de ce modèle de « microplaques » est le bassin des Fidji (Lagabrielle et al., 1997) où un flux de chaleur anormalement élevé, près du double du flux océanique normal, est mesuré. Ce flux comparable à celui de l'Archéen est la conséquence de l'activité synchrone de nombreuses dorsales.

- L'autre modèle souvent invoqué, est celui des panaches mantelliques (Hamilton, 1998). Une partie plus importante de la chaleur pourrait être évacuée par des remontées ponctuelles de matériel mantellique profond. Dans ce modèle, les processus géologiques modernes (subduction) sont remplacés par une grande abondance de zones de remontées ponctuelles constituant des provinces basaltiques.

1.2. Les lithologies précambriennes

Une des caractéristiques principales des terrains anciens est l'association lithologique des séries dites TTG (trilogie Tonalite Trondjémite Granodiorite) et des séries de ceintures de roches vertes.

Dans cette partie, nous détaillerons les différents modèles proposés pour la genèse de ces différentes lithologies.

1.2.1. Les séries TTG

La série TTG est issue de la différenciation d'un magma andésitique primaire provenant de la fusion partielle de basaltes hydratés, dans des conditions où le grenat est stable (Martin, 1994). Différents contextes géodynamiques peuvent expliquer la formation des TTG :

- Fusion à la base d'un grand plateau basaltique intra-océanique de type Ontong-Java. Cette hypothèse renvoie à des contextes géodynamiques de type « point chaud », où le panache mantellique serait responsable du sous-plaquage de matériaux basaltiques, puis de leur refusion donnant naissance aux TTG.

- Un autre modèle consiste à supposer que la croûte océanique, à l'Archéen et peut-être au Paléoprotérozoïque, était plus épaisse (jusqu'à 30 km) que la croûte actuelle. Cette épaisseur plus importante résulterait de l'activité plus grande des dorsales. Dans ces conditions, la base de la croûte océanique se trouverait facilement dans les conditions permettant la formation des TTG. Il se serait ainsi formé de petit noyaux de roches acides, trop légers pour entrer en subduction, et s'accrétant progressivement pour créer des continents.

- Un modèle reprenant les principes de la tectonique actuelle, est la fusion d'une plaque océanique subductée. Dans ce modèle, en raison des gradients thermiques plus élevés qui régnaient à l'époque, une plaque océanique subductée fond (atteint le solidus des basaltes hydratés) avant que ne débutent les réactions de déshydratation (exactement l'inverse de la situation actuelle où les réactions de déshydratation précoce de la croûte océanique empêchent sa fusion) (Moyen, 2000). Ce modèle a l'avantage de présenter des analogues modernes, tels que la formation des « adakites » (les adakites sont des équivalents modernes des TTG) dans les zones de subduction à l'aplomb d'une croûte subductée jeune (par exemple subduction d'une dorsale océanique) (Defant et Drummond, 1990 ; Martin, 1999). Dans ces conditions, la croûte subductée est jeune et chaude, et elle permet de recréer localement les conditions thermiques de l'Archéen.

Les modèles présentés ne sont pas mutuellement exclusifs et de nombreuses solutions intermédiaires sont envisageables. Par exemple on peut imaginer une combinaison du modèle de type « point chaud » et d'un modèle de subduction, des grands plateaux basaltiques entreraient alors en subduction, et un tel modèle expliquerait les épisodes de croissance rapide (point chaud).

1.2.2. Les ceintures de roches vertes

C'est la seconde lithologie la plus abondante dans les cratons archéens (10 à 20 % selon Goodwin, 1981). Ces ceintures de roches vertes sont principalement des bassins volcano-sédimentaires composites. Ces bassins regroupent des lithologies très variées : principalement des roches volcaniques (environ 50 à 80% des ceintures de roches vertes ; Condie, 1994) et des roches sédimentaires (grés, conglomérats...). Certaines lithologies sont caractéristiques du Précambrien tel que les komatiïtes, ou les BIF (banded iron formation).

Dans les contextes de subduction actuels, les bassins d'avant, intra, ou arrière-arc, constituent de bons analogues aux bassins où se déposent les roches vertes. Toutefois à l'heure actuelle, ces bassins présentent certaines différences avec les ceintures de roches vertes. L'épaisseur des dépôts volcaniques et sédimentaires est actuellement moins importante, la proportion de roches sédimentaires est bien plus importante, et les roches volcaniques ont des proportions bien moindres. Ces dernières contiennent une plus grande abondance d'andésites et de roches acides, moins de basaltes et peu ou pas de roches ultrabasiques.

L'interprétation géodynamique des ceintures de roches vertes reste encore très débattue. Actuellement aucun modèle géodynamique ne permet d'expliquer toutes les caractéristiques

des ceintures de roches vertes. Nous présentons ici quelques modèles évoqués pour la formation des ceintures de roches vertes :

- Le modèle d'arc insulaire (Condie, 1994 ; de Witt, 1998) : ce modèle est tout simplement un contexte de marge active au sens large. Un tel modèle permet de rendre compte de la disposition des ceintures de roches vertes séparées par des blocs continentaux (arcs insulaires), de la nature détritique au sens strict des sédiments des roches vertes, et de l'existence d'un volcanisme calco-alcalin. Cependant, les komatiites s'intègrent mal dans ce modèle, à moins d'imaginer une coïncidence géographique quasiment systématique entre panache mantellique et zone de subduction.

- Le modèle de rift continental (Hunter et al., 1998) : ce modèle interprète les ceintures de roches vertes comme des rifts intra-continentaux qui s'ouvriraient lors du passage d'un panache mantellique. Un tel modèle rend bien compte de la forte épaisseur des ceintures de roches vertes (les rifts continentaux actuels ont des taux de subsidence très importants) et de la présence de komatiites (panache mantellique). Par contre, ces modèles n'expliquent pas la présence du volcanisme calco-alcalin.

-Le modèle de « trapp » (Hamilton, 1998) : ce modèle considère que le volcanisme des ceintures de roches vertes serait l'équivalent des grandes provinces magmatiques tels les plateaux océaniques (Kerguelen, Otong-Java) ou continentaux (Deccan). Les ceintures de roches vertes seraient donc une zone de volcanisme intra-plaque (océanique ou continental) lié à un panache mantellique important. Un tel modèle rend bien compte des grandes épaisseurs de laves, et en partie de leur nature chimique. Le volcanisme calco-alcalin s'intègre difficilement dans ce modèle et la présence de sédiments détritiques au sens strict semble incompatible avec le contexte géodynamique.

D'après toutes les interprétations contradictoires proposées pour la formation des ceintures de roches vertes, il paraît évident que la formation des ceintures de roches vertes n'a pas une solution unique. Il semble logique de considérer que chaque bassin peut correspondre à un contexte propre, il existerait donc des ceintures « de rift », des ceintures « d'arrière-arc » et des ceintures « de trapp ».

1.3. Caractéristiques métamorphiques

Au Paléoprotérozoïque, comme à l'Archéen, les conditions métamorphiques communément enregistrées par les roches témoignent d'un métamorphisme granulitique de type moyenne

température - haute température / basse pression (MT-HT/BP) (Fig.I.3A). Les ceintures de roches vertes supracrustales sont caractérisées par un métamorphisme de bas degré du type faciès schiste vert à amphibolite (par exemple : Groënland : Dempster et al., 1991; Finlande : Väisänen et Höllta, 1999; Schreurs et Westra, 1986; Korsman et al., 1999; Terre Adélie : Pelletier et al., 2002; Birimien d'Afrique de l'Ouest: Caby et al., 2000; Canada : Zwanzig, 1999; Australie : Clarke et Powell, 1991) (Condie, 1981; Nisbet, 1987; Chardon,1997; Wilkins, 1997).

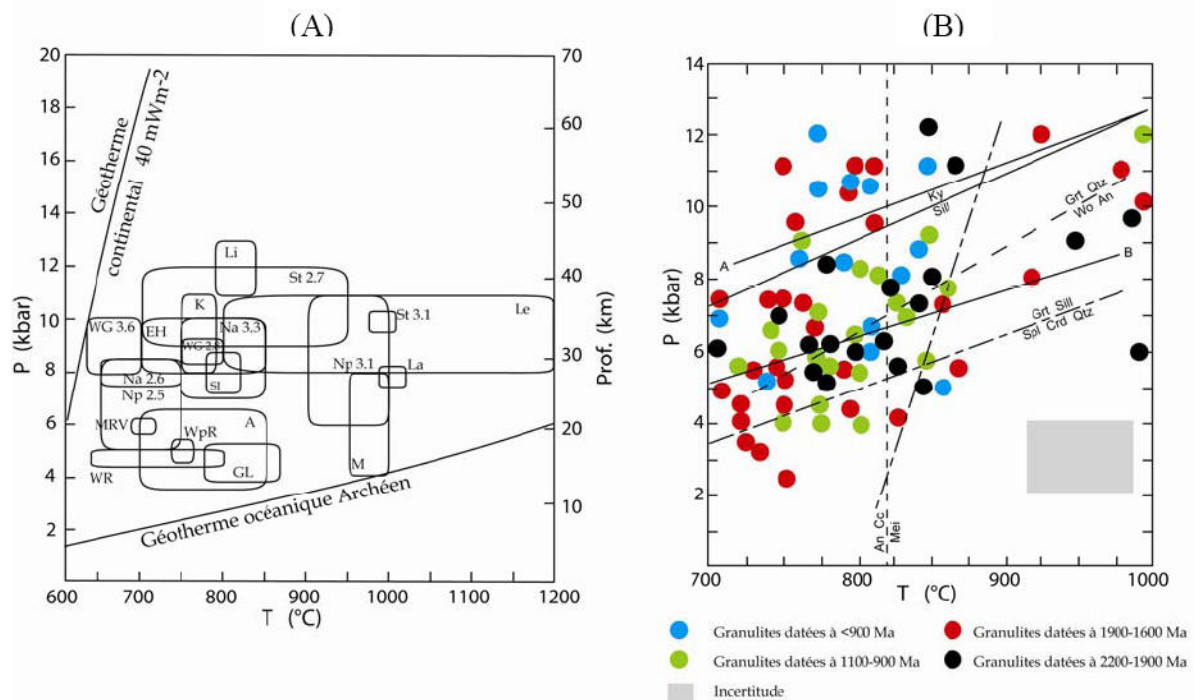


Figure. I.3 : Diagrammes P-T représentant les conditions pression-température enregistrées dans des granulites archéennes (A) et protérozoïques (B). (A) : Localisations : A : Ashuanipi (province Supérieure) ; EH : Hebei (Chine de l'Est) ; GL : Ghost lac (province des Esclaves) ; K : Kapuskasing (province Supérieure) ; La : Labwor Hills (Ouganda) ; Le : Lewisian complex (Ecosse) ; Li : chaîne du Limpopo (Afrique du Sud, Zimbabwe) ; M : block de Minto (province Supérieure) ; MRV : Minnesota River Valley ; Na : Narryer gneiss complex (province du Yilgarn) ; Np : Napier complex (Antarctique) ; SI : Inde du Sud ; St : Stanovik complex (Sibérie) ; WG : Groënland occidentale ; WpR : Winnipeg River (province Supérieure) ; WR : Wind River Range (Wyoming, USA). Géotherme océanique archéen de Davies (1992) basé sur une production de chaleur dans la lithosphère deux fois supérieure à la production actuelle. Le géotherme continental est celui de Boyd et al. (1985) et tient compte de la stabilité du diamant à l'intérieur de la lithosphère continentale. Modifié d'après Percival, 1994. (B) : modifié d'après Harley, 1992, dans Cagnard, 2005.

Les pressions enregistrées au sein des roches précambriennes sont généralement faibles à moyennes (de l'ordre de 10-12 kbars au maximum) et correspondent à des températures proches de 700-850°C (Fig.I.3B) avec parfois l'existence de domaines de ultra haute

température (UHT) dans lesquels les pics en température peuvent atteindre plus de 1000°C (Baba, 1999; Moraes et al, 2002 ; de Roever et al., 2003). Au sein de ces domaines, les assemblages métamorphiques de type haute pression (HP) – basse température (BT) sont rares. Quelques occurrences de schistes bleus ont été décrites dans des terrains du Protérozoïque supérieur (Dallmeyer et Gibbons, 1987; Liou et al., 1989; Nakajima et al., 1990 ; Hefferan et al., 2002 ; Stern, 2005). Les terrains les plus vieux présentant des assemblages métamorphiques du type HP-BT sont d'âge orosirien (~1900 Ma) (Zhao et al., 2001 ; O'Brien et al., 2005 ; Möller et al., 1995 ; Collins et al., 1999 ; Tuisku et Huhma, 1998 ; Smelov et Beryozkin, 1993 ; Baldwin et al., 2003). Cette absence de métamorphisme de BT-HP dans les terrains plus vieux que ~1.9 Ga indique que les conditions nécessaires à la formation de ces paragenèses n'étaient pas vraiment réunies ou bien que ces assemblages de type BT-HP ont été formés mais n'ont pas été préservés (Percival, 1994; Wilkins, 1997) ou encore que les roches caractérisées par un tel métamorphisme n'ont pas été exhumées.

1.4. Les modèles pour la géodynamique au Précambrien

1.4.1. Evolution géodynamique archéenne

Deux types de modèles sont proposés pour la géodynamique archéenne :

-Les modèles actualistes qui tentent d'appliquer aux terrains anciens (Archéen et Paléoprotérozoïque) les concepts de la tectonique des plaques telle qu'on la connaît actuellement. Ces modèles insistent sur le rôle de zones de subduction, plus rapides et plus chaudes que leurs équivalents modernes, dans la formation tant des TTG que des ceintures de roches vertes.

- Les modèles sans plaques, dans lesquels une convection plus active plus délocalisée, serait marquée par de nombreux panaches mantelliques, dont l'impact à la surface de la Terre serait la cause de la formation de grands plateaux basaltiques ; le remaniement de ces plateaux forme des noyaux continentaux « différenciés ».

1.4.2. Evolution géodynamique au Paléoprotérozoïque

Zhao et al. (2002) montrent que la plupart des orogènes paléoprotérozoïques se développent entre 2.1 et 1.8 Ga et suggèrent qu'ils soient le résultat de collision continentale entre des blocs archéens et paléoprotérozoïques. Ces orogènes à 2.1-1.8 Ga sont interprétés comme les témoins de l'existence d'un supercontinent au Paléoprotérozoïque, nommé « Columbia » (Rogers et Santosh, 2002) (Fig.I.4).

Les orogènes paléoprotérozoïques ont des caractéristiques pouvant être identifiées suivant deux types : 1) Les orogènes de collision (du type Alpes, Himalaya...) générés par la collision entre deux « blocs » continentaux.

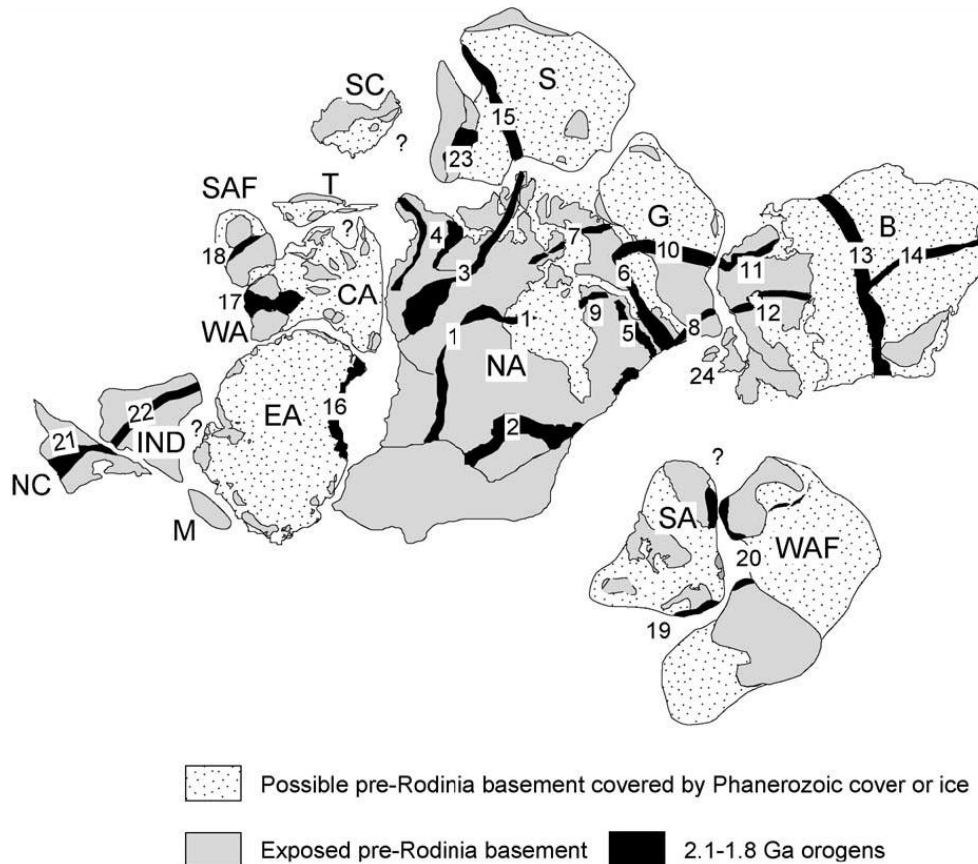


Fig.I.4. Reconstruction du supercontinent Columbia d'après Zhao et al., (2002). CA : Central Australia; EA : East Antarctica; G : Greenland; IND : India; M : Madagascar; NA : North America; NC : North China; S : Siberia; SA : South America; SAF : South Africa; SC : South China; T : Tarim; WA : West Australia; WAF : West Africa; 1 : Trans-Hudson Orogen; 2 : Penokean Orogen; 3 : Taltson-Thelon Orogen; 4 : Wopmay Orogen; 5 : New Quebec Orogen; 6 : Torngat Orogen; 7 : Foxe Orogen; 8 : Makkovik-Ketilidian Orogens; 9 : Ungava Orogen; 10 : Nugssugtoqidian Orogen; 11 : Kola-Karelian Orogen; 12 : Svecofennian Orogen; 13 : Volhyn-Central Russian Orogen; 14 : Pachelma Orogen; 15 : Akitkan Orogen; 16 : Transantarctic Orogen; 17 : Capricorn Orogen; 18 : Limpopo Orogen; 19 : Transamazonian Orogen; 20 : Eburnian Orogen; 21 : Trans-North China Orogen; 22 : Central Indian Tectonic Zone; 23 : Central Aldan Orogen Zone; 24 : Scotland.

Ces orogènes correspondent à des domaines où la croûte a été épaissie, exhumée et érodée. Selon Windley (1992), ces domaines sont des zones de recyclage de croûte ancienne (par le jeu des chevauchements et de la fusion partielle) et sont associés à peu (voire parfois pas) de croissance crustale. Ils peuvent avoir « enregistré » une grande partie de leur histoire précoce (stade en marge passive, ophiolites) et peuvent contenir une zone de suture. Ces orogènes sont fréquents voire même caractéristiques du Phanérozoïque, et beaucoup moins caractéristiques du Précambrien.

2) Les orogènes dits d'accrétion formés par collage d'arcs insulaires et/ou de micro-continent ainsi que de prismes d'accrétion. Ils consistent en un assemblage de blocs exotiques (plateaux océaniques, morceaux de continents...) accrétés à une marge continentale (du type Cordillère de l'Amérique du NW...). Selon, Windley (1992), ces domaines contiennent alors peu (ou pas) de vieux matériel crustal mais sont caractérisés par une croissance crustale importante. Etant donné l'importance de la croissance crustale au Précambrien, (e.g Taylor et Mc Lennan, 1985-1995 ; Condie, 1998- 2000) ce type d'orogène est plus fréquent au Précambrien et au contraire, rare au Phanérozoïque.

Le Paléoprotérozoïque correspond à un vrai stade de transition entre des processus « archaïques » et la tectonique des plaques telle qu'on la connaît à l'heure actuelle, où l'apparition progressive d'ophiolites et de métamorphisme de HP-BT en sont des marqueurs incontestables.

Chapitre II

Contexte géologique

II.1 Le bouclier des Guyanes

Le bouclier des Guyanes est situé au Nord-Est de l'Amérique du Sud, il constitue la partie nord d'un vaste ensemble cratonique : le craton Amazonien (CA). Il représente une zone des plus anciennes de notre planète (Fig.II.1). Le bouclier des Guyanes qui s'étend sur 1 200 000 km² et sur 5 pays (Guyane Française, Surinam, Guyana, Venezuela et Brésil) demeure encore l'un des boucliers les moins bien connus au monde, probablement parce qu'il est en grande partie recouvert par la forêt vierge amazonienne. En raison de cette couverture, la densité des observations de terrain reste relativement faible et les nombreuses lacunes ne permettent pas de proposer un schéma évolutif cohérent de ce bouclier. Au cours des dernières années, on a été amené à le subdiviser en différentes provinces sur la base de données chronostratigraphiques dont certaines peuvent être encore discutées. Ainsi, Tassinari et Macambira, (1999) proposent de reconnaître au sein de ce bouclier 5 provinces géochronologiques distinctes qui sont de l'E-NE à l'W-SW (Fig.II.2) : 1) la Province Centrale Amazonienne (PCA > 2.3Ga) ; 2) La province Maroni-Itacaiúnas (PMI, 2.2-1.95 Ga) ; 3) La Province Ventuari-Tapajós (PVT, 1.95-1.8 Ga) 4) La province Rio Negro-Juruena (PRNJ, 1.8-1.55 Ga) 5) La province de Sunsás (PS, 1.3-0.99 Ga). Toutes ces provinces sont reconnues dans l'ensemble du craton Amazonien. Le CA est divisé en deux parties par le bassin paléozoïque de l'Amazone : le bouclier des Guyanes au nord et le bouclier de Guaporé au sud. A noter que dans ce dernier, une province supplémentaire a été reconnue, la province Rodinian-San Ignacio (1.55-1.3 Ga).

Cette répartition de provinces au sein du CA est sensiblement différente de celle proposée par Santos et al. (2000) qui distinguent également une province archéenne comprenant l'Imataca (Vénézuéla) et le sud de l'Amapá (Brésil) pour le bouclier des Guyanes.

Les limites des provinces restent très discutées, et dans la suite nous nous appuyerons sur le modèle de Tassinari et Macambira, (1999) pour les présenter. Les domaines archéens seront décrits en même temps que la PCA.

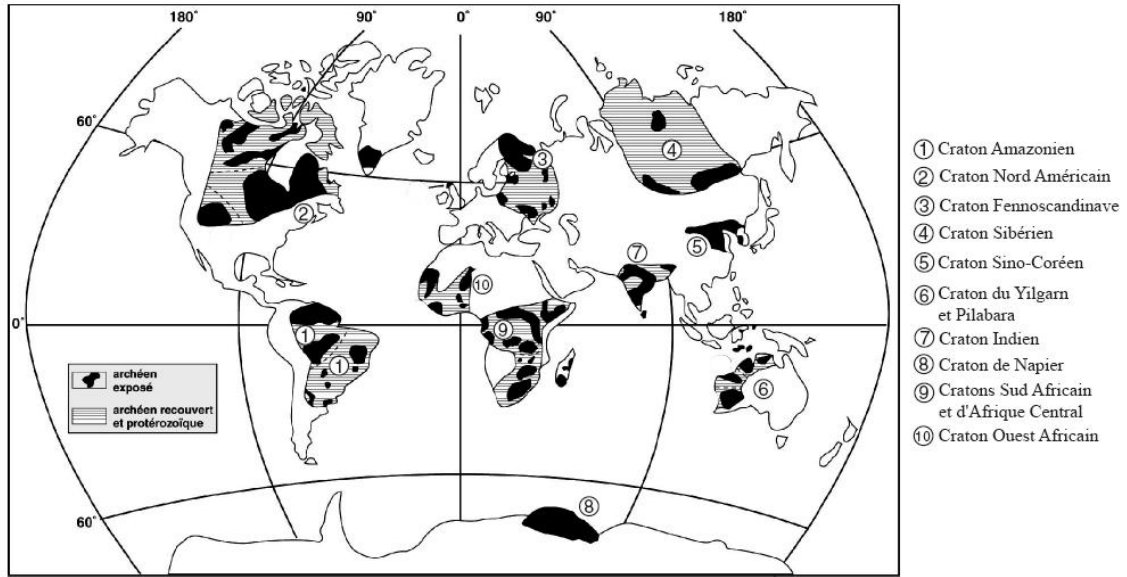


Figure II.1 : Répartition géographique des principaux cratons sur terre (d'après Condie, 1992).

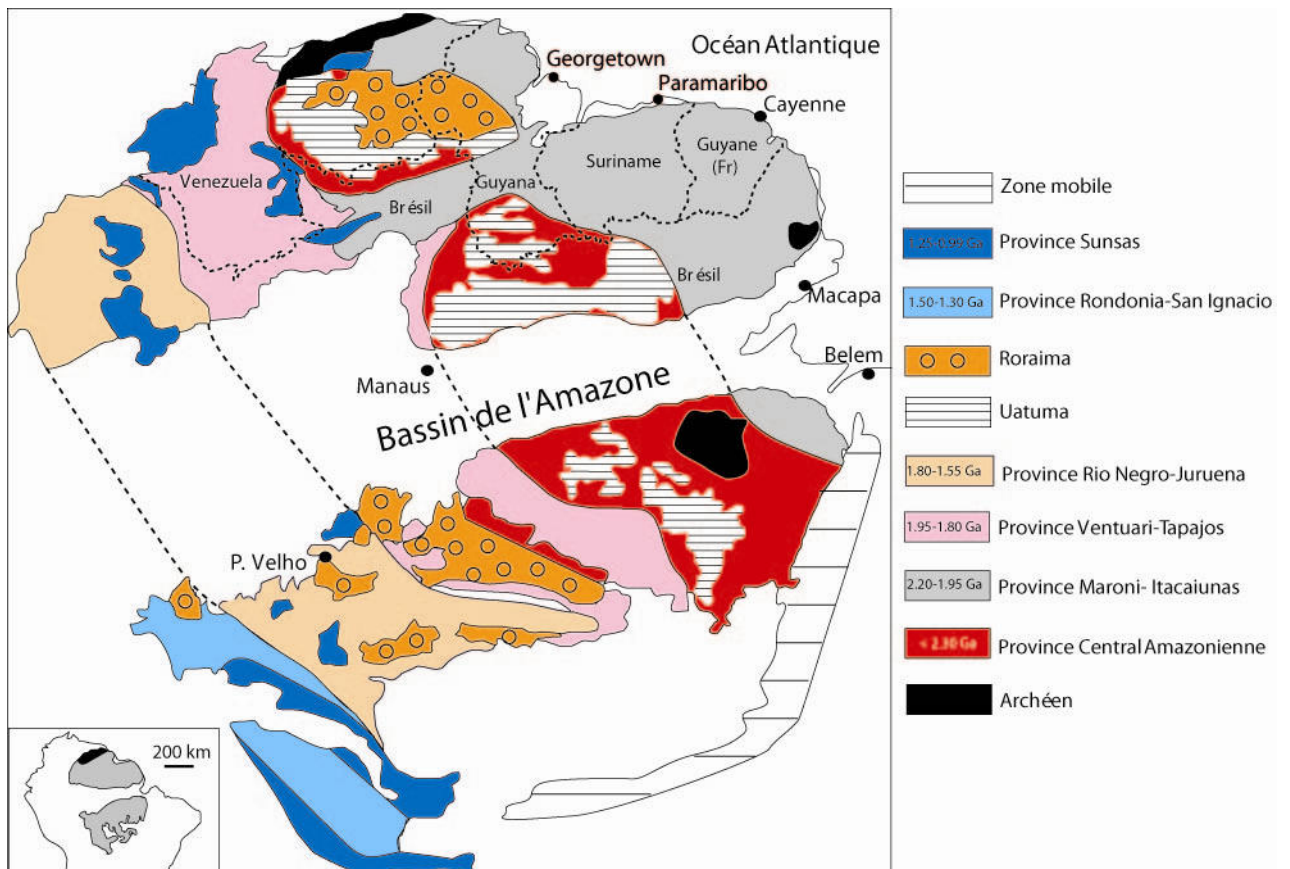


Figure II.2 : Provinces géochronologiques du craton Amazonien (d'après Tassinari et al., 1996)

II.1.1 Les provinces géologiques et géochronologiques du craton des Guyanes.

a) Provinces Archéennes et Province Centrale Amazonienne (PCA)

La PCA est composée des roches les plus anciennes du craton Amazonien. Trois zones sont reconnues comme ayant un âge de genèse archéen dans le craton : 1) la zone de l'Imataca au Venezuela (3.4 à 2.7 Ga ; Montgomery, 1979 ; Teixeira et al., 1989) ; 2) le socle de la PCA (Brésil) (Tassinari et Macambira, 1999 ; Cordani et Sato, 1999) ; 3) le sud de l'Amapá au NE du Brésil (3.19 à 2.8 Ga ; Avelar, 2002 ; Rosa Costa, 2006).

D'après Tassinari et Macambira (1999), le socle de la PCA n'est pas affecté par l'orogénèse Transamazonienne (2.2-1.9 Ga). Cependant des granites d'âge orosirien (2.05-1.9 Ga) y sont néanmoins reconnus.

Les zones de l'Imataca et d'Amapá sont remobilisées et tectoniquement incorporées à la PMI durant l'événement Transamazonien (granulitisation et migmatisation) (Tassinari et al., 2001 ; Tassinari et al., 2004 ; Avelar, 2002 ; Avelar et al., 2003).

Ces zones archéennes sont essentiellement constituées de roches mésozonales à catazonales (gneiss mafiques, amphibolites, méta-sédiments, ultrabasites, granulites, migmatites).

b) Province Maroni-Itacaiúnas

La province Maroni-Itacaiúnas est située au nord et nord-est de la PCA. Elle est principalement constituée de séries volcaniques et sédimentaires (roches vertes) (2.2 -2.1 Ga ; Gruau et al., 1985 ; Milesi et al., 1995 ; Vanderhaeghe et al., 1998 ; Delor et al., 2003) métamorphisées dans le faciès schiste vert à amphibolite et pouvant aller jusqu'au faciès granulite (Monts Bakuis, Surinam) (Delor et al., 2003 ; de Roever et al., 2003 ; Odon, 2004), Amapá, (Brésil) (Avelar, 2002 ; Avelar et al., 2003)).

Les ensembles volcaniques constitués de metabasites (méta-komatiites, méta-basaltes ou méta-andésites, méta-volcanites acides à intermédiaires) portent des noms différents suivant le pays : Paramaca ou Paramaka en Guyane et au Surinam (Choubert, 1965 ; Bosma et al., 1983), El-Callao au Venezuela (Hildebrand, 2005), Barama et Cuyuni au Guyana (Mc Connell; Berangé, 1977) et Villa Nova au Brésil (Korol, 1965). La lithostratigraphie de ces ensembles volcaniques est identique dans tous ces pays.

Les ensembles sédimentaires sont caractérisés par des schistes épizonaux, méta-grauwakes et parfois quartzites et conglomérats (Manier et al., 1993). Ces séries portent le nom d'Armina, du Bonidoro ou de Rosebel en Guyane et au Surinam (Choubert, 1965, 1974), de Cuyuni au Guyana (Berangé, 1977), de Yuruari et de Caballape au Venezuela (Korol, 1965, Menendez, 1968) et de Cauarane au Brésil (Montalvo et al., 1975). Il est bon de noter que ces noms de

séries sont peu à peu abandonnés au profit d'une dénomination lithologique unique facilitant les corrélations entre chaque pays (Delor et al., 2003).

L'ensemble des roches vertes est intrudé par des massifs de tonalites, trondjémities granodiorites (TTG) d'âge compris entre 2.18 et 2.13 Ga (Milesi et al., 1995 ; Vanderhaeghe et al., 1998 ; Delor et al., 2003 ; McReath et al., 2006). Ces grands ensembles plutoniques sont recoupés par des granites potassiques et alumineux d'âge rhyacien et orosirien (2.1-2.05 Ga : Teixeira et al., 1989 ; Gibbs et Baron, 1993 ; Milesi et al., 1995 ; Delor et al., 2003).

Les âges de la PMI indiquent clairement que l'individualisation de cette province se produit lors de l'événement majeur du Paléoprotérozoïque : le Transamazonien (2.2-1.9 Ga) (Choubert, 1974 ; Gibbs et Baron, 1993 ; Milesi et al., 1995 ; Vanderhaeghe et al., 1998 ; Delor et al., 2003)

c) Province Ventuari-Tapajós (PVT)

La province Ventuari-Tapajós se situe à l'ouest de la PCA. Elle est essentiellement composée par un ensemble magmatique acide d'affinité calco-alcaline et par des gneiss à composition tonalitique (Tassinari et al., 1999). La PVT est d'âge plus jeune que la PMI. Les âges U/Pb sur zircon et Rb/Sr sur roche totale de la PVT sont compris entre 2.0 et 1.83 Ga (Vignol, 1987 ; Gaudette et al., 1996 ; Tassinari et al., 1996 ; Iwanuck, 1999). Les âges modèles Sm/Nd indiquent une période d'accrétion juvénile entre 2.1 et 2.00 Ga et des ϵ_{Nd} entre +2.1 et -1.6 qui suggèrent une origine principalement mantellique avec la participation en très faible quantité d'un composant crustal (Sato et Tassinari, 1997).

Le dernier événement magmatique reconnu dans la PVT est un magmatisme anorogénique à 1.55 Ga marqué par la mise en place du granite rapakiwi d'El Parguaza associé aux anorthosites Repartimento et aux charnockites Serra de Prata (Fraga et al., 1997 ; Santos et al., 1997).

d) Province Rio Negro- Juruena (PRNJ)

La province Rio Negro-Juruena est située à l'extrême ouest du bouclier des Guyanes. Les âges de mise en place des différents types granitiques au sein de cette province varient de 1.8 à 1.55 Ga (Tassinari et Macambira, 1999). Cette province est principalement constituée de monzogranites à biotite et sphène (Dall'Agnol et Macambira, 1992) dans la partie nord, alors que la partie sud est dominée par des granites migmatitiques et des gneiss de composition

tonalitique. L'ensemble de la province est majoritairement métamorphisé dans le faciès amphibolite avec quelques évidences de granulite.

Le rapport initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variant entre 0.702 et 0.706, et les valeurs majoritairement positives (+4 à -2) de ϵ_{Nd} suggèrent une origine juvénile pour les roches de la PRNJ (Tassinari et al., 1996).

e) Province Sunsás (PS)

La province Sunsás est l'unité tectonique la plus jeune du craton Amazonien. Elle est constituée de sédiments issus du démantèlement d'une vieille croûte continentale. Ces sédiments ont subi un épisode de déformation et de métamorphisme, associé à la mise en place d'ensembles magmatiques syntectoniques datés entre 1.3 et 1.0 Ga (Litherland et al 1986). Les données géochronologiques sur la série Nova Brasilândia donnent un âge U/Pb sur zircon à 1.1 Ga pour des plutons syntectoniques et un âge de 0.99 Ga pour le magmatisme post-tectonique (Rizotto et al., 1999).

f) Autres formations

Dans leur classification des provinces, Tassinari et Macambira (1999) n'intègrent pas certaines séries. Il s'agit de :

-la série du Roraima (Dalton, 1912) correspondant à des sédiments continentaux (grés, conglomérats, quartzites) non déformés et tabulaires d'une épaisseur dépassant parfois 2000 mètres que l'on rencontre principalement au Venezuela, dans l'état de Roraima au Brésil, et au Guyana. L'âge estimé pour cette série est de 1.66 à 1.54 Ga (Gibbs et Baron, 1993).

- la série Uatuma (Albuquerque, 1922 ; Caputo et al., 1971), ensemble de sédiments et de volcanites acides, d'âge estimé de 1.92 à 1.69 Ga (Rios, 1972 ; Berrangé, 1977).

Les provinces nord du bouclier des Guyanes (PMI et PAC) sont recoupées par toute une série de dykes et de sills basiques mis en place lors de trois périodes paroxysmales (Berrangé, 1977). Chronologiquement, les séries sont: 1) la suite Avanavéro/Comté (1.9-1.8 Ga ; Priem et al., 1973 ; Deckart, 1996 ; Norcross et al., 1998 ; Santos et al., 2000) ; 2) la suite Käyser (1.5 Ga ; de Roever et al., 2003) et 3) la suite Apatoe (200 à 190 Ma) liée aux stades précoces de l'ouverture de l'océan Atlantique (Deckart et al., 1997 ; Nomade et al., 2000, 2001)

II.1.2. Evolution paléoprotérozoïque du Bouclier des Guyanes et relation avec l'Afrique de l'ouest.

a) Relation avec l'Afrique de l'ouest

La première reconstruction paléogéographique, pour les cratons paléoprotérozoïques et archéens d'Amérique du sud et d'Afrique de l'ouest, a été basée sur des corrélations lithologiques (Bullard et al., 1965) et ensuite sur des données isotopiques et paléomagnétiques (Onstott and Hargraves, 1981). Bullard et al. (1965) soulignent que les structures dans le craton ouest africain sont similaires avec les structures observées dans le craton sud américain et ils proposent que le craton de São Francisco et de São Luis au Brésil correspondent respectivement au craton du Congo, et au craton d'Afrique de l'Ouest en Afrique (Fig.II.3). Les données isotopiques et paléomagnétiques indiquent clairement un événement majeur entre 2.2 et 2.15 Ga, et les roches d'âge similaire dans les cratons Africain et dans les cratons d'Amérique du Sud présentent les mêmes pôles paléomagnétiques, suggérant ainsi que les cratons d'Amérique du Sud et d'Afrique de l'Ouest formaient un seul bloc avant l'orogène Pan-Africaine (Onstott and Hargraves, 1981). Ces données sont aussi contraintes par la similitude et le parallélisme des principales structures, tel que les ceintures orogéniques et volcaniques ou les grands décrochements observés de part et d'autre de l'Océan Atlantique (Bertrand and Jardim de Sà, 1990). Ledru et al. (1994) montrent qu'une série sédimentaire fluvio-deltaïque datée à ~2.0 Ga affleure dans les cratons d'Amérique du Sud et d'Afrique de l'Ouest (Fig.II.3) et que cette série présente une évolution tectonique et métamorphique identique dans les deux cratons. Ces sédiments se sont déposés dans un bassin d'avant pays qui se serait formé durant une orogène de collision à ~ 2.0 Ga (Ledru et al., 1994).

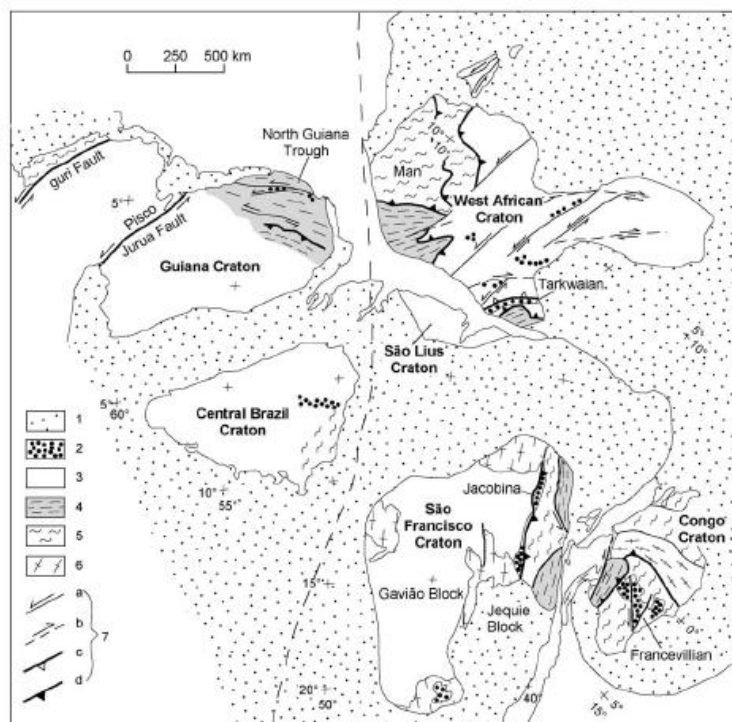


Figure II.3 Reconstruction des provinces archéennes et paléoprotérozoïques d'Afrique de l'ouest et d'Amérique du sud (Cette reconstruction montre clairement les relations entre les cratons archéens et entre les orogènes Transamazonienne et Eburnéene) d'après Ledru et al., 1994. 1 = Post-Paléoprotérozoïque ; 2 = séries fluvio-deltaïques; 3 = Archeén and Paléoprotérozoïque indifférencié; 4 = Formations métamorphiques Paléoprotérozoïques; 5 = Granulites; 6 = Granites et migmatites archéens; 7 = Ligne structurale majeure de l'orogène Paléoprotérozoïque (a = décrochements sénestres précoces; b = décrochements dextres tardifs; c = chevauchements en relations avec les décrochements; d = chevauchements crustals).

b) Evolution paléoprotérozoïque du Bouclier des Guyanes

L'architecture actuelle du Bouclier des Guyanes reflète principalement les différents événements paléo- à mesoprotérozoïques affectant le Craton Amazonien et le Craton Ouest Africain qui, à l'époque, formaient une unique masse continentale (Choubert, 1974 ; Zhao et al., 2002). Une grande partie du bouclier des Guyanes et du Craton Ouest Africain est structurée par un événement géodynamique majeur se déroulant entre 2.2 et 1.9 Ga : le Transamazonien pour le bouclier des Guyanes et le Birimien en Afrique de l'Ouest. Dans le bouclier des Guyanes, la province Maroni-Itacaiunas (Tassinari et Macambira, 1999) est formée et structurée lors de cet événement orogénique. Différents modèles d'évolution du bouclier des Guyanes ont été proposés (Fig.II.4), ces modèles étant principalement basés sur la répartition des différentes provinces précambriennes (voir II.1.1 *Les provinces géologiques et géochronologiques du craton des Guyanes.*) (Gibbs and Barron, 1993 ; Tassinari et al., 2000 ; Santos et al., 2000). Récemment, Delor et al. (2003b) proposent un modèle d'évolution structurale, magmatique et métamorphique de ce bouclier (Fig.II.5) qui reste jusqu'à ce jour le modèle le plus abouti et le plus utilisé (e.g., Rosa-Costa, 2006)

A l'échelle du bouclier, entre 2,18 Ga et 2,13 Ga un magmatisme TTG et des ceintures de roches vertes se mettent en place. Ce magmatisme est interprété comme le résultat de la destruction progressive d'une croûte juvénile océanique dans une zone de subduction à

pendage sud témoignant de la convergence N-S des blocs archéens nord-amazonien et ouest-africain (Delor et al., 2003b). Des auréoles thermiques et des déformations gravitaires sont associées à ce stade majeur de plutonisme. A 2,10 Ga, les directions de convergence de plaques changent, jusqu'à présent de direction N-S (frontale), elles deviennent NE-SW (oblique) et cela se traduit par un stade de déformation sénestre majeur. Un magmatisme granitique et la formation de bassins en « pull-apart » (2,11-2,08 Ga) sont associés à ce stade de déformation.

La nouvelle carte synthétique du Bouclier Guyanais (Fig. II.5) (Delor et al., 2003b) met en évidence les directions structurales des ceintures de TTG et de roches vertes, en soulignant la géométrie d'ensemble de domaines pincés et élargis (« pinch and swell »), correspondant à deux « boudins » E-W d'échelle continentale encadrés par trois domaines granulitiques : Imataca, Bakhuis et Amapá. La ceinture des Monts Bakhuis révèle un métamorphisme granulitique atteignant des conditions de UHT (de Roever et al., 2003). Ce métamorphisme granulitique et un magmatisme charnockitique associé sont datés à 2,07-2,05 Ga (Odon, 2004). Ce boudinage d'échelle continentale et le métamorphisme UHT sont interprétés en termes d'étirement crustal tardi-transamazonien, résultant d'un contexte prolongé en cisaillement sénestre. Delor et al., (2003b) proposent que le métamorphisme des trois domaines granulitiques résulte d'une perturbation thermique tardi-transamazonienne de nature mantellique dans les zones où l'étirement crustal est maximum. De plus, à l'échelle du bouclier Guyanais, la ceinture volcano-plutonique acide datée à 2,01-1,96 Ga montre des virgations de direction identique à celle des ceintures de TTG et de roches vertes contiguës. Ce constat et l'observation de plis ouverts au sein des formations volcaniques, suggèrent qu'au moins une partie de ce magmatisme acide a été impliqué dans un raccourcissement régional de direction N-S à NE-SW durant les stades terminaux de faible amplitude de l'événement tardi-transamazonien.

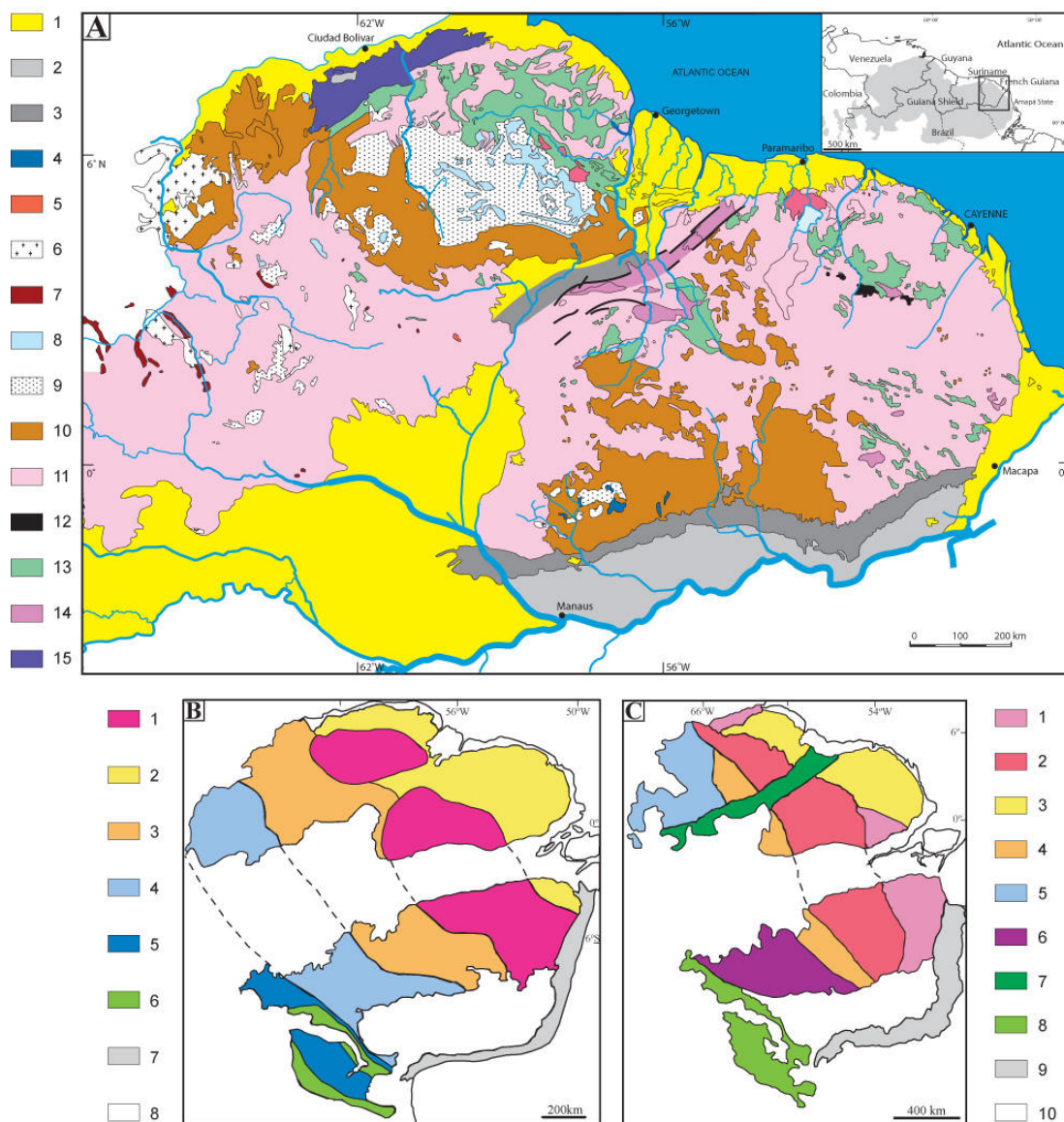


Figure II.4 : Schémas géologiques simplifiés du Bouclier guyanais selon A: Gibbs et Barron, (1993) B : Tassinari et al. (2000) et C: Santos et al. (2000).

A) CENOZOÏQUE: 1 : couverture alluvionnaire; MESOZOÏQUE: 2 : dolérite et sédiment; PALEOZOÏQUE: 3 : sédiment de la marge amazonienne; Neoproterozoïque: 4 : basalte alcalin (Cachoeira Seca), 5 : plutonisme alcalin (Muri); MESOPROTEROZOÏQUE: 6 : granite (Parguaza), 7 : sédiments (super groupe Vaupes), 8 : sill/dyke basique (Avanavero), 9 : sédiments (Roraima Group), 10 : plutono-volcanisme acide (Uatumã); épisode thermo-tectonique TRANSAMAZONIEN: 11 : granitoïde, 12 : pluton ultrabasique (Badidku), 13 : ceinture de roche verte, 14 : granulite (Central Guiana); ARCHEEN: 15 : granulite et migmatite (Imataca).

B) 1 : Amazonie centrale (> 2,3 Ga), 2 : Maroni-Itacaiúnas (2,2-1,95 Ga), 3 : Ventuari-Tapajós (1,95-1,8 Ga), 4 : Rio Negro-Juruena (1,8-1,55 Ga), 5 : Rondonian-San Ignacio (1,55-1,3 Ga), 6 : Sunsas (1,25-1,0 Ga), 7 : zone mobile néoprotérozoïque, 8 : couverture phanérozoïque.

C) 1 : Carajás-Imataca (3,10-2,53 Ga), 2 : Amazonie centrale (1,88 - 1,70 Ga), 3 : Transamazonien (2,25-2,00 Ga), 4 : Tapajós-Parima (2,10-1,87 Ga), 5 : Rio Negro (1,86 -1,52 Ga), 6 : Rondônia-Juruena (1,80-1,50 Ga), 7 : K'Mudku (1,33-1,10 Ga), 8 : Sunsas (1,33-0,99 Ga), 9 : zone mobile néoprotérozoïque, 10 : couverture phanérozoïque.

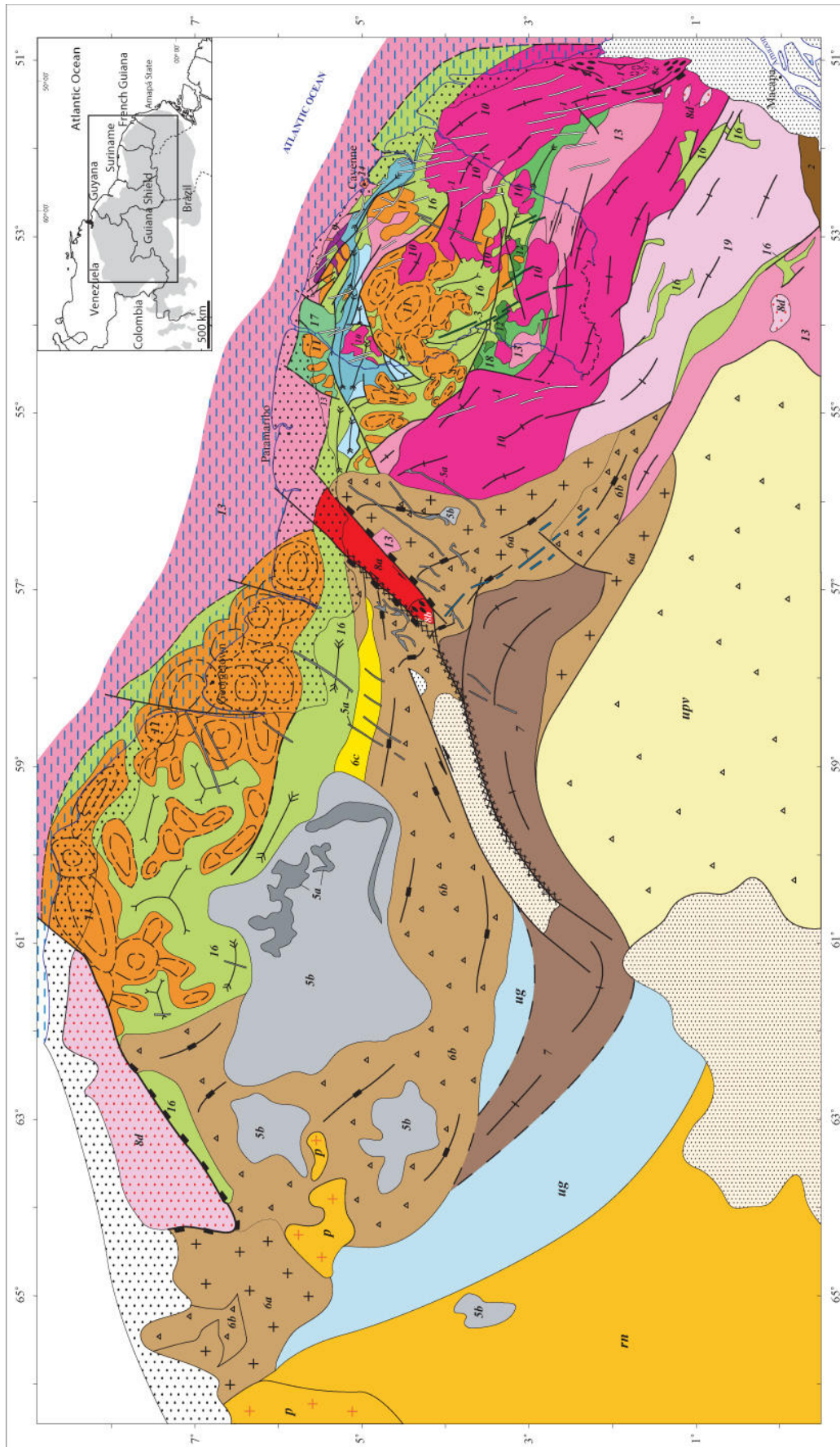


Figure II.5 : Schéma structural du bouclier des Guyanes d'après Delor et al., 2003.

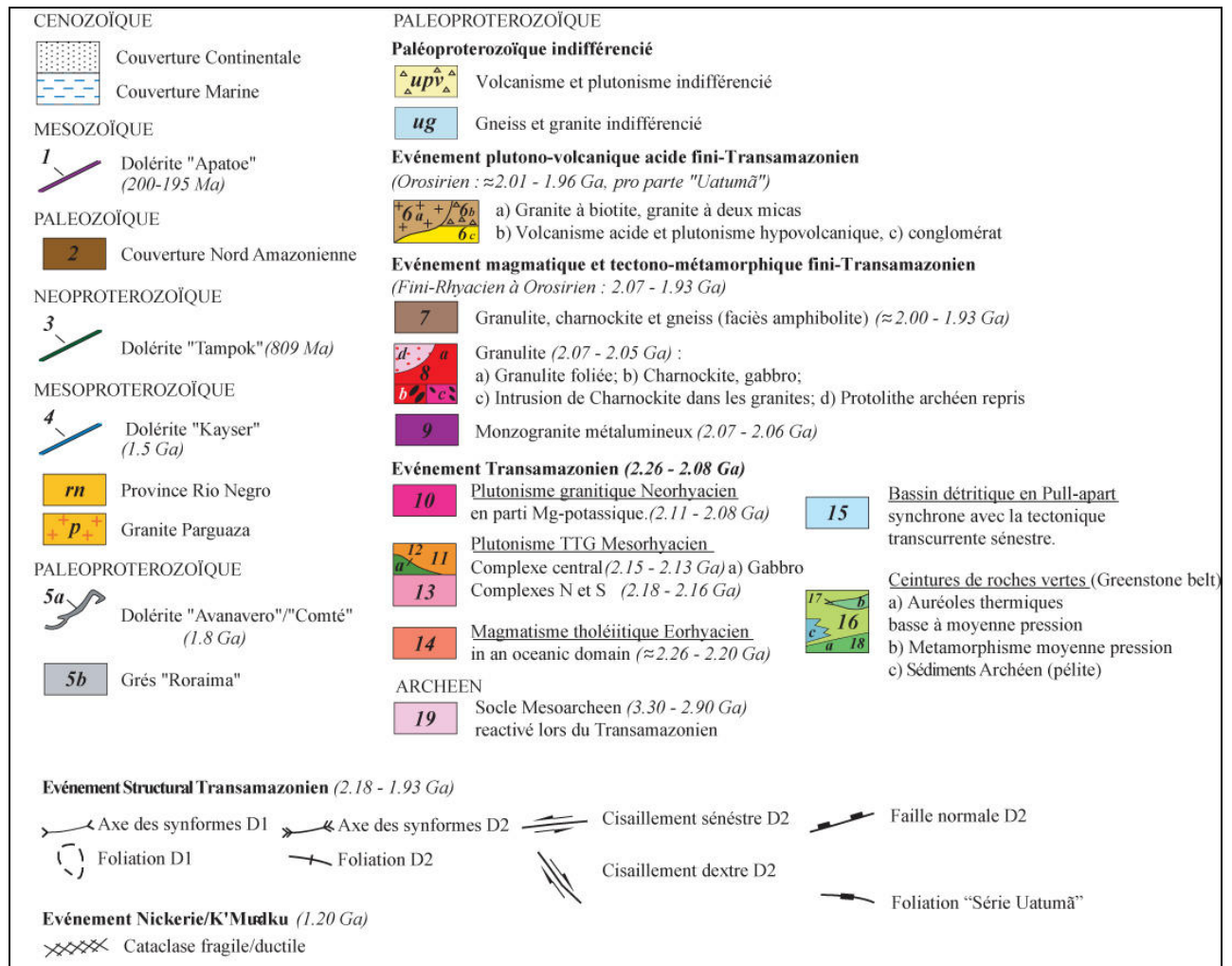


Figure II.5b : Légende du schéma structural du bouclier des Guyanes (Fig.II.5) d'après Delor et al., 2003.

II.2. Géologie de la Guyane Française

La Guyane Française est située dans la partie est du bouclier des Guyanes entre 2 et 6 degrés de latitude nord. Elle est principalement constituée de terrains d'âge rhyacien et orosirien (2.2 à 2.0 Ga) comprenant pour l'essentiel des granitoïdes et des terrains volcano-sédimentaires épi- à mésozonaux. Sa structuration est rapportée à l'événement tectono-métamorphique transamazonien. (Milesi et al., 1995 ; Vanderhaeghe et al., 1998 ; Delor et al., 2003).

Pour présenter la géologie guyanaise, nous nous appuyerons sur un ensemble de données lithologiques et géochronologiques qui ont permis de distinguer plusieurs unités géologiques (Choubert, 1965,1974 ; Milesi et al., 1995 ; Vanderhaeghe et al., 1998 ; Delor et al., 2003).

La figure II.6 présente la dernière édition de la carte géologique de la Guyane (Delor et al., 2003). Par la suite nous allons présenter les différentes unités lithologiques de la Guyane.



Figure II.6 : Carte géologique de la Guyane Française au 1/500 000 d'après Delor et al., 2003

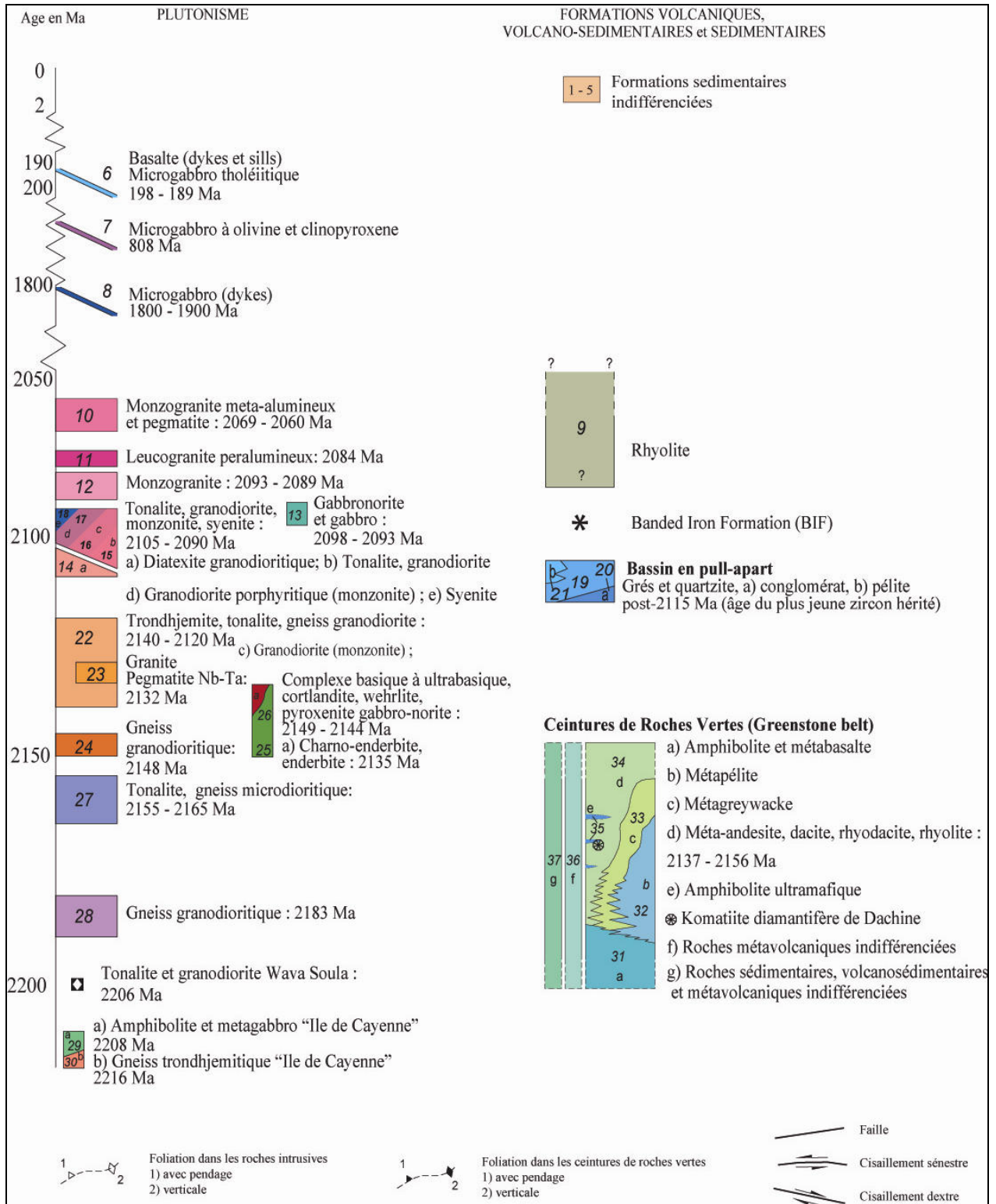


Figure.II.6b : Légende de la carte géologique de la Guyane Française au 1/500 000 d'après Delor et al., 2003.

II.2.1. Série de « l'Ile de Cayenne »

La série de « l'Ile de Cayenne », située le long de la côte Atlantique, porte en son sein les roches les plus vieilles de Guyane (2208 ± 12 Ma (Delor et al., 2003) et 2216 ± 4 Ma (Vanderhaeghe et al., 1998)), témoins des premiers stades de l'orogénèse transamazonienne en Guyane Française. La série de « l'Ile de Cayenne » comprend des gneiss amphibolitiques, des trondhjémites, des métagabbros, des amphibolites, et des gneiss leucocrates à quartz-plagioclase. L'ensemble est fortement métamorphisé et présente des zones de migmatitisation. Cette série représenterait un équivalent fortement métamorphique des formations volcaniques de la « Série de Paramaca » (Egal et al., 1994).

Ces roches sont interprétées pour l'essentiel comme une association de roches magmatiques (trondhjémites) et de roches volcaniques et volcano-clastiques provenant de « la cristallisation fractionnée » d'un magma tholéitique comparable à un MORB actuel (Milesi et al., 1995 ; Vanderhaeghe et al., 1998).

II.2.2. Les roches plutoniques de Guyane Française

Les roches plutoniques, essentiellement des Trondhjémites, Tonalites et Granodiorites (TTG) recouvrent environ 60% du territoire guyanais. Anciennement, les granitoïdes étaient définis suivant deux terminologies correspondant à deux épisodes plutoniques: les granites guyanais et les granites caraïbes (Choubert, 1974 ; Marot et al., 1983 ; Milesi et al., 1995). Vanderhaeghe et al. (1998) ont été les premiers à abandonner cette division en montrant une homogénéité chimique et chronologique des granitoïdes. Ils proposent de reconnaître trois grands complexes magmatiques pour la Guyane :

- Le complexe de l'Ile de Cayenne (CIC).
- Le complexe central Guyanais (CCG).
- Le complexe Sud Guyanais (CSG).

Delor et al. (2003), en se basant sur de nouvelles données géochronologiques et géochimiques, proposent une classification différente des ensembles magmatiques :

- Deux domaines TTG distincts d'âge Méso-Neorhyacien ($2.18-2.16$ Ga et $2.15-2.13$ Ga)
- Un domaine granitique d'âge Neorhyacien ($2.11-2.08$ Ga)

a) Domaine Tonalite Trondhjémite Granodiorite (TTG)

Delor et al. (2003), en se basant sur la distribution des âges du magmatisme TTG, proposent de reconnaître deux domaines distincts au sein de l'ensemble des TTG, avec leur propre répartition géographique. La plupart des âges entre 2.18 et 2.16 Ga sont obtenus sur des

granitoïdes situés au nord et au sud de la Guyane Française : ces granitoïdes constituent « le domaine TTG nord et sud ». Alors que les âges entre 2.15 et 2.13 Ga sont principalement issus de granitoïdes situés au centre de la Guyane Française : ils constituent « le domaine central TTG ».

- Le domaine TTG nord et sud (2.18-2.16 Ga):

Dans la littérature, ce domaine TTG correspond au Complexe sud Guyanais, ainsi qu'à une partie du complexe de l'île de Cayenne (Vanderhaeghe et al., 1998 ; Delor et al., 2001).

Le domaine TTG nord, fortement migmatitique, est globalement parallèle à la côte atlantique de direction WNW-ESE. Il est reconnu depuis la région de Cayenne jusqu'aux secteurs frontaliers avec le Surinam (Fig.II.7). Ce domaine de TTG fut anciennement dénommé « domaine de Laussat », en référence à une carrière située à proximité de la rivière Laussat (Delor et al., 2003).

Dans le domaine TTG sud (anciennement nommé domaine Tamouri (Marot, 1988)), les roches sont principalement des tonalites et des trondhjémites, souvent migmatitiques. Elles sont associées à des gneiss à biotite, grenat et sillimanite.

Dans l'ensemble du domaine TTG sud et nord, les tonalites sont principalement composées d'oligoclase, amphibole, biotite, chlorite, quartz et des oxydes. Les trondhjémites ont une paragenèse à oligoclase, biotite, muscovite, chlorite, feldspath potassique (microcline), épidote, sphène et quartz (Choubert. 1974 ; Marrot, 1988 ; Delor et al., 2003).

- Le domaine central (2.15-2.13 Ga):

Dans la littérature, ce domaine correspond au « Complexe Central Guyanais » (Choubert, 1974 ; Milesi et al., 1995). Ce domaine est un batholithe, composé principalement de granodiorite et de tonalite (Fig.II.8). D'un point de vue minéralogique, ces roches sont constituées principalement de plagioclase, quartz, biotite, et amphibole. Le feldspath potassique (microcline) est rare mais peut être modérément développé (Choubert, 1974 ; Delor et al., 2003). Associé à cet épisode de TTG, des termes basiques à ultrabasiques (gabbros dominants) et localement intermédiaires (diorites) se mettent en place à 2.15 Ga ; ils sont synchrones du magmatisme TTG mésorhyacien. Ces termes basiques sont définis comme la suite Tampok. Ils sont en volume plus important en limite sud du domaine TTG central, plus exactement au sein des formations volcano-sédimentaires qui le bordent. Ils sont connus en moindre proportion au cœur du domaine TTG central ainsi qu'au nord de la Guyane (Massif du Mahury)

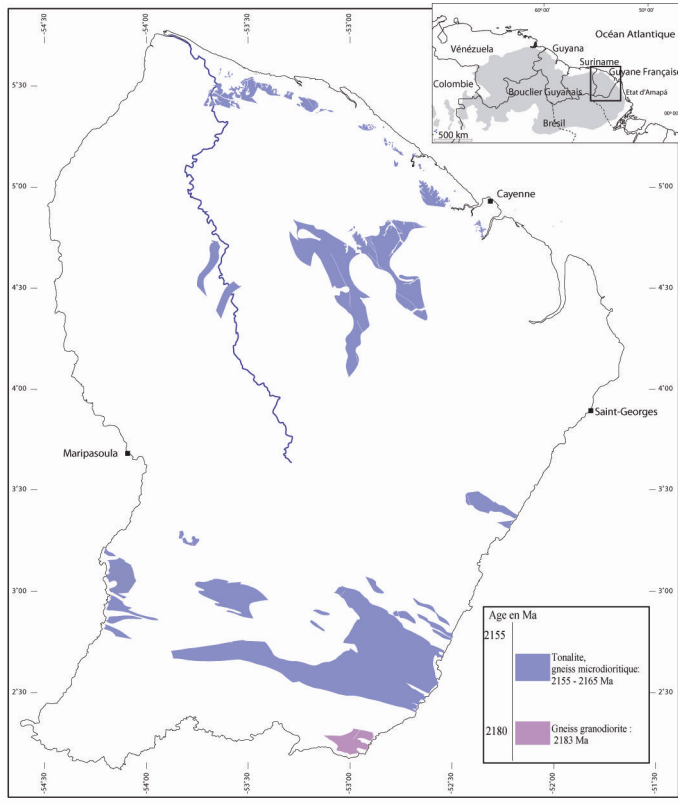


Figure II.7 : Carte de localisation des domaines TTG nord et sud (2.18-2.16 Ga) d'après la carte géologique de la Guyane Française (Delor et al., 2003).

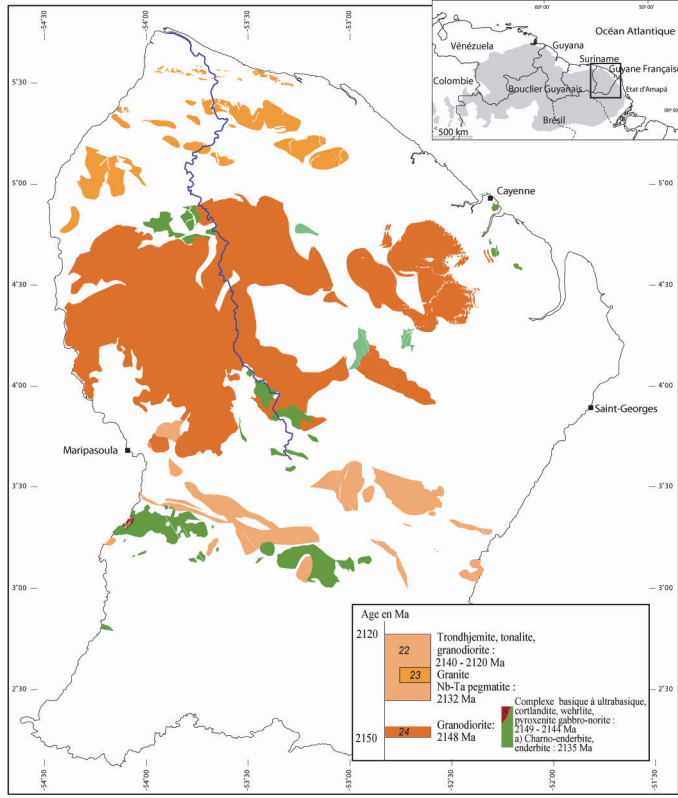


Figure II.8 : Carte de localisation du domaine TTG central (2.15-2.13 Ga) d'après la carte géologique de la Guyane Française (Delor et al., 2003).

b) Granites d'âge Neorhyacien (2.11-2.08Ga)

Ce magmatisme granitique, initialement défini comme « Caraïbe » (Choubert, 1974) et les intrusions gabbroïques associées se mettent en place vers 2.11-2.08 Ga (Delor et al., 2003). La suite de granites et les migmatites associées sont bien développées dans la partie sud-ouest de la Guyane et dans la partie centrale orientale (Fig.II.9). Cet épisode granitique est représenté par des granites fini-à post-tectoniques riches en potassium et d'affinité calco-alcaline (Milesi et al., 1995). La paragenèse typique de ces granites est constituée de feldspath potassique (microcline et oligoclase perthitique), quartz, plagioclase, biotite verte, amphibole verte, et sphène.

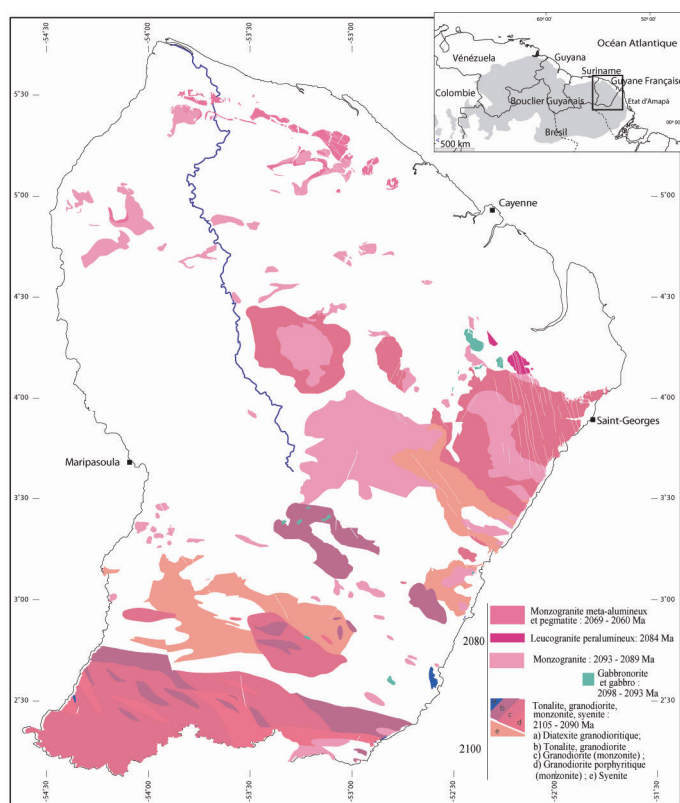


Figure II.9 : Carte de localisation du magmatisme granitique d'affinité calco-alcaline (2.11-2.08 Ga) d'après la carte géologique de la Guyane Française (Delor et al., 2003).

II.2.3. Ceintures de roches vertes – Formations volcano-sédimentaires « Paramaca/Armina »

Les ceintures de roches vertes se répartissent en Guyane Française sur deux zones restreintes d'extension Est-Ouest (Fig.II.10). Une se situe au nord du domaine TTG central (la Ceinture Nord Guyanaise (CNG)), la seconde se situant au sud du même domaine de TTG (la Ceinture Sud Guyanaise (CSG)) (Nomade, 2001).

Les principales lithologies rencontrées au sein des ceintures de roches vertes sont :

-des *méta-volcanites indifférenciées* : Elles sont principalement constituées de laves et de pyroclastites avec des compositions très variables reflétant la nature hétérogène des roches mère (Egal et al., 1994 ; Milesi et al., 1995).

-des *méta-volcanites intermédiaires à acides* : Ces méta-volcanites sont principalement des méta-andésites pyroclastiques présentant une texture microlithique préservée malgré le métamorphisme de bas degré. Des phénocristaux de plagioclase (en latte ou en agrégat) et des minéraux ferro-magnésiens (sans doute des pyroxènes) dans une matrice quartzo-feldspathique, représentent la paragenèse primaire. Une seconde paragenèse métamorphique est observée : les plagioclases sont déstabilisés en feldspath sodi-potassique, les phases Fe-Mg sont déstabilisées et donnent de la chlorite, de l'épidote et de l'actinote.

-des *amphibolites et metabasaltes* : Ces unités ont été décrites par Marot (1988) principalement dans la partie sud des ceintures de roches vertes (entre 3° et 3°30 de latitude). La paragenèse typique est composée d'hornblende verte, d'augite et de plagioclase dans une matrice à plagioclase, épidote, biotite, sphène et calcite (Marot, 1988). Une seconde paragenèse à actinolite, feldspath K-Na, épidote et quartz se développe et indique des conditions métamorphiques correspondant en terme de condition P-T au faciès schiste vert. Ce métamorphisme est associé à des zones de cisaillements ductiles (Delor et al., 2003).

Selon Gruau et al., (1985), toutes ces laves basiques seraient des tholéiites océaniques.

-des laves ultra-basiques, principalement des komatiites : Ces roches sont souvent associées à des amphibolites et des schistes amphibolitiques. Ces laves présentent une texture granoblastique et elles sont constituées par l'association minérale trémolite – clinocllore (Marot et al., 1983). D'un point de vue géochimique, ces laves ont des compositions de komatiite mantellique (péridotite), cependant aucune texture spinifex n'est observée.

-des *métasédiments et roches métavolcano-sédimentaires* : Ces métasédiments sont reconnus dans les parties nord et sud des ceintures de roches vertes. Dans la partie nord, les formations sont constituées par une alternance de grés, de grauwackes, et de pélites. Les pélites correspondent aux schistes de l'Orapu décrit par Choubert (1974), alors que les grés correspondent à la formation de Bonidoro d'après la classification de Choubert (1974). Des intercalations volcaniques, principalement des tufs, dans les pélites indiquent une activité volcanique. Ces roches présentent un métamorphisme de bas degré et localement à proximité des plutons granitiques, des auréoles de métamorphisme de contact à biotite et andalousite se développent.

Dans la branche sud des ceintures de roches vertes, les métasédiments présentent un métamorphisme de plus haut grade. Les roches sont principalement des gneiss à grenat-biotite avec apparition de sillimanite. Les lithologies plus basiques sont des gneiss à amphibole et deux micas.

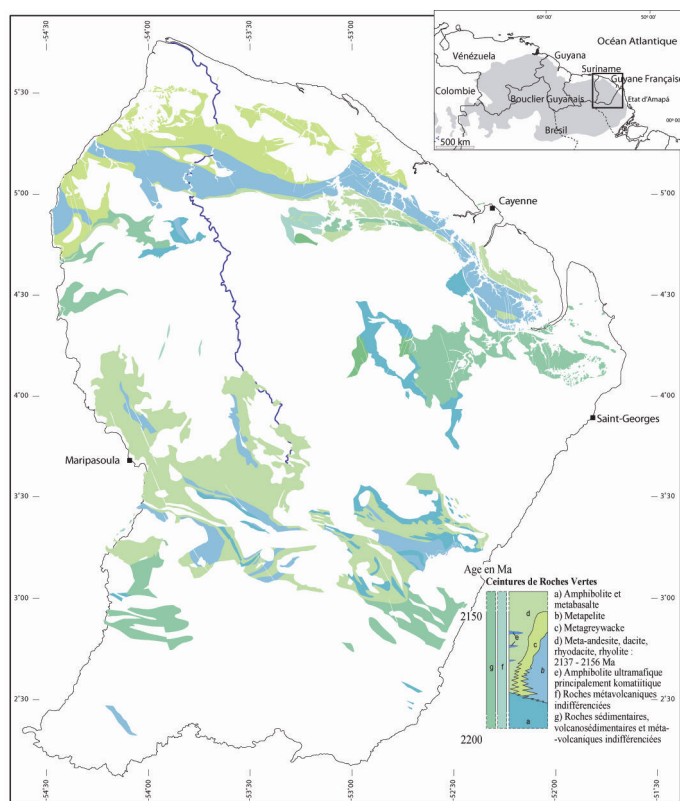


Figure II.10 : Carte de localisation des ceintures de roches vertes associées au TTG d'après la carte géologique de la Guyane Française (Delor et al., 2003).

II.2.4. L'ensemble détritique supérieur (EDS)

Cette formation, aussi appelée « Bonidoro » (Choubert, 1974), définie comme EDS par Milesi et al. (1995), est présente dans une succession de bassins situés au nord du domaine TTG central (Fig.II.11). La formation de Rosebel est l'équivalent de l'EDS au Surinam (Bosma et al., 1983).

L'EDS est composé de grès, de quartzites et de conglomérats mono- à polygéniques, reflétant des conditions de dépôts fluviaux (Vinchon et al., 1988 ; Ledru et al., 1991 ; Manier, 1992 ; Manier et al., 1993) . La nature des clastes dans les conglomérats indique des sources variées (siltite, grès, grauwacke, et granitoïde). L'épaisseur de l'EDS est considérable, environ 5000 mètres dans la partie ouest du bassin de la Mana. Ces bassins sont interprétés comme des bassins en « pull-apart » formés dans un contexte décrochant sénestre (Ledru et al., 1991 ; Egal et al., 1992).

Le métamorphisme de L'EDS est caractérisé par une association chloritoïde et disthène. Milesi et al., (1995) interprètent cette association comme le résultat d'un métamorphisme prograde culminant à 550-600°C et 5-6 kb (Tegyey, 1993). Dans le diagramme NaK⁻¹ (Chatterjee and Froese, 1975), Delor et al., (2003) déterminent que la pression pour l'EDS est inférieure ou égale à 4 kb et les conditions de température sont estimées à moins de 550°C (absence de staurotite). Delor et al., (2003) proposent pour l'EDS l'interprétation suivante : i) enfouissement faible dans les conditions P-T de stabilité de l'andalousite ; ii) refroidissement isobarique dans le champ de stabilité du disthène ; iii) exhumation finale dans le champ de stabilité du disthène.

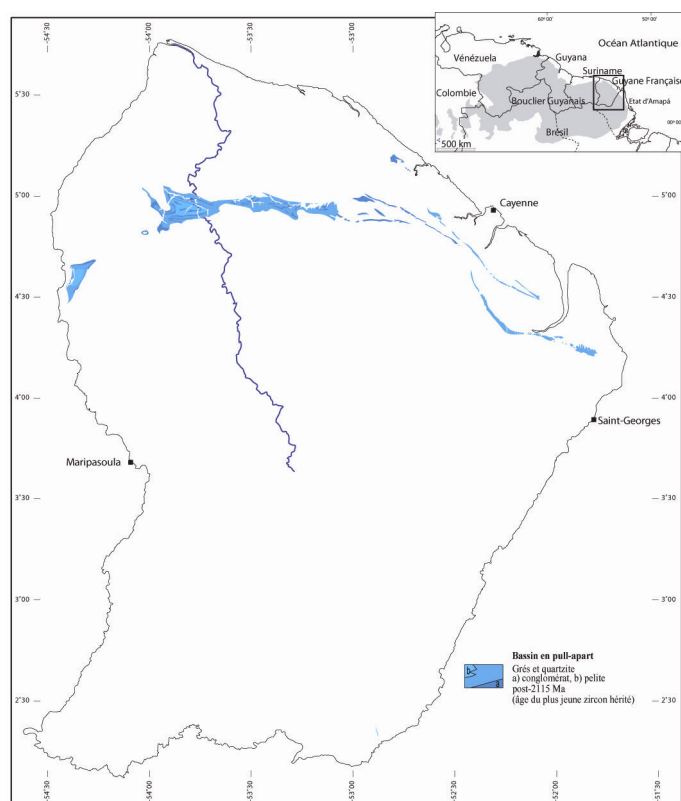


Figure II.11 : Carte de localisation de l'ensemble détritique supérieur (EDS) d'après la carte géologique de la Guyane Française (Delor et al., 2003).

II.2.5 Rhyolites des « Monts Belvédère »

Les rhyolites dans les Monts Belvédère, à l'ouest de la rivière Mana, correspondent à l'unité rhyolitique supérieure cartée par Barruol et al. (1978). Ces auteurs proposent que cette unité soit intégrée aux ceintures de roches vertes. Delor et al. (2003), en se basant sur l'absence de déformation et la discordance observée avec les méta-volcanites, proposent d'individualiser ces rhyolites et de les considérer plus jeunes (~2090 Ma) que les ceintures de roches vertes.

II.2.6. Dolérites

Les dykes de dolérites affleurant en Guyane Française sont principalement observables le long de la côte atlantique et sont à mettre en relation avec la « CMAP » (Central Magmatic Atlantic Province) (Courtillet et Renne, 2003) laquelle se met en place à la limite trias – jurassique lors du démantèlement de la Pangée et de l’ouverture de l’océan atlantique. Nomade et al., (2000) mettent en évidence deux épisodes de dykes entre 190 et 200 Ma. Parallèlement à ces occurrences mésozoïques, des générations de dykes NNE-SSW paléoprotozoïques (≥ 1.8 Ga) et NW-SE néoprotozoïques (809 Ma) ont été identifiées respectivement par datation Ar-Ar et K-Ar, ainsi que par leur signature paléomagnétique (Nomade, 2001 ; Nomade et al., 2000).

II.2.7. Régimes thermotectoniques

L’évolution thermotectonique de la Guyane Française peut être décrite suivant deux principaux événements : D1 et D2 (Delor et al., 2003). D’un point de vue pétrologique, les gradients métamorphiques lors des événements D1 et D2 sont typiques des conditions de basse à moyenne pression. L’événement D2 est caractérisé par un trajet P-T antihoraire dans les ceintures de roches vertes.

La fig.II.12 synthétise l’évolution P-T des ceintures de roches vertes.

Il apparaît que le métamorphisme des événements D1 et D2 est principalement lié au plutonisme TTG et granitique, avec la présence d’auréoles de contact, dans un contexte global d’épaississement crustal faible à modéré (Delor et al., 2003).

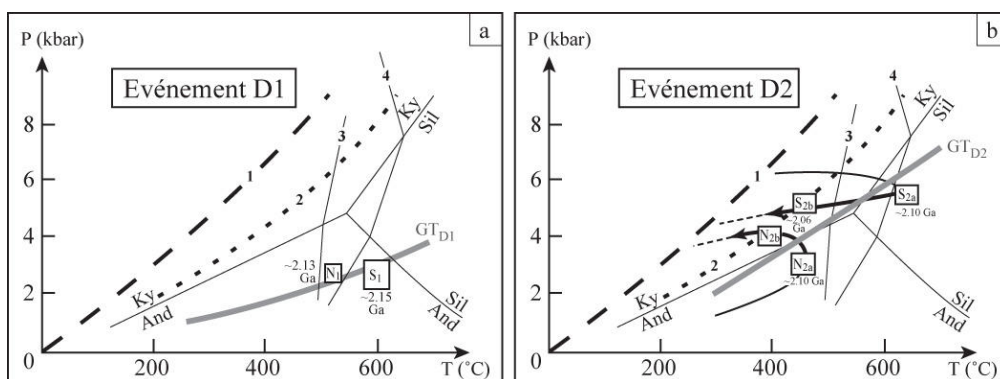


Figure II.12 : Evolution P-T des formations métasédimentaires de Guyane respectivement pour l’épisode D1 (a) et l’épisode D2 (b) d’après Delor et al., (2003). Les réactions 1 et 2 font référence aux géothermes stables actuels (1) et de type archaïque (2) de Lambert (1976). Les réactions d’apparitions du staurotide à partir du chloritoïde (3) et de déstabilisation du staurotide (4) sont de Powell et al. (1998), de même que le champ de stabilité de andalousite/disthène/sillimanite (And/Ky/Sil). Pour l’évènement D1 les abréviations N et S dans les boîtes P-T se réfèrent respectivement aux domaines Nord et Sud des ceintures de roches vertes. Pour l’évènement D2, S se réfère au domaine sud de ceinture de roches vertes alors que N concerne spécifiquement les bassins détritiques du domaine nord.

II.2.8. Origine et source des formations guyanaises

Les valeurs $\varepsilon_{(Nd)t}$ positives à la fois dans les métavolcaniques et métagrauwackes des ceintures de roches vertes et dans les TTG, confirment le caractère juvénile des complexes TTG-ceintures de roches vertes et excluent pour leur formation la participation significative d'une croûte pré-transamazonienne. Aucune relique de continent archéen n'a été reconnue en Guyane Française. Les preuves d'une croûte archéenne sont uniquement mises en évidence pour des métapélites avec des valeurs $\varepsilon_{(Nd)t}$ négatives, et avec des âges compris entre 3,19-2,77 Ga pour des zircons détritiques échantillonnés dans les ceintures de roches vertes. Quelques granites du nord et du sud-est de la Guyane Française ont des zircons hérités aussi vieux que 2,71 Ga.

II.3 Le transamazonien en Guyane Française

Deux modèles d'évolution géodynamique de la Guyane Française ont été récemment proposés.

1) Vanderhaeghe et al., (1998) proposent un modèle d'évolution structurale et géodynamique de la partie nord du craton guyanais. Ce modèle évolutif comprend un stade précoce de type archaïque et un second stade de type collisionnel (Fig.II.13).

2210 à 2170 Ma : mise en place de formations volcaniques à signature komatiitique (amphibolo-schistes) puis tholéiitique (basaltes) dans un contexte similaire à celui à l'origine des croûtes océaniques actuelles ou d'un bassin arrière-arc

2180 à 2110 Ma : début de l'accrétion, marquée par la formation d'arcs volcaniques (tufs et pyroclastiques). La formation de ces arcs est associée à de multiples intrusions de tonalite, trondjémite et granodiorite. La formation d'arcs débute au Nord (CIC) et se poursuit vers le Sud (CCG puis CSG). Cette succession d'événements plutoniques est suivie par le dépôt des flyschs d'Armina. Ces dépôts sédimentaires correspondent au début de la tectonisation et à l'érosion des ensembles volcano-clastiques et plutono-volcaniques (phase D1).

2100 à 2090 Ma : phase majeure de tectonisation (D1) puis d'amincissement crustal, responsable de la structuration de l'ensemble volcanique Paramaca et sédimentaire d'Armina. Cette phase D1 est pénée-contemporaine des intrusions granitoïdiques potassiques à signature calco-alcaline. La tectonique D1 est caractérisée sur le terrain par des schistosités très pentées et pénétratives. Cette phase s'exprime en outre au Nord par un raccourcissement sub-horizontal sans chevauchement mais soulignée par de grands décrochements sénestres (ouverture du sillon nord guyanais). Les bassins en « pull-apart » formés dans ce contexte

sont rapidement comblés par l'érosion des complexes plutoniques calco-alcalins (conglomérat et grès du Bonidoro).

2080 à 2000 Ma : collision oblique (tectonique D2) entre les différents complexes plutoniques formés. Cette phase tectonique est synchrone de la fin des dépôts grésos-conglomératiques du Bonidoro dont elle contrôle la géométrie. Les contraintes exercées sont accommodées par l'extrusion latérale de blocs vers le Sud-Ouest (zone de la Conté) et par des chevauchements localisés dans les parties nord-est et sud de la Guyane Française (Jégouzo et al., 1990). Cette phase est associée à la mise en place de leucogranites et pegmatites issus de la fusion de la croûte continentale (Vanderhaeghe et al., 1998).

Ce premier modèle d'évolution est basé uniquement sur des données géologiques recueillies dans la partie nord-est de la Guyane Française lors de la réalisation de la synthèse métallogénique entre 1991 et 1995 (Milesi et al., 1995).

2) Le brgm, dans le cadre de la nouvelle carte au 1/500000^{smc} (Delor et al., 2003), a acquis une grande quantité de nouvelles données structurales et géochronologiques, dans le sud et le nord-ouest de la Guyane. Sur la base de ces nouvelles données, Delor et al. (2003) proposent un modèle d'évolution de l'orogénèse transamazonienne en termes de croissance crustale multi-étapes, prenant en compte des processus de recyclage archéen ainsi que des processus d'accrétion juvénile et de réactivation thermotectonique au Paléoprotérozoïque (Fig.II.14). Cette évolution transamazonienne débute par la formation d'une croûte océanique juvénile à 2,26-2,20 Ga, comme en témoignent l'âge éorhyacien de cristallisation des ferrogabbros (2208 ± 12 Ma ; Delor et al., 2003) de la pointe des Amandiers dans le Complexe de l'Île de Cayenne, et les âges de zircons hérités dans des termes plutoniques et sédimentaires déformés et métamorphisés (Vanderhaeghe et al., 1998).

De 2,18 à 2,13 Ga, un magmatisme de type tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) se développe de façon prédominante, contemporain des ceintures de roches vertes (dépôt de formations volcano-sédimentaires). Cet événement est interprété comme un magmatisme plutono-volcanique d'arc multi-étapes d'âge mésorhyacien, situé à l'aplomb d'une zone de subduction à plongement sud. Cette zone de subduction résulte de la convergence des blocs archéens africain et amazonien pendant une phase de déformation nommée D1. La distribution géographique des différentes intrusions de TTG au cours du temps reflète globalement la géométrie de cette zone de subduction :

- une première génération de TTG migmatitiques, datée à 2,18-2,16 Ga, affleure au Nord et au Sud de la Guyane Française (complexe de Laussat et de Tamouri)

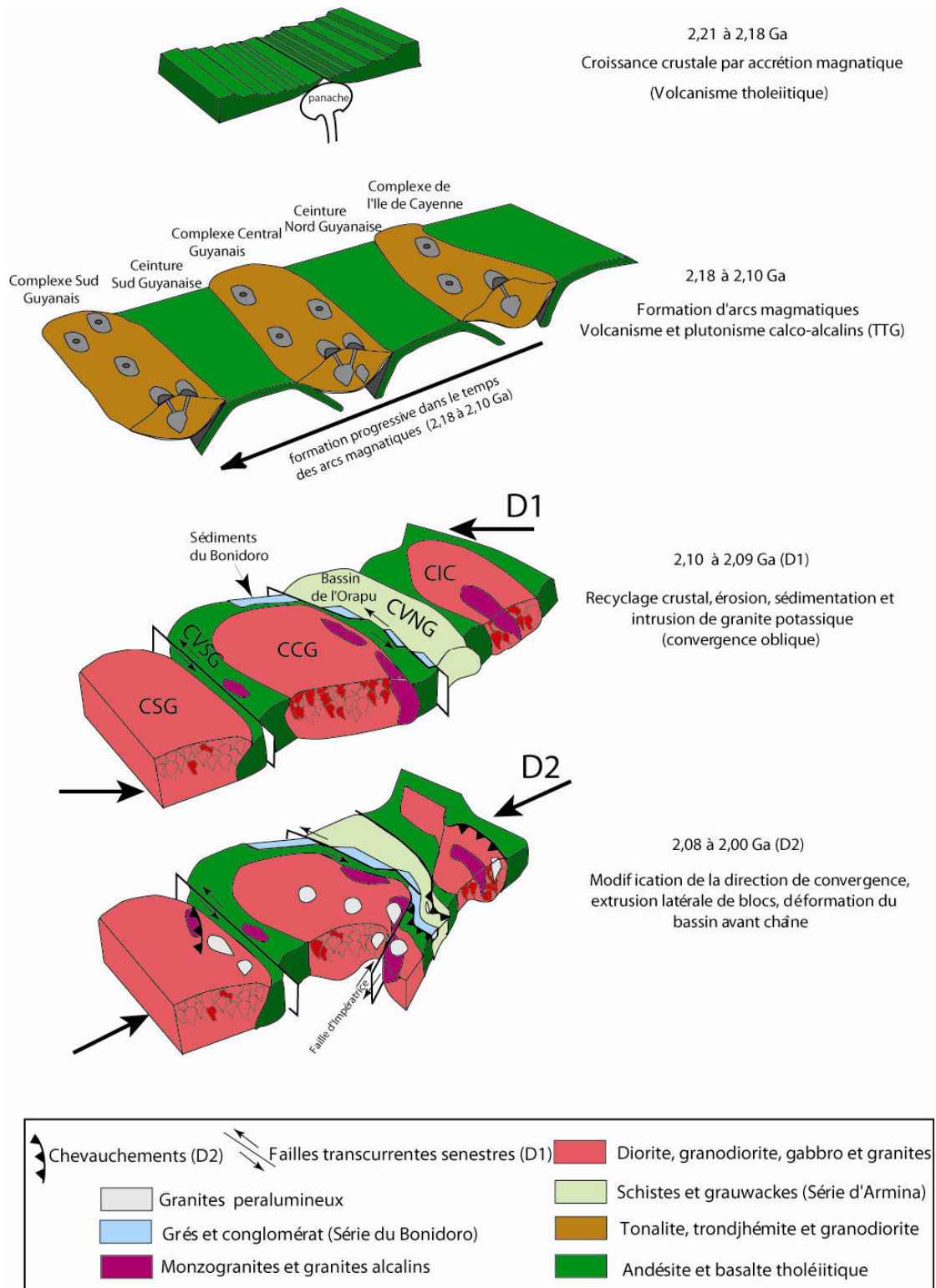


Figure II.13 : Modèle d'évolution géodynamique de la Guyane Française d'après Vanderhaeghe et al., (1998).

- Une seconde génération de TTG, datée à 2,15-2,13 Ga, affleure au centre de la Guyane Française correspondant au complexe TTG central de Guyane (Delor et al., 2003).

Le caractère synchrone du dépôt des ceintures de roches vertes vis-à-vis de ce magmatisme TTG est démontré par l'âge de mise en place de termes volcaniques entre 2,16 et 2,14 Ga. Notamment, le magmatisme basique à ultrabasique de la suite Tampok daté à 2,15 Ga. Un métamorphisme de type basse pression est associé à la phase D1, comme en témoignent les paragenèses symptomatiques à andalousite du Nord et du Sud de la Guyane.

Un magmatisme granitique et en moindre proportion, des intrusions basiques, se mettent en place vers 2,11- 2,08 Ga, et témoignent de la fermeture des bassins d'arc volcanique, avec une évolution du contexte de subduction initial vers un processus de coulissage sénestre des blocs continentaux convergents (D2a). L'âge de cet événement D2a est calé par une veine de granite syntectonique datée à 2098 ± 2 Ma. Au nord de la Guyane Française, l'ouverture de bassins tardifs détritiques, le long de la bordure nord du complexe TTG central (bassins en "pull-apart") caractérise cet épisode tectonique transcurrent sénestre .

Un événement migmatitique synchrone avec le magmatisme à 2,11- 2,08 Ga est déterminé par l'âge à $\sim 2,10$ Ga de zircons et de monazites prélevés dans les TTG migmatitiques du nord et du sud de la Guyane Française. L'existence de zircons et de monazites hérités d'âges compris entre 2,19-2,17 Ga confirme que les migmatites sont issues de la fusion des TTG et des ceintures vertes.

Un épisode tectonique D2b est mis en évidence par la datation U-Pb de monzogranites métalumineux à 2,08-2,06 Ga, se mettant en place le long de grands couloirs transcurrents dextres de direction WNW-ESE, et qui recoupent les bassins en "pull-apart" formés lors de l'événement D2a. Un métamorphisme « antihoraire » de type basse-pression à moyenne-pression est enregistré dans les bassins détritiques et reflète l'absence d'épaississement crustal significatif dans les métasédiments. Il est interprétable comme la conséquence d'un gradient thermique anormalement élevé pendant une phase d'enfouissement, auquel succède un refroidissement isobare dans le champ de stabilité du disthène. Une telle signature métamorphique, ainsi que l'abondant magmatisme granitique produit par la fusion des TTG et ceintures de roches vertes à des pressions modérées, seraient liés à des processus de remontée mantellique en réponse à un étirement crustal prolongé.

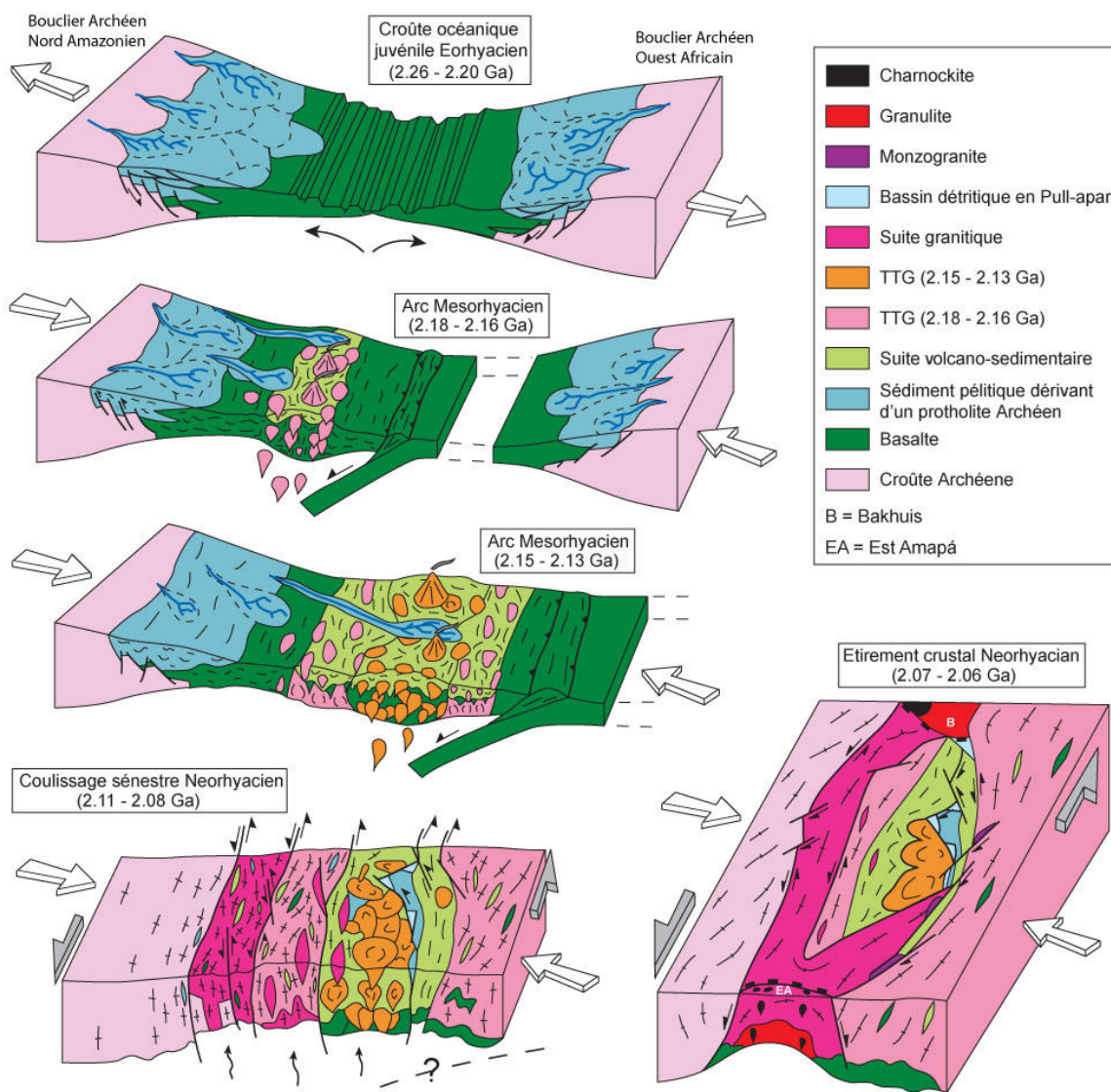


Figure II.14 : Modèle d'évolution géodynamique de la Guyane Française d'après Delor et al., (2003).

II.4. Problématique de l'étude

Ces deux modèles présentent de larges différences, le modèle le plus récent proposé par Delor et al., (2003) bénéficie d'une quantité plus importante de données par rapport au modèle de Vanderhaeghe et al., (1998). Les programmes de datation et les analyses géochimiques, conduits par le brgm, ont permis de mieux caractériser les différentes lithologies et ainsi de mieux affiner le modèle d'évolution géodynamique. Cependant les connaissances sur la géologie guyanaise restent encore assez limitées, principalement en raison de la couverture latéritique et de la présence de la forêt équatoriale et beaucoup de données proviennent des campagnes aéroportées (Delor et al., 1998) dont l'interprétation n'a pas toujours été validée

sur le terrain. Il faut donc considérer ces modèles comme des premières ébauches, et garder à l'esprit que l'acquisition de nouvelles données permettra d'affiner le modèle géodynamique.

Même si depuis la dernière décennie les études géochronologiques ont été nombreuses, il reste encore beaucoup d'incertitude quant à l'âge des différentes formations.

L'étude géochronologique (U-Pb) menée lors de ce travail a pour objectif d'établir avec précision l'âge des différentes unités ainsi que leur chronologie respective. Une meilleure connaissance des âges des différentes formations permettra de mieux contraindre l'événement transamazonien. Une étude géochimique (éléments majeurs et éléments en trace) des différents granitoïdes est couplée à l'étude géochronologique (U-Pb). La caractérisation géochimique des différents granitoïdes a pour but de contraindre les processus géodynamiques générant ces granitoïdes.

La mise en parallèle des âges U-Pb des granitoïdes et des contextes géodynamiques déduits de la géochimie permettra d'affiner les modèles d'évolution pour l'événement transamazonien en Guyane Française.

Un autre objectif de cette étude est de contraindre le comportement thermique des différentes unités après leur mise en place en déterminant leurs trajectoires respectives de refroidissement et en les comparant entre elles.

Notre étude sur le Transamazonien s'intéresse à la question clé des domaines paléoprotérozoïques, qui est de définir quels types de processus étaient actifs à cette époque ? Le Paléoprotérozoïque constitue une période transitoire entre la période archéenne dominée par des processus archaïques et une période récente caractérisée par des processus modernes.

L'objectif principal de ce travail est donc de mieux définir le Transamazonien tant d'un point de vue géochronologique que géodynamique et d'essayer de proposer un éclairage sur la transition des processus au Paléoprotérozoïque.

Chapitre III

Méthodologie

III.1 Introduction

Dans ce chapitre, nous présentons les différentes méthodes géochronologiques mises en œuvre dans le cadre de ce travail.

Une notion fondamentale en géochronologie est l'existence d'une systématique dans l'ordre de fermeture des différents couples isotopiques, cette fermeture correspondant au moment où l'échantillon se comporte en système clos vis-à-vis de l'isotope radiogénique (Jäger, 1967). Dodson (1973) apporta un formalisme mathématique à cette fermeture et introduisit la notion de température de fermeture T_c . Celle-ci correspond à la température atteinte lors du refroidissement de la roche à partir de laquelle les éléments fils radiogéniques ne diffusent plus hors du réseau cristallin des minéraux (Fig.III.1). Au-dessus de cette température, la diffusion volumique permettrait la migration sub-instantanée de ces éléments dans le milieu ambiant immédiatement après leur formation par désintégration radioactive. La température apparaît donc comme le facteur déterminant dans le déclenchement d'un chronomètre isotopique.

L'équation suivante de la température de fermeture a été proposée par Dodson (1973):

$$T_c = \frac{E/R}{\ln \left[\frac{\left(\frac{ARTc^2 D_0}{a^2} \right)}{\left(E \frac{dT}{dt} \right)} \right]} \quad \text{où } R \text{ est la constante des gaz parfaits, } E \text{ l'énergie d'activation du}$$

système, A un paramètre géométrique de diffusion, D_0 le facteur de fréquence (coefficient de diffusion D pour une température infinie), a une dimension de diffusion et dT/dt la vitesse de refroidissement. L'utilisation de plusieurs systèmes radiométriques, dont les caractéristiques de diffusion diffèrent en liaison avec une rétention variable des isotopes dans les réseaux cristallins, permet donc de retracer l'histoire thermique d'une roche.

L'établissement de courbes Température-temps ($T-t$) va ainsi permettre de contraindre le refroidissement d'une roche. On peut envisager différents cas de refroidissement : (1) le cas où le refroidissement s'effectue de manière relativement simple avec une fermeture successive des différents thermochronomètres. (2) le cas où la roche va être soumise à une ou plusieurs événements thermo-tectoniques importants capables de perturber un ou plusieurs systèmes isotopiques fermés au préalable. Dans le premier cas, les différents segments de la courbe de refroidissement vont permettre de caractériser différentes périodes aux modalités de

refroidissement différentes, et reflétant chacune des conditions thermotectoniques particulières. Dans le second cas, une partie plus ou moins importante de l'histoire thermique initiale va être effacée par la crise thermo-tectonique ultérieure. Débrouiller les trajectoires T-t suivies par les roches devient alors beaucoup plus délicat.

Ceci provient également du fait que les processus régissant la réouverture d'un système isotopique lors d'une telle crise sont complexes, car outre l'influence de la température, la déformation, les fluides, les phénomènes de recristallisation etc. peuvent avoir un rôle majeur sur la perte d'éléments radiogéniques. Dans ce cas, la détermination de l'âge perd en partie de sa signification thermochronologique (Villa, 1998) et l'utilisation de la notion de température de fermeture s'avère peu adaptée. Une étude au cas par cas est donc nécessaire pour comprendre quels paramètres contrôlent les migrations isotopiques dans ces situations particulières.

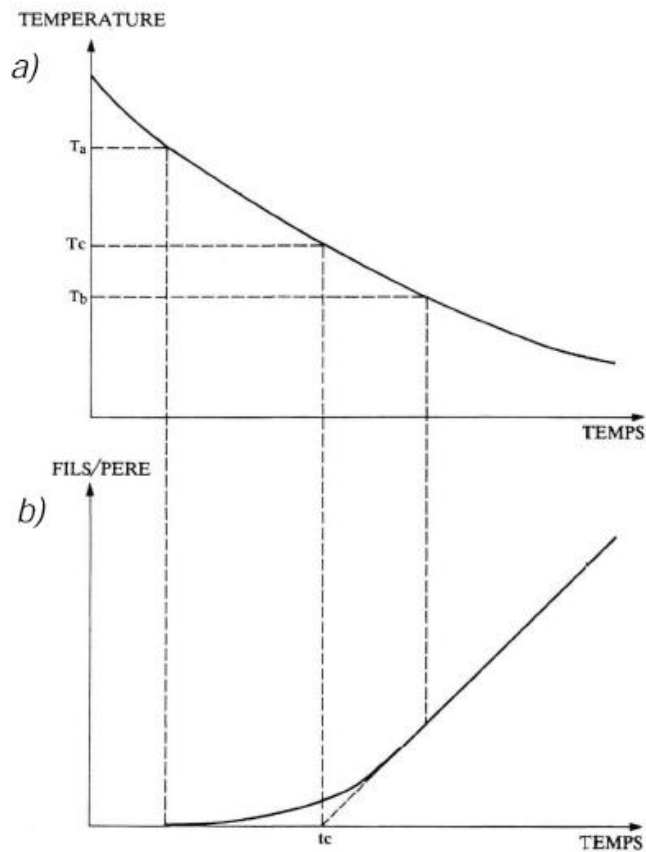


Figure III.1 : Notion de température de fermeture (T_c pour température closure) selon Dodson (1973). A) Courbe de refroidissement d'une roche. b) Courbe d'accumulation d'un isotope fils radiogénique au cours du refroidissement. T_a correspond à la température où l'isotope fils commence à s'accumuler dans le système. T_b correspond à la température où la fermeture devient totale. T_c qui est obtenue par extrapolation de la courbe d'accumulation vers l'axe des temps est la température de fermeture du système.

III.2 Géochronologie U-Pb (ICP-MS)

Cette méthode basée sur la désintégration de ^{238}U et ^{235}U en ^{206}Pb et ^{207}Pb respectivement (avec $^{238}\lambda = 1,55125 \cdot 10^{-10}$ et $^{235}\lambda = 9,8485 \cdot 10^{-10}$) permet de dater précisément la mise en place des plutons (tonalite, granodiorite, granite...) à partir des zircons. En effet, les températures nécessaires à la diffusion volumique du plomb hors du réseau cristallin du zircon sont supérieures à 900-1000° C (Cherniak et Watson, 2001), c'est à dire au dessus du solidus des magmas TTG et granitiques étudiés lors de ce travail.

III.2.1. Méthodologie et techniques analytiques

Les dispositifs d'ablation laser couplés à un ICP-MS (LA-ICP-MS: Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer) sont apparus au début des années 1990 dans le domaine des Sciences de la Terre. L'intérêt de la méthode réside dans sa capacité à obtenir des microanalyses *in situ*, avec un coût d'acquisition faible et une grande rapidité d'analyse. L'efficacité du LA-ICP-MS a été vérifiée en particulier dans le domaine de la géochronologie U-Pb, d'abord pour la mesure des rapports isotopiques Pb/Pb (avec une précision de 0.5 à 3 %)(Horn et al.,2000) et plus récemment pour la mesure des rapports Pb/U (avec une précision $\leq 5\%$) (Bruguier et al, 2001).

a) Principe général LA-ICP-MS

Le faisceau photonique généré par les atomes excités est dirigé puis focalisé sur la surface de l'échantillon par l'intermédiaire d'un jeu de lentilles (Fig.III.2). L'interaction entre les photons et l'échantillon permet de vaporiser les atomes ou les molécules qui le composent. L'ablation de l'échantillon se produit dans une cellule étanche, sous pression d'argon ou d'hélium, munie d'un hublot transparent à la longueur d'onde du laser. Le contrôle de l'ablation s'effectue en temps réel sur un moniteur à l'aide d'une caméra associée à un microscope optique.

L'aérosol est ensuite transféré depuis la cellule vers l'ICP-MS via un gaz de transport (argon). Les particules contenues dans l'aérosol sont alors ionisées par le plasma de L'ICP. Ces ions sont extraits du plasma par un système de vide différentiel, focalisés, puis séparés dans l'analyseur en fonction de leur rapport masse/charge (m/e). Enfin le détecteur convertit le faisceau ionique en un nombre qui sera traité par informatique pour fournir un résultat en coups par seconde (cps).

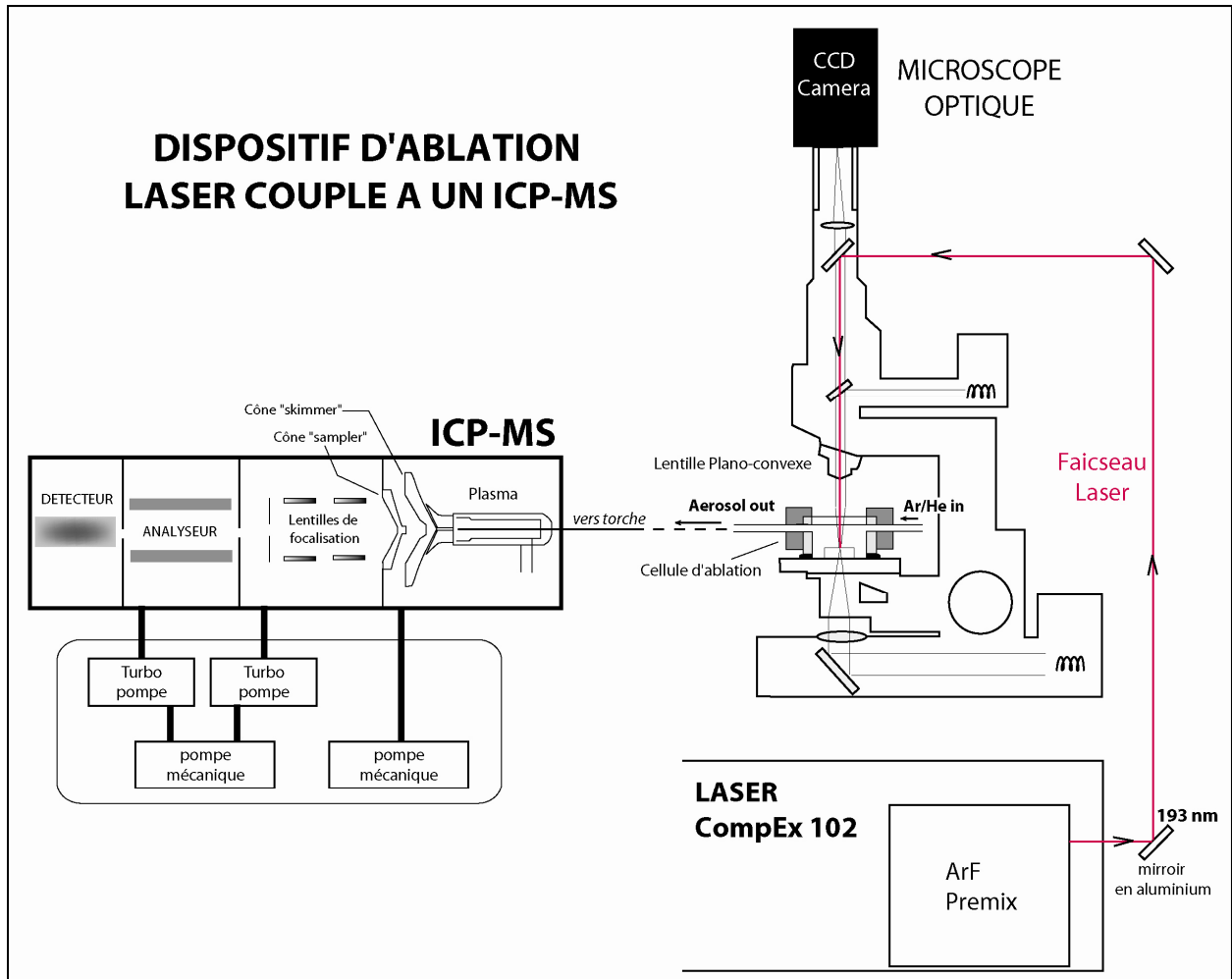


Figure III.2 : Dispositif d'ablation laser couplé à un ICP-MS d'après Dhuime (2003). Le faisceau laser est dirigé sur l'échantillon, ce dernier est ablaté dans une cellule étanche sous pression. Une caméra permet de suivre le processus d'ablation en temps réel. L'aérosol résultant de l'ablation est transféré via un gaz de transport en direction du plasma de l'ICP-MS dans lequel les constituants sont ionisés. Depuis le plasma les ions sont extraits, et séparés par l'analyseur en fonction de leur rapport charge/masse.

b) Techniques employées

- Préparation des grains :

Les grains de monazites et de zircons d'âges inconnus ainsi que les standards sont montés au sein d'un plot rempli de résine de type Epoxy puis polis afin d'exposer les parties centrales des cristaux.

- Déroulement d'une procédure :

Une session d'analyse laser commence par un alignement et une optimisation de la machine en mode liquide par l'intermédiaire d'une solution standard contenant 10ppb d'Indium.

Les ablations laser sur zircons ont été conduites en mode « Peak jumping », en mesurant les pics de ^{202}Hg , $^{204}(\text{Pb}+\text{Hg})$, ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th et ^{238}U . Une analyse dure 65 secondes et

commence par une phase de pré-ablation de 15 secondes afin d'éliminer le signal initial et ainsi augmenter la précision. Cette étape est suivie par une phase d'acquisition constituée d'une série de cinq cycles de mesures, l'ensemble de l'analyse durant environ 50 secondes. Nous avons décidé de suivre la procédure décrite ci-dessous, qui représente un bon compromis entre la rapidité d'analyse et la précision des résultats obtenus :

Un blanc de gaz – 2 standards – un blanc de gaz – cinq échantillons – un blanc de gaz – 2 standards – un blanc de gaz.

Les valeurs des blancs de gaz ont été moyennées et soustraites des standards et des échantillons afin de s'affranchir du bruit de fond.

Le calcul des âges à partir des rapports obtenus a été effectué à l'aide du logiciel Isoplot/Ex (Ludwig, 2000)

III.2.2 Principaux problèmes relatifs à l'ablation laser rencontrés en géochronologie U-Pb

Dans le domaine de l'ablation laser, la mesure des rapports Pb/Pb et Pb/U est perturbée par trois problèmes fondamentaux : les interférences, la discrimination de masse et le fractionnement inter-élémentaire. Ces phénomènes en se combinant sont capables de restreindre sérieusement l'exactitude et la précision des mesures (eg. Bruguier et al, 2001).

Ces phénomènes sont décrits dans le détail ainsi que les solutions pour les restreindre par Dhuime (2003).

III.3. Géochronologie $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

III.3.1 Fondements de la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Maluski, 1985 ; McDougall et Harrison, 1999)

La méthode Ar/Ar est une variante de la méthode K/Ar utilisant le potassium, un des éléments les plus abondants de la croûte terrestre. Le potassium possède trois isotopes naturels de masse 39, 40 et 41 en proportions constantes (Steiger et Jäger, 1977).

$$^{39}_{19}\text{K} = 93,2581 \%$$

$$^{40}_{19}\text{K} = 0,01167 \%$$

$$^{41}_{19}\text{K} = 6,7302 \%$$

De ces trois isotopes seul le ^{40}K est radioactif. Il se désintègre essentiellement suivant deux mécanismes: la radioactivité β^- pour donner le ^{40}Ca et la capture électronique conduisant à la formation de l' ^{40}Ar .

On exprime la désintégration du ^{40}K de la manière suivante:

$$^{40}\text{K}(e^{\lambda t} - 1) = ^{40}\text{Ar}^* + ^{40}\text{Ca}^* \text{ avec } \lambda = \lambda_e + \lambda_\beta \quad (1)$$

Les paramètres de désintégration utilisés actuellement ont été calculés par Steiger et Jäger (1977) :

$$\lambda = 5,543 \times 10^{-10} \text{a}^{-1} \text{ (} ^{40}\text{K} = ^{40}\text{Ar} + ^{40}\text{Ca} \text{)}$$

$$\lambda_e = 0,581 \times 10^{-10} \text{a}^{-1} \text{ (} ^{40}\text{K} = ^{40}\text{Ar} \text{)}$$

$$\lambda_\beta = 4,962 \times 10^{-10} \text{a}^{-1} \text{ (} ^{40}\text{K} = ^{40}\text{Ca} \text{)}$$

Seule la désintégration du ^{40}K en ^{40}Ar est utilisée en géochronologie. Il faut rappeler que, dans les roches et les minéraux, il existe deux types d'argon (gaz inerte composé à 99,60% de ^{40}Ar) : l'isotope radiogénique issu de la désintégration du ^{40}K et l'argon atmosphérique.

A partir de la composition de l'atmosphère mesurée (Nier, 1950), on connaît le rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 295,5$. Il est donc possible d'évaluer la quantité d' ^{40}Ar atmosphérique en mesurant le ^{36}Ar présent dans la roche ou le minéral, ceci afin de ne garder pour le calcul de l'âge que l'argon radiogénique.

L'accroissement de la quantité d' $^{40}\text{Ar}^*$ (radiogénique) au cours du temps dans une roche ou minéral s'écrit :

$$^{40}\text{Ar}^* + ^{40}\text{Ar}^*(\lambda_\beta/\lambda_\epsilon) = 40K(e^{(\lambda_\epsilon + \lambda_\beta)t} - 1) \quad (2)$$

NB: l'argon radiogénique est l'argon total contenu dans la roche ou le minéral moins l'argon initial qui peut être atmosphérique ou pas.

Dans la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, c'est la mesure du rapport $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$ dans une roche ou un minéral qui remplace celle du $^{40}\text{Ar}^*/\text{K}$.

L' $^{40}\text{Ar}^*$ est le produit de la désintégration du ^{40}K alors que le ^{39}Ar est formé par le bombardement neutronique du ^{39}K ($t_{1/2} = 269$ ans) pendant l'irradiation de l'échantillon dans un réacteur nucléaire par un flux de neutrons rapides. Cette production d' ^{39}Ar dépend de la durée de l'irradiation (ΔT), de la densité du flux neutronique ($\phi(\epsilon)$) et de la section efficace de capture de l'énergie ($\sigma(\epsilon)$).

La production de ^{39}Ar s'écrit:

$$^{39}\text{Ar}_K = ^{39}\text{K}\Delta T \int \phi(\epsilon)\sigma(\epsilon)d\epsilon \quad (3)$$

Le rapport $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$ se décrit alors en combinant les équations (2) et (3)

$$\left(\frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}_K}\right) = \left(\frac{^{40}\text{K}}{^{39}\text{K}}\right)\left(\frac{\lambda_\epsilon}{\lambda_\beta}\right)\frac{1}{\Delta T \int \phi(\epsilon)\sigma(\epsilon)d\epsilon}(e^{\lambda t} - 1) \quad (4)$$

Afin de simplifier cette dernière équation on introduit un paramètre 'J' d'irradiation :

$$J = \left(\frac{^{39}\text{K}}{^{40}\text{K}}\right)\left(\frac{\lambda_\beta}{\lambda_\epsilon}\right)\Delta T \int \phi(\epsilon)\sigma(\epsilon)d\epsilon \quad (5)$$

L'équation (4) est alors simplifiée en :

$$\frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}_K} = \frac{e^{\lambda t} - 1}{J}$$

La mesure directe du paramètre J selon l'expression (5) est difficile car on ne peut le mesurer directement à cause de la variation du flux de neutrons pendant la durée de l'irradiation et de la variation du spectre d'énergie pendant l'irradiation.

Afin de mesurer ce paramètre dit de 'flux', on dispose, lors de l'irradiation, de standards dont l'âge est connu et que l'on repartit à intervalles réguliers entre les échantillons à dater. La relation reliant l'âge du standard à J est la suivante ($t_s =$ âge du standard) :

$$J = \frac{(e^{t_s} - 1)}{\left(\frac{{}^{40}\text{Ar}^*}{{}^{39}\text{Ar}_K} \right)}$$

La valeur du rapport ${}^{40}\text{Ar}^*/{}^{39}\text{Ar}$ mesurée après l'irradiation est fonction de la place du standard dans le porte échantillons qui est irradié. La disposition du standard par rapport au minéraux ou roches datés est primordiale afin de calculer l'âge. La durée de l'irradiation et l'âge du standard sont adaptés à l'âge supposé des échantillons à dater. L'équation utilisée pour le calcul de l'âge est donc la suivante :

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(1 + J \left(\frac{{}^{40}\text{Ar}^*}{{}^{39}\text{Ar}_K} \right) \right)$$

Validité et signification des âges :

Afin que l'âge obtenu représente bien l'âge de la roche ou du minéral, le système isotopique doit rester fermé et donc être préservé des pertes (par exemple lors d'un événement thermique tardif ou par altération) ou gains (par exemple excès introduit par des circulations de fluides) d' ${}^{40}\text{Ar}^*$. Cet âge n'a également de signification que si la composition de l'argon piégé initialement par le système isotopique au moment de sa fermeture est atmosphérique.

Dans le cas idéal, l' ${}^{40}\text{Ar}$ dans un échantillon est soit radiogénique (${}^{40}\text{Ar}^*$) soit atmosphérique (${}^{40}\text{Ar}_a$), tout l' ${}^{36}\text{Ar}$ est atmosphérique et l' ${}^{39}\text{Ar}$ est exclusivement produit par l'irradiation du ${}^{39}\text{K}$. Dans ce cas on peut écrire :

$$\frac{{}^{40}\text{Ar}^*}{{}^{39}\text{Ar}_K} = \left(\frac{{}^{40}\text{Ar}}{{}^{39}\text{Ar}} \right)_m - 295.5 \left(\frac{{}^{36}\text{Ar}}{{}^{39}\text{Ar}} \right)_m \quad (\text{m} = \text{rapport mesuré})$$

III.3.2 Protocole expérimental

III.3.2.1. Séparation, irradiation

L'échantillon après avoir été collecté sur le terrain, est scié, broyé et tamisé afin d'obtenir une fraction de granulométrie assez proche de la taille des grains de la roche.

La sélection des minéraux peut s'effectuer directement sous la loupe binoculaire si les grains sont de tailles suffisantes. Une étape de séparation minérale est nécessaire pour les échantillons dont les minéraux sont de taille inférieure à 200 μm . Pour cela on utilise les propriétés magnétiques (séparateur magnétique Frantz), les propriétés morphologiques (table à secousse) des minéraux et dans les cas extrêmes on utilise un séparateur densimétrique.

Les minéraux sélectionnés sont alors expédiés pour l'irradiation réalisée dans un réacteur nucléaire de 2 MWh de puissance (McCaster, Canada).

III.3.2.2. Extraction, purification, analyse

L'appareillage utilisé pour la datation des échantillons de Guyane est présenté à la Fig.III.3. Le chauffage de l'échantillon (extraction des gaz) s'est effectué à l'aide d'un laser à tube CO_2 d'une puissance de 50 Watts de marque Universal Laser System produisant une lumière invisible infrarouge. Le faisceau produit est focalisé sur l'échantillon à l'aide de lentilles et de miroirs. L'augmentation progressive de la température de l'échantillon est contrôlée par la puissance du laser et par une caméra vidéo CCD couplée à un moniteur. La puissance du laser est contrôlée par un potentiomètre.

Les échantillons sont placés dans un porte échantillons avec hublot en ZnS. Le gaz extrait des échantillons est analysé à l'aide d'un spectromètre de masse de type MAP 215-50. Avant son introduction dans le spectromètre, le gaz extrait est purifié dans une ligne en verre et inox à l'aide d'un tube en U plongé dans de l'azote liquide (-180°C) et de deux « getters » de marque SAES opérant à 400°C . Le spectromètre est constitué par un aimant et d'une source de type NIER. Le système d'analyse comprend un collecteur (Cage de Faraday) et un système de détection de type Daly couplé à un multiplicateur d'électrons.

L'échantillon, placé dans un porte échantillon sous vide, est chauffé pendant 40 secondes sous l'effet du faisceau laser CO_2 focalisé sur sa surface au moyen d'un jeu de lentilles. Sous l'effet de l'augmentation de la température, le gaz contenu dans l'échantillon diffuse dans la section de purification, où il est stocké, isolé de l'échantillon et purifié pendant 5 minutes avec des pièges chauds (getters) et un piège froid pour éliminer le dioxyde de carbone, l'azote

et les autres gaz extraits de l'échantillon ou présents dans la ligne imparfaitement vidée. Le gaz est ensuite introduit dans la section d'analyse (spectromètre de masse MAP 215-50) isolée de la ligne de purification par la fermeture d'une vanne. Le gaz est alors ionisé et les isotopes ^{36}Ar , ^{37}Ar , ^{38}Ar , ^{39}Ar et ^{40}Ar sont mesurés après déviation par un champ magnétique sur un multiplicateur d'électrons. Chaque cycle de mesures est répété douze fois et inclut également la mesure du bruit de fond du multiplicateur d'électrons. Les abondances initiales sont estimées par régression au temps zéro des résultats des douze cycles de mesures. Par ailleurs, afin d'évaluer la faible contamination du système analytique, l'ensemble de la procédure est effectuée « à blanc » toutes les trois analyses.

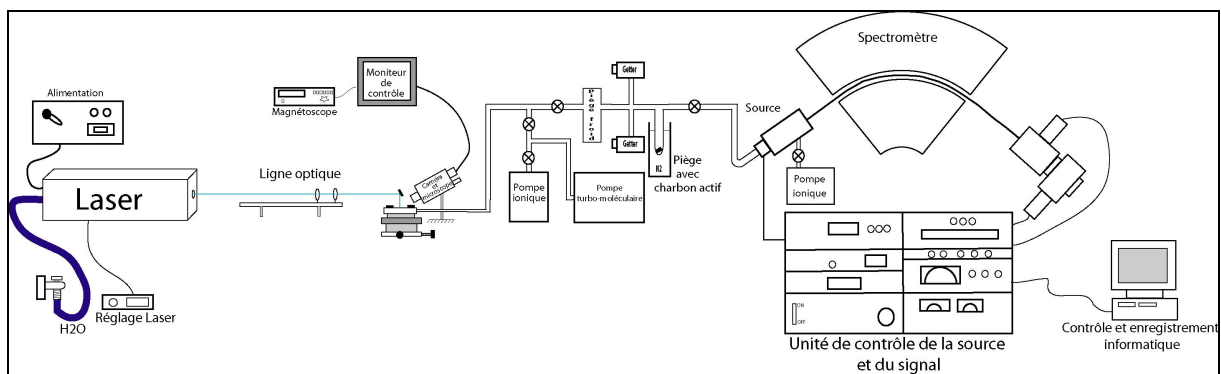


Figure III.3: Schéma du dispositif analytique utilisé pour les datations Ar/Ar. Il est constitué de trois parties : i) le système de chauffage et d'extraction des gaz, ii) la ligne de purification des gaz et iii) le système d'analyse par spectrométrie de masse. D'après Enjoly, 2004.

III.3.3 Représentation des données

Le chauffage par paliers successifs permet d'analyser le gaz libéré et de donner un âge à chaque étape de température ou fraction d'argon libéré. Pour les datations réalisées sur monograin au laser, la température n'est pas connue, mais l'augmentation progressive de celle-ci est indiquée par les changements de couleur du minéral lors de l'augmentation de la puissance du laser. Les résultats sont classiquement présentés sur un diagramme ayant pour ordonnée l'âge apparent et en abscisse le pourcentage d' ^{39}Ar dégazé par étape. Cette représentation, en plus de donner un âge sur chaque palier, permet de visualiser la distribution de l'argon dans l'échantillon en relation avec la température appliquée. Ce mode de représentation est défini comme « spectre d'âges » (Fig.III.4).

Lorsqu'au moins 3 étapes de chauffage successives fournissent un âge identique, à la marge d'erreur près (2σ), et que le pourcentage d' ^{39}Ar cumulatif libéré de ces étapes correspond au moins à 50% du ^{39}Ar total libéré, on parle d'âge plateau (Dalrymple & Lanphere, 1974 ;

Fleck et al., 1977). Toutefois cette notion relativement subjective est quelque peu mise à mal depuis quelques années. En effet, avec la diminution des erreurs analytiques et les faibles quantités de matière analysées qui mettent en relief des hétérogénéités isotopiques jusque là insoupçonnées, il est de plus en plus difficile d'obtenir un plateau strict. Par ailleurs, un inconvénient majeur de cette représentation est de minimiser l'importance et la signification du signal fourni par des étapes de chauffage où le dégazage est resté limité. Il convient donc d'être prudent dans l'interprétation des spectres d'âges et des plateaux. En complément, l'âge moyen (ou âge total) de l'échantillon est ajouté sur le diagramme. Cet âge, calculé en considérant l'ensemble de l'argon extrait correspond au résultat que l'on obtiendrait en utilisant la méthode K/Ar classique.

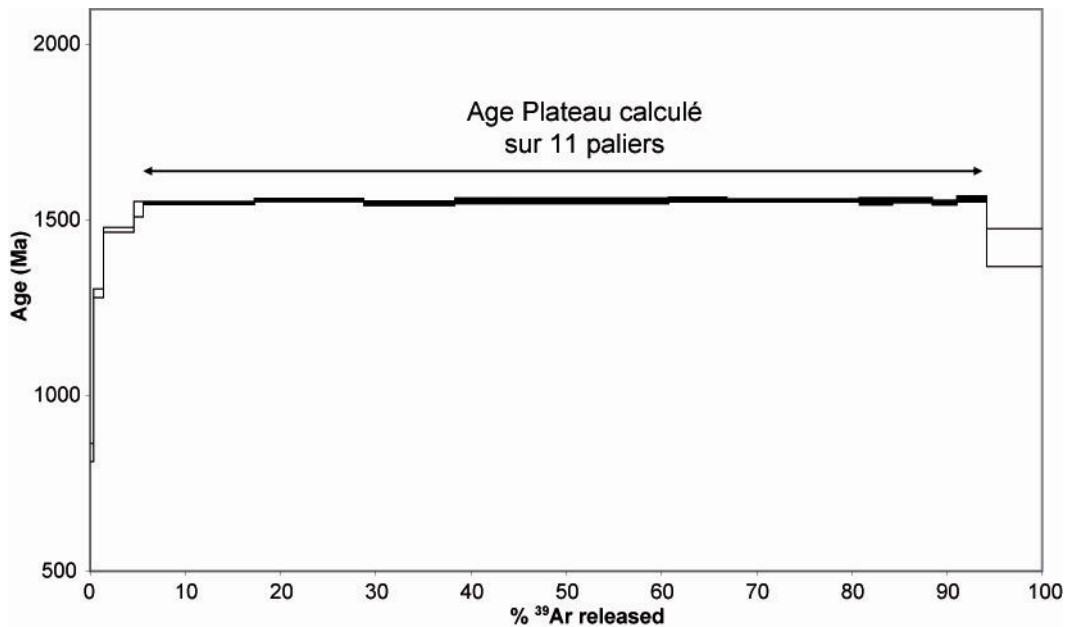


Figure III.4: Représentation des résultats sous la forme d'un spectre d'âges. Dans cet exemple, les 11 étapes d'extraction figurées en noir se recoupent à $\pm 1s$ et correspondent à plus de 50% de la totalité du ^{39}Ar extrait. Elles dessinent ainsi un plateau généralement interprété comme reflétant l'âge de l'échantillon.

Un autre graphique représentant les rapports $^{39}\text{ArK}/^{37}\text{ArCa}$ et $^{38}\text{ArCl}/^{39}\text{ArK}$ en fonction du ^{39}Ar cumulatif libéré, est proposé dans notre étude (Fig. III.5). Les isotopes ^{37}Ar et ^{38}Ar sont en partie produits au cours de l'irradiation, respectivement à partir des isotopes ^{40}Ca et ^{37}Cl . L'estimation de leur proportion relative nous permet donc de remonter indirectement à la composition chimique approximative de l'échantillon étudié pour ces deux éléments. Les variations isotopiques illustrées sur ce type de diagramme permettent alors de caractériser l'homogénéité chimique des échantillons, et en particulier d'identifier la présence d'inclusions

minérales au sein du minéral analysé. On peut alors tenter de corrélérer ces variations de composition chimique avec celle des âges figurant sur le spectre.

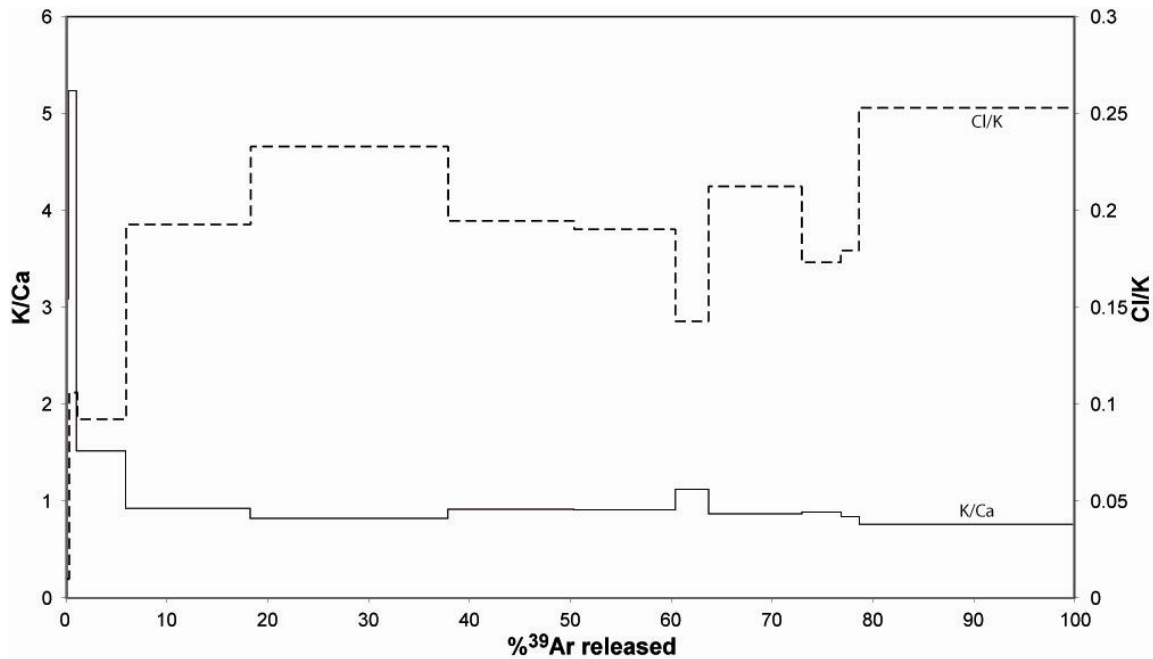


Figure III.5: Diagramme $^{39}\text{ArK}/^{37}\text{ArCa}$ et $^{38}\text{ArCl}/^{39}\text{ArK}$ versus ^{39}Ar , illustrant l'hétérogénéité chimique d'un échantillon.

III.3.4. Fermeture isotopique

Un des avantages de la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ est qu'il est possible, lorsque la minéralogie d'une roche est propice, de dater différents minéraux de cette roche. Les amphiboles, micas, feldspaths potassiques, plagioclases etc... présentent une fermeture isotopique à des températures variables. Ces températures de fermeture sont de l'ordre de 550-650°C pour les amphiboles (Harrison, 1981 ; Dahl, 1996b ; Villa et al., 1996) et 300-350°C pour les biotites (Harrison et al., 1985 ; Dahl, 1996a). Dans des conditions favorables, il est donc possible d'avoir accès à une vitesse de refroidissement entre les températures de fermeture isotopique considérées.

La diffusion de l'argon dans les minéraux silicatés est fonction d'un certain nombre de facteurs aussi bien structurels que chimiques. Nous ne parlerons ici que des facteurs connus ayant une influence sur la température de fermeture (T_c) (K/Ar) dans les amphiboles (Harrison, 1981 ; Berry et McDougall, 1986 ; Onstott et Peacock, 1987 ; Dahl, 1996b) et les micas (Harrison et al., 1985).

- les différents facteurs ayant une influence sur la Tc des amphiboles sont les suivants:
 - Le « Mg ratio »; d'après Dahl (1996b), une variation de Mg# entre 0 et 100 peut entraîner une variation de 60° +/- 10° sur la Tc;
 - L'encombrement du site A.
 - La quantité de molécules Al-Tchermack.
 - La variation de Fe³⁺#.
 - La vitesse de refroidissement : une diminution de la vitesse de refroidissement est corrélée avec une augmentation de la diffusion de l'argon (voir formule de Dodson pour la Tc).
 - La porosité ionique (Z) variable dans les amphiboles (Dahl, 1996b).

Au total, la température de fermeture peut dépasser les 600°C pour une pargasite et être de l'ordre de 400°C pour une amphibole de type actinote (voir tableau de Dahl, 1996b). Il faut aussi tenir compte de la taille des minéraux (voir formule Dodson).

- les différents facteurs influençant la Tc des micas:
 - Le « Fe ratio » : une augmentation de la quantité de Fe dans le minéral augmente la vitesse de diffusion de l'argon.
 - La vitesse de refroidissement : une diminution de la vitesse de refroidissement est corrélée avec une augmentation de la diffusion de l'argon.
 - La taille des grains est aussi à prendre en considération.

Chapitre IV

Caractérisation du eo-transamazonien

“Geological, geochemical and geochronological (U-Pb, Ar-Ar) constraints on the 2.3-2.1 Ga crustal growth: Evidence from the “Ile de Cayenne” early Palaeoproterozoic domain (French Guiana)”.

IV. Présentation et résumé de l'article soumis à "Precambrian Research" : "Geological, geochemical and geochronological (U-Pb, Ar-Ar) constraints on the 2.3-2.1 Ga crustal growth: Evidence from the "Ile de Cayenne" early Palaeoproterozoic domain (French Guiana)".

L'événement transamazonien constitue l'événement majeur structurant le bouclier des Guyanes. En Guyane Française, les âges transamazoniens les plus vieux sont reconnus au niveau du complexe de l'Ile de Cayenne (2208 ± 12 Ma) (Vanderhaeghe et al., 1998 ; Delor et al., 2003). Dans ce chapitre nous présentons sous la forme d'un article soumis à « Precambrian Research » les résultats géochronologiques et géochimiques du complexe de « l'Ile de Cayenne ». L'objectif de cette partie est de caractériser les processus d'accrétion précoces du Transamazonien (éo-transamazonien).

Cet article est basé sur un échantillonnage des plages de Cayenne, précisément l'affleurement de la pointe Buzaret, qui constitue un affleurement représentatif des lithologies observables le long du littoral de Cayenne. Notre étude se base sur une étude géochronologique avec des datations U-Pb (LA-ICP-MS) et Ar/Ar et sur une étude géochimique (éléments majeurs et en trace) des différents échantillons collectés.

Les résultats obtenus sur une amphibolite sont un âge de 2210 ± 8 Ma interprété comme l'âge de cristallisation du protolithe, et une affinité chimique de type T-MORB. Ces deux résultats suggèrent la formation d'une croûte océanique précoce à 2.2 Ga. Une leucotonalite contient deux générations de zircons, une première génération de zircons hérités datés à 2215 ± 7 Ma, ils sont interprétés comme l'âge du protolithe de la leucotonalite. La seconde génération est constituée de zircons automorphes avec un rapport Th/U bas datés à 2152 ± 12 Ma, cet âge est interprétés comme l'âge de formation de la leucotonalite.

Une tonalite grise avec des caractéristiques géochimiques semblables aux TTG archéennes (Martin, 1994) est datée à 2107 ± 6 Ma.

Ces données suggèrent que les formations précoces paléoproterozoïques (~2.2Ga) avec des caractéristiques de type MORB, subissent un événement métamorphique et de fusion à ~2150 Ma. Ces données ainsi que l'âge du complexe du Mahury (2144 ± 6 Ma) (Vanderhaeghe, 1998) sont en accord avec l'existence d'un arc volcanique entre 2180 et 2130 Ma (Delor et al., 2003). L'âge de la tonalite grise indique que les processus de subduction sont encore actifs jusqu'à au moins 2.1 Ga. Jusqu'à présent, les modèles d'évolution proposaient une subduction active jusqu' 2.13 Ga et une collision continentale à partir de 2.11 Ga.

Les datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur amphibole (2081-2019 Ma) et sur biotite (1978-1940 Ma) de la tonalite grise montrent qu'après 2.1 Ga les roches du complexe de l'Ile de Cayenne subissent un refroidissement très lent ($\sim 2\text{-}10^\circ\text{C}/\text{Ma}$). Ces taux de refroidissement lent sont probablement liés à une exhumation lente indiquant que l'activité tectonique et magmatique après 2.1 Ga est quasiment inexistante pour le complexe de l'Ile de Cayenne.

Geological, geochemical and geochronological (U-Pb, Ar-Ar) constraints on the 2.3-2.1 Ga crustal growth: Evidence from the “Ile de Cayenne” early Palaeoproterozoic domain (French Guiana).

R. Enjolvy^{a,*}, P. Monié^a, P. Barbey^b, O. Bruguier^a, C. Delor^c.

^a Université Montpellier 2, Géosciences Montpellier, CNRS, UMR 5243, Place Eugène Bataillon, CC 60, 34095 Montpellier, France.

^b CRPG-CNRS, BP 20, 54501 Vandoeuvre-Les-Nancy Cedex, France.

^c BRGM, 3 av C. Guillemin, B.P. 6009, 45060 Orléans Cedex, France.

*** Corresponding author:** Université Montpellier 2, Géosciences Montpellier, CNRS, UMR 5243, Place Eugène Bataillon, CC 60, 34095 Montpellier, France. Tel : +0033467144156 ; fax : +0033467143642

E-mail address: enjolyv@gm.univ-montp2.fr

Abstract

This study reports LA-ICP-MS U-Pb zircon ages and Ar/Ar amphibole and biotite ages of amphibolite, leucotonalite and tonalite that provide time constraints on the early evolution of the Transamazonian orogenic event which represents a major Palaeoproterozoic period of crustal growth (Rhyacian). All samples originate from a single major and representative outcrop, the “Pointe Buzaret” on Cayenne coast which consists mainly of amphibolites and tonalites.

One amphibolite yield an age of 2210 ± 8 Ma interpreted as dating crystallization of protolith. The age and T-MORB chemical affinity of this rock suggest the early formation of oceanic crust at about 2.2 Ga. A leucotonalite sample contains inherited components with a consistent age of 2215 ± 7 Ma interpreted as dating the protolith that melted to produce the tonalitic magma. This episode of anatexis is dated at 2152 ± 12 Ma on low Th/U euhedrally zoned zircons from the same leucotonalite. A grey tonalite, with TTG like characteristics interpreted as subduction related, yields an age of 2107 ± 6 Ma dating crystallization of the tonalitic magma. These data suggest that early palaeoproterozoic (c.2.2 Ga) material, with MORB like environnement characteristics were metamorphosed and melted at c.2150 Ma. These data along with the 2144 ± 6 Ma age of zircons from the Mahury complex (Vanderhaeghe, 1998) are consistent with the existence of an island-arc between 2180 and 2130 Ma (Delor et al.,

2003). The age of grey tonalite suggests that basalt plate consumption processes classically leading to TTG magma were still active until 2.1 Ga, at variance with previous models suggesting that continental collision initiated at 2.11 Ga.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser probe single grain dating of amphibole (2081-2019 Ma) and biotite (1978-1940 Ma) from tonalite suggests that, after 2.1 Ga, the basement rocks experienced slow cooling rates ($\sim 2\text{-}10^\circ\text{C}/\text{Ma}$), in agreement with their exhumation being related to gradual uplift and coeval erosion.

Keywords: Guiana shield; Transamazonian event; Palaeoproterozoic; U-Pb geochronology; geochemistry; Cooling rates.

1. Introduction

In the evolutionary models for the Earth, the Palaeoproterozoic appears as a key transition period for the development of continents (Condie, 1994). Before ~ 2.0 Ga, geodynamics and crustal evolution are dominated by mantle plume activity, hot and young lithosphere mobility and fast convergence rates (Smithies et al., 2003). Archaean tectonics driven by vertical density gradients is responsible for the development of granite-migmatite gneiss domes surrounded by narrow rim synclines of supracrustal rocks or greenstone belts (e.g. Choukroune et al., 1995, 1997; van Kranendonk et al., 2003). Upright folds and vertical strike-slip shear zones are characteristic structures of these Archaean domains. At the end of the Archaean, most reconstructions suggest that the various continental landmasses were amalgamated to form a supercontinent that started to break off at ~ 2.3 Ga (Condie, 1995) after a period of apparent tectonic quiescence.

From ~ 2.0 Ga, the tectonic regime which dominates most orogens is comparable to a modern-style plate tectonics, characterized by oceanic and continental subduction, arc magmatism, accretionary complexes, crustal thickening and high-pressure metamorphism (Condie, 1975, 1995; Hoffmann, 1988; Barbey and Raith, 1990). Nevertheless, wide domains younger than 2.0 Ga show dome and basin structures without evidence of tangential tectonics, as for example the Svecofennian of southern Finland (Cagnard et al., 2007) or the Birimian of the West African craton (e.g. Lompo et al. 1991; Caby et al., 2000; Pons et al., 1992, 1995; Vidal et al., 1996). Therefore, during the 2.3–2.0 Ga period, earth geodynamics is still debated in terms of modern or archaic driving mechanisms. Our paper contributes to that discussion by focussing on one of the largest Palaeoproterozoic Gondwana fragment: the Guiana Shield.

In South America, the Guiana Shield belongs to the northern segment of the Amazonian Craton, on the northern edge of the Amazonian basin (Fig. 1). It is one of the most important Precambrian segments of Western Gondwana which covers an area of nearly 1.5 million km². The eastern portion of the Guiana Shield consists of an exceptionally large Palaeoproterozoic belt, exceeding 1200 km in length and 400 km in width, making it one of the largest Palaeoproterozoic domains in the world. This large orogenic belt, which developed during the Transamazonian orogenic cycle (2.2–2.0 Ga) (Gibbs and Barron, 1983, 1993) consists of extensive areas of Palaeoproterozoic crust and two major Archaean terranes: the Imataca Block, in Venezuela, and the Amapa Block, in northern Brazil. In pre-Atlantic reconstructions, the Transamazonian domain is correlated with the Birimian of the West African Craton (Onstott and Hargraves, 1981; Onstott et al., 1984; Ledru et al., 1994; Zhao et al., 2002). In both French Guiana and West Africa, two contrasting mechanisms of Palaeoproterozoic crustal growth are recognized: an early stage of magmatic accretion between 2.2 and 2.1 Ga (Gruau et al., 1985; Abouchami et al., 1990; Taylor et al., 1992; Milesi et al., 1995, Vanderhaeghe et al., 1998) followed by a period of crustal recycling (2.1–2.0 Ga) in a context of oblique convergence (Hoffman, 1991; Ledru et al., 1994; Vanderhaeghe et al., 1998; Delor et al., 2003).

The aim of the present contribution is to better characterize the Transamazonian event (2260–2050 Ma) in French Guiana from a petrological, geochemical and geochronological point of view. We focussed our work on the Ile de Cayenne complex which exposes the best preserved lithologies related to the early evolution of the Guiana craton. After a geochemical characterization of the samples aimed at deciphering the origin of the various protoliths, we present U-Pb and ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronological data in order to unravel their emplacement and cooling history.

2. Geological setting

Located on the northern edge of the Amazonian Basin, the Guiana shield contains Archaean relics located along its boundaries both to the west (Imataca Complex in Venezuela; Montgomery and Hurley, 1978; Tassinari et al., 2001, Tassinari et al., 2003) and to the east (central and southwestern Amapá and northwestern Pará in Brazil; Ricci et al., 2001; Rosa Costa et al., 2003). The Proterozoic crust lying between these protoliths shows evidence of a

southward younging of crustal growth and reworking (Fig. 1B, C). Two models have been proposed based on the recognition of juxtaposed geological provinces of variable age, one by Cordani et al. (1979) refined by Tassinari and Macambira (1999) and Tassinari et al. (2000) (Fig. 1B), and the other by Santos et al. (2000) (Fig. 1C).

The Palaeoproterozoic basement of French Guiana consists of volcano-sedimentary sequences wrapped around large igneous domains formed during the Transamazonian event.

According to Vanderhaeghe et al. (1998) and Delor et al. (2003), the Transamazonian orogen started with the formation of juvenile oceanic crust at 2.26–2.20 Ga, as indicated by the Eorhyacian crystallization age of gabbroic rocks from Ile de Cayenne Complex. A period of dominantly tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) type magmatism and associated greenstone belt formation subsequently took place from 2.18 to 2.13 Ga. This was followed by a stage of tectonic accretion and crustal recycling at about 2.11–2.08 Ga, which involved several processes: (i) formation of sedimentary basins separating the middle and the northern volcano-plutonic TTG complexes; (ii) convergence of juvenile blocks; (iii) oblique convergence responsible for the formation of foreland basins in a pull-apart system (Ledru et al., 1991; Egal et al., 1992; Milesi et al., 1995; Delor et al., 2003), (iv) emplacement of high-K granites indicative of crustal thickening process (Vanderhaeghe et al., 1998); and lastly (v) oblique convergence with lateral extrusion of blocks responsible for burial of the foreland basins and emplacement of leucogranites.

The Ile de Cayenne Complex is well exposed on the Cayenne beach, in the northern part of French Guiana (Fig. 2). The lithologies observed at the Pointe Buzaré consist mainly of amphibolites, tonalites (leucotonalite and grey tonalite) and leucocratic veins, all inferred to belong to the Precambrian basement. Egal et al. (1994) consider that these rocks are metamorphosed under amphibolite-facies conditions, with evidence of local anatexis, and belong to the so-called Paramaca sequence (Choubert et al., 1974). The major fabric feature is a vertical to steep N090 to N120 trending foliation. A lineation defined by preferred orientation of amphibole and biotite and by elongated quartz is observed on this foliation plane with a 30° pitch to the SE. This observation suggests a significant component of lateral movement at least during the late tectono-metamorphic stage.

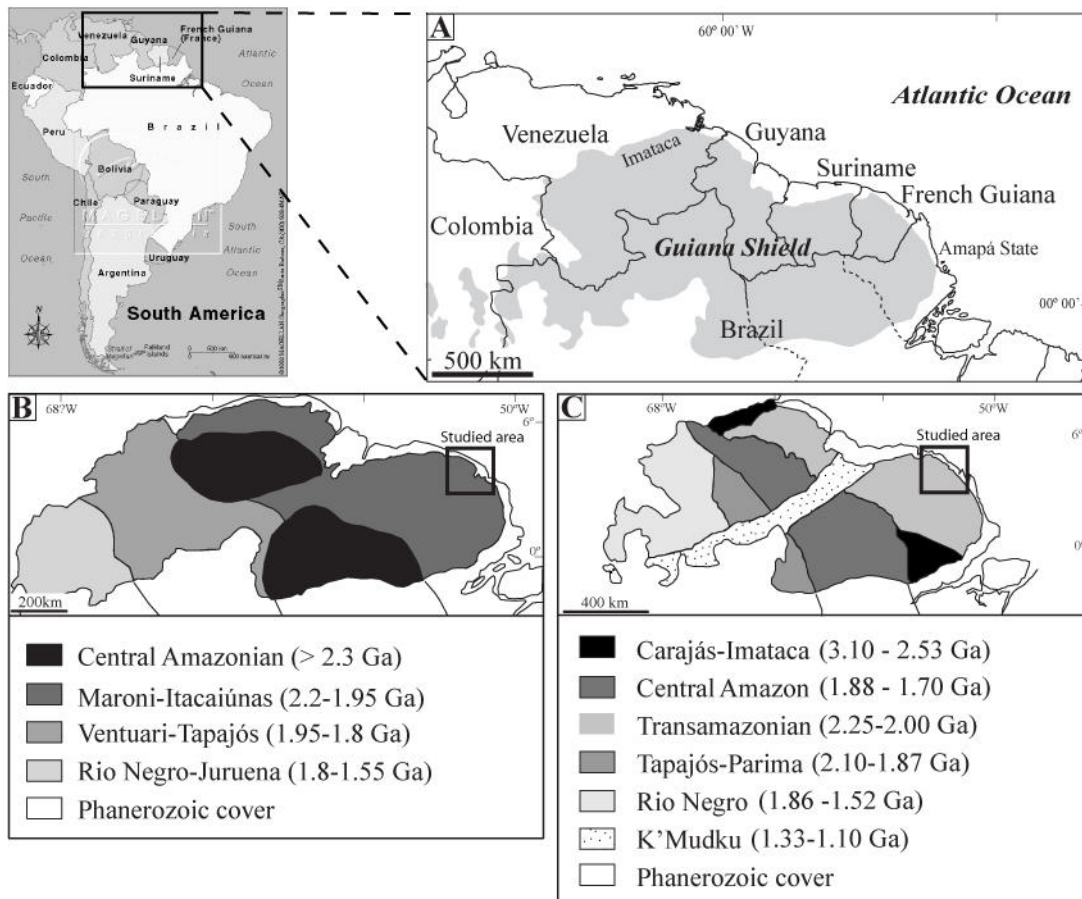


Fig. 1. Location and main subdivisions of the Amazonian Craton. (A) Emplacement of the Guiana Shield. (B) Simplified geological sketch maps of the Guiana Shield according to Tassinari et al. (2000) and (C) according to Santos et al. (2000).

These lithologies have been interpreted as an association of TTG and volcanic to volcanoclastic rocks resulting from fractional crystallization of tholeiitic magmas similar to the present-day MORB type basalts (Milesi et al., 1995; Vanderhaeghe et al., 1998). Late crosscutting dykes of dolerites (Jurassic) occur locally. Meter-scale field relationships (Fig. 3) suggest the following succession of events: (1) emplacement of mafic protolith (now amphibolites, Fig. 3A), interpreted as basalts formed during oceanic accretion; (2) emplacement of leucotonalite (Fig. 3C) followed by amphibolite-facies metamorphism, deformation and partial migmatization (Fig. 3D) of previous rocks with injection of some leucocratic veins; (3) Syn- to post-tectonic emplacement of grey tonalite and late leucocratic veins (Fig. 3A); (4) emplacement of post-tectonic pegmatites.

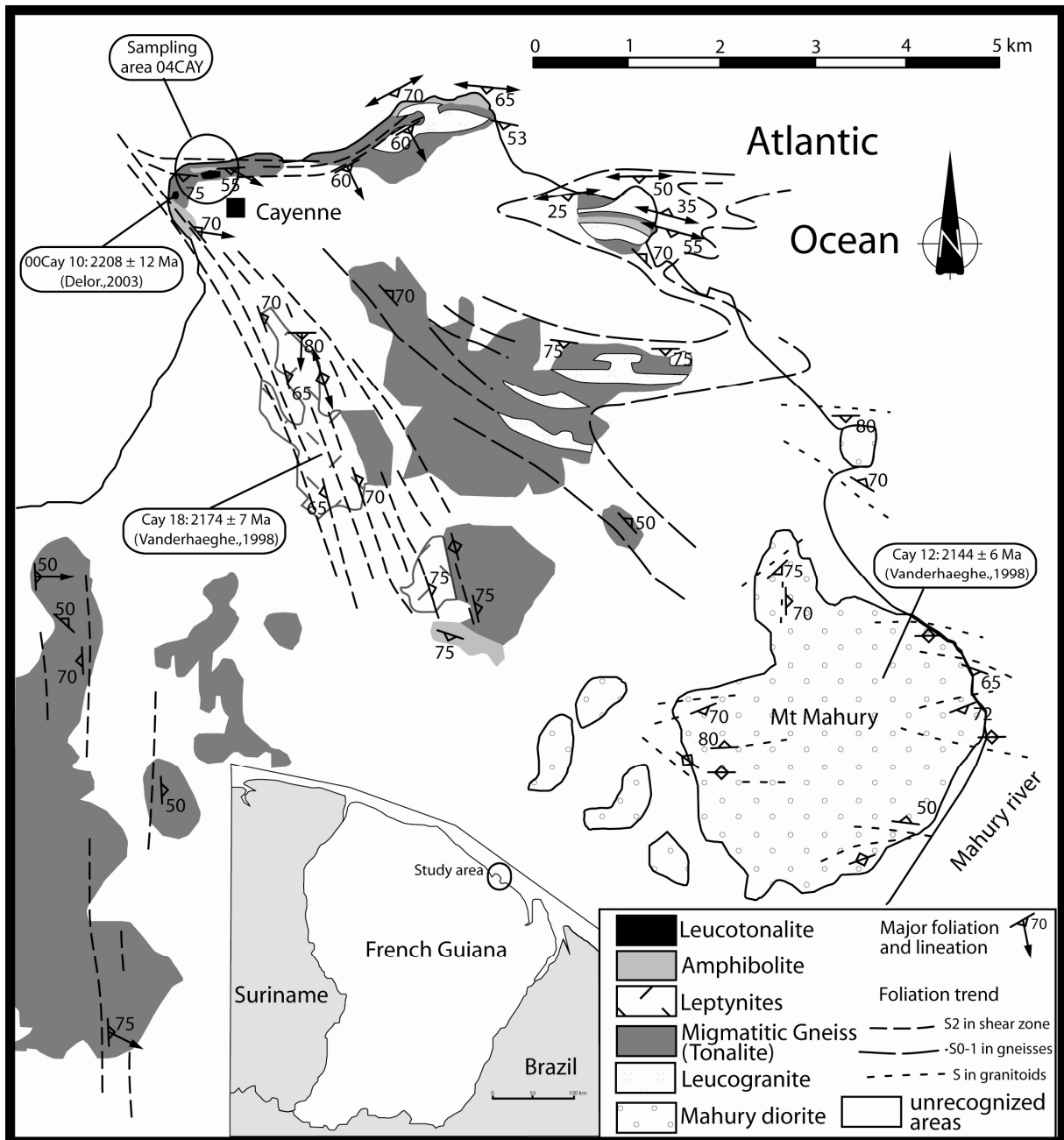


Fig. 2. Geological sketch map of Palaeoproterozoic basement of the Ile de Cayenne peninsula modified after Choubert (1974) and Vanderhaeghe et al. (1998). The lateritic profiles and the Jurassic dikes are not represented.

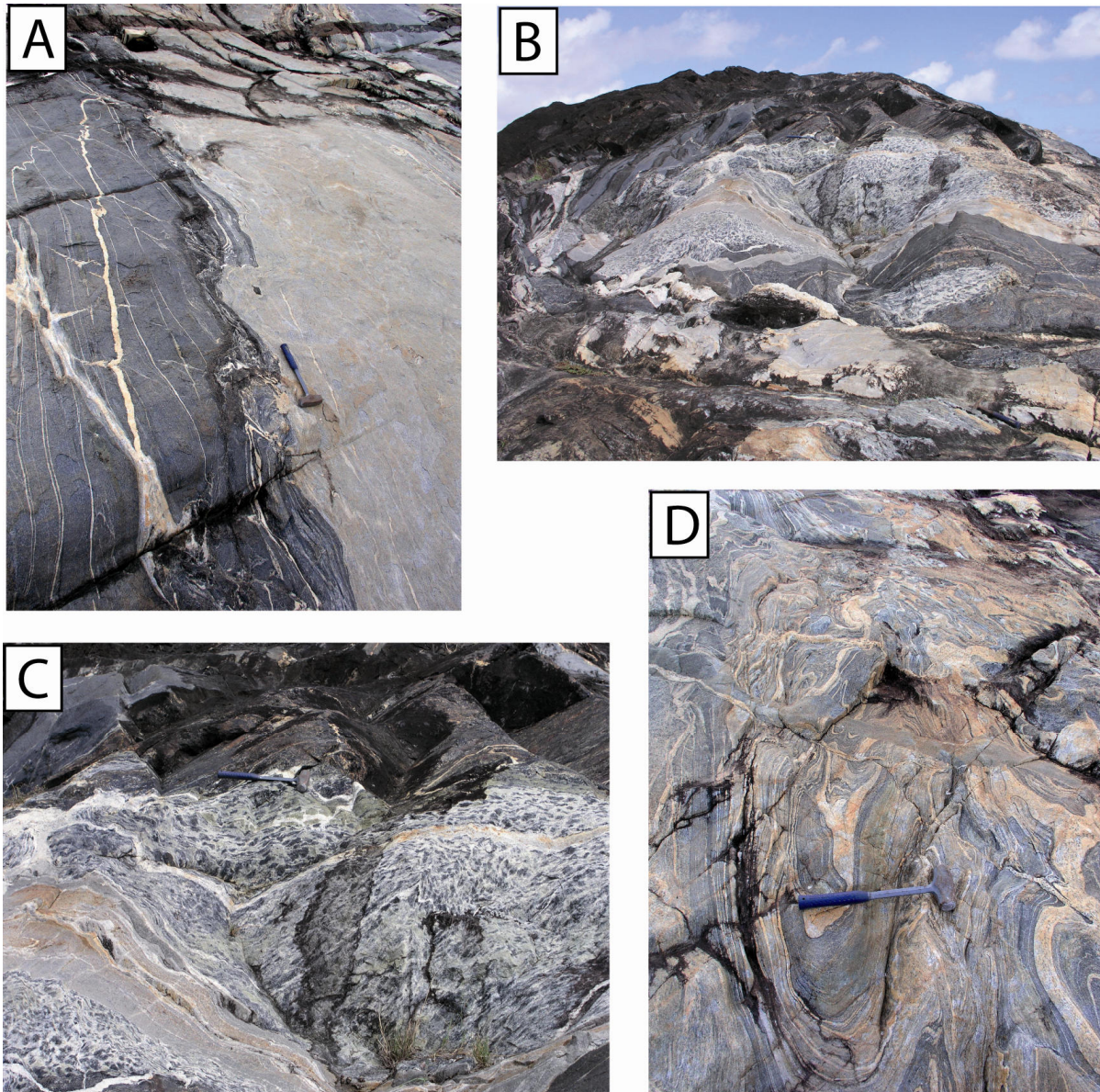


Fig. 3. Field photographs of the main rock types of the Pointe Buzaré area. (A) Amphibolite on the left (04CAY3a) and grey tonalite on the right (04CAY3b). (B) Leucotonalite (04CAY3c) and amphibolite (04CAY3h). (C) Close view of leucotonalite (04CAY3c). (D) Deformation and partial migmatization of amphibolites and late grey tonalite veins (04CAY3i).

3. Rock types and geochemical data

Samples representative of the four main lithologies were collected. Whole-rock major and trace element concentrations were determined by inductively-coupled plasma (ICP) atomic emission spectroscopy and ICP mass spectrometry (CRPG-CNRS, Nancy), respectively, using HNO_3 solutions prepared from fused glass. Details about sample preparation, analytical conditions and limits of detection are given by Carignan *et al.* (2001). Analytical uncertainties

are 2% for major elements and 5 or 10% for trace-element concentrations (except rare earth elements) higher or lower than 20ppm, respectively. Precision for REE is estimated at 5% when chondrite-normalized concentrations are > 10 and at 10% when they are lower.

3.1. Amphibolites

Major and trace element data for three amphibolites (04CAY3a, 04CAY3h, 04CAY3g and 00CAY10) and one ferrogabbro (00CAY10) (Delor et al., 2003) are listed in Table 1. The amphibolites are composed essentially of amphibole (pargasite-ferropargasite, $X_{Mg} = 0.4\text{--}0.49$), plagioclase ($An_{22\text{--}26}$) and quartz, with scarce biotite ($X_{Mg} = 0.46\text{--}0.49$). Accessories are titanite, zircon, apatite and epidote. These samples are characterized by moderate to high Al_2O_3 (11.9–17.8 wt.%) and low TiO_2 (< 1.2 %) contents. SiO_2 concentrations range from 48.4 to 49.2 %. Three samples (00CAY10, 04CAY3g, 04CAY3h) have low REE abundances (17.8–29.4 ppm) and flat REE patterns ($La/Yb_N = 0.77\text{--}1.06$) (Fig. 4A). Eu shows positive anomalies ($Eu/Eu^* = 1.47\text{--}1.5$), with the exception of sample 04CAY3h ($Eu/Eu^* = 1.07$). By contrast, sample 04CAY3a has distinct trace element features, with high REE abundance ($\Sigma REE = 82.9$ ppm), flat REE pattern ($La/Yb_N = 1.3$) and weakly negative Eu anomaly ($Eu/Eu^* = 0.88$).

3.2. Grey tonalites

The tonalites (04CAY3b and 04CAY 3i) are essentially composed of plagioclase ($An_{27\text{--}31}$), quartz, and biotite ($X_{Mg} = 0.29\text{--}0.33$). Accessories are titanite, apatite, zircon, allanite, magnetite and ilmenite. Secondary minerals are chlorite (weathered biotite) and epidote. Whole-rock compositions (Table 1) show SiO_2 contents ranging from 67.7 to 69.6 wt.%, rather low K_2O (<1.5%) and high Al_2O_3 (>15 %) contents. REE patterns are strongly fractionated (Fig. 4B), with high chondrite-normalized La/Yb ratios (29 to 59) and low Yb_N (<5.8). Patterns normalized to the Primordial Mantle (Fig. 5A) show marked Nb-Ta negative anomalies together with low Nb (<5.6 ppm) and Ta (<0.43 ppm) contents.

3.3. Leucotonalite

The leucotonalites (04CAY3c) are composed essentially of plagioclase ($An_{19\text{--}23}$), amphibole (ferropargasite, $X_{Mg} = 0.44\text{--}0.46$) and quartz, with relic clinopyroxene (diopside, $X_{Mg} = 0.56\text{--}$

0.62). Pyroxenes are transformed into amphibole and epidote. Accessories are titanite, zircon, apatite and epidote. The leucotonalite (sample 04CAY3c; $\text{SiO}_2 = 60.8\%$) shows rather low K_2O ($<1\%$) contents and high Al_2O_3 ($>18\%$). The REE patterns (Fig. 4C) and the Primordial Mantle-normalized patterns (Fig. 5B) are similar to those of the tonalite and diorite studied by Vanderhaeghe et al. (1998). REE patterns are fractionated, with moderate chondrite-normalized La/Yb ratios (3) and high Yb_N (~ 22). Patterns normalized to the Primordial Mantle show marked Nb-Ta negative anomalies with very low Nb (5.15 ppm) and Ta (0.43 ppm) contents and high $(\text{La}/\text{Nb})_N$ and $(\text{Zr}/\text{Nb})_N$ ratios (3.3 and 1.3, respectively).

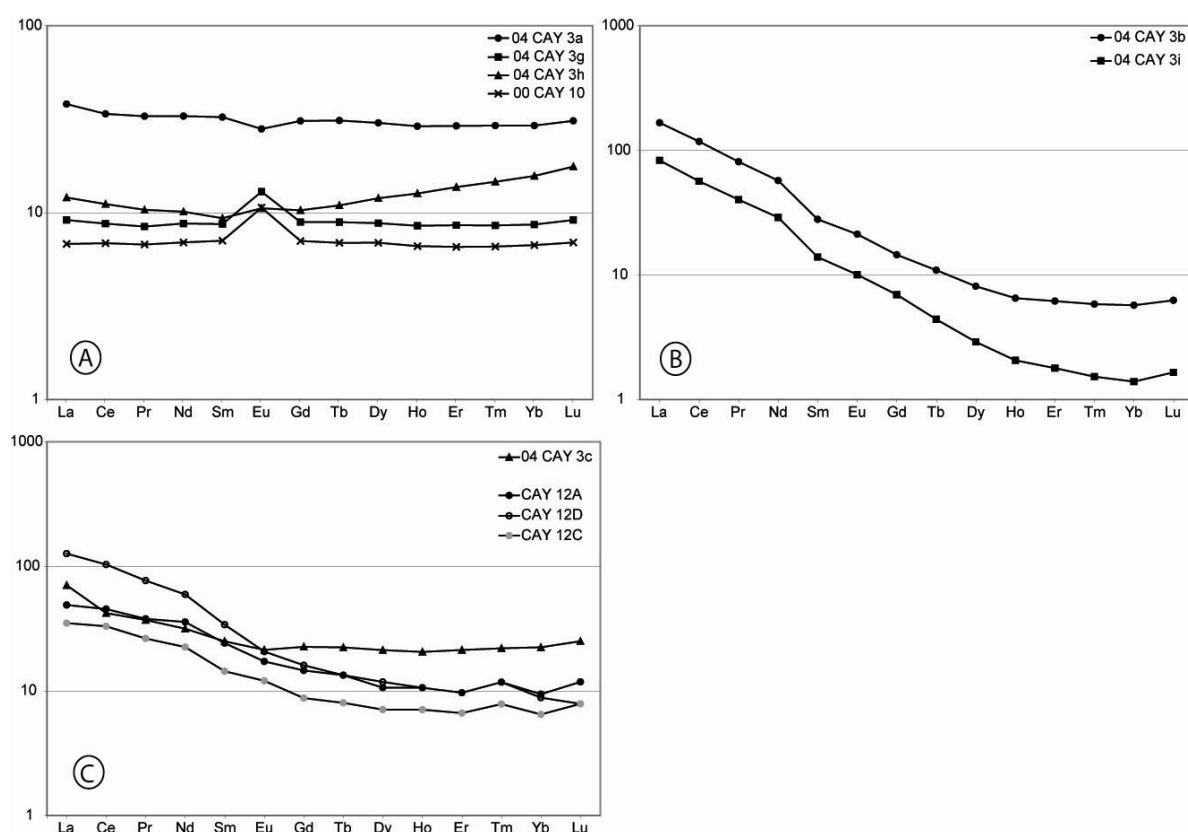


Fig. 4. Rare earth element patterns normalized to chondrite (Sun and Mac Donough, 1989) for (A) Amphibolite (04CAY3a, 3h and 3g) and ferrogabbro (00CAY10); (B) Grey tonalite (04CAY3b and 3i); and (C) Leucotonalite (04CAY3c) and Mahury diorite (CAY 12A, C and D) (Vanderhaeghe et al., 1998).

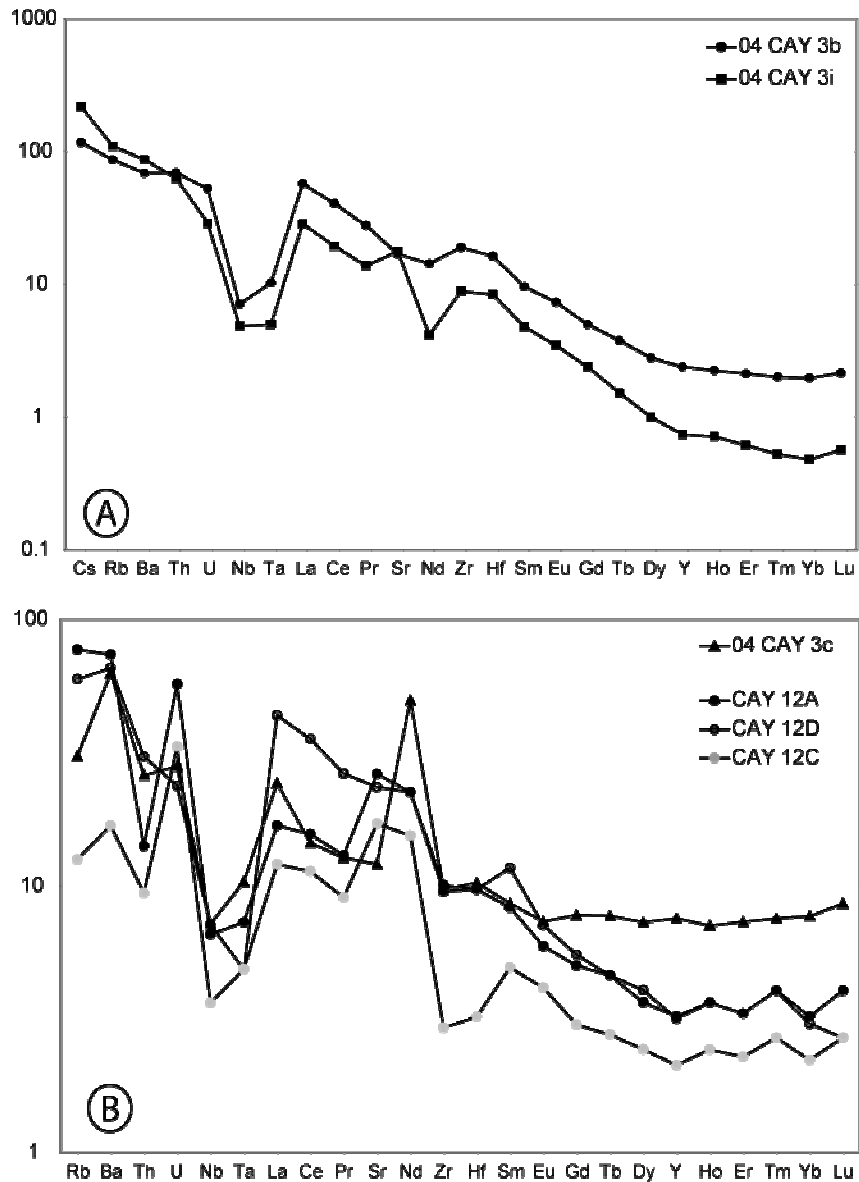


Fig. 5. Multi-element diagram normalized to the primitive mantle (Sun and Mac Donough, 1989): (A) Grey tonalite (04CAY3b and 3i); and (B) Leucotonalite (04CAY3c) and Mahury diorite (CAY 12A, C and D) (Vanderhaeghe et al., 1998).

4. Geochronology

4.1 Analytical technique

Samples selected for laser ablation U-Th-Pb geochronology were processed by crushing, heavy liquid and magnetic separation following conventional techniques (e.g. Bosch et al., 1996). Zircons from the non magnetic fractions were hand-picked and mounted along with chips of the G91500 zircon standard (Wiedenbeck et al., 1995) onto adhesive tape. Zircon

grains and the standard were then enclosed in epoxy resin and carefully polished to about half their thickness to expose internal structures. After carbon coating, back-scattered electron (BSE) imaging of the zircon grains was carried out using a JEOL 1200 EXII microscope at the University of Montpellier II. The mounts were then cleaned to remove the carbon-coating, prior to laser ablation analyses conducted using a Geolas automated platform housing a 193 nm CompEx 102 laser from LambdaPhysik. For U-Th-Pb analyses, the laser was connected to a VG Plasmaquad II Turbo ICP-MS. Details of the analytical procedure are described in Bruguier et al. (2001) and Dhuime et al. (2007) and are only briefly summarized below. Data were acquired in the peak-jumping mode with the laser operating at an energy density of 15 J cm^{-2} at a frequency of 3 or 4 Hz. The laser spot size was $26 \mu\text{m}$ and $51 \mu\text{m}$ in sample 04CAY3b, $51 \mu\text{m}$ in sample 04CAY3a and $26 \mu\text{m}$ in sample 04CAY3c. Measured isotopic ratios were monitored with reference to the G91500 zircon standard with a $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ratio of 0.17917 and a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratio of 0.07488 equivalent to ages of 1062 and 1065 Ma respectively. The standard was measured four times each five unknown in a sequence of 2 standards, 5 unknowns and 2 standards. Pb/Pb ratios in the unknown zircons were mass-bias corrected using a power law whose parameters were determined by repetitive analysis of the reference material measured during the whole analytical session (see online data repository # for more description). This mass bias factor was used to correct the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratios measured on the unknown zircons and its associated error was added in quadrature to the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratios measured on each unknowns following the procedure described in Horstwood et al. (2003). Inter-element fractionation for U and Pb is more sensitive to analytical conditions and the Pb/U ratios of each batch of five unknowns were calibrated against the bias factor calculated using the four standards bracketing the five unknowns. The mean Pb/U ratio of the four measured standards was used to calculate the inter-element fractionation and its error was then added in quadrature to the individual error measured on each $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ unknown. Accurate common lead correction is difficult to achieve, mainly because of the isobaric interference of ^{204}Hg on ^{204}Pb . The contribution of ^{204}Hg on ^{204}Pb was estimated by measuring the ^{202}Hg and assuming a $^{204}\text{Hg}/^{202}\text{Hg}$ natural isotopic composition of 0.2298. This allows to monitor the common lead content of the analysed grain, but corrections often result in spurious ages. Analyses yielding ^{204}Pb were thus rejected and Table 2 reports only analyses for which no ^{204}Pb was detected. Quoted ratios correspond to measured ratios corrected from background and mass discrimination (+ elemental fractionation for the $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ratios). All ages have been calculated using the U and Th decay constants recommended by Steiger and Jager (1977). Analytical data were plotted and ages calculated

using the IsoplotEx program (Ludwig, 2000). Individual analyses in the data table and in concordia plots are $\pm 1\sigma$ errors and uncertainties in ages are quoted at the 2σ level.

4.2. Zircon U/Pb data

Amphibolite 04CAY3a: Zircon grains from the amphibolite 04CAY3a are light yellow to translucent and they have rounded to slightly elongated shapes (Fig. 6.a-d). Despite rounded terminations, the original euhedral to subeuhedral shape can still be recognized in many grains (Fig. 6-1a and 1b). Observed in BSE imaging, the grains do not show visible structures (such as cores or zoning), which suggest bleaching and erasement of the zircon internal structure. Some grains have a very thin rim ($< 20 \mu\text{m}$), too narrow to be analysed. These characteristics (rounding of external shapes, erasement of internal structure, and occurrence of a thin rim) suggest the zircons were subjected to a metamorphic overprint. Reported on the concordia diagram (Fig.7), most analyses are concordant within errors, but have $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ apparent ages scattering between 2150 and 2210 Ma, with no overlap between the oldest and youngest values. There is no chemical variation, such as the Th/U ratio of the zircon grains analyzed, or shape particularity that can readily explain this age variability. Various degrees of inheritance, or xenocrysts, from one single source can be responsible for the spread of the analyses, in which case the youngest ages can be taken as a maximum estimate for the age of zircon crystallisation in the protolith of the amphibolite. However, this is not consistent with the lack of inherited cores observed in this zircon population (see Fig. 6). From the data in Table 2, it can be seen that there is a slight tendency for the youngest analysed domains to be U-richer, which is consistent with diffusional Pb losses enhanced by radiation damage to the crystal lattice. Recent Pb losses however would be responsible for a spread of the data points along a chord through the origin. This is likely for the two most discordant analyses (#6.1 and #22.1) but cannot account for the c. 60 Ma spread of the other, concordant, analyses. Ancient Pb losses or recrystallisation processes are consistent with the occurrence of a thin rim and blurring of the internal structures as observed in BSE imaging. This is also in agreement with the amphibolite-facies metamorphic overprint displayed by rocks from the Pointe Buzaré area (Egal et al., 1994) and can explain the distribution of the data points along the concordia. A maximum age for this event is tentatively given by the youngest concordant analyses (#24.1 and #5.1) which yield ages of $2152 \pm 42 \text{ Ma}$ and $2153 \pm 32 \text{ Ma}$ (2σ) respectively. From the present data set, and due to the limited precision of the LA-ICP-MS technique, it is difficult to

clearly define a cut-off value that can help distinguish undisturbed primary zircon domains. Regressing all thirty-one analyses yield upper and lower intercepts of 2194 ± 6 Ma and 255 ± 77 Ma (MSWD = 4.0). From the discussion above and the high value of the MSWD, it is obvious that the regression includes more than one zircon component and that the upper intercept is biased towards young values by incorporation of analyses corresponding to disturbed domains. The 2194 Ma age is thus considered as a minimum age. It is noteworthy that this is slightly younger than the ages of the two oldest domains analysed (2210 ± 8 Ma and 2210 ± 42 Ma) and the most precise age of 2210 ± 8 Ma (2σ) is thus tentatively taken as our best estimate to date crystallisation of zircons in the amphibolite protolith.

Grey Tonalite 04CAY3b: Zircons from the tonalite sample are light yellow to translucent and yield euhedral to sub-euhedral external morphologies (see Figure 6. e to h). BSE imaging reveals well developed concentric oscillatory zoning which is typical of a magmatic growth. Elongated grains are generally devoid of inherited cores, while squat grains often display more complex internal structures, with inclusions and inherited cores (e.g. Fig 6. g and h). Thirty seven analyses were obtained on thirty four zircon grains. Reported on the concordia diagram, analyses are variably discordant (Fig.8). Most of them are broadly consistent with recent Pb losses affecting Paleoproterozoic zircons since they are located on or close to a chord joining the main group of analyses at c. 2100 Ma and the origin. Regressing these 28 analyses yield upper and lower intercepts of 2113 ± 13 Ma and 124 ± 110 Ma (MSWD = 8.8). Of 28 analyses, 13 on oscillatory-zoned igneous grains are concordant to slightly discordant (discordance $\leq 5\%$) and form a group with a weighted mean $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of 2107 ± 6 Ma (MSWD = 1.3). This is interpreted as dating the igneous crystallisation of zircon in the tonalitic magma. Other analyses include older grains with apparent ages around 2.18 Ga and up to 2.28 Ga (see Table 2). These analyses are from cores surrounded by zoned rims and are interpreted as inherited from deep seated source regions. There is a cluster of ages at around 2.18 Ga suggesting that source rocks that underwent anatexis are mainly of this age, but basement components in this area can be as old as 2.28 Ga.

Leucotonalite 04CAY3c : Zircons from the leucotonalite are euhedral to subeuhedral. They yield concentric oscillatory zoning typical of growth from a melt. Some zircons have cores, either resorbed (Fig. 6.k) or euhedral and oscillatory zoned (Fig. 6.l). Twenty two analyses were performed on eighteen zircon grains. From their chemical composition (Th/U ratio see Table 2) and apparent respective $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages, it is possible to define two groups of

analyses. Cores surrounded by oscillatory zoned rim have high Th/U ratios (> 0.7 and up to 1.6) and ages close to 2.2 Ga. Analysis #3.1 has a low Th/U ratio (0.12) but is 30% discordant and has an age of 2207 Ma suggesting the core was not fully recrystallized and that some radiogenic lead has been preserved in the crystal lattice. Interestingly, the eleven analysed cores define a single discordia line with upper and lower intercept of 2219 ± 8 Ma and 116 ± 130 Ma (MSWD = 0.97). Of the eleven analysed domains, eight are concordant within errors and give a more precise $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ weighted mean age of 2215 ± 7 Ma (MSWD = 0.4) (Fig.9). Since these cores have high Th/U ratios and are oscillatory zoned and because the lower intercept is not significantly different from zero, the more precise 2215 Ma age is interpreted as dating the age of the protolith that melted to produce the leucotonalite. Younger ages have been obtained from oscillatory zoned rim around core (Fig. 6.1) or from oscillatory zoned euhedral grains (Fig. 6.i-j). These analyses yield very different Th/U ratios, restricted to the 0.09 to 0.13 range for all analyses but one (analysis #17.1 with a Th/U ratio of 0.2). A discordia line calculated from these eleven analyses, including highly discordant domains, give upper and lower intercept ages of 2152 ± 12 Ma and 201 ± 35 Ma (MSWD = 2.2). Eight analyses are concordant within error margins and yield a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ weighted mean age of 2144 ± 7 Ma (MSWD = 1.1). Although the lower intercept is the result of a large extrapolation, it is slightly but significantly different from zero suggesting that some zircon domains have had a more complex history. The $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ weighted mean should then be considered as a minimum age and we favour the 2152 ± 12 Ma upper intercept as our best age estimate for leucotonalite emplacement. The euhedral shape of these grains and their oscillatory zoning indicate that this age reflects the igneous zircon growth in the leucotonalitic melt.

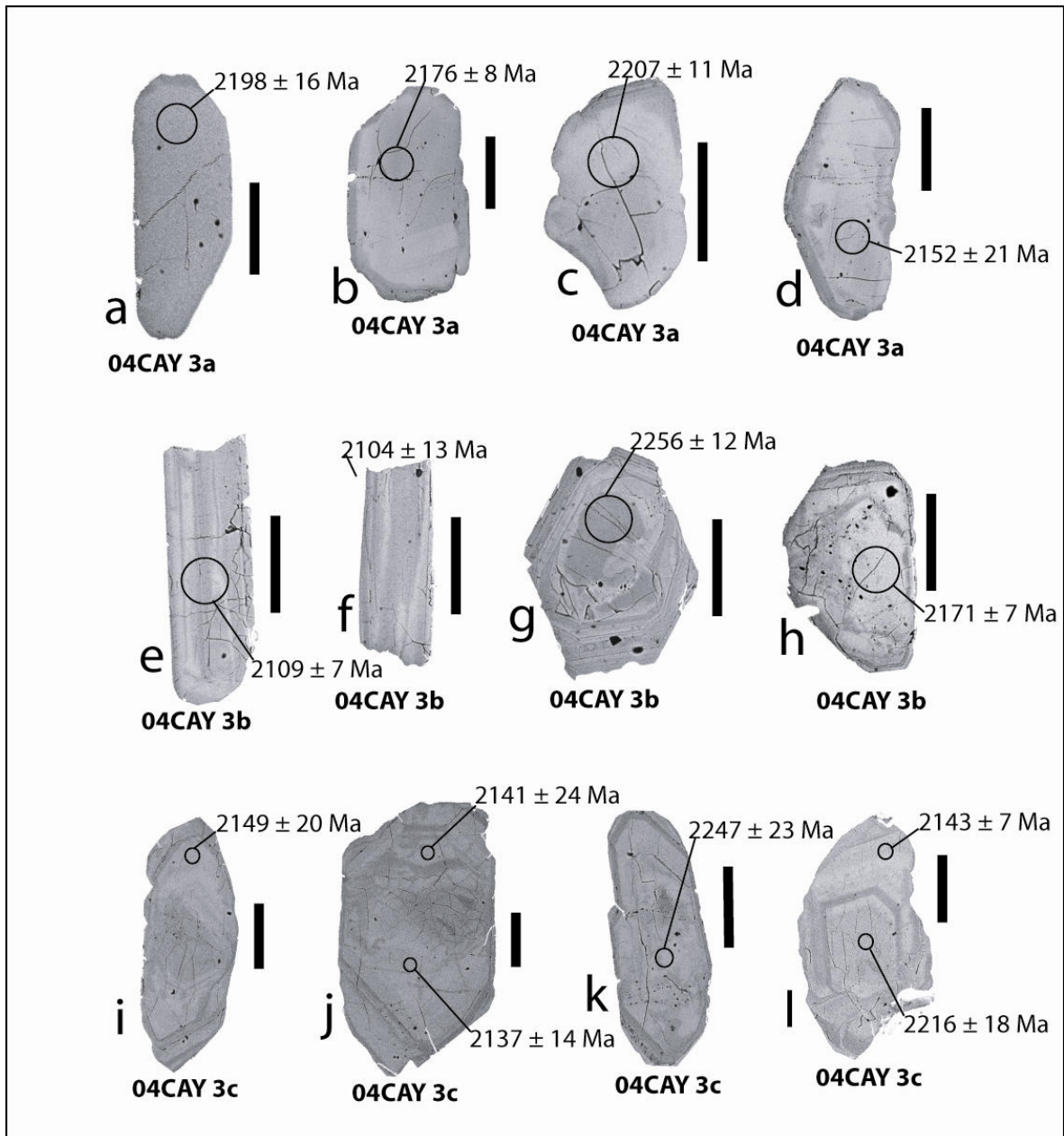


Fig. 6. Back-scattered electron microscope images of selected dated zircon grains showing position of the LA-ICP-MS spot and corresponding $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age (errors quoted at the 2 sigma level). Black scale bar corresponds to 100 μm .

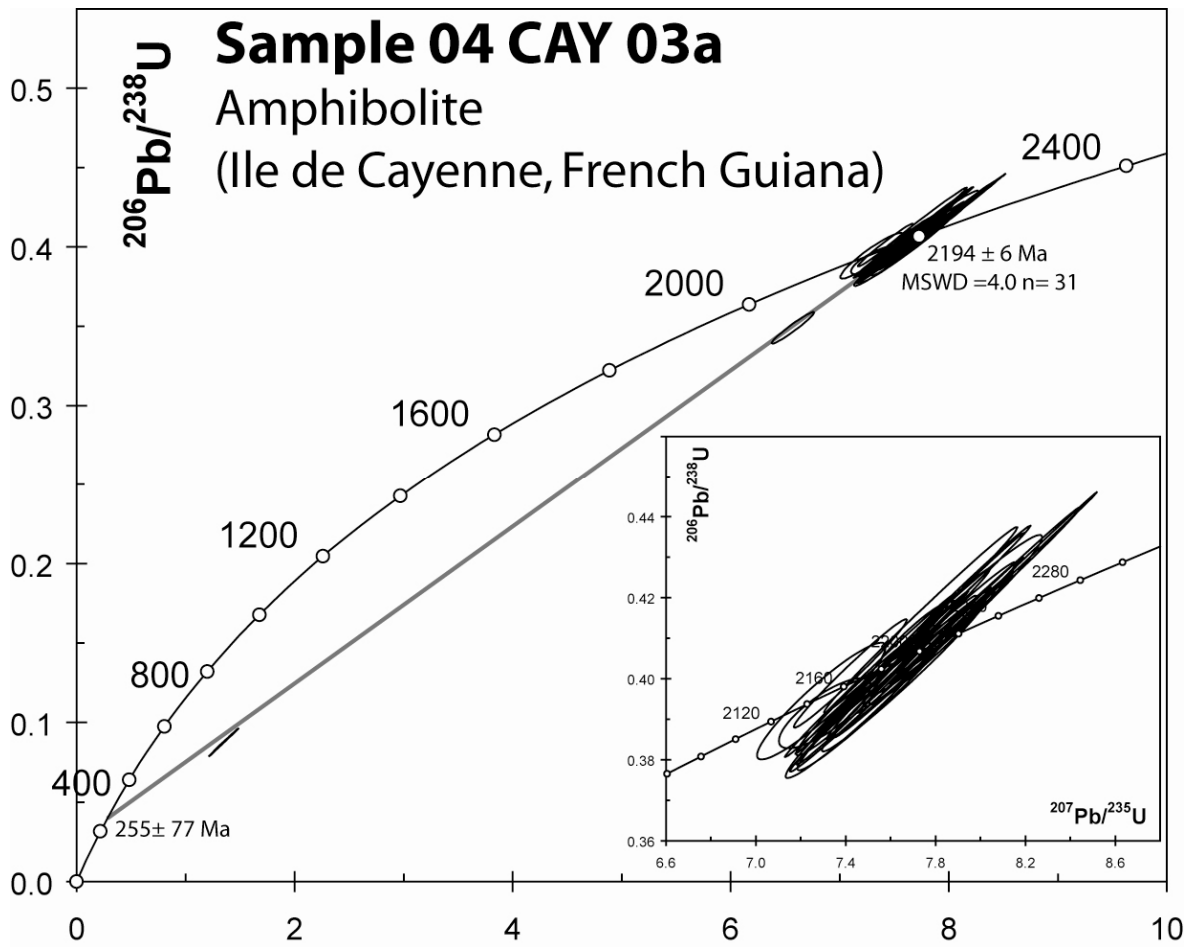


Fig. 7. U-Pb Concordia diagrams for zircons from amphibolite (04CAY3a).

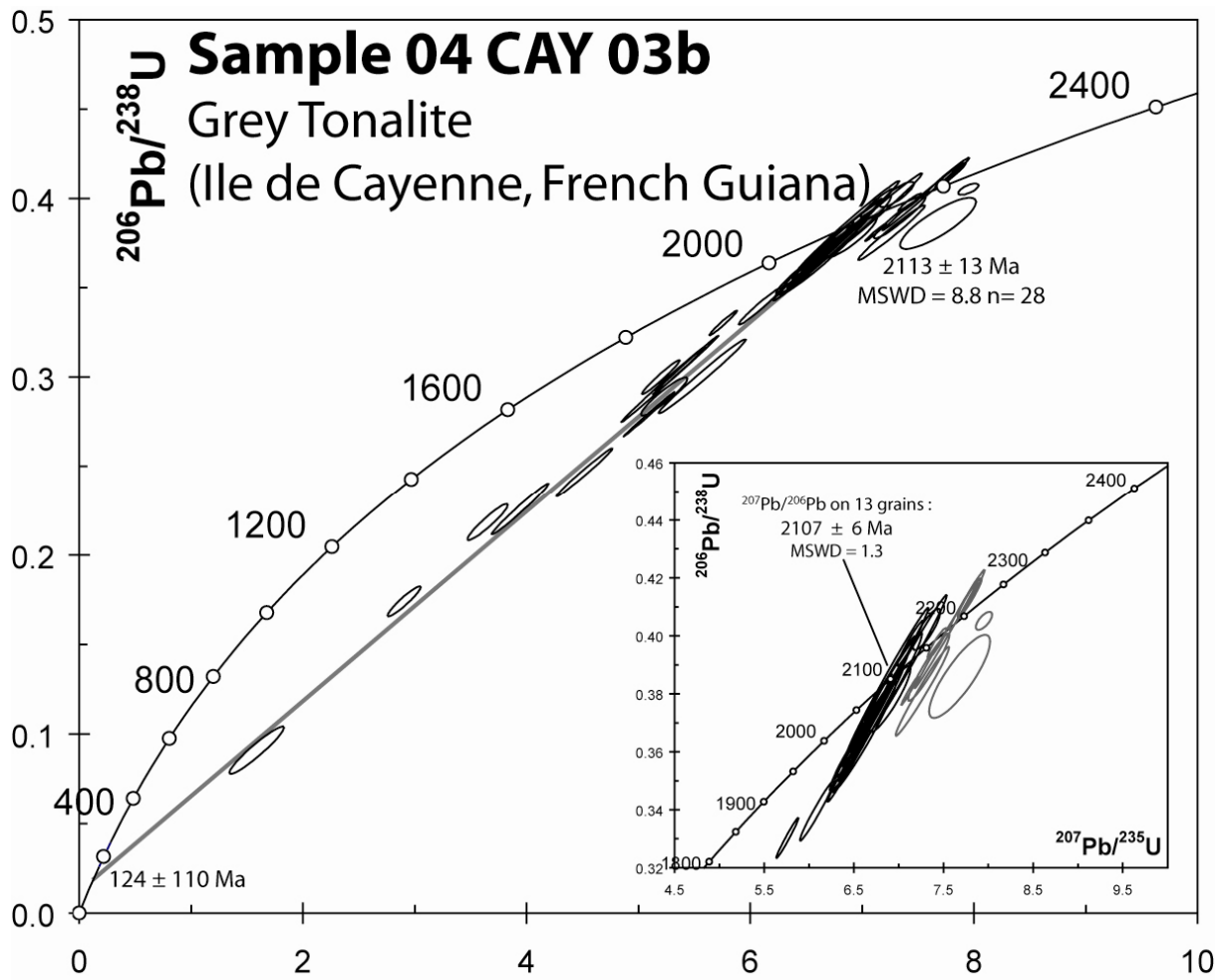


Fig. 8. U-Pb Concordia diagrams for zircons and zoom showing the $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ weighted mean age of concordant zircons grey tonalite (04CAY3b).

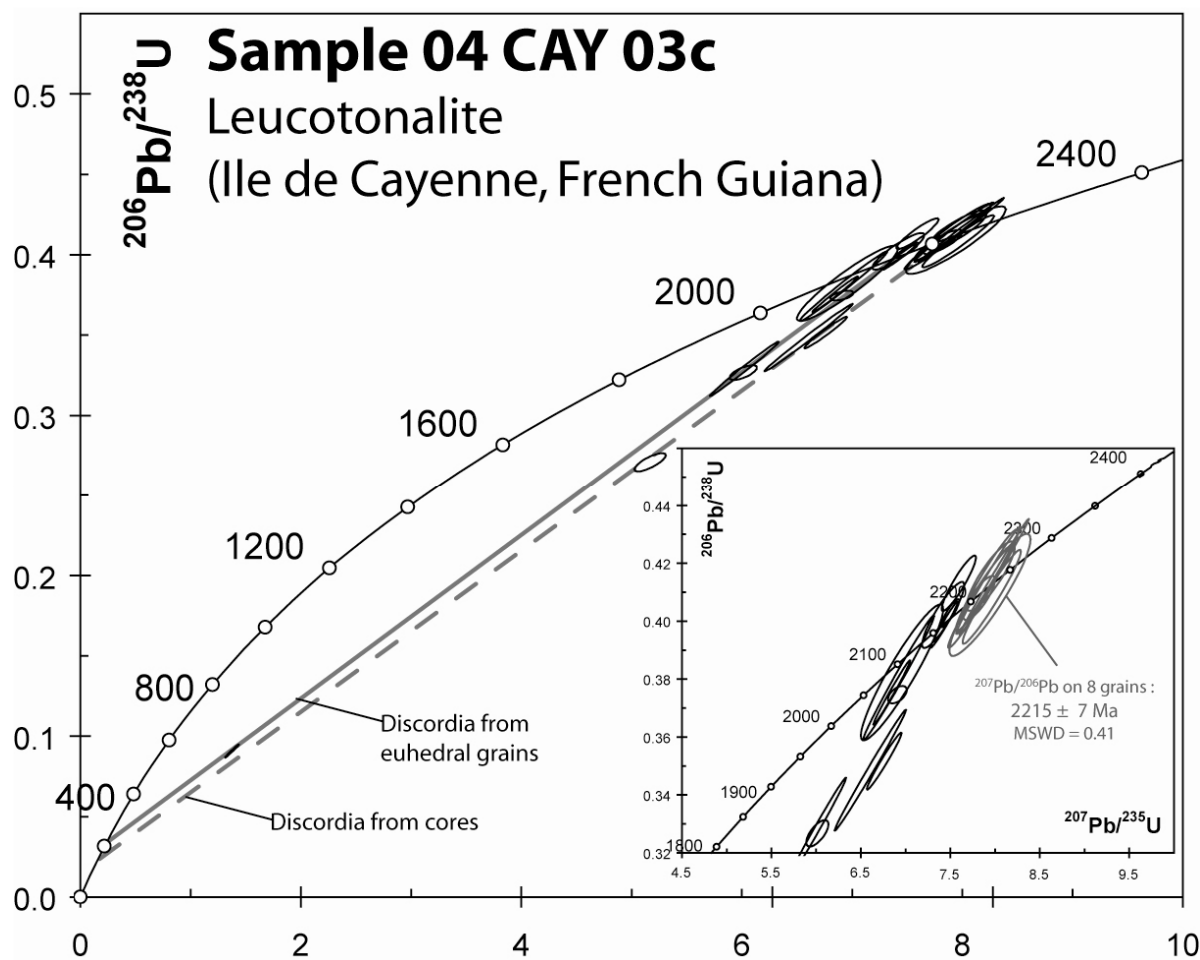


Fig. 9. U-Pb Concordia diagrams for zircons and zoom showing the $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ weighted mean age of concordant zircons from leucotonalite (04CAY3c).

4.3. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results

Amphibolite 04CAY3a. Both amphibole and biotite grains were separated from this sample. The biotite age spectrum (Fig. 10.1a) is discordant and characterized by a bump-shaped pattern and the absence of plateau age. With the exception of the first heating-step highly contaminated by absorbed atmospheric argon and with a high Cl/K ratio (Fig. 10.1b), apparent ages vary between 1683 ± 3.6 Ma and 1781 ± 4.2 Ma (Table 3). Similar discordant age spectra are generally interpreted to result from partial retrogression of biotite into chlorite and associated ^{39}Ar recoil effects during irradiation from biotite to chlorite (e.g. Ruffet et al., 1990).

The age spectrum of a first amphibole grain displays a plateau at 2065 ± 21 Ma defined by seven successive heating-steps (Fig. 10.2a). Argon loss or/and biotite crystallization is

recorded by the first heating-steps with a minimum age of 1464 ± 57 Ma, correlated with the higher K/Ca ratio (Fig. 10.2b). The age spectrum of the second amphibole displays a plateau at 2050 ± 18 Ma defined by five successive heating steps (Fig. 10.3a).

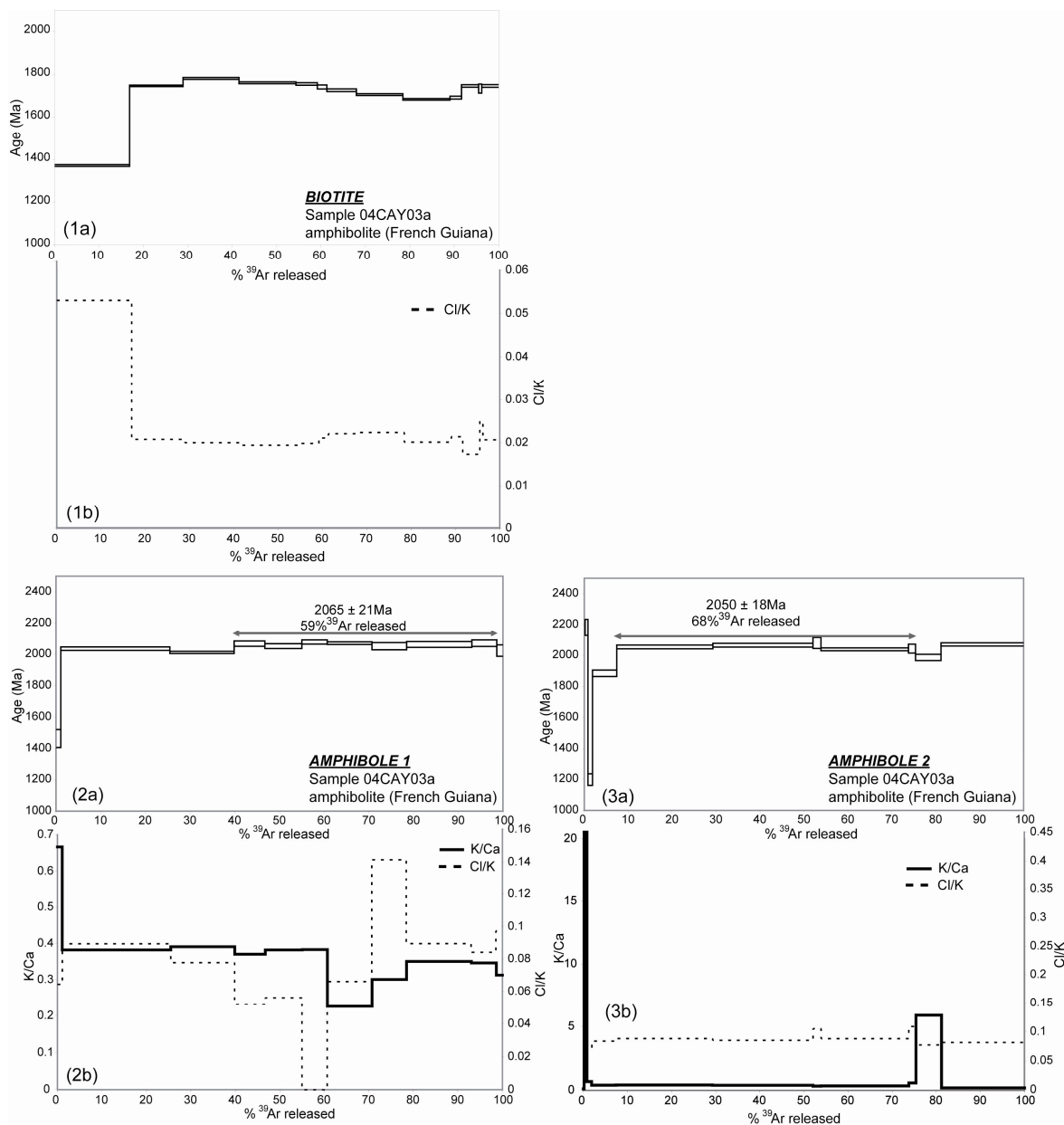


Fig. 10. ⁴⁰Ar/³⁹Ar data for amphibolite (04CAY3a). (1a) ⁴⁰Ar/³⁹Ar step heating age spectrum of biotite. (1b) ³⁸Ar_{Cl}/³⁹Ar_K ratio spectrum of biotite. (2a) and (3a) ⁴⁰Ar/³⁹Ar step heating age spectra of amphibole. (2b) and (3b) ³⁹Ar_K/³⁷Ar_{Ca} ratio spectra and ³⁸Ar_{Cl}/³⁹Ar_K ratio spectra of amphibole.

Grey tonalite 04CAY3b. Two biotite grains and two amphibole grains were separated from this sample. The age spectrum of the first biotite displays a plateau at 1978 ± 14 Ma defined by three successive heating-steps (Fig. 11.1a). The second biotite gives a pseudo-plateau age at 1941 ± 16 Ma (Fig. 11.2a). The pseudo-plateau portion of the spectrum has a bump shape, with apparent ages ranging from 1923 to 1962 Ma (Table 3) A pseudo plateau age may be defined in two cases: (1) two or more continuous steps containing more than 50% of the total amount of ^{39}Ar released yield apparent ages reproducible at the 90% confidence level, or (2) the steps contain slightly less than 50% of the total amount of ^{39}Ar released but the apparent ages are reproducible at the 95% confidence level. Therefore, compared to the first grain results, the pseudo-plateau age must be considered as a minimum cooling age for biotite 04CAY3b. As for the previous amphibolite, the partial discordance of the two biotite spectra probably reflects minor chlorite contribution to the gas released even though the grains were carefully selected to avoid such problem.

For amphiboles, the age spectrum of the first grain displays a plateau at 2081 ± 16 Ma defined by nine successive heating-steps (Fig. 11.3a) and related to homogeneous K/Ca ratios (Fig. 11.3b). The laser probe step-heating of the second grain gives a younger plateau age at 2019 ± 24 Ma (Fig. 9.4a) with homogeneous K/Ca ratios (Fig. 11.4b). By contrast with the first grain, the six first heating steps show highly discordant ages (1400 ± 9 to 1999 ± 12 Ma) but both grains have similar K/Ca and Cl/K patterns (Fig. 11.3b and 11.4b). This suggests that the contrasting isotopic behaviour of the two grains cannot be attributed to the presence of tiny mica inclusions in the second grain. More likely, it suggests that argon loss occurred in the second grain by a localized thermal event in the sample associated for example to a microshear-zone or a fluid vein.

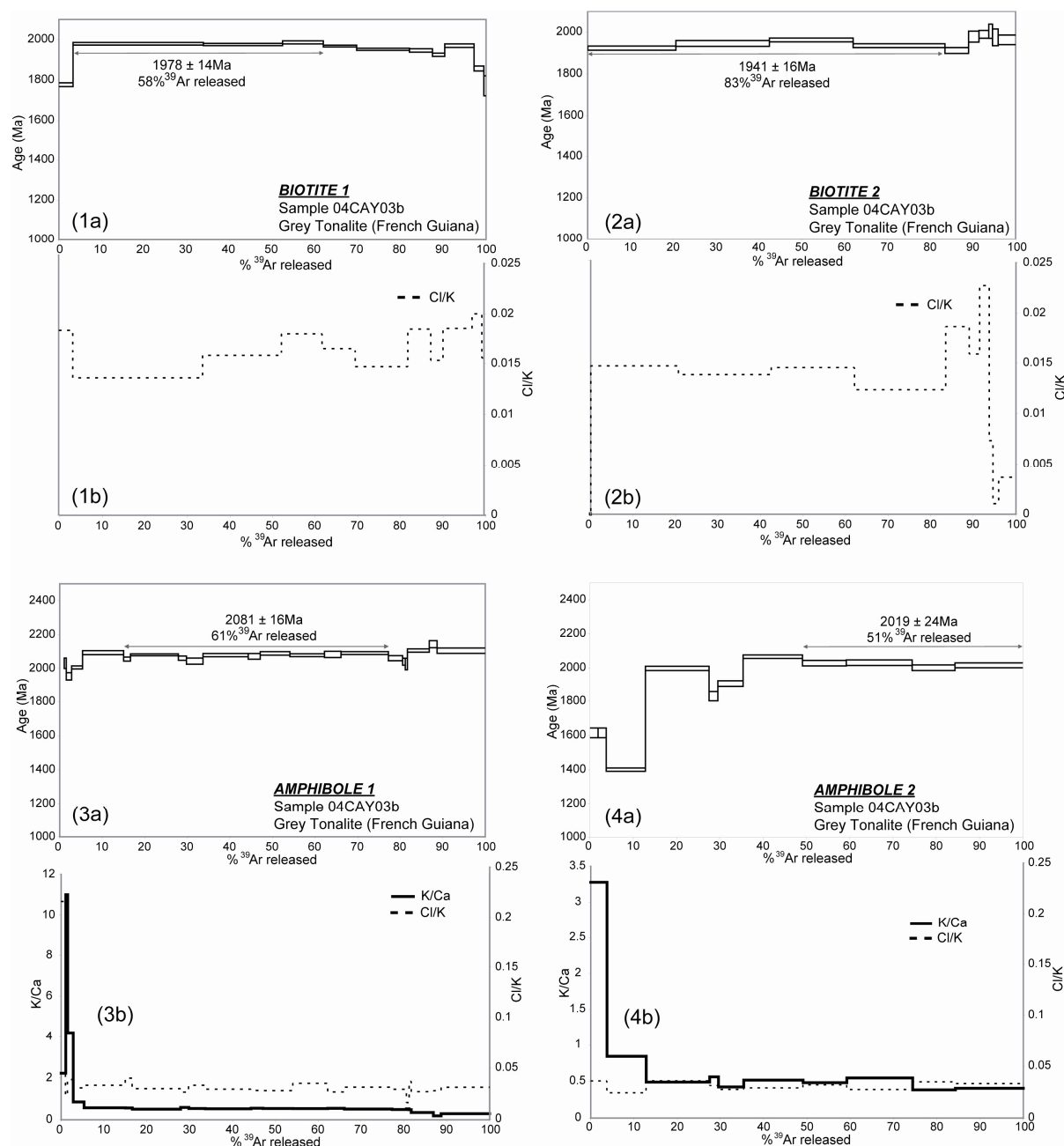


Fig. 11. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data for grey tonalite (04CAY3b). (1a) and (2b) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ step heating age spectrum of biotite. (1b) and (2b) $^{38}\text{Ar}_{\text{Cl}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ ratio spectrum of biotite. (3a) and (4a) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ step heating age spectra of amphibole. (3b) and (4b) $^{39}\text{Ar}_{\text{K}}/^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}$ ratio spectra and $^{38}\text{Ar}_{\text{Cl}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ ratio spectra of amphibole.

Leucotonalite 04CAY3c. Two amphibole grains were analysed. The first one yields a very disturbed age spectrum with apparent ages increasing from 1304 ± 7 to 2013 ± 9 Ma (Table 3) from low to high extraction temperatures (Fig 12.1a). With the exception of the first step, the Cl/K ratio displays a similar increase during step-heating, while the K/Ca ratio remains broadly constant (Fig 12.1b). For the second amphibole, the laser probe step-heating gives a

plateau age at 1963 ± 19 Ma for 59 % of the total ^{39}Ar released (Fig. 12.2a), which corresponds to constant K/Ca and Cl/K ratios (Fig. 12.2b). This plateau age obtained on three steps must be considered as a minimum age for the amphibole.

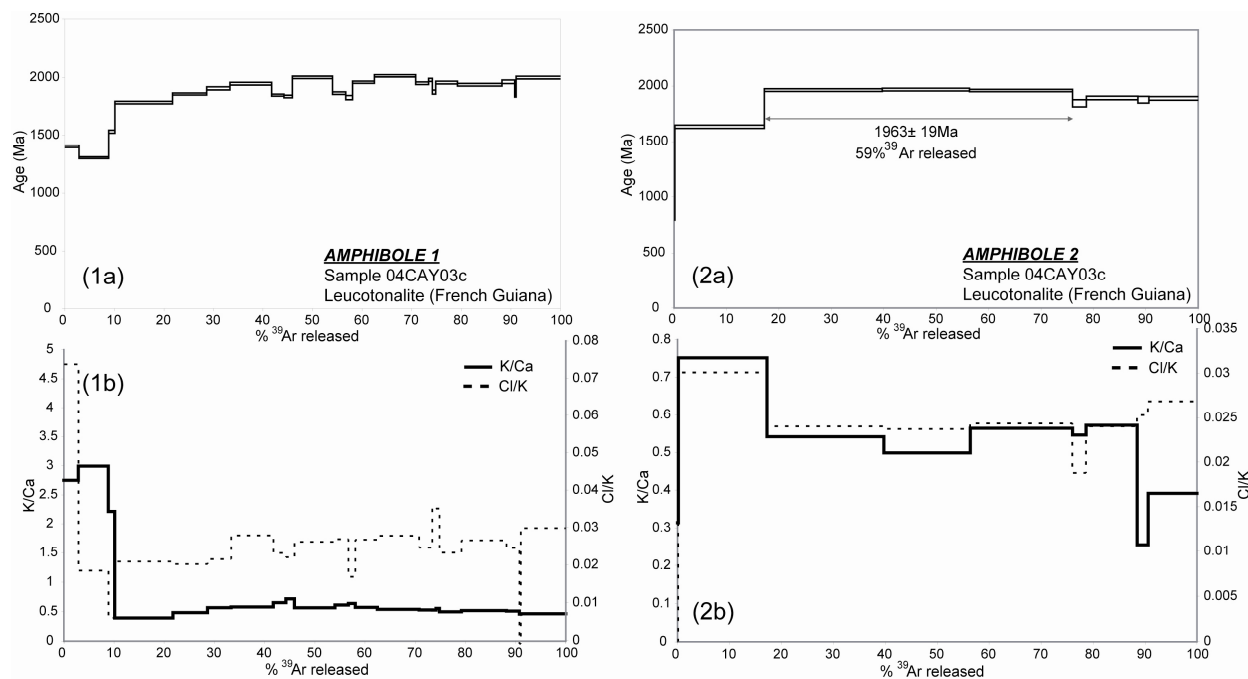


Fig. 12. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data for leucotonalite (04CAY3c). (1a) and (2a) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ step heating age spectra for amphiboles. (1b) and (2b) $^{39}\text{Ar}_K/^{37}\text{Ar}_{Ca}$ ratio spectra and $^{38}\text{Ar}_{Cl}/^{39}\text{Ar}_K$ ratio spectra of amphibole.

5. Discussion

5.1. Nature of the protoliths

Major and trace element data show that all amphibolites have tholeiitic chemical affinity (nearly flat REE patterns and low contents of incompatible elements). They have low values of Zr/Y, Ti/Y, La/Nb and Ta/Yb ratios, indicating transitional (T)-type mid-oceanic ridge basalt (MORB) affinities for their protoliths. In two samples (00CAY10 and 04CAY3g) positive Eu anomalies (Fig. 4A) along with high Al_2O_3 (>17.5%) and Sr (>150ppm) contents suggest plagioclase cumulation.

The grey tonalite (04CAY3b) shows geochemical similarities with the Archaean TTG described by Martin et al. (1994) (high Na_2O contents correlated with low $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (<0.5);

strongly fractioned REE patterns and low HREE contents). The TTG are formed via low to moderate degree partial melting of hydrated basaltic (low-K) crust at pressure high enough to stabilize garnet ± amphibole (Martin et al., 2005). The TTG suite is commonly interpreted as being subduction-related and equivalent to modern arc magmas.

The leucotonalite (04CAY3c) shows geochemical features identical to the tonalites from the Mahury complex (low K₂O (<1.5%); high Al₂O₃ (>18 %); moderate fractioned REE patterns and high HREE contents) (Vanderhaeghe et al., 1998). These geochemical features are also attributed to recent subduction-related plutonic rocks (Saunders et al., 1980; Thiéblemont and Tegye, 1994).

5.2. Palaeoproterozoic evolution

The oldest age (2210 ± 8 Ma) was provided by a single zircon population from an amphibolite (04CAY3a) with MORB like chemical characteristic. Inherited cores of zircons from leucotonalite (04CAY3c) give a similar age (2215 Ma) taken as evidence that the source rocks of the tonalitic magma are contemporaneous. These ages are similar to the 2208 ± 12 Ma age obtained on a ferrogabbro from the “Pointe des Amandiers” outcrop (Delor et al., 2003) and confirms the eorhyacian age for relicts of oceanic crust (Vanderhaeghe et al., 1998) in the Guiana shield. These data strongly suggest that major mantle extraction processes during oceanization started at around 2.2 Ga, between the once contiguous southern (Amazonian) and northern (African) Archaean plates. Further geochemical studies would be necessary to infer the possible involvement of a mantle plume, as suggested in the coeval West African Birimian terranes (Abouchami et al., 1990; Boher et al., 1992). At the scale of the Guiana Shield, these ages are the oldest record so far in the Palaeoproterozoic basement. On the southern limb of the French Guiana TTG-greenstone domain, inherited ages in migmatitic gneiss point to protolith ages as old as *ca.* 2.2 Ga. Sm-Nd data for the Ipitinga greenstones (Brazil) (MacReath and Faraco, 1997) also suggest the presence of an Eorhyacian crust as old as 2.26-2.20 Ga.

Magmatic zircons from the leucotonalite (04CAY3c) give an age of 2152 ± 12 Ma, which date anatexis of rocks and regional amphibolite facies metamorphism. Interestingly, this is also similar to the age of the youngest concordant analyses in the amphibolite sample (04CAY3a). This age is identical to the 2144 ± 6 Ma age obtained by Vanderhaeghe et al. (1998) on a tonalite from the Mahury Massif (CAY12A), a few kilometers to the north-east of

the Ile de Cayenne outcrops (Fig. 2). Therefore, we consider that the period 2140-2160 Ma represents a major period of tectonometamorphic activity accompanied by emplacement of important volume of tonalitic magmas. By contrast, magmatic zircons from the grey tonalite sample (04CAY3b) give a younger age at 2107 ± 6 Ma consistent with field observations which suggest that the grey tonalite emplacement post-dated regional amphibolite-facies metamorphism and related migmatization.

Evidence for 2.1 Ga old tonalite-granodiorite along the coastline shows that the basalt plate consumption process classically leading to TTG magma has been active until 2.1 Ga. This is at add with previous models suggesting that continental collision initiated at 2.11 Ga. Our data indicate that subduction was still active at this time or more recently (Fig. 13).

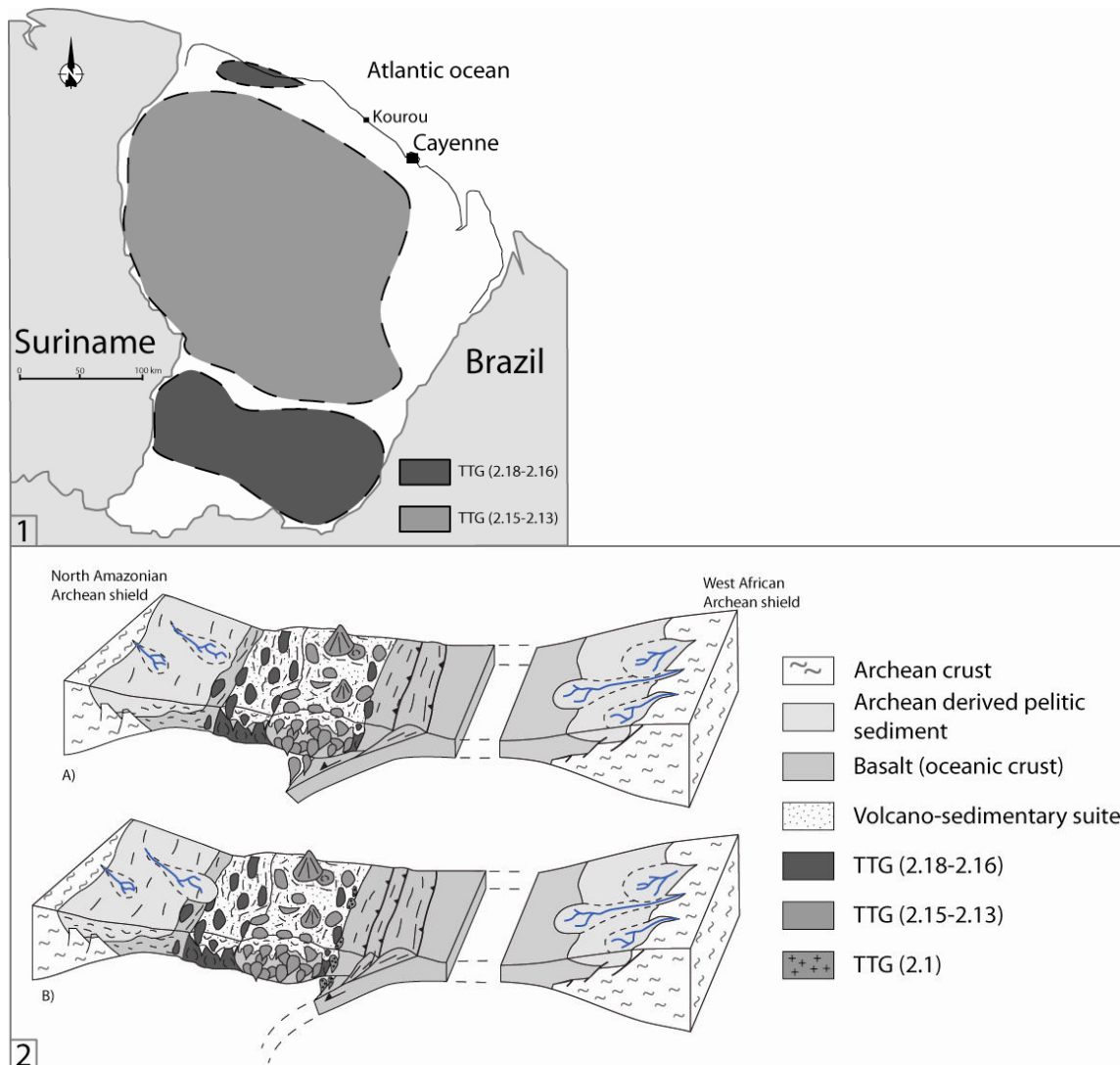


Fig.13. (1) Schematic map of French Guiana showing the various diachronous TTG complexes. (2) Schematic geodynamic evolution model (A) between 2.15 and 2.13 Ga. (B) between 2.13 and 2.1 Ga.

5.3. Cooling rates

Coupled with U-Pb results, the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data on the Ile de Cayenne samples give information about the cooling history of this metamorphic-plutonic complex. For amphibole and biotite, closure temperatures for the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ chronometer are respectively close to 550 ± 50 °C (Dahl; 1996; Villa et al., 1996) and 325 ± 25 C (Harrison et al., 1985). For zircon, a closure temperature of 850°C is generally assumed by most authors (Cherniak and Watson, 2001).

The different ages obtained on amphibole and biotite from the different lithologies are younger than the emplacement age of the grey tonalite (2107 ± 6 Ma), which is the younger thermal event in the sampled area. The ages obtained on amphibole from grey tonalite and amphibolite overlap with a mean value of 2067 ± 18 Ma, i.e 40 Ma younger than the tonalite emplacement. Considering the respective closure temperatures of zircon and amphibole, cooling rate for the grey tonalite and amphibolite ranges from 5 to 11°C (Fig.14) from 2107 to 2067 Ma. This cooling rate can be interpreted as resulting from slow conductive cooling after emplacement of the tonalite pluton in a relatively cold metamorphic basement. Between amphibole and biotite closure temperatures (550-325°C), the calculated cooling rate falls to ~2-3°C/Ma for the period 2081-1978 Ma (Fig.14). This slow cooling rate suggests that the regional cooling in the Ile de Cayenne complex does not result from rapid and tectonically controlled exhumation, but more likely from gradual uplift. This cooling rate is in accordance with those recorded in other Transamazonian accretionary domains, which range from 2 to 5°C/Ma (Nomade et al., 2001, 2002; Enjolvy, 2004; Rosa Costa, 2006). These data suggest that the basement rocks from the Pointe de Buzaré remained at relatively high temperature (i.e. above 325°C) during a very long period (> 100 Ma) during which the different lithologies could have been ductily deformed as a result of plate convergence between the Amazonian and African cratons.

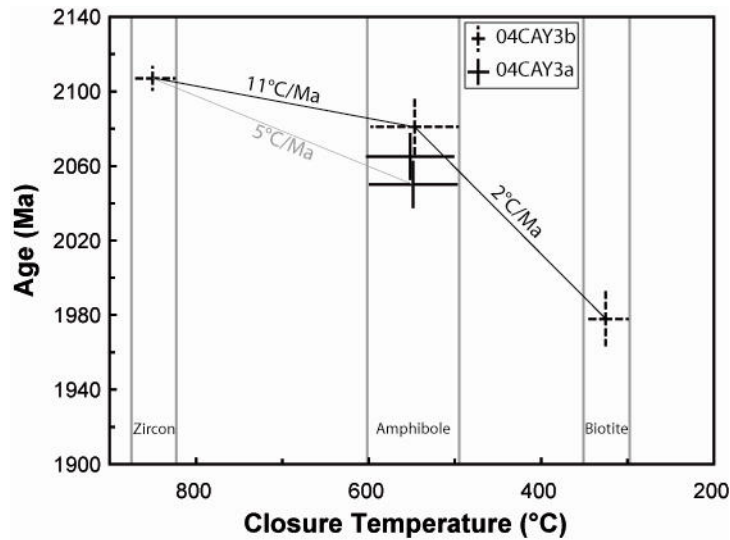


Fig.14. Closure Temperature versus $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age diagram.

6. Conclusion

The main results of this study concerning the Transamazonian event in French Guiana can be summarized by the following scenario: (1) Starting at around 2.2 Ga, major mantle extraction processes and formation of early oceanic crust (2215-2205Ma). (2) Convergence between the African and Amazonian Archean blocks resulted in subduction of this oceanic crust from 2.18 (Delor et al., 2003) to 2.1 Ga, with the formation of the younger TTG ever found in Guiana and dated at 2107 ± 6 Ma in the present study. In the Cayenne district, field and U-Pb data suggest that this TTG magmatism sealed a main period of migmatization and tectono-metamorphic activity dated at 2152 ± 12 Ma. (3) The combination of U-Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronological data suggests that these rocks experienced a slow cooling rate (from 11 to $2^\circ\text{C}/\text{Ma}$) since 2100 Ma which indicates that their exhumation was mainly the result of gradual uplift and coeval erosion (see for example Willigers et al., 2002).

The Earth geodynamics between 2.3–2.0 Ga, is strongly debated in terms of modern or archaic driving mechanisms. Our study on the Transamazonian event can contribute to this debate. On one side, the absence of crustal thickening, nappe tectonics and high-pressure metamorphism (Delor et al., 2003) suggest that archaic processes of crustal growth are still dominating. On the other side, the TTG geochemistry suggests that this magmatism has the characteristics of that produced in a subduction context. However, the huge production of TTG magmas and associated greenstone belts is more compatible with archaic processes as

well as the long-lasting thermal evolution deduced from thermochronological data. The Palaeoproterozoic (2.2-2.0 Ga) is a key transition period between archaic and modern tectonic mechanisms and new geochemical and geochronological studies are needed in order to better constrain the Transamazonian event and how this transition occurred.

Acknowledgments.

This work was financially supported by the BRGM (Bureau de Recherche Géologique et Minière). J.M Lafon, H. Théveniaut and Ph. Rossi are thanked for stimulating discussions and introduction to the field geology of the Guiana Shield. We thank N. Arnaud for the comments on the manuscript.

References

Voir références bibliographiques générales.

Figure captions

La table 1 est présentée dans l'Annexe 1 (tableau 1.1)

Tab. 1. Selected whole-rock major and trace element compositions of rocks from the Pointe Buzaré outcrop (Cayenne, French Guiana).

La table 2 est présentée dans l'Annexe 2 (tableau 2.1)

Tab. 2. LA-ICP-MS U-Th-Pb results for zircons of rocks from the Pointe Buzaré outcrop (Cayenne, French Guiana).

La table 3 est présentée dans l'Annexe 1 (tableau 3.1)

Tab. 3. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ step-heating analytical results. $^{40}\text{Ar}^*$: radiogenic ^{40}Ar .

Chapitre V :

Caractérisation du méso-Transamazonien : Etude géochronologique et géochimique du domaine TTG central le long du fleuve « la Mana ».

V.I. Introduction et objectif de ce chapitre

Le centre de la Guyane Française est constitué par un massif de Trondhjémite Tonalite Granodiorite (TTG) de taille considérable. D'après la carte au 1/500 000 de la Guyane Française (Delor et al., 2003), on peut estimer que ce massif couvre environ 15% du territoire guyanais, soit environ 13 500 km².

D'après le modèle géodynamique de Delor et al. (2003), ce massif de TTG fait partie d'un grand ensemble de TTG associé à des formations volcano-sédimentaires se mettant en place entre 2.18 et 2.13 Ga. Ces TTG représenteraient les termes d'un magmatisme plutono-volcanique d'arc multi-étapes d'âge mésorhyacien, à l'aplomb d'une zone de subduction à plongement sud, induite par la convergence des blocs archéens africain et amazonien. La répartition géographique des différentes générations de TTG suggère l'existence de deux domaines nord et sud datés à 2.18-2.16 Ga affleurant de part et d'autre d'un domaine central TTG plus jeune daté à 2.15-2.13 Ga. Sur la carte au 1/500 000, le domaine central TTG daté à 2.15-2.13 Ga apparaît sous la forme de deux ensembles (Fig.V.1). Un premier daté à 2120-2140 Ma constitué de trondhjémites, de tonalites, et de granodiorites et un second plus vieux daté à 2148 Ma formé uniquement par des granodiorites. Dans l'ensemble, le domaine central TTG est peu étudié, seules quelques missions de reconnaissance à la périphérie du massif ont permis d'obtenir quelques données géochronologiques préliminaires (Delor et al., 2003). Pour mieux appréhender le massif TTG (sa composition, son âge, les relations avec les formations qui le limitent, sa géométrie, son histoire tectonique...), nous avons effectué une coupe pratiquement nord sud à travers la partie du massif central TTG constituée de granodiorites datées à 2148 Ma (Delor et al., 2003). Cela représente un transect d'environ 300 à 350 km le long du cours d'eau « la Mana » et ses méandres.

Les objectifs de ce chapitre sont multiples : (1) Avec la méthode de datation U-Pb (LA-ICP MS), caractériser l'âge de mise en place du massif TTG et vérifier si le massif constitue une masse homogène comme cela est suggéré par la carte géologique au 1/500 000 (Delor et al., 2003). (2) Avec une étude géochimique sur roche totale, caractériser les TTG et les roches associées et ainsi discuter de leur origine. (3) Avec la méthode Ar-Ar, caractériser le refroidissement du massif TTG.

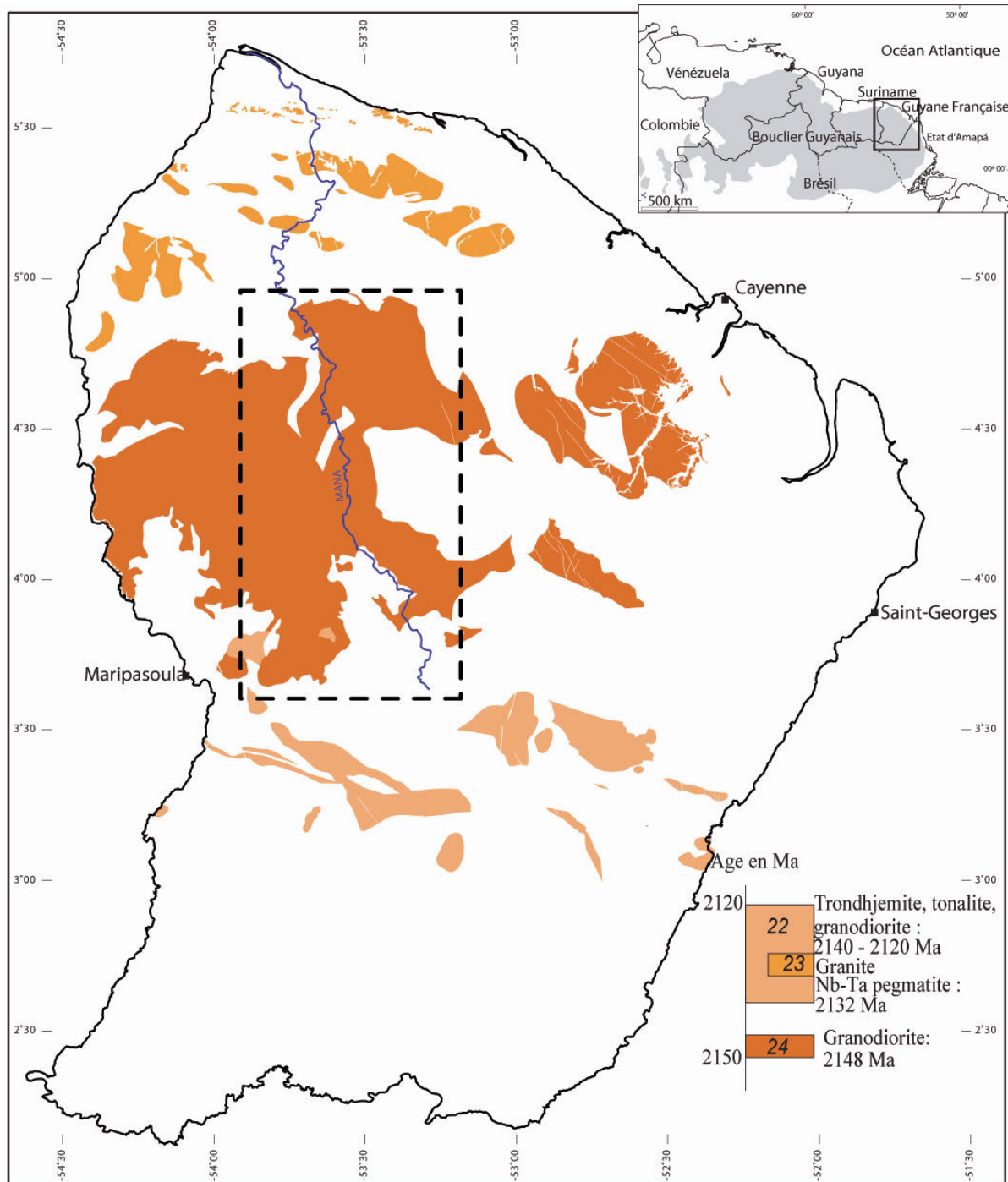


Figure V.1 : Carte de répartition géographique des TTG (2150 - 2120 Ma) avec localisation de la zone d'étude (zone délimitée par le carré en pointillé noir).

V.2 Contexte géologique et localisation des échantillons

La Guyane Française est recouverte par une épaisse forêt tropicale, et une couverture latéritique compliquant sérieusement la tâche du géologue. Les quelques rares affleurements apparaissent principalement le long des cours d'eau, qui érodent la latérite et mettent ainsi à nu les roches sous-jacentes. Autres points d'affleurement remarquables, les inselbergs (sorte

de dôme pointant au cœur de la forêt) et les « savanes roches » (clairières de roche) présentent une végétation éparse principalement composée d'espèces lithophiles (orchidée...), mais leur accès reste le plus souvent difficile. Les cours d'eau étant les voies de communication quasi uniques, le travail s'effectue donc principalement le long des fleuves. Les cours d'eau sont fortement sujets à des variations de niveau assez remarquables en fonction de la pluviométrie. Par exemple, sur le cours d'eau « la Mana », pendant la saison sèche les affleurements sont quasi continus, alors qu'en saison humide la remontée du cours d'eau peut s'effectuer quasiment sans apercevoir les sauts constituant les principaux affleurements (Fig.V.2). Le problème du géologue sera de trouver le bon compromis entre un niveau d'eau assez élevé permettant une navigation facile et un niveau d'eau suffisamment bas permettant de travailler dans de bonnes conditions. Pour notre mission le long de « la Mana », c'est la petite saison sèche du mois de Mars et d'Avril qui a été choisie. Les niveaux d'eau ont fortement fluctué lors de notre mission, avec des baisses rapides et des remontées tout aussi rapides du niveau de plusieurs mètres. Ce niveau d'eau important a coïncidé, lors de la montée et de la descente du fleuve, à la partie Nord de la coupe, entre Saut Sabat et les environs de Saut Fracas.



Figure V.2 : Variation du débit de « la Mana » au niveau de Saut Ananas, le point 1 représente la même zone sur les deux photos. Les photos sont prises à 5 jours d'intervalle. (Réf : MAN53 sur la carte présentée fig.V.4)

La coupe commence au niveau de Saut Sabat (Fig.V.3), où un pont routier sur la route reliant Cayenne à St Laurent du Maroni permet de franchir « la Mana ». Entre Saut Sabat et Saut Chien (Fig.V.3), la partie nord de la coupe est constituée par un ensemble de grès et de quartzite, avec des intercalations de conglomérats mono- ou polygéniques et de pélites. Cette formation a été décrite historiquement par Choubert (1960, 1974) et portait le nom de formation de Bonidoro. Milesi et al. (1995) définissent cette unité comme l'Ensemble

Détritique Supérieur (EDS). Cet ensemble détritique se dépose dans une série de bassins grossièrement alignés selon un linéament morphostructural majeur de direction à peu près est-ouest, « le Sillon Nord Guyanais ». Ces bassins de type « pull-apart » se sont formés en contexte décrochant sénestre (Ledru et al., 1991 ; Egal et al., 1992).

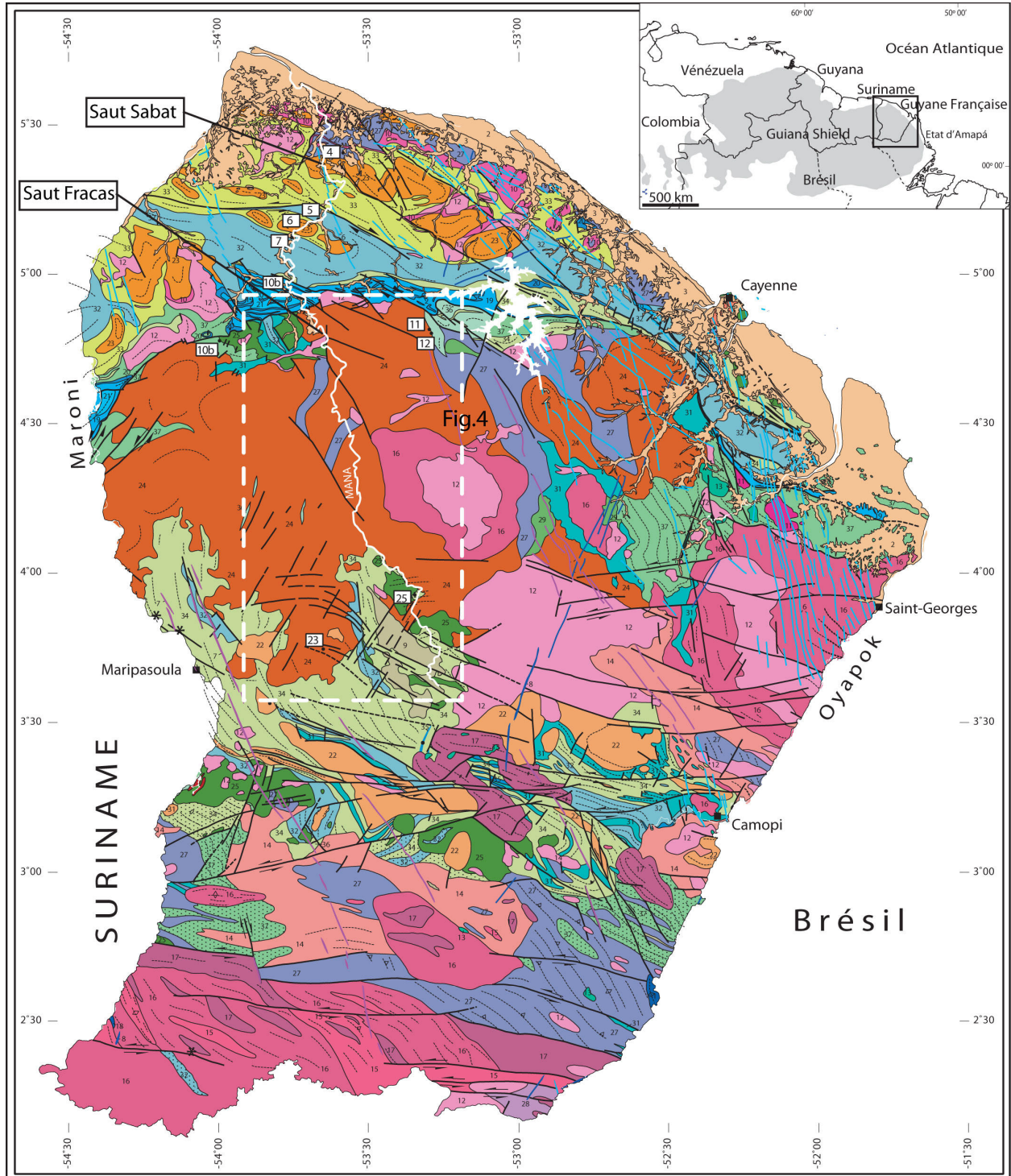


Figure V.3 : Carte géologique au 1/500 000 de la Guyane Française d'après Delor et al, 2003, les nombres inclus dans les carrés blancs se réfèrent à des échantillons antérieurs à notre étude et cités dans le texte.

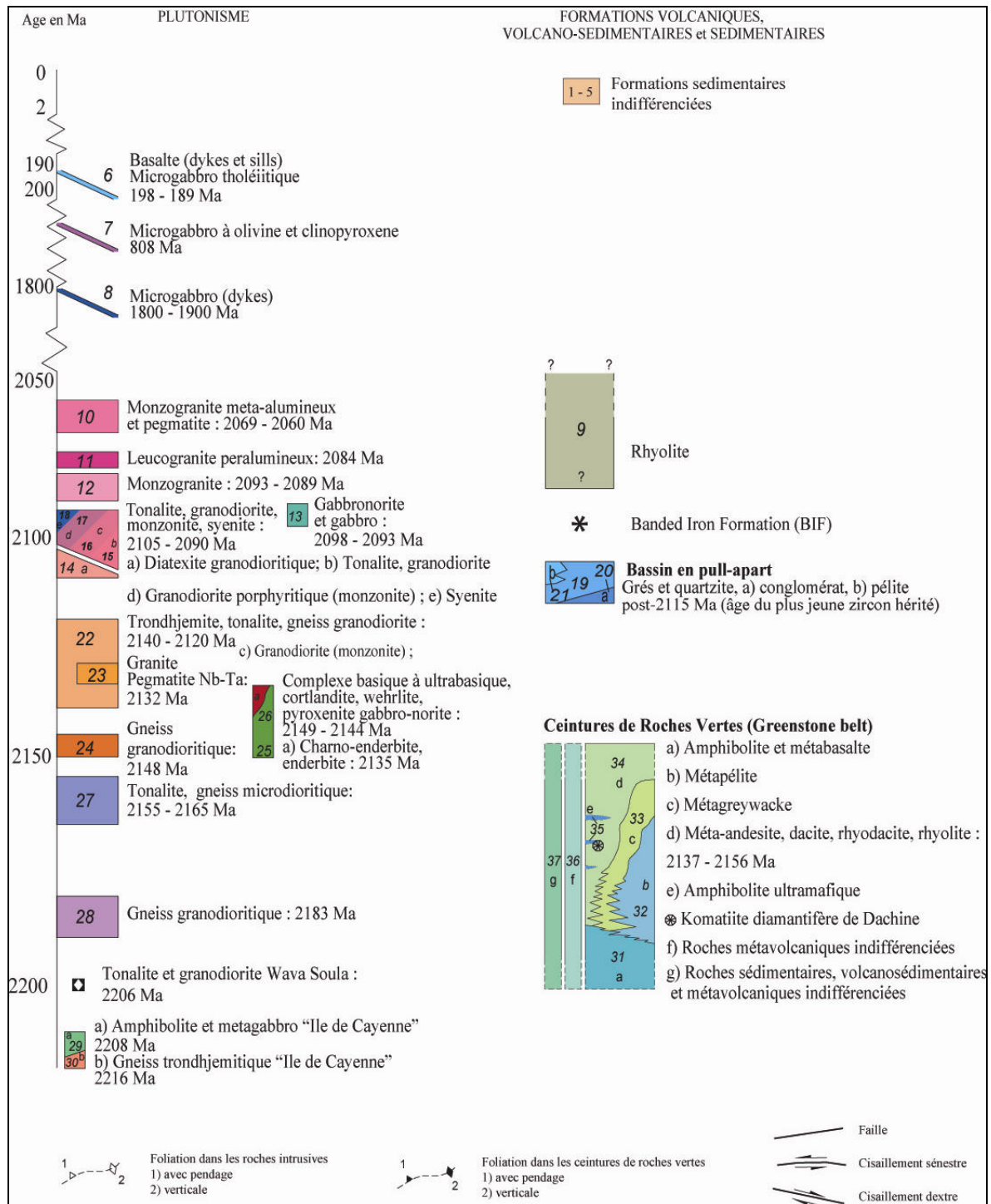


Figure V.3b : Légende de la carte géologique au 1/500 000 de la Guyane Française présentée à la Fig.V.3.

L'analyse des faciès et de leur organisation sédimentaire indique un dépôt en milieu fluviatile, avec cependant des variations du contexte de dépôt suivant les bassins.

Sur notre coupe, c'est-à-dire le bassin de « la Mana », l'EDS se compose d'une succession de séquences grano-décroissantes constituées de :

- conglomérats et microconglomérats à stratifications en auge et à galets mal triés de quartz d'une taille inférieure à 5 cm.

- grés-quartzites légèrement feldspathiques, à stratifications en auge ou obliques soulignées par des minéraux noirs (oxyde de fer). Ces dépôts sont puissants (>5000 m) et monotones. Le milieu de dépôt est de type fluviatile à rivières peu profondes et non chenalisantes.

Selon Milesi et al. (1995) les transformations métamorphiques observées dans l'EDS sont très irrégulièrement développées. Les cristallisations statiques d'andalousite et de staurotide sont interprétées comme la marque d'un métamorphisme de contact à relier à la mise en place des granitoïdes contigus dont l'âge est estimé à 2083 Ma par Milesi et al. (1995).

L'EDS s'est donc déposé antérieurement à 2083 Ma. Les zircons détritiques les plus vieux collectés dans l'EDS donnent un âge moyen égal à 2127 ± 7 Ma (Milesi et al., 1995). Le sédiment correspondant a donc un âge maximum de 2127 Ma.

Quelques âges modèles en Sm-Nd sont disponibles pour l'EDS (Delor et al., 2003). (Fig.V.3) L'échantillon noté (5) (Fig.V.3) est une métapélite à 2 micas, l'âge modèle en Sm-Nd est de 2.14, et l' $\epsilon_{(Nd)}$ est de -3.7, l'échantillon noté (7) (Fig.V.3) est une métapélite à biotite, l'âge modèle est de 2.14, et l' $\epsilon_{(Nd)}$ est de -8.6, et un grés microconglomératique (échantillon (10b) (Fig.V.3)) donne un âge modèle de 2.14 et un $\epsilon_{(Nd)}$ de -3.3. D'après Delor et al. (2003), une source crustale pré-Transamazonienne est nécessaire pour expliquer les valeurs $\epsilon_{(Nd)t}$ négatives.

Entre Saut Chien et Saut Koumarou (Fig.V.4), « la Mana » s'écoule dans le domaine Trondhjémite Tonalite Granodiorite (TTG) central défini par Delor et al. (2003). La cartographie du massif central TTG lors de la réalisation de la carte géologique de la Guyane (1 : 500 000) a été principalement basée sur une campagne de géophysique aéroportée (Delor et al., 2003) avec quelques missions de terrain permettant de corréler les signaux géophysiques avec les différentes lithologies. Le massif TTG central reste un domaine peu connu et les quelques datations disponibles (Delor et al., 2003) sont principalement situées sur les bords du massif (Fig.V.3). L'échantillon (12) (Fig.V.3) est une granodiorite située au Nord du massif, les zircons de cette granodiorite donnent un âge de 2148 ± 4 Ma (TIMS). Pour la méthode Sm-Nd sur roche totale, l'échantillon (12) donne un âge modèle à 2.15 Ga et une valeur d' $\epsilon_{(Nd)t}$ positive (entre +2.2 et +2.3).

L'échantillon (11) (Fig.V.3) voisin de l'échantillon précédent (12) donne des résultats similaires, un âge de 2146 ± 2 Ma pour les zircons (TIMS), et un âge modèle (2.15 Ga) et une valeur d' $\epsilon_{(Nd)t}$ positive (entre +2.2 et +2.3). Ces valeurs d' $\epsilon_{(Nd)t}$ positives, ainsi que les âges modèles (T_{DM}) rhyaciens démontrent le caractère juvénile (1^{ère} extraction du manteau) des granodiorites (Delor et al., 2003).

Une autre datation dans le sud du massif (Echantillon (23) : tonalite à biotite (Fig.V.3)) donne un âge à 2141 ± 8 Ma (zircons datés par la méthode Pb évaporation).

D'après Delor et al. (2003), la mise en place du domaine TTG central s'effectue en plusieurs étapes entre 2148 et 2120 Ma. Un volume très important de granodiorite se met en place à 2148 Ma (en orange foncé sur la Fig.V.3) et ensuite jusqu'à 2120 Ma une série de granitoïdes de type TTG se met en place à la périphérie du massif de granodiorite datée à 2148 Ma. Lors de notre remontée de « la Mana », aucune relation structurale entre le domaine central TTG et l'EDS n'a pu être observée et c'est seulement à partir de Saut Fracas (Fig.V.3) que nous avons pu observer le massif central TTG.

La lithologie observée au niveau de Saut Fracas est une tonalite (MAN68) (Fig.V.4) typique à quartz, oligoclase (An_{21-25}), feldspath potassique (microcline) et biotite ($X_{Mg} = 0.61-0.64$) (Fig.V.5A). Cette lithologie est identique pour la série d'affleurements précédents Gros Saut, c'est à dire pour Saut Grand Continent, Saut Topi-Topi, Saut Petit Continent, Saut Ti Papa et enfin Saut Patawa (Fig.V.4). Cette série de Sauts se succède sur une longueur d'environ 8 km. Aucune orientation tectonique ou magmatique n'a pu être observée sur ces affleurements. Le niveau d'eau de « la Mana » étant très haut, peu d'affleurements étaient visibles et les seuls observables présentaient une importante altération de surface masquant les structures. Au niveau de Gros Saut (MAN65) (Fig.V.4), la lithologie est très différente de celle rencontrée en aval. Il s'agit d'un granite de composition plus potassique que les roches échantillonnées précédemment. La paragenèse observée est du type feldspath potassique (microcline), oligoclase (An_{12-17}), quartz, biotite ($X_{Mg} = 0.31-0.37$), épidote, zircon et apatite (Fig.V.5B). Pour les sauts suivants, on retrouve la lithologie tonalitique de Saut Fracas (MAN68). De Saut Baboune à Saut Ikissi, les roches magmatiques présentent une foliation verticale de direction moyenne N045 (variant de N060 à N040). A partir de Saut Chapeau et jusqu'à la Crique Loubère, les foliations ne sont plus verticales, elles montrent des pendages vers le NW variant de 25° à 50° . La direction des foliations est globalement de N060. Certains affleurements présentent des amphibolites en enclave et en partie assimilées par la tonalite (Fig.V.6). A Saut Petit Bakou et Saut Grand Bakou, les foliations sont horizontales et leur direction varie de N100 à N120. De Saut l'Or Rosalie à Saut Ananas, les foliations sont N-S avec un pendage vers l'W (40° à 60°). A Saut Ananas, les directions de foliation sont globalement N-S, mais elles montrent des variations locales (jusqu'à N040). Différentes lithologies sont observées sur l'affleurement de Saut Ananas :

- la lithologie typique du massif TTG : une tonalite foliée à quartz, oligoclase (An_{23-25}), feldspath potassique (microcline) et biotite ($X_{Mg} = 0.39-0.43$) (MAN53a) (Fig.V.5D).

- une lithologie basique à amphibole ($X_{Mg} = 0.44-0.47$), plagioclase (altéré) (An_{29-32}) et quartz (MAN53d) (Fig. V.5E).
- des filons tardifs aplitiques (MAN53c) de composition semblable à la tonalite (MAN53a) associés à des filons de quartz tardif.

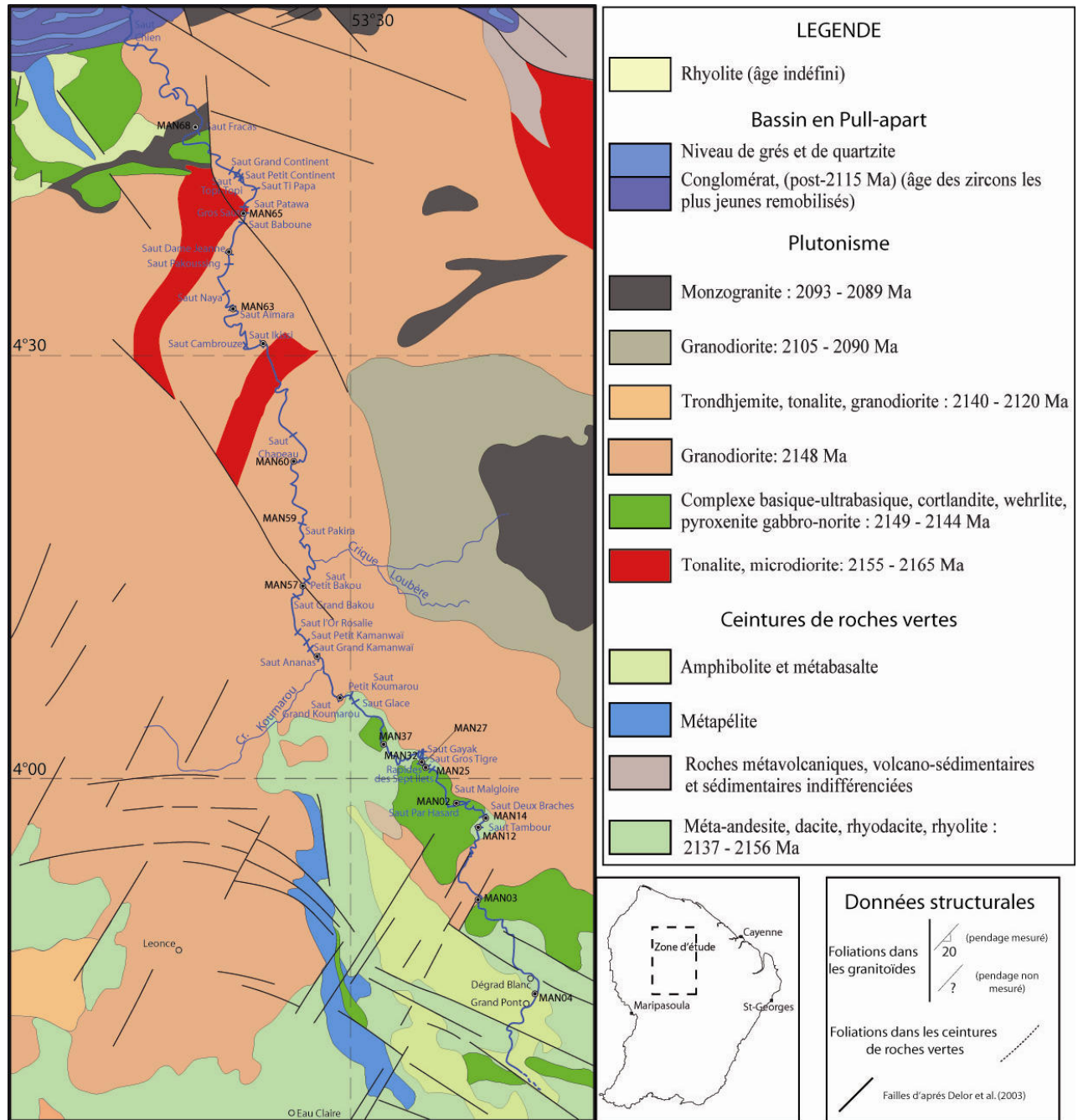


Figure V.4 : Carte géologique détaillée de la zone du fleuve « la Mana ». Les unités géologiques sont tracées d'après la carte géologique au 1/500 000 de la Guyane Française. Les échantillons représentés sur la carte correspondent aux échantillons étudiés dans la partie géochimie.

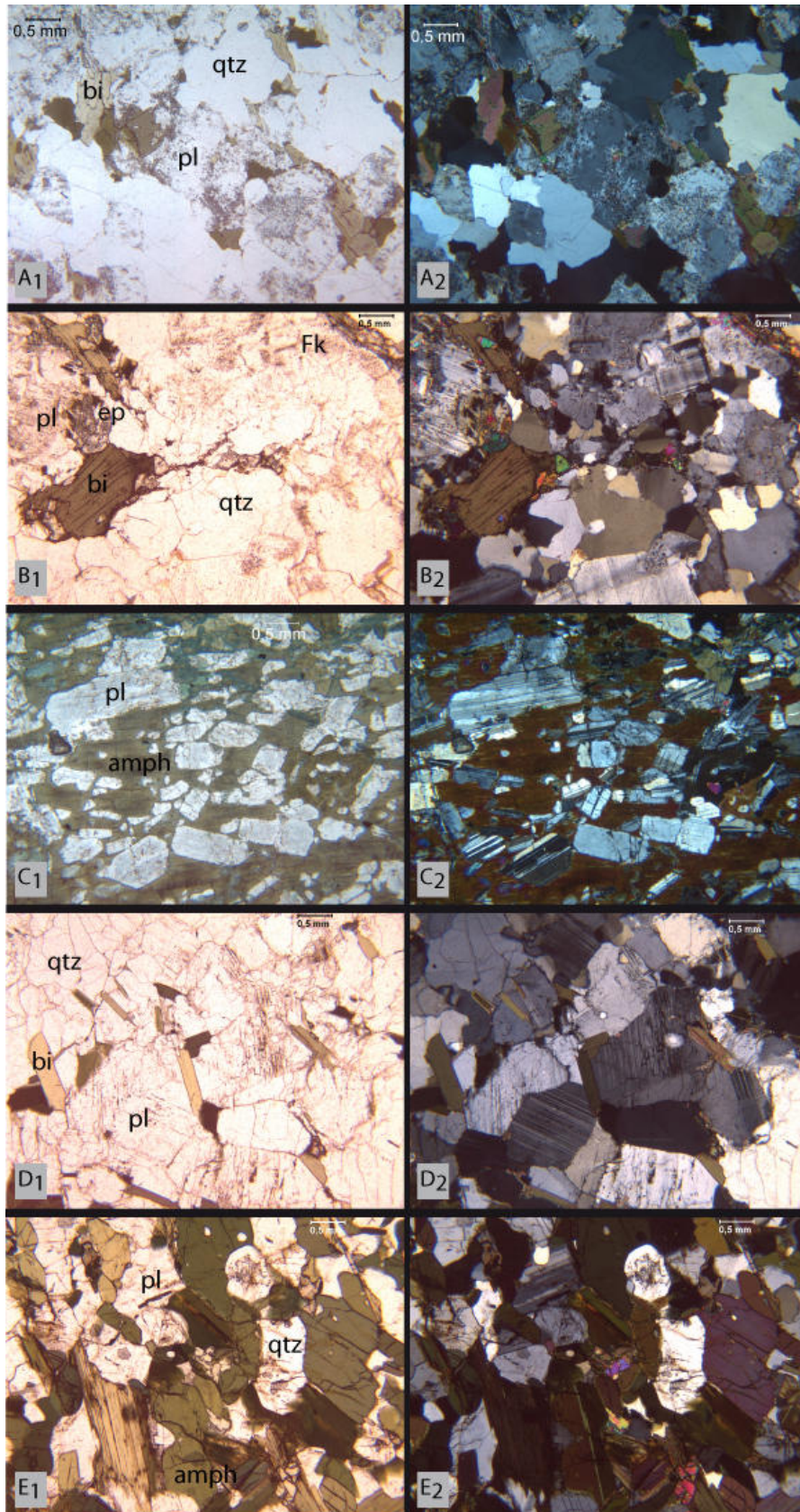


Figure V.5 : Photographie en lame mince (A) Tonalite MAN68 (B) Granite MAN65 (C) lithologie basique à amphibole MAN24 (D) Tonalite MAN53a (E) lithologie basique à amphibole MAN53d. Les photographies de droites sont prises en lumière polarisée non analysée (LPNA) et celles de gauches sont prises en lumière polarisée analysée. (amph : amphibole ; bi : biotite ; ep : épidote ; Fk : feldspath potassique ; pl : plagioclase ; qtz : quartz)

Les relations entre les lithologies sont difficilement observables et peu évidentes. La lithologie basique (MAN53d) forme des enclaves décimétriques à métriques dans la granodiorite (MAN53a). Les filons aplitiques sont sécants sur la foliation de la granodiorite. Entre Saut Ananas et Saut Grand Koumarou, les foliations sont verticales avec une direction E-W.

Dans le massif TTG central, la stratégie d'échantillonnage a été de sélectionner les échantillons régulièrement le long du transect afin d'avoir une contrainte géochronologique et géochimique sur l'ensemble du massif.

Au-delà de Saut Grand Koumarou, « la Mana » quitte le domaine TTG, et suit plus ou moins le contact entre le domaine TTG et une alternance de roches basiques à ultra-basiques. « La Mana » traverse successivement des domaines constitués de méta-andésites, de dacites, de rhyodacites et de rhyolites (Delor et al., 2003) (Figuré 34 sur la Fig.V.3) et des domaines principalement constitués de gabbros, de pyroxénites, de péridotites serpentinisées ; des diorites et des amphibolites sont associées à ce complexe (Barruol et al., 1978) (Figuré 25 sur la Fig.V.3). L'ensemble des roches basiques à ultrabasiques présente un métamorphisme amphibolitique très développé. De Saut Grand Koumarou jusqu'à la source de « la Mana » (au-delà de Degrad Blanc) les roches collectées sont principalement des amphibolites. L'amphibole se développe au dépend des minéraux ferro-magnésiens, et englobe les plagioclases (Fig.V.5C). Localement des tonalites sont associées aux amphibolites (MAN32, Saut des sept Ilets), mais les relations structurales entre ces deux lithologies sont difficiles à contraindre.

Les données structurales sont rares, et les relations entre les différentes lithologies restent difficiles à appréhender à partir des seules observations de terrain. L'étude géochimique et géochronologique des échantillons collectés le long de « la Mana » vise ainsi à mieux caractériser les différentes lithologies et leurs relations.



Figure V.5 : Photographie présentant des amphibolites en enclave (partie mélanocrate) et en partie assimilées par la tonalite.

V.3 Pétrographie et géochimie des échantillons collectés le long de « la Mana ».

Une étude pétrographique et géochimique a été menée sur vingt trois échantillons sélectionnés en fonction de leurs caractéristiques et de leur position le long de la coupe sur « la Mana » (Fig.V.4). Les résultats sont présentés en deux parties, une première comprenant l'échantillonnage du massif TTG central principalement constitué de tonalites, et une seconde partie correspondant aux échantillons collectés au sud du massif TTG central. Les tableaux d'analyses sont donnés en annexe 1.

V.3.1. Massif TTG central

Les positions des échantillons analysés sont reportées sur la Fig.V.4. Pétrographiquement les tonalites présentent toutes de fortes similitudes. La paragenèse primaire est composée de plagioclase (oligoclase à andésine), quartz, biotite, l'amphibole est rare, le feldspath potassique (microcline) est en proportion variable, de peu à bien développé. Les minéraux accessoires sont le sphène, quasiment développé dans toutes les roches avec parfois de fortes concentrations, le zircon lui aussi présentant parfois de fortes concentrations dans certains échantillons, l'apatite, et des oxydes Fe-Ti. Une paragenèse secondaire à muscovite et épidote

se développe systématiquement dans les échantillons. L'épidote est toujours très présente alors que la muscovite peut-être plus rare.

V.3.1.1. Les éléments majeurs

Reportés dans un diagramme An-Ab-Or (Fig.V.7) (Barker, 1979 ; Martin, 1994), la plupart des échantillons sont de composition tonalitique, un échantillon (MAN53a) indique une composition trondhjémitique, deux échantillons (MAN12 et MAN48) affichent une composition granodioritique, et enfin un échantillon (MAN65) une composition granitique. Prélevé au niveau de Gros Saut, ce dernier échantillon présente une paragenèse à feldspath potassique (microcline), oligoclase (An₁₂₋₁₇), quartz, biotite (X_{Mg} = 0.36-0.42), épidote, zircon et apatite et présente une forte teneur (75%) en SiO₂, une faible teneur en Fe₂O_{3T} (0.82), et un taux en K₂O plus élevé (3.81%) que les autres échantillons.

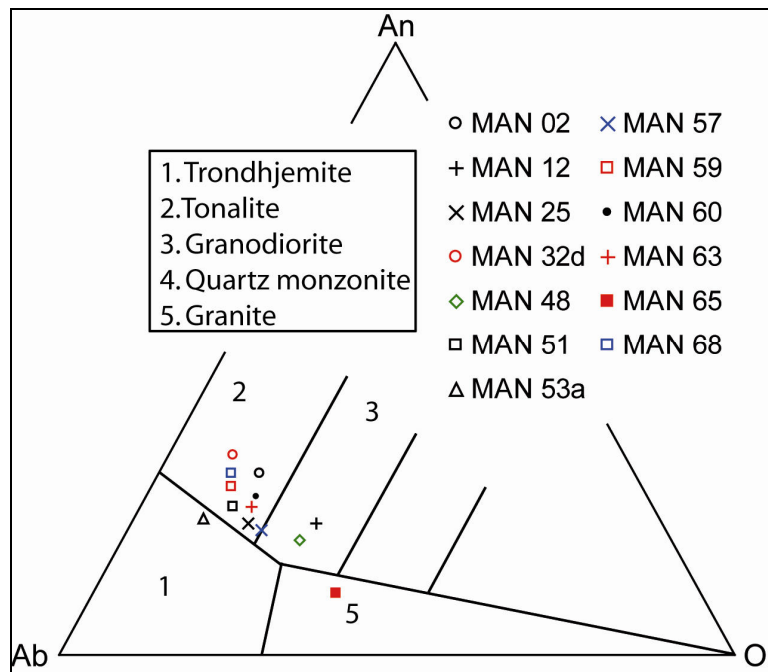
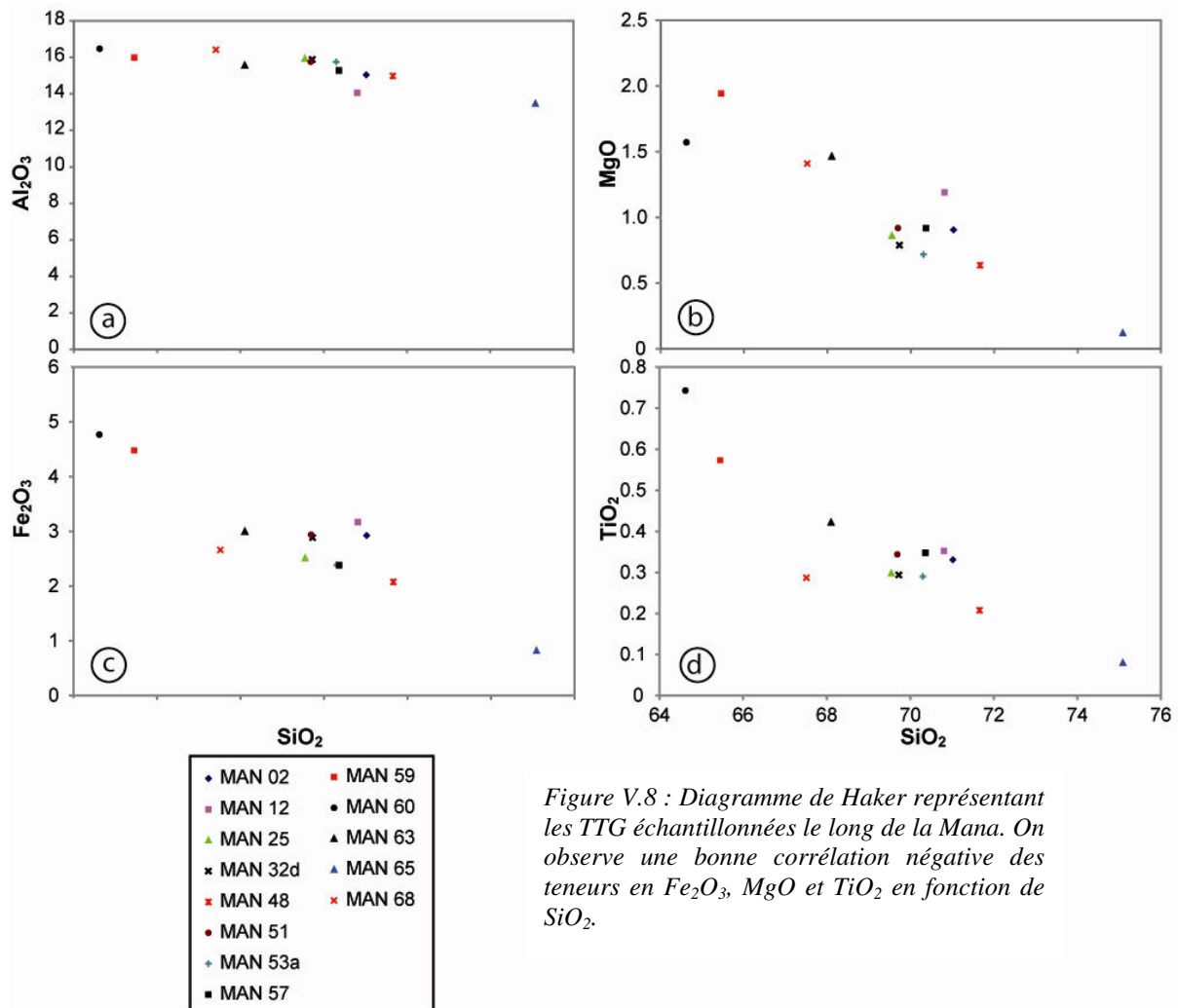


Figure V.7 : Diagramme An-Ab-Or (Barker., 1979 ; Martin, 1994) dans lequel les échantillons collectés dans le massif TTG central sont reportés.

Les autres échantillons ont des teneurs en SiO₂ comprises entre 64 et 71%. Les teneurs en Al₂O₃ sont corrélées négativement avec les teneurs en SiO₂. Les échantillons les plus siliceux (71%) ont les valeurs les plus basses en Al₂O₃ (14%) et les échantillons moins riches en SiO₂ (64%) ont des teneurs en Al₂O₃ généralement plus fortes (16.47%) (Fig.V.8a). Un seul

échantillon déroge à la règle, MAN12 (Fig.V.4) qui montre une teneur en Al_2O_3 beaucoup plus faible (14.05%) que les autres échantillons avec la même teneur en SiO_2 (~ 70%).

Les teneurs en MgO varient de 0.64 à 1.94%, avec une corrélation inverse avec les teneurs en SiO_2 (Fig.V.8b). La gamme de variation des teneurs en Fe_2O_3T est de 2.08 à 4.77%(FigV.8c). Les deux échantillons les moins riches en SiO_2 (MAN59 et MAN60) ont les plus fortes teneurs en Fe_2O_3T (4.48 et 4.77%). Pour les autres échantillons, la teneur en Fe_2O_3 reste assez constante (2.08 à 3.17%). Le même type de variation est observé pour la teneur en TiO_2 (Fig. V.8d), les deux échantillons moins riches en SiO_2 (MAN59 et MAN60) ayant des valeurs plus élevées (0.57 et 0.74%) que les autres échantillons ($0.21 < TiO_2 (\%) < 0.42$). Le CaO varie de 2.49 à 4.31%, le Na₂O de 3.4 à 5.19% et le K₂O de 1 à 2.8%.



V.3.1.2 Les terres rares (REE)

Les échantillons sélectionnés dans le massif de TTG sont répartis en deux groupes en fonction de leurs spectres de terres rares (REE) normalisés aux chondrites (Sun et McDonough, 1989) et l'échantillon MAN65 est traité à part. Ils sont présentés la Fig.V.9. Les échantillons du groupe 2 ont tous été collectés au sud du domaine central TTG entre Saut Koumarou et Degrad Blanc (Fig.V.4).

a) Groupe 1

Le groupe 1 représente la majorité des échantillons analysés (n= 8) pour le domaine central TTG (Fig.V.9a). Pour ce groupe, les échantillons présentent un fractionnement important caractérisé par un enrichissement en terres rares légères (LREE) ($23 \leq La_N/Yb_N \leq 82$), des abondances variables en LREE ($42.6 \leq La_N \leq 243$), un appauvrissement fortement marqué en terres rares lourdes (HREE) par rapport aux terres rares moyennes (MREE) ($2.05 \leq Gd_N/Yb_N \leq 3.88$). Les teneurs en HREE sont faibles ($2.8 \leq Yb_N \leq 4.1$) à l'exception d'un échantillon (MAN60) qui a des teneurs plus élevées ($Yb_N=10.55$) pour l'ensemble des terres rares.

Les spectres étendus aux éléments incompatibles normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) montrent un enrichissement important en LILE (Large Ion Lithophile Element) (Cs, Rb, Ba, Sr) (Fig.V.9b). On observe des anomalies négatives marquées en Nb-Ta. Les teneurs en Nb sont faibles ($1.9 \leq Nb(\text{ppm}) \leq 5.0$), alors que l'échantillon MAN60 a une teneur plus élevée en Nb ($Nb= 11.03$ ppm). Les teneurs en Ta sont comprises entre 0.12 et 0.39 ppm, alors que l'échantillon MAN60 présente là aussi une teneur plus élevée ($Ta=1.24$). Les rapports calculés Nb/Ta sont tous infra-chondritiques ($8.3 \leq Nb/Ta \leq 14.7$), à l'exception de deux échantillons présentant des valeurs supra-chondritiques (MAN68= 21.1 et MAN59= 26.1).

b) Groupe 2

Les échantillons constituant le groupe 2 ont été prélevés au sud du massif TTG central (Fig.V.4), là où « la Mana » s'écoule au contact des séries basiques et du massif TTG.

Par rapport aux tonalites du groupe 1, les spectres de terres rares ont des formes globalement plus plates au niveau des HREE (Fig.V.9c). Les spectres de terres rares sont très fractionnés ($10.03 \leq La_N/Yb_N \leq 43.8$), avec des segments légèrement appauvris au niveau des HREE

($1.22 \leq Gd_N/Yb_N \leq 3.96$) et des anomalies faiblement négatives à fortement positives en Eu ($0.9 \leq Eu^* \leq 2.42$). Les abondances en LREE sont variables ($51 \leq La_N \leq 120$).

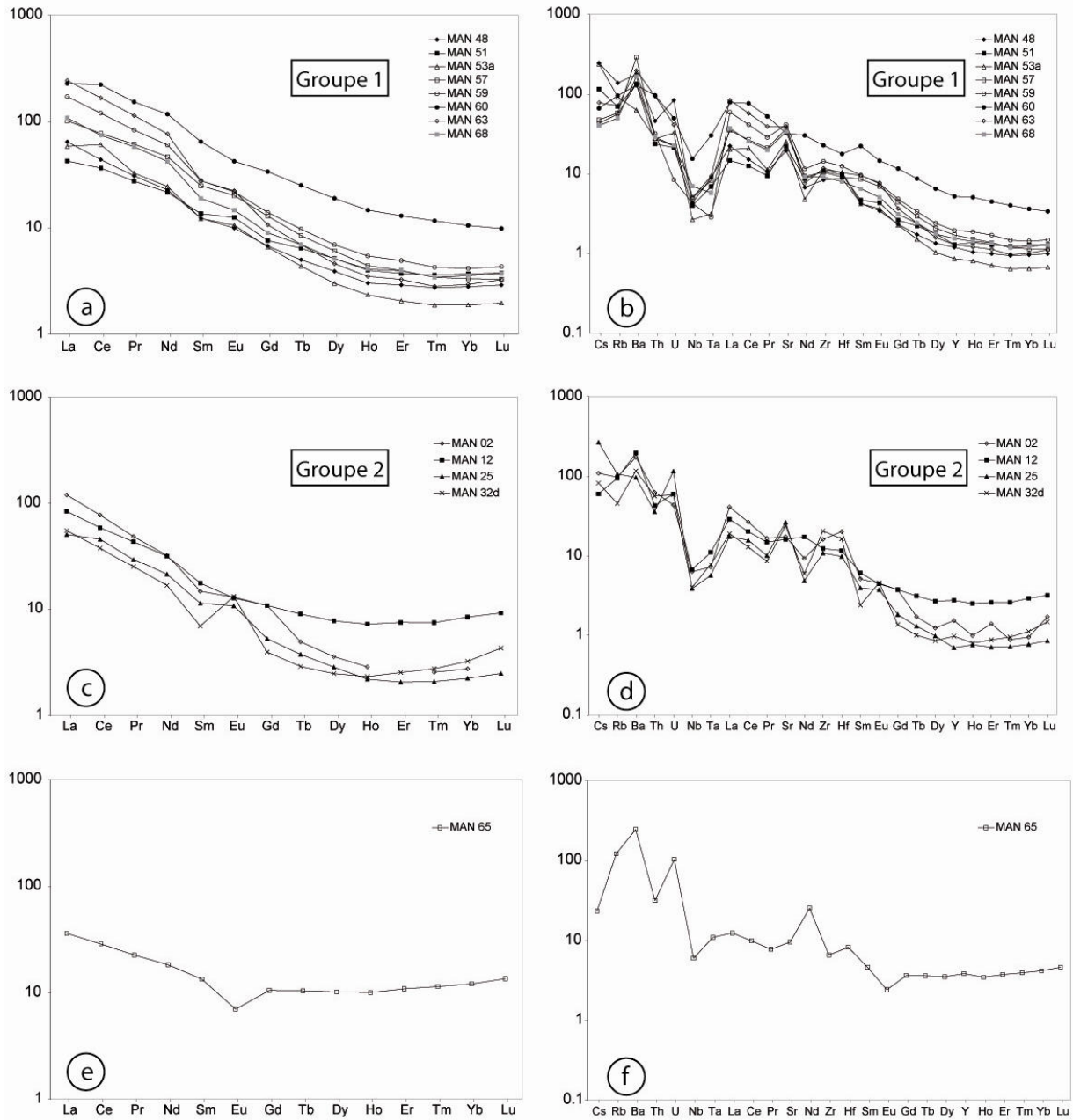


Figure V.9 : Spectres de terres rares (a,c et e) (normalisés aux chondrites : Sun et Mc Donough, 1989) et d'éléments incompatibles (b, d et f) (normalisés au manteau primitif : Sun et Mc Donough, 1989) pour les granitoïdes échantillonnés le long du fleuve « la Mana ».

Les spectres étendus aux éléments incompatibles normalisés au manteau primitif du groupe 2 sont assez comparables à ceux du groupe 1. Ils montrent un enrichissement important en LILE (Cs, Rb, Ba, Sr) (Fig.V.9d) et des anomalies négatives marquées en Nb-Ta. Les teneurs en Nb sont faibles ($2.7 \leq Nb(\text{ppm}) \leq 4.7$), seul l'échantillon MAN60 a une teneur plus élevée en Nb

(Nb= 11.03). Les teneurs en Ta sont comprises entre 0.23 et 0.46 ppm Les rapports calculés pour ces éléments sont tous de valeurs infra-chondritiques ($8.9 \leq \text{Nb/Ta} \leq 15.2$).

c) Le cas de l'échantillon MAN65

L'échantillon MAN65 est de composition granitique dans le diagramme An-Ab-Or (Fig.V.7). Le spectre de terres rares est peu fractionné ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 2.9$), avec une abondance en LREE la plus faible de l'ensemble du massif de TTG ($\text{La}_N = 36.04$), un appauvrissement voire un léger enrichissement en HREE par rapport aux MREE ($\text{Gd}_N/\text{Yb}_N = 0.87$). Le spectre présente une forte anomalie négative en Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.59$) (Fig.V.9e).

Le spectre étendu aux éléments incompatibles normalisés au manteau primitif présente un enrichissement en Ba, U et Nd. L'anomalie négative en Nb-Ta est peu marquée (Nb= 4.28 ppm et Ta= 0.45ppm). Le rapport Nb/Ta a une valeur infra-chondritique (Nb/Ta= 9.5) (Fig.V.9f).

V.3.2. Les lithologies basiques

Les positions des échantillons prélevés au sud du domaine TTG central sont reportées sur la Fig.V.4. Pétrographiquement les paragenèses primaires sont rarement préservées et les échantillons sont très riches en amphiboles secondaires. L'échantillon MAN04 est une métadacite à amphibole ($X_{\text{Mg}} = 0.56-0.58$), à plagioclase altéré et à quartz. Les échantillons MAN14, MAN32a et MAN32b sont des méta-andésites à amphibole ($X_{\text{Mg}} = 0.49-0.59$), andésine (An_{29-41}) et à quartz. Les échantillons MAN21, MAN24, MAN27 et MAN37 présentent une paragenèse constituée d'amphiboles englobant les plagioclases.

L'échantillon MAN03 est un métagabbro à deux pyroxènes (enstatite $X_{\text{Mg}} = 0.57-0.59$ et diopside $X_{\text{Mg}} = 0.63-0.75$). Une couronne d'amphibole ($X_{\text{Mg}} = 0.58-0.65$) se développe autour des pyroxènes.

V.3.2.1. Les éléments majeurs

Deux lithologies (MAN27 et MAN37) présentent de fortes teneurs en MgO (MAN27= 12.8%, et MAN37= 23.5%), les autres échantillons ont des teneurs en MgO comprises entre 4% et 6.4%. Dans le diagramme SiO_2 vs FeO_T/MgO (Fig.V.10), une partie des échantillons se reporte dans le champ des tholéiites (MAN03, MAN21, MAN24 et MAN53d) et les échantillons MAN04, MAN14, MAN32a et MAN32b sont d'affinité calco-alcaline.

Les teneurs en SiO_2 sont comprises entre 45 et 60% et l'échantillon le plus magnésien (MAN37) présente la teneur la plus basse en SiO_2 (45.07%).

Les deux échantillons les plus riches en MgO présentent des teneurs en Al_2O_3 (5.76 et 7.49%) significativement plus basses que les autres échantillons ($13.38 < \text{Al}_2\text{O}_3 (\%) < 19.56$).

Les teneurs en CaO sont plus fortes pour les échantillons d'affinité tholéitique (7.19 à 12.6%) que pour les échantillons calco-alcalins (5.4 à 7.6%). Pour les teneurs en K_2O , les échantillons calco-alcalins sont plus riches (0.79 à 2.23%) que les échantillons tholéitiques (0.12 à 1.66%).

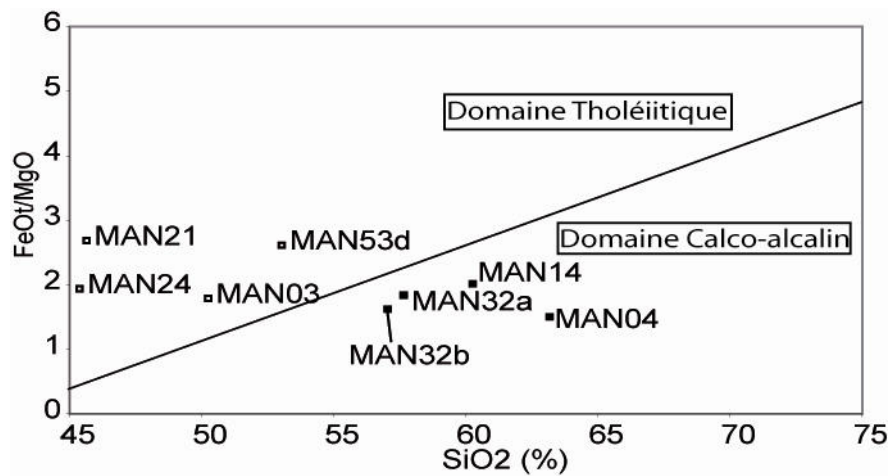


Figure V.10 : Diagramme SiO_2 vs. FeO/MgO (Miyashiro, 1974) pour les échantillons des lithologies basiques.

V.3.2.2. Les terres rares (REE)

Les échantillons représentant les lithologies basiques sont répartis en deux groupes en fonction de leur affinité calco-alcaline ou tholéitique. Les spectres de terres rares (REE) normalisés aux chondrites (Sun et McDonough, 1989) et les spectres étendus aux éléments incompatibles normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) sont présentés sur la Fig.V.11.

a) Les lithologies basiques d'affinités tholéitiques (MAN03, MAN21, MAN24 et MAN53d).

Les échantillons ont des spectres de REE assez semblables, parallèles à sub parallèles (Fig.V.11a). Les échantillons présentent un fractionnement faible caractérisé par un léger enrichissement en terres rares légères (LREE) ($2.1 \leq \text{La}_N/\text{Yb}_N \leq 4.8$), des abondances variables en LREE ($7.8 \leq \text{La}_N \leq 32.0$), des teneurs en HREE variables ($2.8 \leq \text{Yb}_N \leq 14.7$).

L'échantillon MAN24 se démarque des autres échantillons par les teneurs en REE les plus faibles ($La_N = 7.88$; $Yb_N = 2.83$) et il présente une forte anomalie positive en Eu ($Eu/Eu^* = 1.75$). L'échantillon MAN21 présente aussi une anomalie positive en Eu ($Eu/Eu^* = 1.24$).

b) Les lithologies basiques d'affinités calco-alcalines (MAN04, MAN14, MAN32a et MAN32b ainsi que MAN27 et MAN37).

Les échantillons les plus magnésiens sont présentés avec les lithologies calco-alcalines car leurs spectres de REE montrent beaucoup de similitude. Les échantillons ont des spectres de REE parallèles à sub parallèles, sauf un échantillon qui présente un fractionnement plus important (MAN32b) et qui sera décrit séparément (Fig.V.11b). Les échantillons présentent un fractionnement caractérisé par un enrichissement en terres rares légères (LREE) ($5.1 \leq La_N/Yb_N \leq 9.5$) et des abondances variables en LREE ($45.0 \leq La_N \leq 65.9$) et en HREE ($4.7 \leq Yb_N \leq 10.9$).

La partie du spectre correspondant au HREE est relativement plate ($0.93 \leq Ho_N/Lu_N \leq 1.14$)

L'échantillon MAN32b présente un fractionnement plus élevé que les autres échantillons ($La_N/Yb_N = 12.2$) caractérisé par un enrichissement en LREE ($La_N = 92.15$). La teneur en HREE est comparable à celle des autres échantillons ($Yb_N = 7.5$).

Les spectres étendus aux éléments incompatibles normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) montrent des anomalies négatives marquées à très marquées en Nb-Ta et en Zr-Hf (Fig.V.11c). L'échantillon MAN37 a des teneurs en Nb-Ta et en Zr-Hf très faibles ($Nb = 0.63$ ppm, $Ta = 0.04$ ppm, $Zr = 12.79$ ppm et $Hf = 0.34$ ppm) et le rapport Nb/Ta calculé pour l'échantillon MAN37 indique une valeur chondritique ($Nb/Ta = 17.4$). Pour les autres échantillons, les teneurs en Nb varient de 2.2 à 7.5 ppm et les teneurs en Ta sont comprises entre 0.16 et 0.64 ppm. Les teneurs en Zr varient de 74.5 à 155.4 ppm et les teneurs en Hf sont comprises entre 1.97 et 6.7 ppm. Les rapports calculés Nb/Ta ont des valeurs infra-chondritiques ($11.8 \leq Nb/Ta \leq 14.2$), et seul un échantillon (MAN32b) présente une valeur suprachondritique ($Nb/Ta = 21.8$). Les deux échantillons les plus magnésiens (MAN27 et MAN37) présentent une anomalie négative fortement marquée en Sr, les autres échantillons montrent tous une anomalie positive plus ou moins bien marquée en Sr.

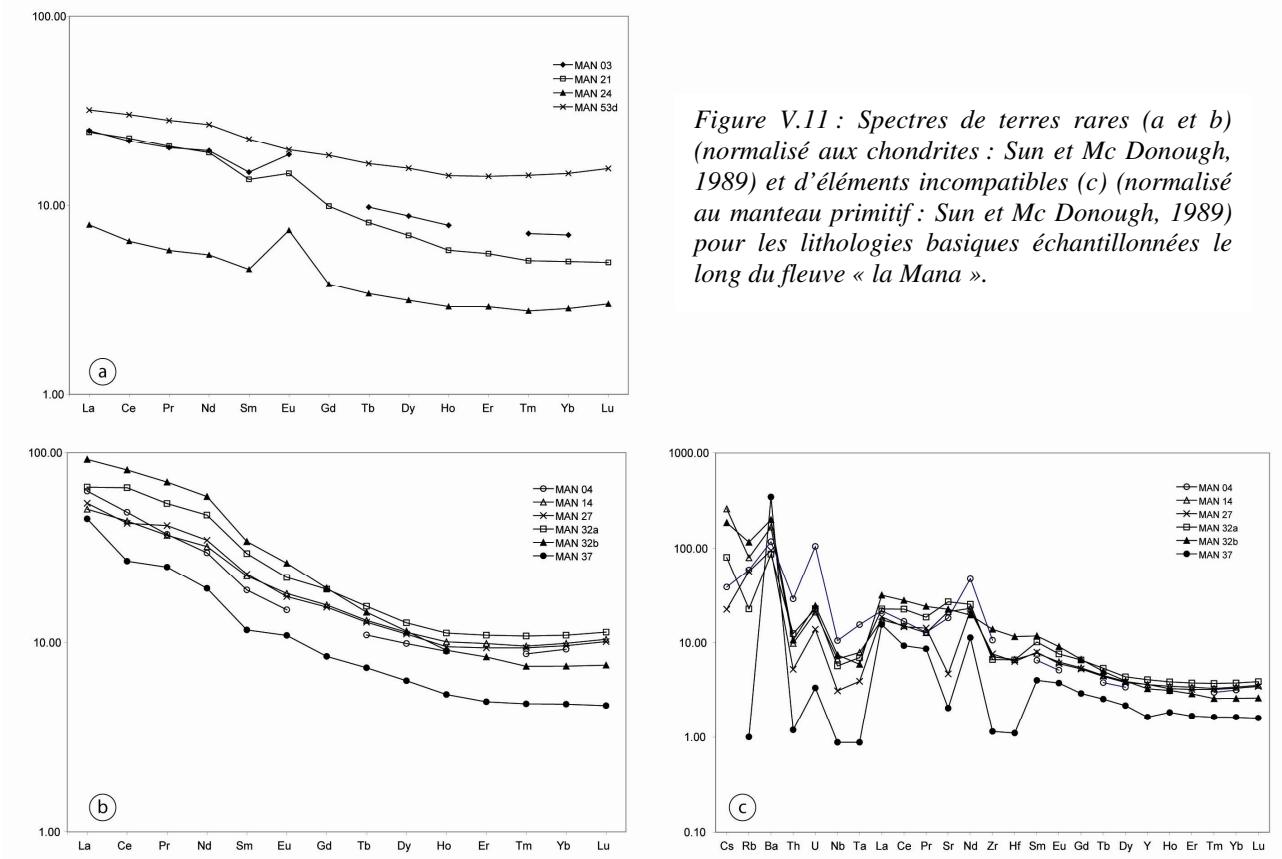


Figure V.11 : Spectres de terres rares (a et b) (normalisé aux chondrites : Sun et Mc Donough, 1989) et d'éléments incompatibles (c) (normalisé au manteau primitif : Sun et Mc Donough, 1989) pour les lithologies basiques échantillonnées le long du fleuve « la Mana ».

V.4. Géochronologie

V.4.1. Datation U-Pb

V.4.1.1. Méthodologie

La méthode d'ablation laser et d'analyse par ICP-MS est détaillée dans le chapitre III. La taille des spots d'ablation pour l'ensemble des échantillons est de 26 μm . La richesse en éléments et l'âge « vieux » des grains nous permet de travailler avec une telle taille d'ablation. Malheureusement pour certaines zones très spécifiques dans les zircons (ex : bordure métamorphique de quelques μm) cette taille d'ablation reste trop importante et ne permet pas d'accéder aux informations isotopiques concernant ces domaines.

Les images présentées dans cette partie sont des images effectuées au Microscope Electronique à Balayage (MEB) en mode électrons rétrodiffusés au Service Commun d'Imagerie de l'Université de Montpellier II.

V.4.1.2. Morphologies des zircons

MAN03 (*métagabbro à deux pyroxènes*) : Les grains de l'échantillon MAN03 n'ont pu être imagés au microscope électronique à balayage (MEB). Les grains présentaient des formes trapues et certains possédaient des faces automorphes à sub-automorphes.

MAN04 (*méta-dacite à amphibole*): Une partie des grains analysés est présentée à la Fig.V.13.1. Les cratères d'ablation laser de 26 μm sont visibles sur ces images MEB. Les grains sont de forme trapue, ils ont des ratios de forme d'environ 1.4:1 à 1.6:1. Certains grains présentent des faces automorphes à sub-automorphes. Un zonage oscillatoire bien exprimé est observable sur l'ensemble des grains.

MAN48 (*granodiorite*) : Les grains sont présentés dans la Fig.V.13.2. Les cratères d'ablation laser sont visibles sur ces images (26 μm). Cette population de zircon est homogène. Les grains sont de taille comprise entre 100 et 350 μm . Leurs formes sont allongées à très allongées avec des ratios de forme variant de 1.6:1 et 4:1. Les extrémités des grains sont automorphes à sub-automorphes. La structure interne des grains est composée d'un zonage oscillatoire bien marqué.

MAN53a (*trondhjémite*): Une partie des grains de zircon analysés est reportée dans la Fig.V.13.3. La taille des grains est comprise entre 100 et 500 μm , ils sont allongés (2.7:1 à

3.3:1). On reconnaît les formes automorphes à sub-automorphes des grains même si les extrémités ont tendance à être arrondies. Les grains présentent un zonage oscillatoire classiquement attribué à un épisode de croissance magmatique. Le grain C est particulier : il a une forme complexe et ne présente qu'un très léger zonage oscillatoire sur la périphérie du grain. Le cœur du grain est parcouru par de nombreuses fractures, et une partie du cœur de teinte plus claire indique un enrichissement en éléments lourds (U et Th).

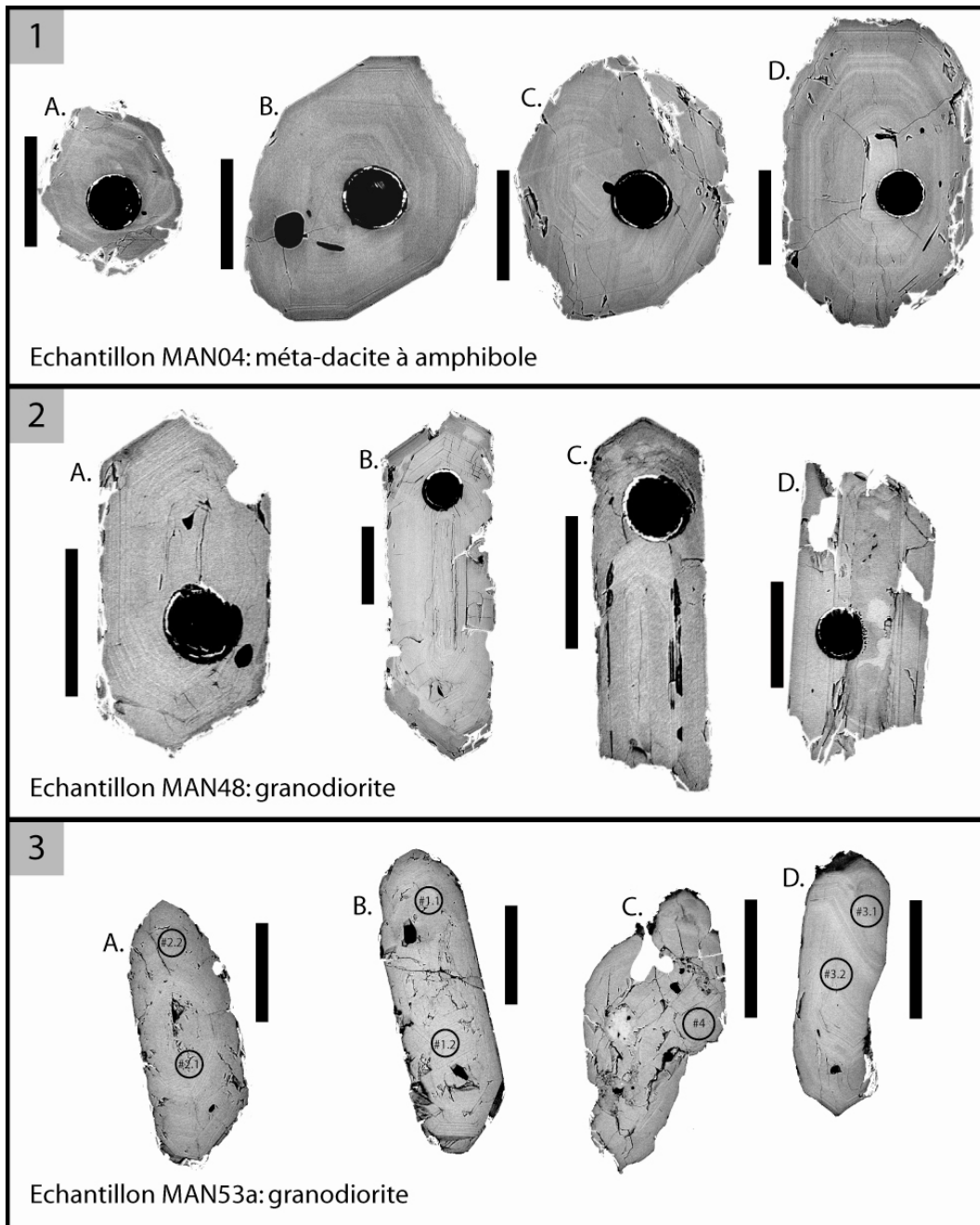


Figure V.13 : Images de microscopie électronique à balayage (MEB) des grains de zircons des échantillons (1) MAN04 : méta-dacite à amphibole, (2) MAN48 : granodiorite, (3) MAN53a : trondhjémite. Le diamètre des cratères d'ablation est de 26µm. La barre noire représente l'échelle, elle mesure 50µm.

MAN57 (tonalite): Les grains sont présentés dans la Fig.V.14. La taille des grains varie de 120 μ m à 250 μ m, le ratio de forme des grains est compris entre 2.8:1 et 2.5:1. La forme automorphe à sub-automorphe est encore reconnaissable sur la plupart des grains, malgré des extrémités de grain plus ou moins arrondies. Les grains sont structurés par un zonage oscillatoire au cœur du grain et une bordure homogène de taille variable de 10 à 25 μ m (grain A par exemple). Les grains B et C sont un peu différents des autres grains, le zonage oscillatoire est peu développé, les grains sont plus homogènes.

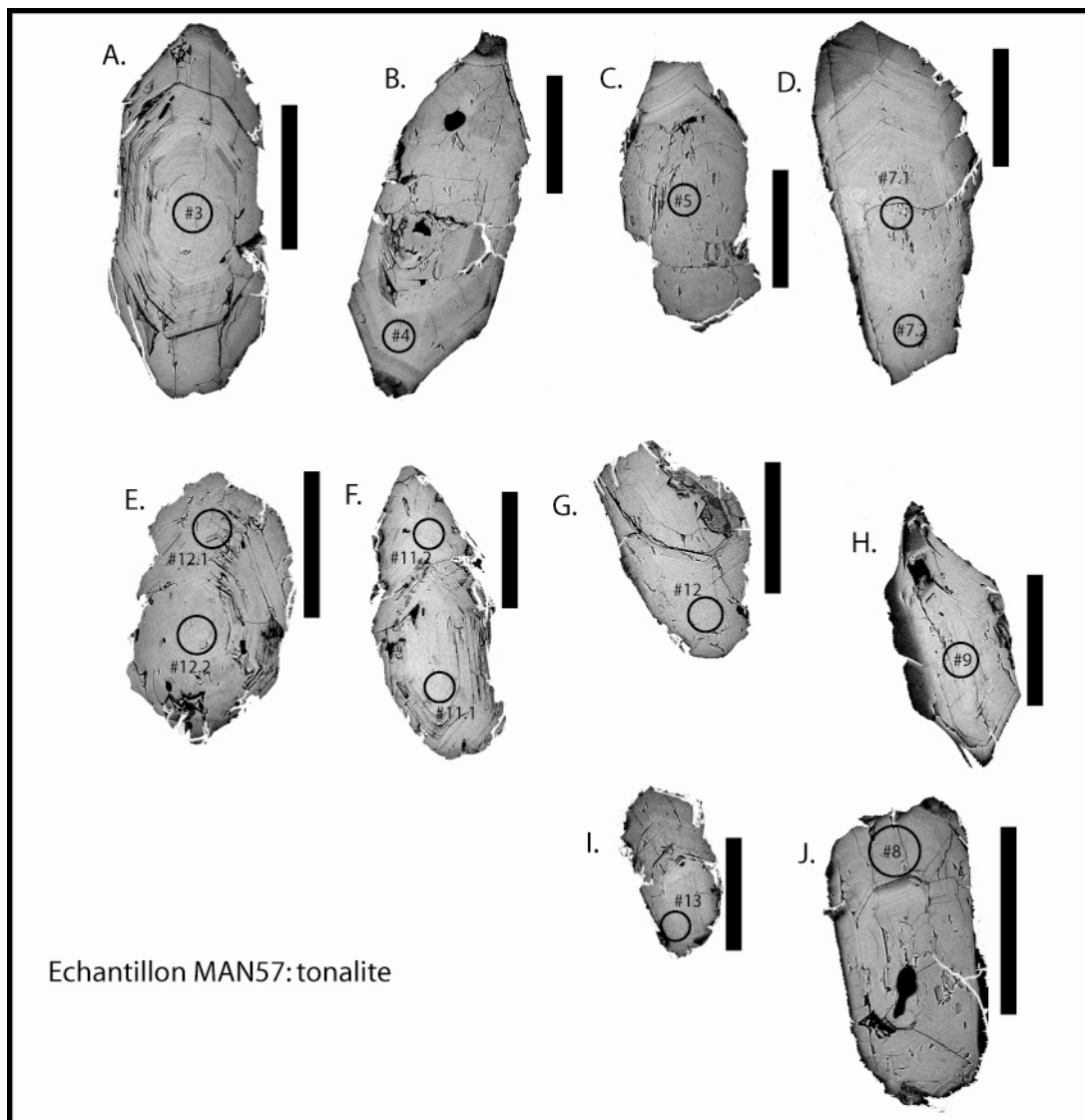


Figure V.14 : Images de microscopie électronique à balayage (MEB) des grains de zircons de l'échantillon MAN57 : tonalite. Les cratères d'ablation sont matérialisés par les cercles noirs, leur taille est de 26 μ m. La barre noire représente l'échelle, elle mesure 50 μ m.

MAN60 (*tonalite*): Une partie des grains analysés est présentée dans la Fig. V.15. Les grains sont très allongés, (ratio de forme = 3.5:1), le grain A est plus trapu avec un rapport de 2:1. Leur taille varie de 200 μ m à 400 μ m. Malgré les terminaisons des grains légèrement arrondies, le caractère automorphe à sub-automorphe des grains est encore identifiable. Les structures internes des grains se résument à un zonage oscillatoire autour d'un cœur. Ce type de zonage est caractéristique d'une croissance magmatique. Les grains C, D et I ne présentent pas ce genre de structure, ils sont homogènes.

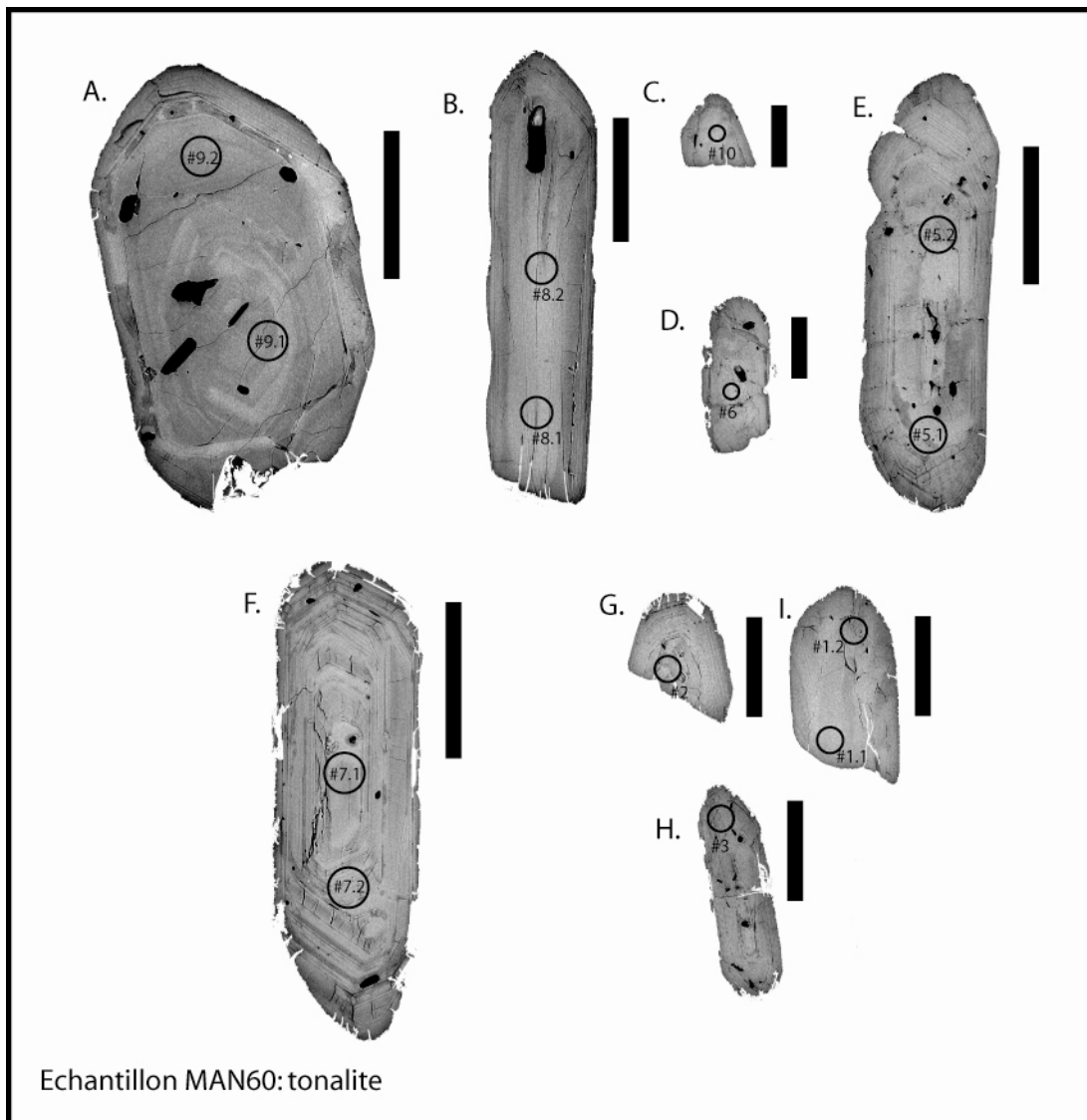


Figure V.15 : Images de microscopie électronique à balayage (MEB) des grains de zircons de l'échantillon MAN60 : tonalite. Les cratères d'ablation sont matérialisés par les cercles noirs, leur taille est de 26 μ m. La barre noire représente l'échelle, elle mesure 50 μ m.

MAN65 (granite): Les zircons sont présentés Fig.V.16. Les grains ont des tailles comprises entre 120 μm et 300 μm et ils ont des ratios de forme de l'ordre (2.6:1 à 1.8:1). Les grains ont des extrémités arrondies ; cependant certains grains ont conservé des faces automorphes (grains G et H). La structure interne des grains est complexe. Ils présentent des cœurs de teinte homogène fortement fracturés. Autour des cœurs, on observe un zonage oscillatoire bien marqué, avec parfois des parties du zonage fortement fracturées (grains F par exemple). Les bordures de grain sont homogènes de teinte plus foncée que les cœurs (les cœurs sont sans doute plus enrichis en éléments lourds tel que l'U et/ou le Th) (grains A, B et D). Les bordures sont quasiment exemptes de fractures.

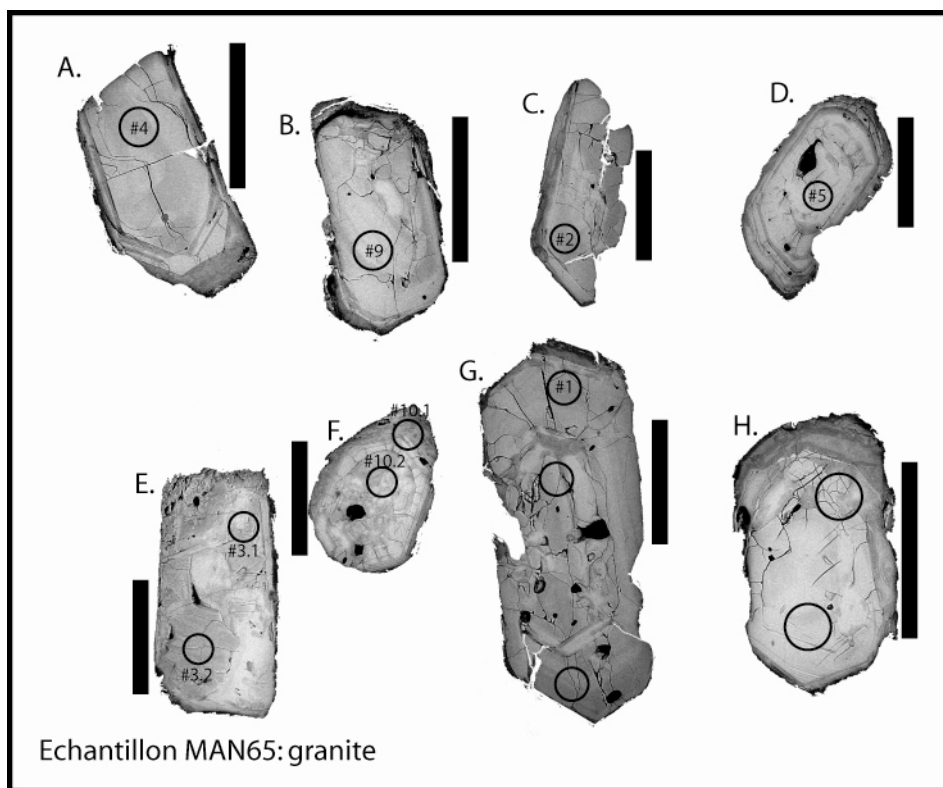


Figure V.16 : Images de microscopie électronique à balayage (MEB) des grains de zircons de l'échantillon MAN65 : granite. Les cratères d'ablation sont matérialisés par les cercles noirs, leur taille est de 26 μm . Les cratères d'ablation sans référence correspondent à des analyses présentant une forte teneur en Pb commun. La barre noire représente l'échelle, elle mesure 50 μm .

MAN68 (tonalite): Les grains de zircons sont présentés Fig.V.17. Les grains sont de taille importante, toujours supérieure à 150 μm et allant jusqu'à plus de 450 μm . Deux types de grains de forme différente sont identifiables.

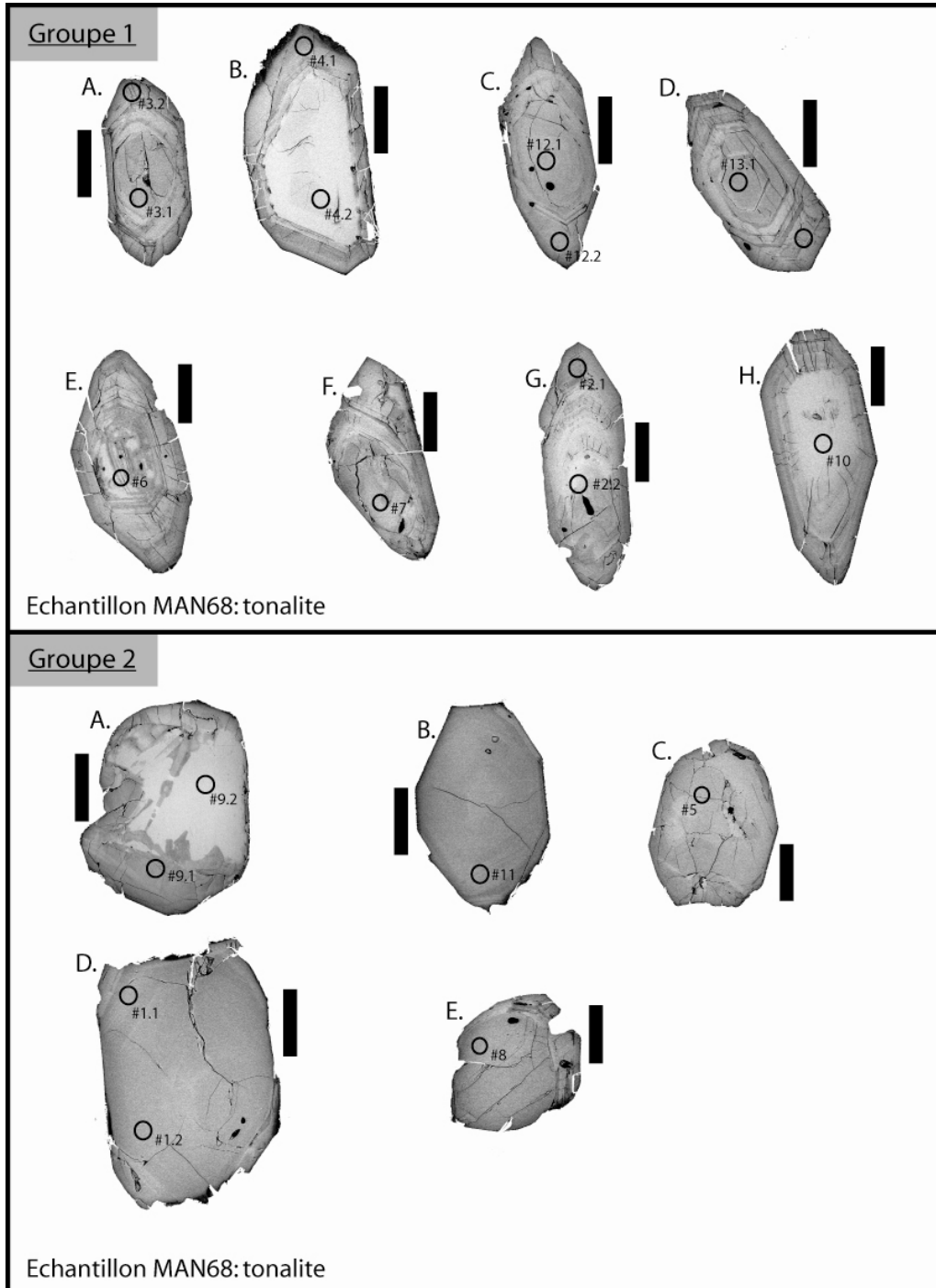


Figure V.17 Images de microscopie électronique à balayage (MEB) des grains de zircons de l'échantillon MAN68 : tonalite. Les cratères d'ablation sont matérialisés par les cercles noirs, leur taille est de 26 μm . Les cratères d'ablation sans référence correspondent à des analyses présentant une forte teneur en Pb commun. La barre noire représente l'échelle, elle mesure 50 μm .

- Une première famille est formée de grains allongés (Fig.V.17 groupe 1), avec des ratios de forme variant de 3:1 à 2.5:1. Ces grains présentent des formes automorphes à sub-automorphes. Les structures internes des grains sont complexes. Du centre vers la bordure des grains, on observe des cœurs assez homogènes, avec quelques fractures, puis un zonage oscillatoire classiquement attribué à une cristallisation séquentielle dans un magma, et enfin sur les bords des zircons une surcroissance de teinte homogène d'épaisseur variable (plus large aux extrémités que sur les bords).

Quelques grains (grain B,G et H) (Fig.V.17 groupe 1) montrent des zones plus claires (souvent des cœurs) enrichies en éléments lourds (U et Th).

- La seconde famille est constituée de grains trapus (1.5:1), de taille conséquente (250µm à 450µm). Ces grains ne présentent aucune forme automorphe (mis à part le grain B (Fig.V.17 groupe 2), qui montre quelques faces préservées). Les grains B et E présentent un très léger zonage oscillatoire. Le grain C ne présente aucune structure typique, il est homogène, parcouru par quelques fractures. Le grain E semble être un fragment de zircon avec un cœur et une partie (à droite du grain) présentant un zonage oscillatoire. Le grain A montre un zonage atypique, avec une partie claire enrichie en éléments lourds (U et Th) et une partie plus sombre moins riche en éléments lourds. Le contact entre ces deux zones est diffus.

V.4.1.3. Résultats des analyses U-Pb

Les résultats analytiques des échantillons étudiés sont présentés dans l'annexe 2. Dans cette partie, les âges des zircons correspondent aux âges évalués en fonction des rapports $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Les marges d'erreur pour les analyses et les âges moyens sont à 2σ .

MAN03 (*métagabbro à deux pyroxènes*) (Fig.V.18) : Dix huit analyses sur treize grains ont été effectuées. Trois analyses ont été rejetées en raison de leur forte teneur en Pb commun (^{204}Pb). La moyenne pondérée des âges pour les grains concordants (n=14, discordance inférieure à 5%) est de **2143 ± 4.4 Ma** (MSWD=0.9). Les rapports Th/U sont systématiquement supérieurs à 0.1 (0.18 < Th/U < 0.46). La droite discordia (n=15 ; MSWD=0.9) tracée à partir de l'ensemble des analyses permet de calculer un intercept supérieur de 2143 ± 4.5 Ma et un intercept inférieur de 73 ± 290 Ma.

MAN04 (*méta-dacite à amphibole*) (Fig.V.19) : Seize analyses sur autant de grains ont été effectuées. Cinq analyses présentaient une forte teneur en Pb commun (^{204}Pb), elles ont été rejetées. La moyenne pondérée des âges pour les grains concordants (n=10, discordance

inférieure à 5%) est de 2140 ± 2.5 Ma (MSWD=0.58). Deux grains avec un taux de discordance inférieur ou égal à 5% donnent des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ plus vieux, 2164 ± 8 et 2232 ± 5 Ma. Les rapports Th/U sont compris entre 0.25 et 0.43.

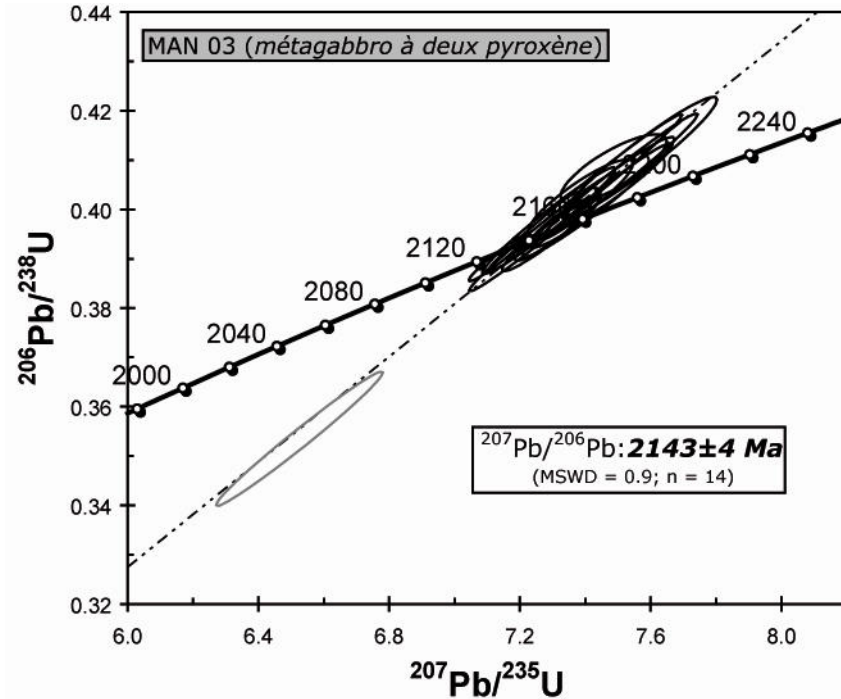


Figure V.18 : Diagramme concordia pour l'échantillon MAN03 (métagabbro) daté par la méthode U-Pb sur zircon par LA-ICP MS. La moyenne pondérée des âges ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) pour les grains concordants est notée sur les diagrammes.

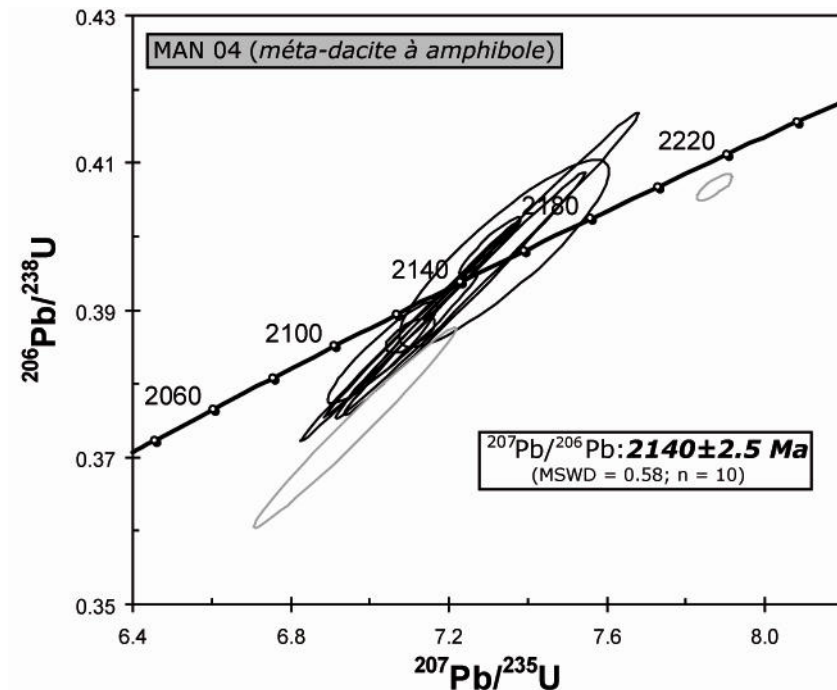


Figure V.19 : Diagramme concordia pour l'échantillon MAN04 (méta-dacite) daté par la méthode U-Pb sur zircon par LA-ICP MS. La moyenne pondérée des âges ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) pour les grains concordants est notée sur les diagrammes.

MAN48 (*granodiorite*) (Fig.V.20) : Vingt cinq analyses sur autant de grains ont été effectuées, neuf analyses ont été rejetées à cause de leur forte teneur en Pb commun (^{204}Pb) entraînant une surcorrection du rapport $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Sept grains concordants (< 5%) permettent de calculer une moyenne pondérée des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de **2138 ± 2.5 Ma** (n=7 ; MSWD=0.16). La droite discordia (n=11 ; MSWD=0.23) permet de calculer un intercept supérieur de 2138 ± 2 Ma et un intercept inférieur de 3 ± 74 Ma. Deux grains avec un taux de discordance inférieur à 5% donnent des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ plus vieux, 2166 ± 3 et 2159 ± 5 Ma. Ces deux analyses ont été effectuées sur des cœurs de grain de zircon. Le rapport Th/U toujours élevé est supérieur à 0.23.

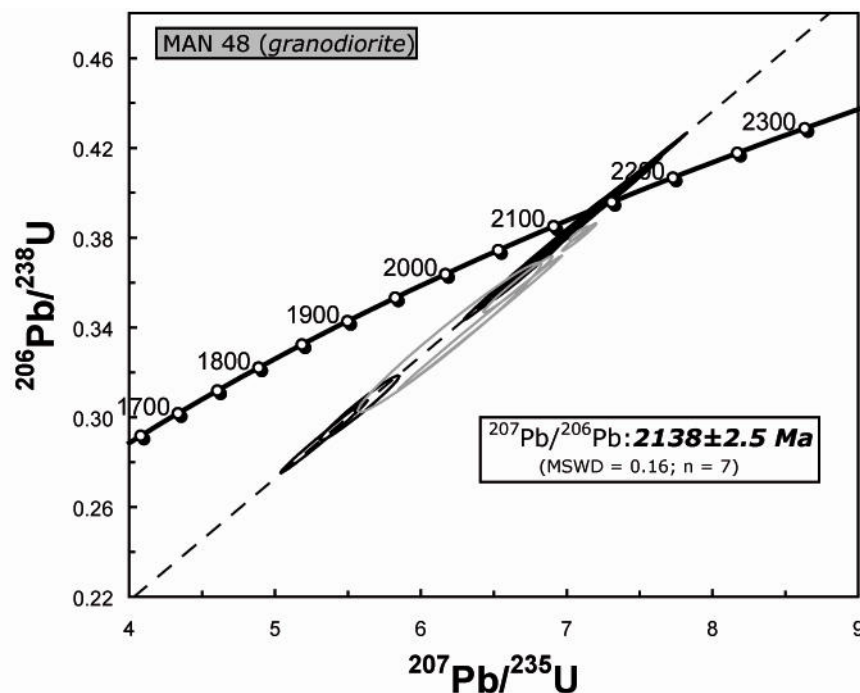


Figure V.20 : Diagramme concordia pour l'échantillon MAN48 (*granodiorite*) daté par la méthode U-Pb sur zircon par LA-ICP MS. La moyenne pondérée des âges ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) pour les grains concordants est notée sur les diagrammes. La droite discordia donne un intercept supérieur à 2138 ± 2 Ma (n=11 ; MSWD=0.23).

MAN53a (*trondhjémite*) (Fig.V.21) : Vingt quatre analyses ont été effectuées sur quinze grains, vingt et une analyses ont été conservées, les autres ont été rejetées en raison de leur forte teneur en Pb commun (^{204}Pb). Onze analyses concordantes (<5%) permettent de calculer une moyenne pondérée des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de **2150 ± 3 Ma** (n=11 ; MSWD=1.0). Quelques grains concordants (<5%) donnent des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ plus vieux à 2173 ± 6 Ma (Moyenne pondérée ; n=3 ; MSWD=0.25).

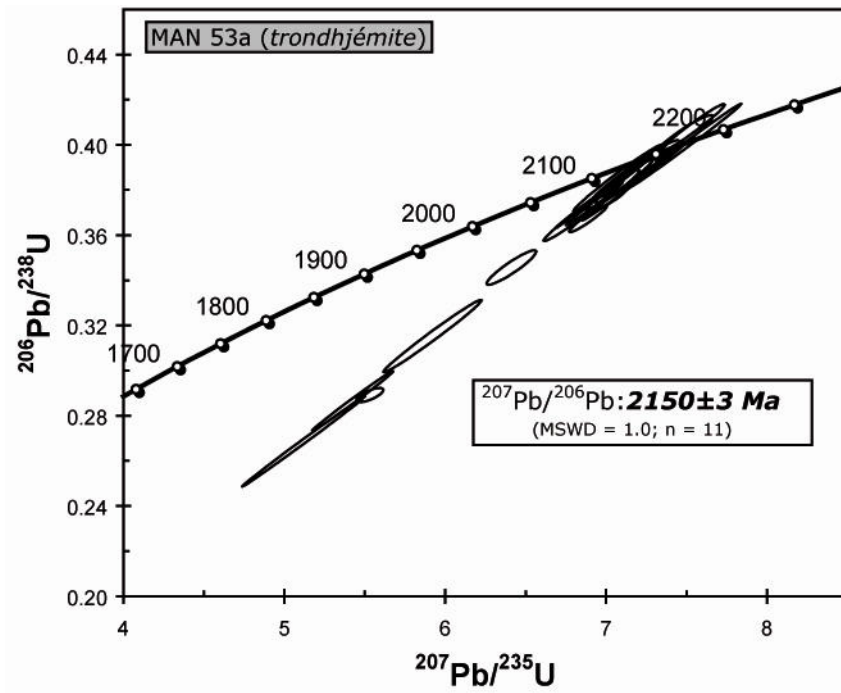


Figure V.21 : Diagramme concordia pour l'échantillon MAN53a (trondhjemite) daté par la méthode U-Pb sur zircon par LA-ICP MS. La moyenne pondérée des âges ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) pour les grains concordants est notée sur les diagrammes.

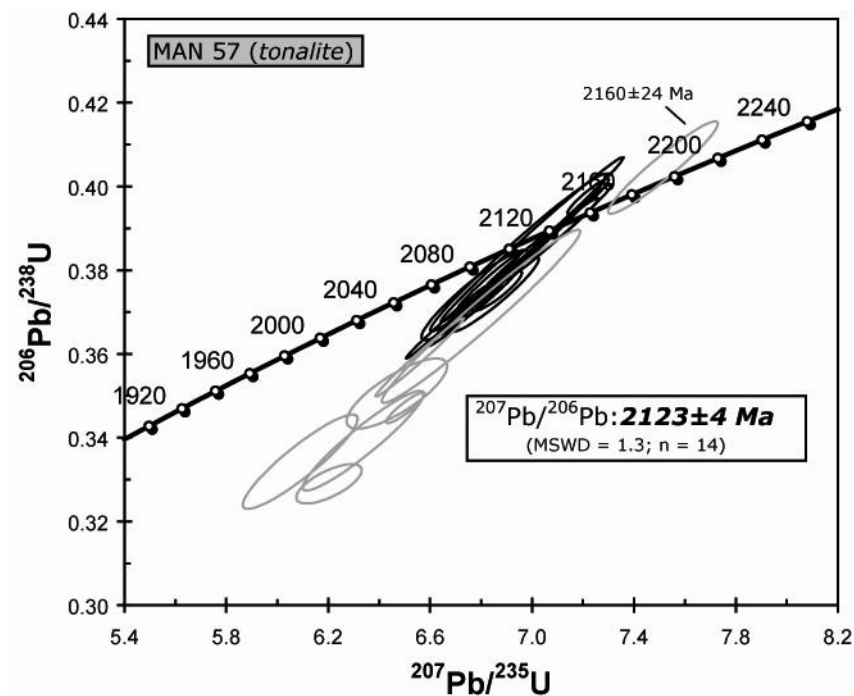


Figure V.22 : Diagramme concordia pour l'échantillon MAN57 (tonalite) daté par la méthode U-Pb sur zircon par LA-ICP MS. La moyenne pondérée des âges ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) pour les grains concordants est notée sur les diagrammes.

MAN57 (tonalite) (Fig.V.22) : Pour l'échantillon MAN57, dix sept grains de zircons ont été soumis à vingt cinq analyses par ablation, trois analyses ont été rejetées à cause d'une forte teneur en Pb commun (^{204}Pb). Quatorze grains concordants (<5%) ont permis de calculer une moyenne pondérée des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de **2123 ± 4 Ma** (n=14 ; MSWD=1.3). Les rapports Th/U sont élevés, toujours supérieurs à 0.35. Un grain avec une légère discordance inverse (-1.4%) donne un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ plus vieux à 2160 ± 12 Ma.

MAN60 (tonalite) (Fig.V.23) : Treize grains ont été sélectionnés, vingt analyses ont été effectuées, une seule analyse a été rejetée à cause de son taux en ^{204}Pb . Onze analyses concordantes (<5%) permettent de calculer une moyenne pondérée des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de **2138 ± 3.7 Ma** (n=11 ; MSWD=1.16). Quelques analyses (n=6) indiquent des âges plus vieux, deux analyses avec une discordance inférieure à 5% donnent des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2175 ± 14 Ma et 2181 ± 17 Ma. Ces analyses ont été effectuées sur des parties correspondant à des zones centrales des grains (Fig.V.15 grain B analyse #8.1 par exemple)

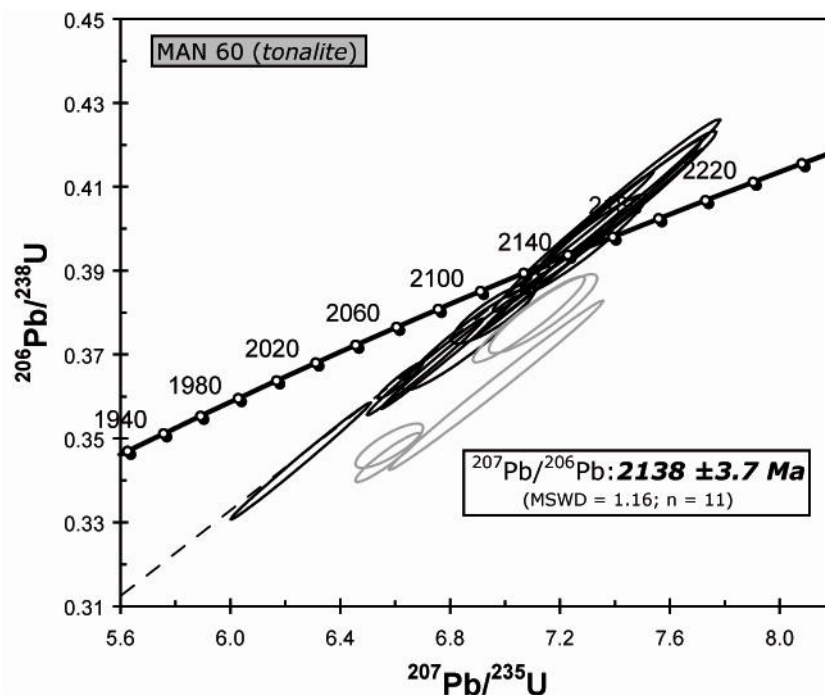


Figure V.23 : Diagramme concordia pour l'échantillon MAN60 (tonalite) daté par la méthode U-Pb sur zircon par LA-ICP MS. La moyenne pondérée des âges ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) pour les grains concordants est notée sur les diagrammes.

MAN65 (granite): Vingt sept analyses sur vingt grains ont été effectuées, seulement douze analyses ont été conservées, les autres analyses ont été rejetées à cause de leur fort taux en Pb

commun (^{204}Pb). Toutes les analyses montrent une discordance importante, toute supérieure à 7%. On observe une importante dispersion des rapports $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ et il est impossible de tracer une droite discordia. Aucun âge ne peut être calculé pour cet échantillon.

MAN68 (tonalite) (Fig.V.24) : Vingt analyses sur douze grains ont été effectuées. Une seule analyse a été rejetée en raison de sa forte teneur en Pb commun (^{204}Pb). Quinze analyses concordantes (<5%) permettent de calculer une moyenne pondérée des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de **2134 ± 3.5 Ma** (n=15 ; MSWD=0.87). Le calcul de l'âge par la discordia donne un âge pour l'intercept supérieur de 2134 ± 3.7 Ma, parfaitement équivalent à l'âge obtenu par la moyenne pondérée des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

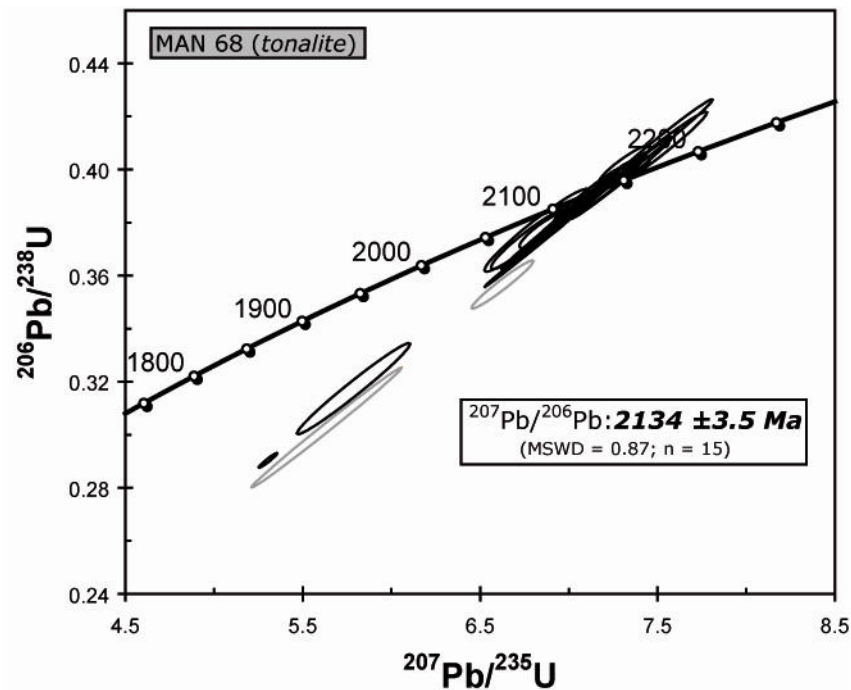


Figure V.24 : Diagramme concordia pour l'échantillon MAN68 (tonalite) daté par la méthode U-Pb sur zircon par LA-ICP MS. La moyenne pondérée des âges ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) pour les grains concordants est notée sur les diagrammes.

V.4.2. Datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

V.4.2.1. Méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Les principes de la méthode de datation Ar-Ar sont donnés au Chapitre III. Une série d'échantillons prélevés le long de « la Mana » a été sélectionnée pour être datée par la méthode Ar-Ar. La position des différents échantillons est reportée sur la carte à la Fig.V.25. Biotites et amphiboles ont été irradiées dans le réacteur nucléaire de Mc Master au Canada. Le paramètre d'irradiation est égal à $J = 0.008256$. Les données sont reportées dans l'annexe 3.

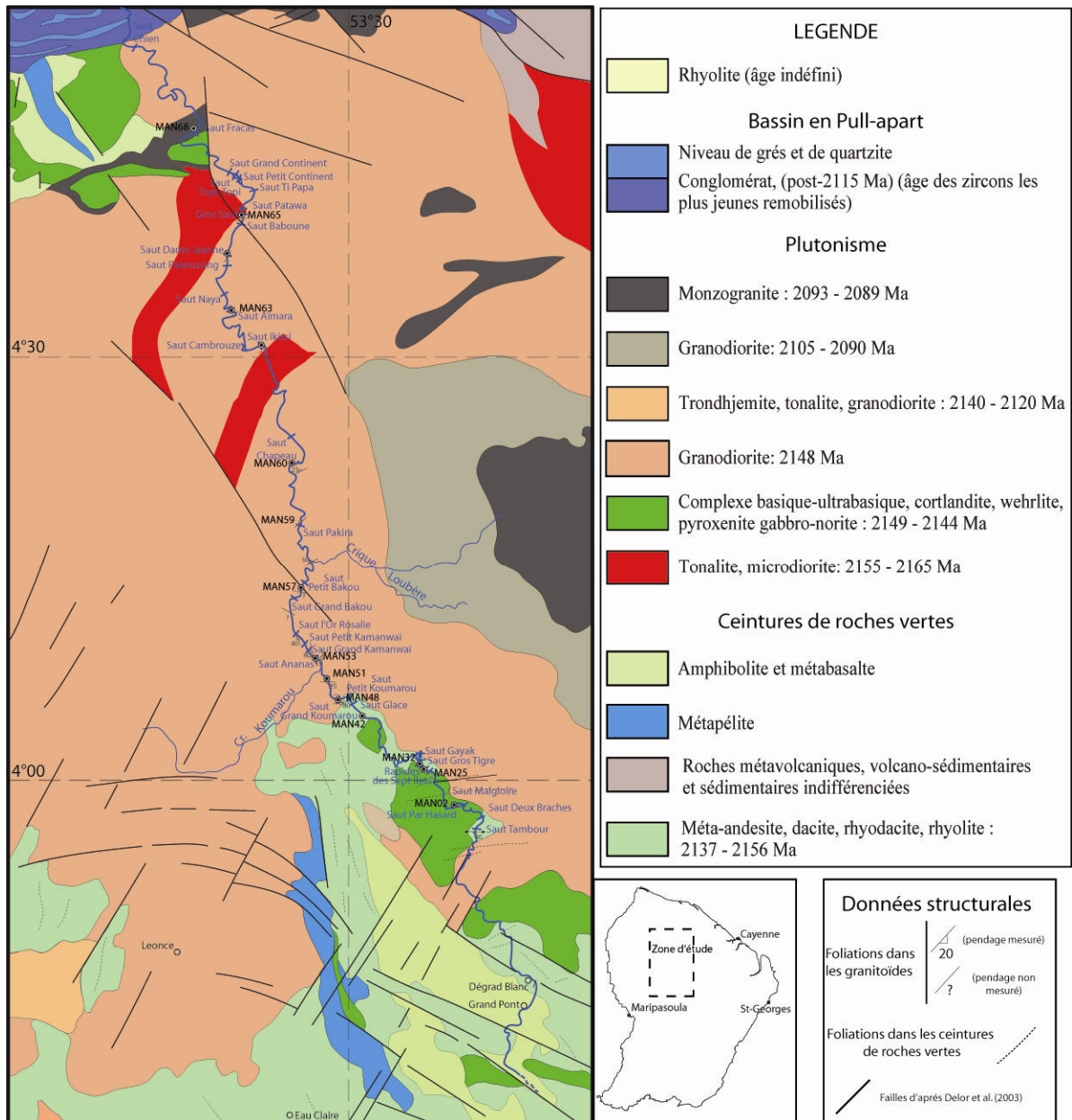


Figure V.25 : Localisation des échantillons collectés pour l'étude géochronologique $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

V.4.2.2. Résultats des datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur les biotites

Les rapports K/Ca ne sont pas présentés pour les biotites. La faible teneur en Ca des biotites induit des rapports K/Ca très élevés, et aucune corrélation avec les variations d'âge ne peut en être déduite. Les spectres d'âge des échantillons suivant MAN02, MAN25, MAN32a, MAN32b, MAN32d, MAN42b, MAN48, MAN51 sont reportés sur la Fig.V.26. Les spectres d'âge des autres échantillons (MAN53a, MAN53c, MAN53d, MAN57, MAN59, MAN60, MAN63, MAN65, MAN68) sont présentés sur la Fig.V.27.

MAN02 (tonalite): Un âge plateau de **2007 ± 15 Ma** est calculé pour 7 paliers représentant 77 % de l' ^{39}Ar libéré. Les âges varient de 1870 ± 10 Ma correspondant au 1^{er} palier jusqu'à un âge maximum de 2011 ± 9 Ma pour le 3^{eme} palier. Aucune corrélation avec l'évolution du rapport Cl/K ne peut être observée.

MAN25 (tonalite): Un âge plateau de **1955 ± 14 Ma** est calculé pour 16 paliers représentant 80 % de l' ^{39}Ar libéré. Les âges varient de 1717 ± 20 Ma pour le premier palier corrélé avec un rapport Cl/K élevé à 1964 ± 10 Ma pour le dernier palier.

MAN32a (méta-andésite à amphibole) : Un âge plateau de **1995 ± 16 Ma** est calculé pour 13 paliers représentant 58 % de l' ^{39}Ar libéré. Les âges varient de 1039 ± 12 Ma pour le premier palier à 2004 ± 10 Ma pour le 10^{eme} palier. Les 5 premiers paliers donnent des âges jeunes croissants de 1039 ± 12 Ma à 1940 ± 7 Ma. Les 3 derniers paliers sont sensiblement plus jeunes que l'âge plateau, ils varient entre 1970 et 1975 Ma. Ces variations d'âges ne sont pas corrélables avec les variations du rapport Cl/K.

MAN32b (méta-andésite à amphibole): Un âge plateau de **2033 ± 15 Ma** est calculé pour 9 paliers représentant 68 % de l' ^{39}Ar libéré. L'âge le plus jeune (993 ± 19 Ma) correspond au premier palier, le 6^{eme} palier donne l'âge le plus vieux (2045 ± 11 Ma).

MAN32d (*tonalite*) : Un âge plateau de **1984 ± 14 Ma** est calculé pour 17 paliers représentant 92 % de l'³⁹Argon libéré. Les âges varient de 1711 ± 16 Ma pour le 1^{er} palier et jusqu'à 1991 ± 10 Ma pour le 13^{eme} palier. Les âges ne présentent aucune corrélation avec le rapport Cl/K.

MAN42b (*granodiorite*) : Un âge plateau de **1956 ± 14.5 Ma** est calculé pour 16 paliers représentant 74 % de l'³⁹Argon libéré. Le premier palier donne l'âge le plus jeune (1835 ± 8 Ma) et l'âge le plus vieux (1972 ± 5 Ma) est obtenu sur le 7^{eme} palier. Les trois derniers paliers sont sensiblement plus jeunes (1938 à 1945 Ma) que l'âge plateau (1956 ± 14.5 Ma). Les rapports Cl/K ne présentent aucune corrélation avec les différents âges.

MAN48 (*granodiorite*) : Un âge plateau de **1987 ± 14 Ma** est calculé pour 19 paliers représentant 81 % de l'³⁹Argon libéré. Le premier et second palier correspondent aux âges les plus jeunes, respectivement 1668 ± 7 Ma et 1661 ± 8 Ma. Ces âges sont corrélés avec les rapports Cl/K les plus forts. L'âge le plus vieux (2001 ± 11 Ma) est obtenu sur le 10^{eme} palier. Les 3^{eme} et 4^{eme} paliers ne sont pas pris en compte pour le calcul de l'âge plateau, ils donnent des âges légèrement plus jeune (1976 et 1981 Ma) que l'âge plateau calculé (1987 ± 14 Ma).

MAN51 (*tonalite*) : Aucun âge plateau ne peut être calculé pour cet échantillon. Les trois premiers paliers indiquent des âges compris entre 1763 et 1848 Ma, corrélé avec des rapports Cl/K très bas. Pour les autres paliers, le spectre d'âges peut être divisé en deux parties : une première partie (4^{eme} palier au 7^{eme} palier) avec des âges variant de 1902 ± 20 Ma à 1932 ± 15 Ma et une seconde partie (8^{eme} palier au 13^{eme}) avec des âges plus jeunes compris entre 1856 ± 9 Ma et 1871 ± 17 Ma.

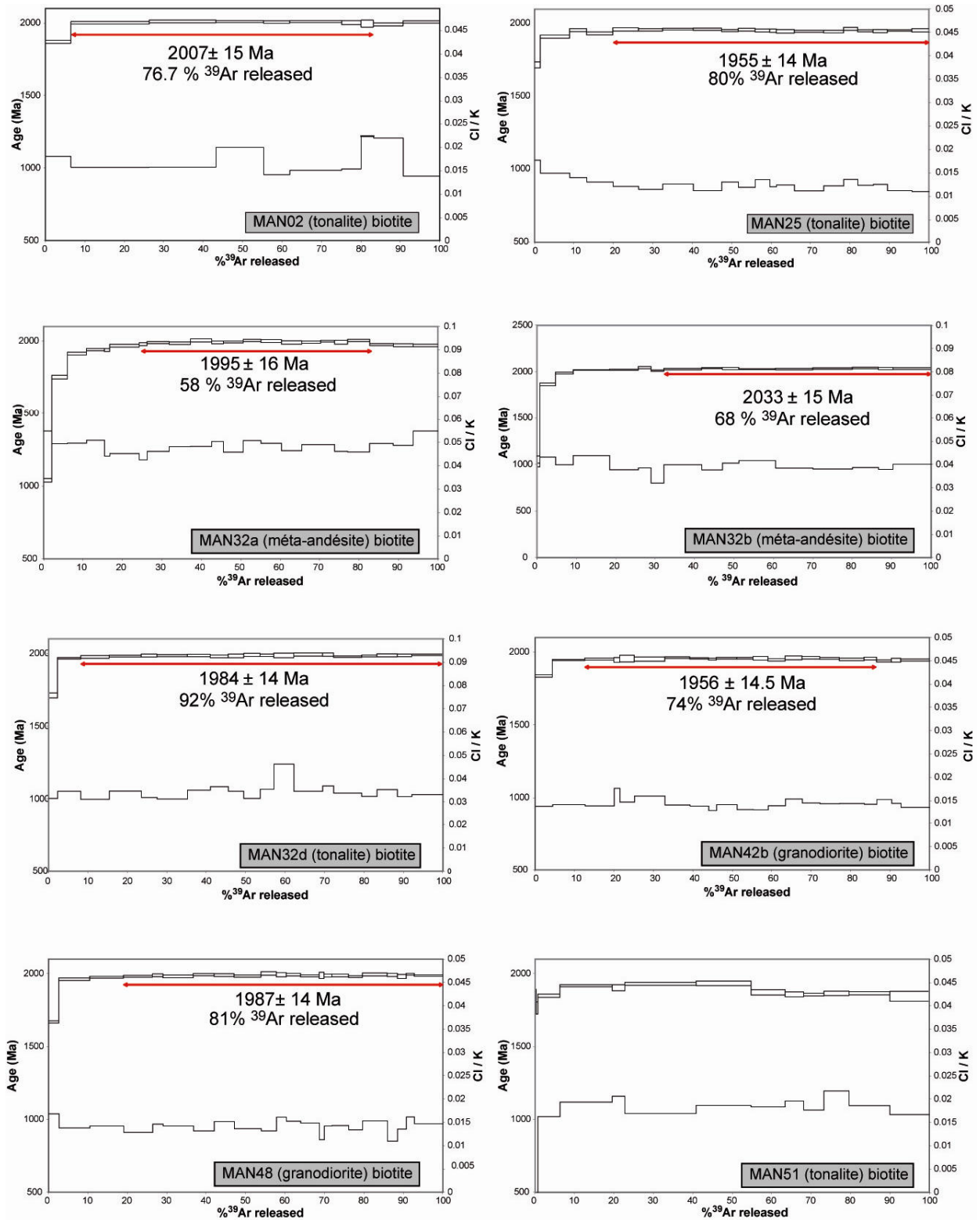


Figure V.26 : Spectre d'âge sur monograin de biotite pour différents échantillons collectés sur « la Mana ». L'âge plateau (quand il a pu être calculé) est indiqué sur le spectre d'âge. Le rapport Cl/K est indiqué pour chaque palier de chauffage.

MAN53a (*trondhjémite*): Un âge plateau de **2004 ± 14 Ma** est calculé pour 12 paliers représentant 86 % de l'³⁹Argon libéré. Les trois premiers paliers donnent les âges les plus jeunes de 1141 à 1967 Ma. L'âge maximum obtenu sur ce mica est de 2014 ± 8 Ma pour le 6^{ème} palier, cet âge est utilisé dans le calcul de l'âge plateau.

MAN53c (*aplite*): Un âge plateau de **1969 ± 15 Ma** est calculé pour 10 paliers représentant 87 % de l'³⁹Argon libéré. Le premier palier représentant 13 % de l'³⁹Argon libéré, est corrélé avec la valeur la plus forte du rapport Cl/K, l'âge obtenu est aussi l'âge le plus jeune : 1846 ± 9 Ma. L'âge maximum obtenu pour ce spectre est de 1977 ± 10 Ma, il est inclus dans le calcul de l'âge plateau.

MAN53d (*métabasite*): Ce spectre d'âges est fortement perturbé, aucun âge plateau ne peut être calculé. Les âges varient de 219 Ma pour le premier palier jusqu'à 1363 Ma pour le dernier palier. Il n'existe aucune corrélation entre le spectre des rapports Cl/K et la forme du spectre d'âges.

MAN57 (*tonalite*): Le dégazage de cet échantillon a été effectué sur 35 paliers, 19 paliers représentant 56 % de l'³⁹Argon total libéré permettent de calculer un âge plateau de **1992 ± 15 Ma**. Le premier palier donne un âge jeune de 1698 ± 7 Ma directement corrélé avec un rapport Cl/K élevé. Les cinq premiers paliers, ainsi que les 10 derniers ne sont pas pris en compte pour le calcul de l'âge plateau. Les cinq premiers paliers donnent des âges dans l'ensemble beaucoup plus jeunes (1698 à 1994 Ma) que l'âge plateau (1992 ± 15 Ma). Et les dix derniers paliers ont des âges homogènes et sensiblement plus jeunes (1976 à 1990 Ma) que l'âge plateau.

MAN59 (*tonalite*): La biotite a été dégazée en 25 paliers. Le spectre obtenu est caractérisé par des âges jeunes pour les 4 premiers paliers variant de 1789 à 1922 Ma, pour les paliers suivants les âges varient de 1955 ± 8 à 2001 ± 8 Ma. Un âge plateau est calculé sur 16 paliers entre le 5ème et le 20ème palier, représentant 65,5 % de l'³⁹Argon total libéré, pour un âge de **1992 ± 17 Ma**.

MAN60 (*tonalite*): Le dégazage de la biotite a été effectué sur 29 paliers. Un âge plateau de **1948 ± 14 Ma** est calculé pour 25 paliers représentant 88 % de l'³⁹Argon libéré. Les 3 premiers paliers, représentant moins de 5% l'³⁹Argon total libéré, donnent des âges jeunes compris entre 1232 et 1866 Ma. Le dernier palier (6% de l'³⁹Argon total libéré) donne un âge jeune (1672 Ma) en comparaison avec l'âge plateau calculé.

MAN63 (*tonalite*): La biotite a été dégazée en 25 paliers. Le spectre obtenu est légèrement perturbé pour les 6 premiers paliers donnant des âges variant de 1813 à 1985 Ma. Un âge plateau est calculé sur 16 paliers entre le 6^{eme} et le 21^{eme} palier, représentant 65 % de l'³⁹Argon total libéré, pour un âge de **1983 ± 16 Ma**. Les trois derniers paliers donnent des âges sensiblement plus jeunes (1961 à 1978 Ma) que l'âge plateau calculé.

MAN65 (*granite*): Le dégazage de la biotite a été effectué sur 22 paliers. Aucun âge plateau n'a pu être calculé pour cet échantillon. Les trois premiers paliers indiquent les âges les plus jeunes compris entre 1020 et 1857 Ma. Pour les paliers suivants (du 4^{eme} au 19^{eme}), les âges varient de 1937 ± 6 et 2003 ± 9 Ma avec une augmentation progressive de l'âge avec les paliers de plus haute température. Cette augmentation des âges s'interrompt pour les trois derniers paliers qui présentent des âges plus jeunes (1951 à 1973 Ma).

MAN68 (*tonalite*): La biotite a été dégazée sur 24 paliers. Les deux premiers paliers donnent des âges jeunes (1726 et 1873 Ma). Les âges les plus vieux (1963 à 1966) sont observés du 6^{eme} au 9^{eme} paliers. Ces âges vieux divisent le spectre d'âge en deux domaines d'âge équivalent (~1945 Ma). Un âge plateau de **1945 ± 15 Ma** est calculé sur les 14 derniers paliers représentant 60 % de l'³⁹Argon total libéré.

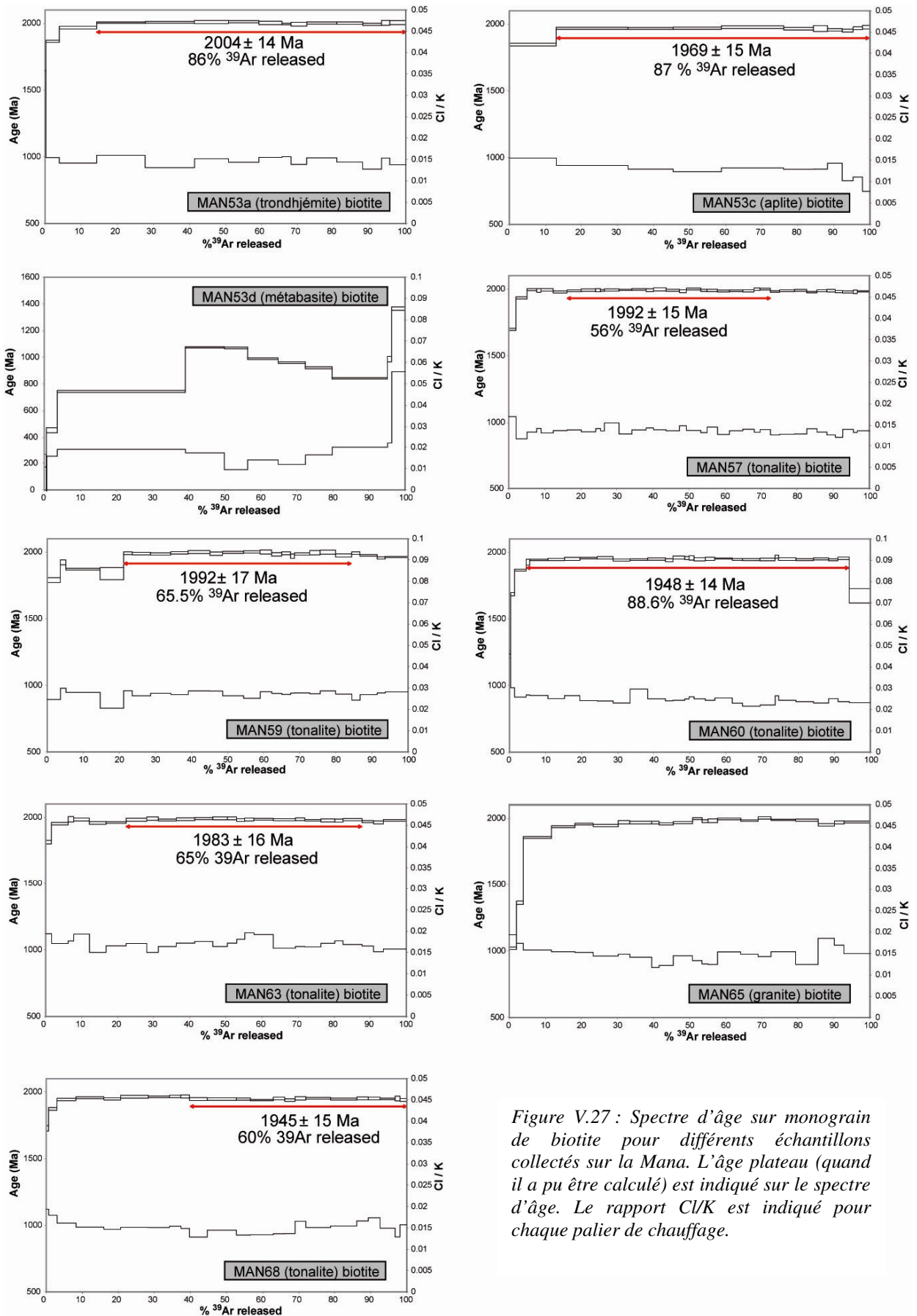


Figure V.27 : Spectre d'âge sur monograin de biotite pour différents échantillons collectés sur la Mana. L'âge plateau (quand il a pu être calculé) est indiqué sur le spectre d'âge. Le rapport Cl/K est indiqué pour chaque palier de chauffage.

V.4.2.3. Résultats des datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur les amphiboles

MAN04 (*méta-dacite à amphibole*): Douze paliers de chauffage ont permis de dégazer complètement l'amphibole. Les quatre premiers paliers, correspondant à moins de 6.5% de l' ^{39}Ar total libéré, présentent un excès d' ^{40}Ar donnant des âges vieux (6525 à 2476 Ma). Les 5^{ème} et 6^{ème} paliers donnent les âges les plus jeunes du spectre (1873 Ma et 1876 Ma). Les 3 paliers suivant ont des âges variant de 1990 Ma à 2021 Ma. Les 11^{ème} et 12^{ème} paliers indiquent des âges plus jeunes que les paliers précédents (1955 et 1966 Ma). Le dernier palier présente un âge de 2051 Ma, cet âge est sans doute vieilli par la présence d'un excès d' ^{40}Ar , comparable à celui affectant les premiers paliers. Les rapports K/Ca et Cl/K ne présentent aucune corrélation avec la forme du spectre d'âges.

MAN32a (*méta-andésite à amphibole*) : L'amphibole a été dégagée sur 12 paliers. Les deux premiers paliers, représentant 1% de l' ^{39}Ar total libéré, donnent des âges jeunes (1847 et 1761 Ma). Un âge plateau de 2020 ± 14 Ma est calculé du 4^{ème} palier au 10^{ème} palier représentant à 71% de l' ^{39}Ar total libéré. Les deux derniers paliers correspondant à environ 20 % de l' ^{39}Ar total libéré donnent des âges plus jeunes (1960 et 1978 Ma) que l'âge plateau calculé. Les rapports K/Ca et Cl/K ne présentent aucune corrélation avec la forme du spectre d'âges.

MAN32b (*méta-andésite à amphibole*) : L'amphibole a été dégagée sur 7 paliers. Les deux premiers paliers correspondant à moins de 4% de l' ^{39}Ar total libéré donnent des âges à 709 et à 1145 Ma. Ces âges correspondent aux rapports K/Ca les plus élevés et aux rapports Cl/K les plus faibles. Les 3 paliers suivant représentent 90 % de l' ^{39}Ar total libéré, les âges sont 1947 Ma pour le 3^{ème} palier, 2012 Ma pour le 4^{ème} palier et 1980 pour le 5^{ème} palier. Les deux derniers paliers correspondent à des âges plus jeunes (1395 et 1707 Ma), ils sont corrélés avec des rapports K/Ca plus importants que les 3 paliers précédents.

MAN53d (*métabasite*): Onze paliers ont été effectués pour dégazer l'amphibole. Aucun âge plateau n'a pu être calculé pour cet échantillon. Le spectre d'âge peut être divisé en deux parties. La première partie correspond au début du spectre (du 1^{er} au 5^{ème} palier) où les âges sont croissants de 1956 Ma à 2069 Ma. La seconde partie du 6^{ème} palier jusqu'au dernier présente des âges variant entre 2016 et 2061 Ma. Le spectre d'âge ne présente aucune corrélation avec les rapports K/Ca et Cl/K.

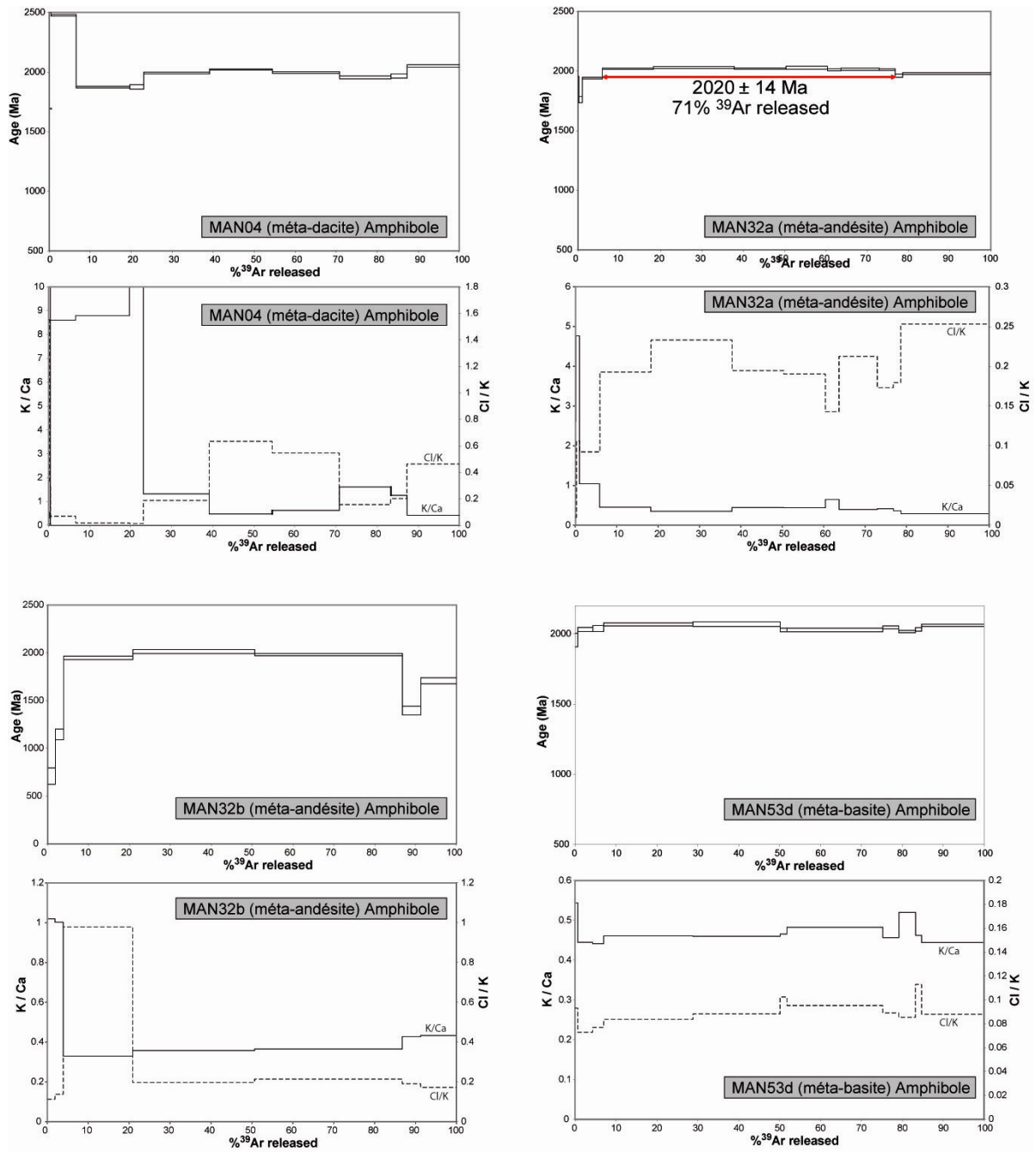


Figure V.28 : Spectre d'âge sur monograin d'amphibole pour différents échantillons collectés sur « la Mana ». L'âge plateau (quand il a pu être calculé) est indiqué sur le spectre d'âge. Les rapport Cl/K et K/Ca sont représentés graphiquement pour chaque échantillon.

V.5 : Interprétations et discussion

V.5.1 : Interprétations et apports des données géochimiques

Les TTG

La série TTG échantillonnée sur « la Mana » présente des caractéristiques géochimiques similaires à celle des TTG archéennes décrites par Martin (1994). Les TTG sont caractérisées par leur richesse en Na et leur pauvreté en K. Pétrologiquement, cela se traduit par un fort enrichissement en plagioclase et l'absence de feldspath alcalin. Une des caractéristiques les plus évidentes des TTG est leurs spectres d'éléments en trace fortement fractionnés, avec un enrichissement très marqué en terres rares légères et à l'inverse un appauvrissement important en terres rares lourdes. Cet appauvrissement marqué en terres rares lourdes implique la formation d'un résidu contenant des phases ayant un coefficient de partage élevé pour ces éléments (vraisemblablement le grenat). Les travaux géochimiques (Martin, 1994) ainsi que les travaux expérimentaux (Sen et Dunn, 1994 ; Wolf et Wyllie, 1994 ; Rapp, 1994) démontrent que ces magmas proviennent de la fusion partielle de basalte hydraté. La formation de la série TTG est donc à relier à la cristallisation fractionnée d'un magma issu de la fusion partielle de basaltes hydratés, dans des conditions permettant la stabilité du grenat.

L'ensemble des TTG présente une forte anomalie négative en Nb et en Ta. Cette anomalie négative dans les TTG a fait l'objet de différents travaux expérimentaux (Xiaolin, et al., 2007 ; Foley et al., 2000 ; Barth et al., 2001 ; Xiong et al., 2005). Ces auteurs montrent clairement que les liquides de fusion avec des caractéristiques en terres rares identiques au TTG sont en équilibre avec un résidu éclogitique hydraté ou anhydre riche en amphibole et contenant du rutile. Le rutile apparaît comme une phase indispensable au résidu pour obtenir cette anomalie négative Nb-Ta caractéristique des TTG. Les conditions pression-température (P-T) déterminées pour la formation des TTG sont de l'ordre de 1.5-2.5 GPa (soit environ 50 à 80 km de profondeur) et 850-1050°C (Xiaolin, et al., 2007).

Discussion sur les variations (légères) des teneurs en terres rares observées pour les TTG.

Les TTG échantillonnées présentent toutes des teneurs en éléments majeurs très caractéristiques des TTG archéennes (Martin, 1994). Cependant certains échantillons ont des teneurs en terres rares légèrement atypiques. Dans cette partie, nous essayons de discuter les origines de ces anomalies.

Les TTG du groupe 1 ont toutes des spectres en REE similaires caractéristiques des TTG définis par Martin (1994). Seul l'échantillon MAN60 présente un spectre plus enrichi en HREE ($Yb_N > 10$ fois les chondrites alors que les TTG typiques ont des valeurs en Yb_N comprises entre 1 et 5 fois les chondrites). Différentes hypothèses, pour expliquer cet enrichissement, peuvent être proposées.

1) Une des hypothèses est d'envisager la formation d'un résidu moins riche en grenat que celui observé habituellement pour les TTG typiques. La participation de grenat dans le résidu va contrôler la teneur en terres rares lourdes de la tonalite. Le grenat est une phase concentrant les terres rares lourdes (coefficient de partage élevé pour les terres rares lourdes, $K_D(\text{grenat}) = 3.79$ à 7.1 pour le Lu suivant les auteurs (Hauri et al. 1994 ; McKenzie et O'Nions, 1991 ; Johnson, 1994)). Lors de sa formation, la tonalite hériterait d'une richesse anormale en terres rares lourdes du fait que la phase concentrant les terres rares lourdes dans le résidu y est peu présente (voire absente).

2) Une autre hypothèse est de considérer que les basaltes hydratés (tholéiites) qui fondent pour produire la tonalite ont des teneurs anormalement enrichies en terres rares lourdes par rapport aux tholéiites standards.

3) Une troisième hypothèse est de constater la richesse en zircon de l'échantillon MAN60 par rapport aux autres tonalites. La teneur en zircon de l'échantillon MAN60 doit représenter environ 1% de la roche totale (estimation faite d'après l'observation des lames minces). Les coefficients de partage dans les zircons pour les HREE sont très élevés ($128 < K_D(Yb) < 254$; $196 < K_D(Lu) < 333$ (Fujimaki, 1986) et les coefficients de partage pour les LREE et les MREE sont moins importants ($3.11 < K_D(LREE \text{ et } MREE) < 6.77$ (Fujimaki, 1986)). Même pour un taux de zircon relativement faible dans l'ensemble de la roche ($\leq 1\%$), les coefficients de partage des éléments dans les zircons peuvent permettre un enrichissement très marqué en HREE et moins conséquent pour les MREE et les LREE.

Les TTG du groupe 2, en comparaison avec les TTG du groupe 1, montrent de léger enrichissement en Yb et Lu, et globalement les spectres au niveau des HREE sont de forme plate à légèrement concave. Cette différence, entre les TTG du groupe 1 et celles du groupe 2, peut être liée à l'interaction avec les lithologies basiques constituant une partie de l'encaissant du groupe 2.

Les lithologies basiques

Les lithologies basiques peuvent être classées en deux groupes distincts :

-les lithologies d'affinités tholéitiques (Fig.V.10) ont des teneurs en éléments moins mobiles (Zr, Y, Nb, Ta, Th) basses confirmant leurs affinités tholéitiques. Dans le diagramme $(Tb/Nb)_N$ vs $(Th/Nb)_N$ (Thiéblemont et al., 1994) (Fig.V.29), les roches se reportent dans le champ des bassins d'arrière-arc.

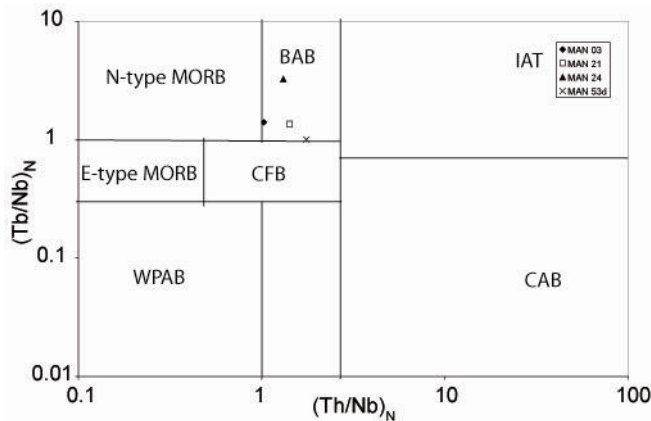


Figure V.29: Diagramme $(Th/Nb)_N$ vs. $(Tb/Nb)_N$ (d'après Thiéblemont et al., 1994) pour les lithologies basiques d'affinités tholéitiques. (N-type MORB: normal MORB; E-type MORB: enriched MORB; WPAB: within-plate alkaline and transitional basalts; BAB: back-arc basin basalts; CFB: continental tholeiites; IAT: island-arc basalts; CAB: subductionrelated calc-alkaline basalts).

L'échantillon MAN24 présente le spectre le moins riche en REE et la teneur en Al_2O_3 la plus élevée (19.56%) et une forte anomalie positive en Eu ($Eu/Eu^* = 1.75$) ainsi qu'une forte teneur en Sr (612.2 ppm). Toutes ces caractéristiques suggèrent un processus cumulatif avec cristallisation de plagioclase dans une chambre magmatique comme origine pour l'échantillon MAN24.

Ces lithologies d'affinité tholéitique sont typiques des ceintures de roches vertes, elles sont comparables au tholéites « normales » (N-MORB) ou enrichies en terres rares légères (E-MORB).

-les lithologies d'affinité calco-alkaline identifiées (Fig.V.10) constituent elles aussi une partie des ceintures de roches vertes. Ces lithologies calco-alkalines sont rares pour les ceintures de roches vertes plus vieilles que 3.0 Ga, alors qu'à partir de cette période, elles deviennent fréquentes et sont caractéristiques des ceintures de roches vertes sous forme de série andésite-dacite-rhyolite. Ces laves sont tout à fait comparables aux séries calco-alkalines des marges actives connues à l'heure actuelle.

- Deux échantillons (MAN27 et MAN37) sont des laves très magnésiennes ($Mg\# = 73$ et 77 respectivement) avec des spectres de terres rares fortement fractionnées, des anomalies

négligentes très marquées en Nb, Ta, Zr et Hf et des teneurs fortes en Ni et Cr. Ces laves présentent de fortes similitudes avec des laves boninitiques, et par référence aux contextes actuels, ces laves seraient issues d'un processus de fusion partielle du manteau superficiel durant les stades précoces de la subduction (Anthony et al., 1985 ; Dobson et al., 2006).

Pour les roches basiques échantillonnées, les contextes de formation sont variables (bassin d'arrière-arc, marge active). Ces contextes de formation différents sont typiques des ceintures de roches vertes associées au TTG.

V.5.2 : Interprétations et apports des âges U-Pb

La discussion des âges est présentée en deux parties, une première discutant des résultats obtenus sur le massif de TTG (MAN 48, MAN53a, MAN57, MAN60, MAN65 et MAN68) et ensuite une seconde s'intéressant aux résultats obtenus dans la partie sud de la coupe (MAN03 et MAN04).

Le massif TTG

Les âges obtenus sur les grains de zircons issus des échantillons collectés le long de « la Mana », sont tous interprétés comme des âges de cristallisation du magma. Les structures internes sont pour l'ensemble des grains constituées d'un zonage oscillatoire typiquement attribué à une croissance magmatique. Aucune évidence de surcroissance post-magmatique n'a été révélée par les images MEB ainsi que par les âges obtenus. En revanche, certains échantillons présentent des zircons avec des âges concordants (<5%) plus vieux que les âges de cristallisation. Ces âges varient globalement de 2159 à 2181 Ma. Ils correspondent à des analyses sur des parties centrales de certains zircons (MAN60). Les âges « vieux » de ces zircons peuvent avoir deux origines : une origine héritée, les zircons seraient issus du protolithe des TTG ou alors une origine « volée », ces zircons seraient arrachés à l'encaissant lors de la mise en place des TTG (Les âges correspondent parfaitement avec les domaines TTG nord et sud (2.18-2.16 Ga) qui constitueraient l'encaissant du domaine TTG central).

Les âges obtenus sur le massif de TTG couvrent une gamme variant de 2123 Ma à 2150 Ma. Les quelques âges publiés jusqu'alors entrent dans la même gamme de variation. Delor et al. (2003) proposaient, pour le domaine TTG central, un âge compris entre 2148 et 2120 Ma. Cependant d'après la carte au 1/ 500 000 de la Guyane Française (Delor et al., 2003), le

domaine TTG échantillonné lors de notre transect nord sud le long de « la Mana » devait être homogène en terme d'âge (2148 Ma). Cet âge était défini par trois datations (Delor et al., 2003), deux sur la bordure Nord à l'ouest du barrage de Petit Saut (Réf 11 : 2146 ± 2 Ma et Réf 12 : 2148 ± 4 Ma (TIMS) (Fig.V.3)), et une au sud du massif à l'ouest de « la Mana » (Réf 23 : 2141 ± 8 Ma (Pb-évaporation) (Fig.V.3)). Cette apparente homogénéité du massif semble être remise en cause par nos résultats.

Les âges obtenus sont reportés sur la Fig.V.30. Nous les présentons depuis le nord du massif de TTG :

MAN68= **2134 ± 3.5 Ma.**

MAN60= **2138 ± 3.7 Ma.**

MAN57= **2123 ± 4.0 Ma.**

MAN53a= **2150 ± 3.0 Ma.**

MAN48= **2138 ± 2.5 Ma.**

En considérant les marges d'erreur, trois groupes d'âge distincts peuvent être considérés.

- 2123 Ma qui est l'âge obtenu pour l'échantillon MAN57.
- 2134-2138 Ma constitue un second groupe d'âge (MAN68, MAN60 et MAN48).
- 2150 Ma est l'âge le plus vieux (MAN53a) comparable aux données existantes dans la littérature (Delor et al., 2003).

Ce diachronisme observé (27 ± 5 Ma) pour le massif de TTG n'est pas surprenant. Au contraire, un âge identique pour un massif de cette envergure (~ 12500 km²) est plus difficilement concevable en terme de volume et de processus de fusion. Les exemples actuels montrent parfois des durées d'activité encore plus longue (un exemple actuel est la zone andine qui présente des batholithes avec des âges compris entre 100 Ma et 32 Ma)

En principe dans les exemples actuels de subduction, la répartition spatiale des différentes générations de magma permet de retrouver la polarité de la subduction. Toutefois, dans le cas de « la Mana », la distribution géographique des âges peut difficilement être interprétée comme marqueur d'une géométrie de subduction simple.

On peut envisager deux hypothèses pour expliquer le diachronisme observé à l'échelle du massif de TTG :

1) La distribution spatiale actuelle des différents faciès n'est pas celle originelle. Un système de failles décrochantes peut avoir perturbé l'organisation des granitoïdes. Cette hypothèse est

difficile à vérifier car très peu de données structurales existantes sont disponibles, et jusqu'à présent aucun accident majeur n'a été reconnu dans le massif de TTG.

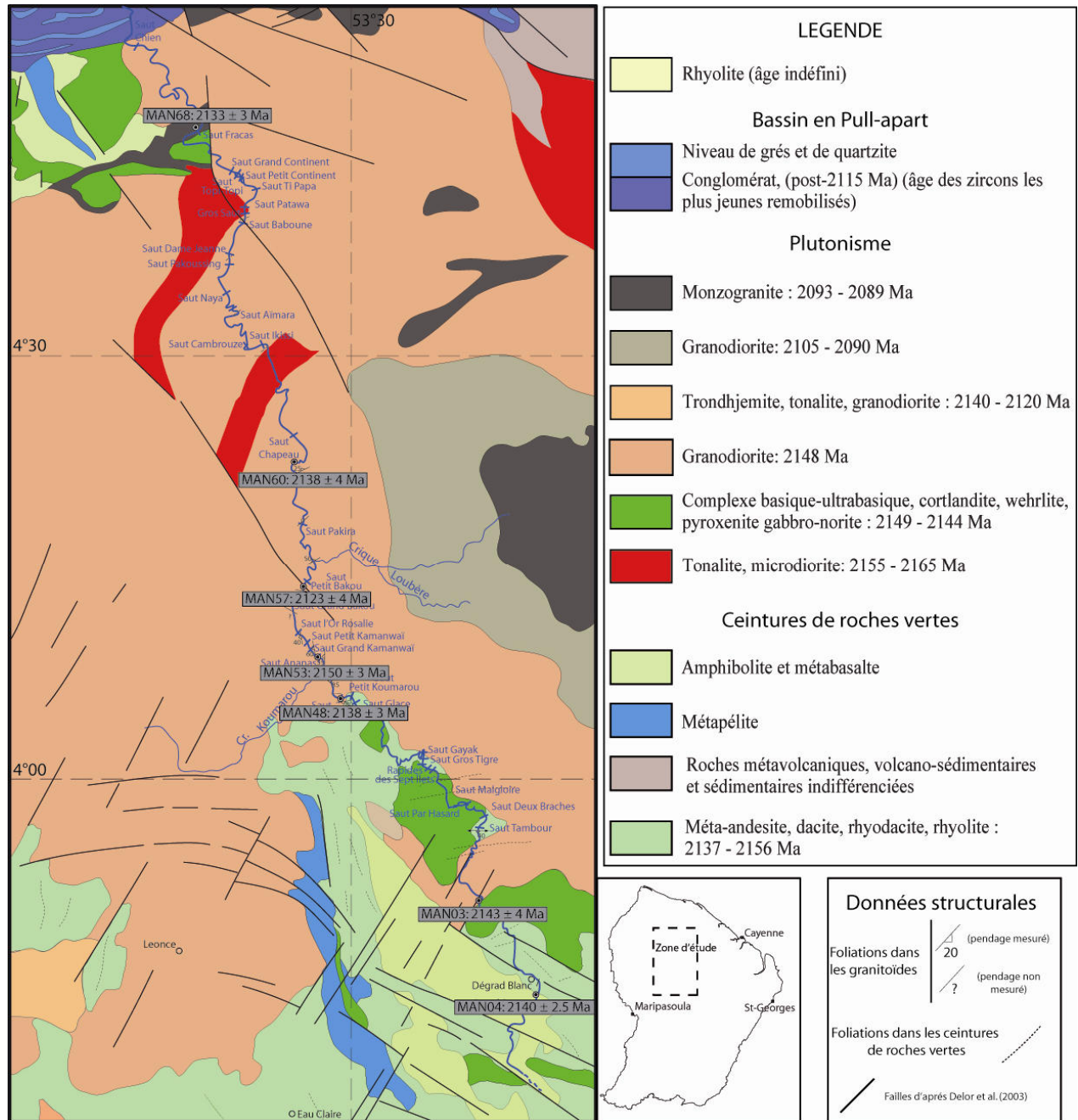


Figure V.30 : Carte de répartition des âges U-Pb sur zircons. Les âges varient de 2123 à 2150 Ma. Aucune corrélation évidente entre l'âge et le positionnement géographique ne peut être déduite.

2) L'organisation des différents granitoïdes peut refléter la dynamique complexe de la zone de subduction. La zone de mise en place des magmas dans la plaque chevauchante est totalement dépendante de la cinématique de la subduction. Par exemple, une variation du pendage de la

plaque en subduction entraîne dans la plaque chevauchante une migration des domaines de mise en place des différentes générations de granitoïdes.

Le domaine basique

Les âges obtenus sur les deux échantillons du domaine basique situé au sud de l'ensemble TTG sont cohérents avec les âges des TTG. Le métagabbro à pyroxène (MAN03) d'affinité tholéiitique est datée à 2143 ± 4 Ma et la méta-dacite d'affinité calco-alcaline (MAN04) donne un âge similaire à 2140 ± 2.5 Ma. Ces deux âges à 2140 Ma indiquent la coexistence d'un processus de subduction active (MAN04) et de la formation d'un bassin d'arrière-arc (MAN03) dans le même temps. Ces différents types de lithologies synchrones sont caractéristiques des ceintures de roches vertes post 3.0 Ga (Avant 3.0 Ga le volcanisme calco-alcalin est très rare). Les ceintures de roches vertes forment des bassins en lambeaux allongés, séparés par des blocs continentaux (massifs de TTG) regroupant des lithologies variées (grés, amphibolites, rhyolites...). Des bassins de ce type existent à l'heure actuelle, ils sont présents essentiellement dans les contextes de subduction (bassin d'avant, intra ou arrière-arc). Cependant, ces bassins présentent des différences avec les ceintures de roches vertes, ils sont moins épais, les roches détritiques sont dominantes. Les roches volcaniques sont en faible proportion et ces dernières contiennent une forte abondance d'andésite et de roches acides, et elles sont très pauvres en roches basiques (Condie, 1994b).

V.5.3 : Interprétations et apports des datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Les âges obtenus sur les biotites par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ enregistrent le refroidissement des roches entre 300 à 350 °C (325 ± 25 C Harrison et al., 1985). D'après nos résultats, ce refroidissement n'est pas uniforme et nous allons essayer d'expliquer cette variabilité dans le refroidissement.

Les résultats $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenus sur les biotites des échantillons collectés le long de « la Mana » sont synthétisés dans le tableau ci-dessous (Fig.V.31) et représentés sur la Fig V. 32. Tous les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sont considérés comme des âges de refroidissement des différentes lithologies échantillonnées, puisque l'âge U-Pb le plus jeune obtenu sur zircon est de 2123 ± 4.0 Ma (MAN57 tonalite) et aucun événement thermique plus jeune que la mise en place des domaines TTG est reconnu dans cette zone. Tous les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sont donc plus jeunes que 2123 Ma.

Echantillon (Biotite)	Age (Ma)	Echantillon (Biotite)	Age (Ma)
MAN02	2007 ± 15	MAN53c	1969 ± 15
MAN25	1955 ± 14	MAN53d	---
MAN32a	1995 ± 16	MAN57	1992 ± 15
MAN32b	2033 ± 15	MAN59	1992 ± 17
MAN32d	1984 ± 14	MAN60	1948 ± 14
MAN42b	1956 ± 14.5	MAN63	1983 ± 16
MAN48	1987 ± 14	MAN65	---
MAN51	---	MAN68	1945 ± 15
MAN53a	2004 ± 14		

Figure V.31 : Tableau récapitulatif des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenus sur biotite pour les échantillons collectés le long de « la Mana ». A l'échelle de la coupe, les âges varient de 1945 Ma à 2007 Ma, soit une variation de 62 Ma (L'échantillon MAN32b (2033 ± 15) présente un excès d'Ar produisant un âge trop vieux).

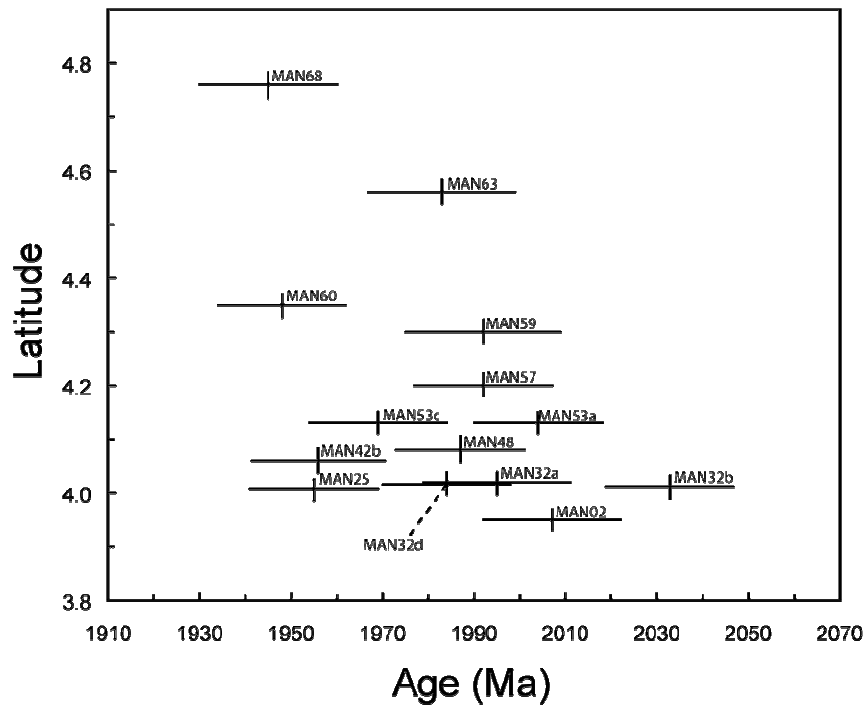


Figure V.32 : Diagramme des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur biotite en fonction de la position des échantillons (latitude). Aucune corrélation ne peut être proposée entre les âges enregistrés par les biotites et la position des échantillons.

On remarque une inhomogénéité des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, l'âge le plus vieux (2033 Ma) est obtenu sur l'échantillon MAN32b (méta-andésite à amphibole), et l'âge le plus jeune (1945 ± 15) est déterminé pour l'échantillon MAN68 (tonalite). L'écart entre les deux âges extrêmes est de 88 Ma, mais si on exclut l'échantillon le plus vieux MAN32b (on verra un peu plus loin que cet échantillon présente un excès d'Argon), la différence entre les deux extrêmes passe à 62 Ma. On remarque également que pour des échantillons voisins (MAN53a et c), la différence est de 35 Ma.

Au regard des marges d'erreur, on peut déterminer deux gammes d'âges distinctes (Fig.V33). Une première gamme (G1) d'âge variant de 1945 Ma à 1956 Ma et une seconde gamme (G2) avec des âges plus vieux (1983 à 2007Ma) (Fig.V.33). Un échantillon (MAN53c) avec un âge de 1969 Ma se situe entre les deux gammes d'âges et l'échantillon (MAN32b) est significativement plus vieux (2033 Ma) que les autres échantillons.

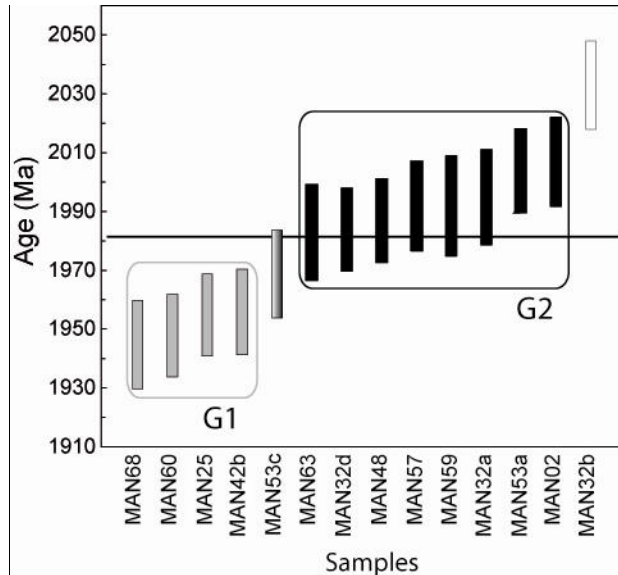


Figure V.33 : Diagramme présentant la répartition des âges 40Ar/39Ar sur biotite des échantillons prélevés sur la Mana. On peut remarquer que deux gammes d'âges peuvent être individualisées.

La répartition cartographique totalement aléatoire des âges de refroidissement montre que les deux gammes d'âges ne peuvent pas refléter la mise en place et le refroidissement diachrone de massifs granodioritiques distincts (Fig.V.32 et 34).

Pour expliquer cette variabilité dans les âges, on peut proposer différentes hypothèses :

- (1) Les échantillons les plus jeunes se situeraient dans une zone de faille ou à proximité. Une circulation fluide tardive dans ces zones de failles serait capable de réhomogénéiser le système K-Ar des micas dans ces zones de cisaillement et à leur proximité. Les conditions d'affleurement n'ont pas permis d'identifier de telles zones de faille ou tout simplement ces zones de failles n'existent pas sur le terrain.
- (2) Les différences d'âge enregistrées entre les divers échantillons pourraient s'expliquer par des différences de composition chimique et de taille des biotites datées. Harrison et al. (1985) ont montré la diminution de la rétention des biotites avec l'augmentation de leur teneur en fer, expliquant ainsi des différences d'âges entre des biotites.

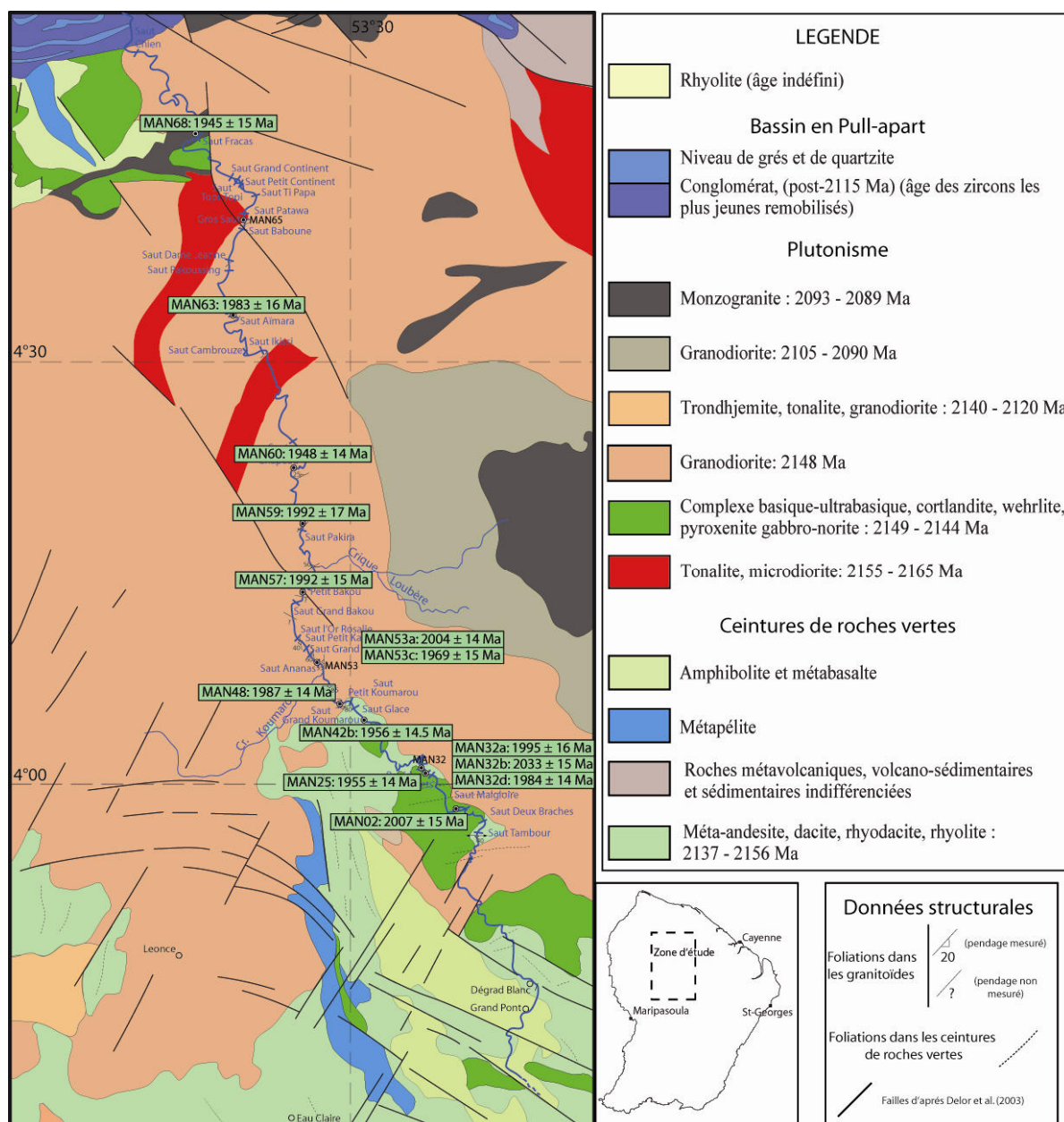


Figure V.34 : Carte de répartition des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenus sur les biotites des échantillons collectés le long de « la Mana ». Cartographiquement, les deux gammes d'âges individualisées dans la Fig.V.33 ne peuvent être considérées en terme de massif distinct avec des vitesses de refroidissement différentes.

Dans notre cas, les analyses à la sonde électronique (Annexe 4) indiquent un Fe # qui varie de 0.69 à 0.35. Le diagramme présenté à la Fig.V.35 montre les relations entre les âges et le Fe#. Aucune corrélation entre les âges et le Fe# ne peut en être déduite. Les biotites sont très homogènes (Fe# : 0.46 à 0.58), seuls deux échantillons présentent des Fe# différents. Les biotites de l'échantillon MAN68 ont un Fe# faible (0.35), l'âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ est le plus jeune (1945 ± 15 Ma) mais il reste cohérent avec les âges les plus jeunes (G1).

Les biotites de l'échantillon (MAN02) ont un Fe# plus élevé (0.69), en comparaison avec les âges de la gamme 2 (G2), l'âge de l'échantillon MAN02 correspond à l'âge le plus vieux, mais il reste, à la marge d'erreur près, similaire aux âges de la gamme 2 (G2).

(3) Une autre hypothèse est de considérer que les âges enregistrés correspondent à des températures de fermeture différentes pour les biotites prélevées dans les échantillons sélectionnés. Les températures de fermeture ne correspondent pas une température parfaitement définie, la marge d'erreur lors de l'estimation de la température de fermeture est d'environ 15% (Dodson, 1973). Une variation de 50°C entre les températures de fermeture de deux biotites peut entraîner, dans un contexte de refroidissement très lent (3°C/Ma), une variation d'âge d'environ 17 Ma. L'hétérogénéité des âges peut donc être considérée comme une conséquence d'un refroidissement très lent du batholite associé à une variabilité des températures de fermeture des biotites. Un argument pour cette hypothèse est d'avoir systématiquement des âges jeunes obtenus lors des premiers paliers de dégazage, ces âges jeunes s'expliqueraient par la fermeture très progressive du système isotopique lors d'un lent refroidissement (Hodges et Bowring, 1995).

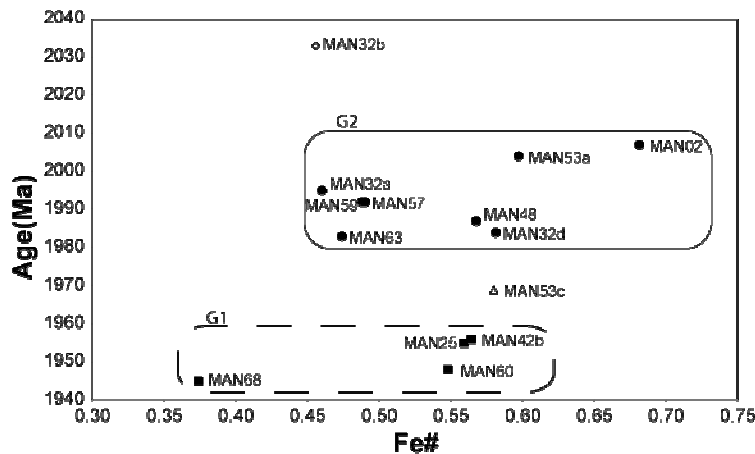


Figure V.35 : Diagramme présentant la Fe# des biotites en fonction des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des échantillons prélevés sur la Mana. On peut remarquer qu'aucune corrélation n'est observable.

Plus localement, certains échantillons prélevés sur les mêmes affleurements présentent des âges distincts. Par exemple aux Rapides des Sept Ilets (MAN32), trois échantillons représentant des lithologies différentes ont été collectés (MAN32a et MAN32b : méta-andésite à amphibole et MAN32d une tonalite). Une biotite de chaque échantillon a été datée. Les résultats indiquent des âges de 2033 ± 15 Ma pour MAN32b, de 1995 ± 16 Ma pour MAN32a et de 1984 ± 14 Ma pour MAN32d. Ce même type de variation est observé sur l'affleurement de Saut Ananas (MAN53), deux lithologies différentes donnent des âges Ar-Ar distincts. L'échantillon MAN53a, une tonalite, donnent un âge à 2004 ± 14 Ma, et une lithologie aplitique, MAN53c, est datée à 1969 ± 15 Ma.

Pour l'échantillon MAN32b, l'âge plateau de 2033 ± 15 Ma est très supérieur aux âges obtenus sur les autres échantillons. L'amphibole datée pour l'échantillon MAN32b ne donne pas d'âge plateau (Fig.V.33) mais l'âge maximum obtenu est de 2012 Ma et une amphibolite de l'échantillon MAN32a donne un âge plateau de 2020 ± 14 Ma. Ces âges sont inférieurs à l'âge plateau de la biotite (2033 ± 15 Ma). Cet âge trop vieux pour les biotites de l'échantillon MAN32b est sans doute la conséquence d'un excès d'argon. L'apport de cet excès d'argon pourrait être associé aux veines leucocrates présentes dans la roche. La mise en place de ces veines leucocrates est probablement liée à celle de la tonalite voisine (MAN32d) et que l'argon remobilisé dans l'encaissant de ces veines est venu se concentrer dans les phases minérales ayant une forte solubilité pour l'argon, dans notre cas les biotites.

L'importance des veines leucocrates est particulièrement significative si on compare les teneurs en K_2O des échantillons MAN32a et MAN32b. L'échantillon MAN32b est plus riche (2.33%) que l'échantillon MAN32a (0.79%), d'où des teneurs en argon radiogénique plus élevées et une possibilité de contamination de l'encaissant par diffusion dans la mesure où celui-ci restait encore « chaud ».

Dans le cas des échantillons MAN53a et MAN53c, la différence d'âge (~ 35 Ma) entre la tonalite (MAN53a) et l'aplite (MAN53c) peut s'expliquer par la différence de lithologie, la taille des grains et aussi par la possibilité que l'aplite soit postérieure à la tonalite. Une mise en place plus tardive et donc un âge de refroidissement (passage sous l'isotherme $325^\circ C$) plus jeune.

Les datations Ar-Ar effectuées sur les amphiboles ne nous ont pas permis de déterminer des âges plateau, mis à part pour l'échantillon MAN32a avec un âge plateau de 2020 ± 14 Ma. Le dégazage des amphiboles a été difficile et les spectres d'âge présentent de fortes perturbations. La faible teneur en potassium des amphiboles, et la présence d'inclusion sont sans doute la principale cause à ces perturbations.

Implication sur les taux de refroidissement

Une étude Ar-Ar menée par Nomade (2001 ; 2002) proposait les résultats suivants pour la Guyane : des vitesses de refroidissement des corps intrusifs relativement homogènes depuis le centre de la Guyane Française jusqu'à l'extrême sud (entre $3,5 \pm 2/- 1,6^\circ C/Ma$ et $4,8 \pm 2,6/- 2,1^\circ C /Ma$).

Dans notre étude, malgré la variabilité des âges vue précédemment et leurs implications sur les températures de fermeture, nous pouvons tout de même estimer des taux de

refroidissement, en gardant à l'esprit que leur calcul sera une estimation moyenne des taux de refroidissement.

Dans notre étude, les vitesses de refroidissement calculées pour les couples Zircon-Biotite (températures de fermeture : 850°C pour le zircon (Cherniak and Watson, 2000) et 325 ± 25 C pour la biotite (Harrison et al., 1985) varient de 2.6°C/Ma à 4.0°C/Ma. Ces taux de refroidissement doivent être considérés comme des vitesses moyennes de refroidissement, il est très probable que pour ces roches les vitesses de refroidissement aient été plus rapides juste après la mise en place du magma qu'au moment de la fermeture du système isotopique de la biotite.

Ces taux de refroidissement très faibles suggèrent que le refroidissement régional après le dernier événement magmatique ne soit pas contrôlé par un processus d'exhumation tectonique (rapide) mais par une exhumation graduelle seulement contrôlée par des processus d'érosion. Ces faibles taux de refroidissement sont en accord avec les taux de refroidissement proposés (entre 2 et 5°C/Ma) pour d'autres domaines de l'événement Transamazonien (Nomade et al., 2001, 2002; Rosa Costa, 2006).

V.6 : Conclusion sur la caractérisation du méso-transamazonien

L'évolution méso-transamazonienne est particulièrement bien exprimée dans la partie centrale de la Guyane Française et les résultats mis en évidence dans ce chapitre nous ont permis de contraindre l'âge du domaine central TTG avec la mise en évidence d'une mise en place des TTG en plusieurs étapes entre 2150 et 2123 Ma. Dans les précédents travaux (Delor et al., 2003) une grande partie du domaine TTG était considérée comme un unique batholithe daté à 2148 Ma.

Le domaine central TTG a été caractérisé d'un point de vue géochimique, et les TTG présentent de fortes similitudes avec les TTG archéennes décrites par Martin (1994). Jusqu'à présent, la définition de la série TTG était basée seulement sur des analogies en terme de pétrologie et d'association lithologique (ceintures de roches vertes).

Cette caractérisation chimique nous a permis de proposer un modèle de genèse des TTG en terme de subduction « chaude » (fusion de basalte hydraté) et de mettre en évidence la complexité du fonctionnement de la zone de subduction pour obtenir la géométrie de la série TTG.

Dans les ceintures de roches vertes, l'association de lave calco-alcaline et de lave tholéiitique contemporaines du domaine central TTG met en évidence la coexistence d'un processus de

subduction active (lave calco-alkaline) et de la formation d'un bassin d'arrière-arc (lave tholéiitique) à 2140 Ma.

Les données Ar-Ar permettent de déterminer des conditions de refroidissement post-TTG lentes. Les taux de refroidissement varient de 2.6°C/Ma à 4.0°C/Ma, ces taux sont similaires à ceux déterminés dans d'autres études sur le bouclier des Guyanes (Nomade et al., 2001, 2002; Rosa Costa, 2006).

Chapitre VI :

Caractérisation du fini-transamazonien: Etude sur le secteur nord de l'Oyapok en Guyane Française et en Amapá (Brésil).

VI.1. Introduction et objectif de ce chapitre

L'événement Transamazonien est actif entre 2.26 et 2.06 Ga (Delor et al., 2003). Dans les chapitres IV et V, les contraintes temporelles et géochimiques ont permis de caractériser l'éo-Transamazonien et le méso-Transamazonien. Dans ce chapitre, nous nous intéressons plus particulièrement au fini-Transamazonien (2.11 et 2.06 Ga). L'évolution Transamazonienne est principalement caractérisée par un magmatisme plutono-volcanique d'arc multi-étapes d'âge mésorhyacien (2.18-2.13 Ga) (Delor et al., 2003). Toujours d'après Delor et al. (2003), à partir de 2.11 Ga et jusqu'à 2.08 Ga, le contexte de subduction initial évoluerait vers un processus de coulisage sénestre des blocs continentaux convergents. En réponse à la fermeture des bassins d'arc volcanique, un magmatisme granitique associé à un processus de migmatitisation se produirait (2.11 à 2.08 Ga). Cet épisode tectonique transcurrent sénestre est marqué par l'ouverture de bassins tardifs à remplissage détritique (bassins en pull-apart), le long de la bordure nord du complexe TTG central. Ensuite de 2.08 à 2.06 Ga, des monzogranites métalumineux se mettent en place le long de couloirs transcurrents dextres recoupant les bassins en pull-apart.

Pour contraindre l'évènement fini-Transamazonien particulièrement bien exprimé dans la partie Est du bouclier des Guyanes, deux zones distinctes sont étudiées.

- Une première région au nord du fleuve Oyapock, à la frontière entre le Brésil et la Guyane Française (Fig.VI.1), constituée de granitoïdes magnésio-potassiques fini- à post tectoniques (anciennement granites type « Caraïbes » ; Choubert, 1974). Ces granitoïdes sont associés à des migmatites remaniant un protolithe varié : des gneiss gris d'origine sédimentaire, des tonalites et des granodiorites d'origine magmatique (TTG) et des lentilles basiques similaires aux métavolcanites des ceintures de roches vertes.

- La seconde région se situe en Amapá, à proximité de Tartarugal Grande entre Ferreira Gomes et Calçoene (Fig.VI.1). La série métamorphique de Tartarugal Grande est principalement constituée de granulites et de plutons charnockitiques.

Pour caractériser l'évènement fini-Transamazonien en ces deux zones distinctes, une approche géochronologique *in situ* d'analyses U-Th-Pb sur zircon et sur monazite (LA ICP-MS) permettra de contraindre les âges des différentes lithologies. Un objectif tout particulier des datations U-Th-Pb sera de caractériser l'âge des granulites d'Amapá.

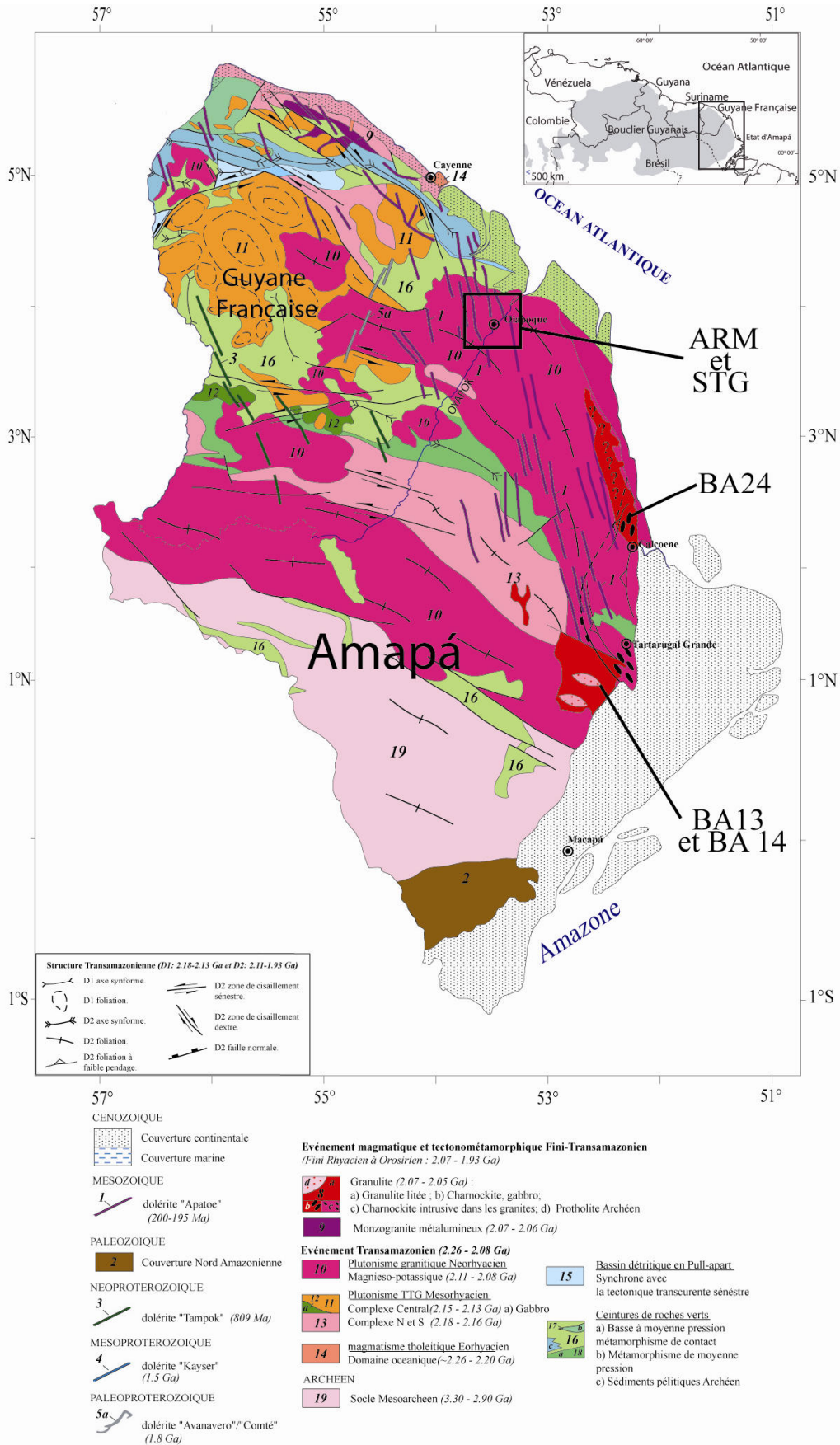


Figure VI.1 : Carte géologique simplifiée de la Guyane Française et de l'Etat d'Amapá (Brésil). Les différentes zones d'échantillonnage sont indiquées sur la carte (d'après Enjoly, 2004)

En effet, les âges connus sur zircon (Pb-Pb évaporation et U-Pb SHRIMP) sont exclusivement des âges archéens, à l'exception de données provenant de leucosomes d'anatexie donnant des âges paléoprotérozoïques (Lafon et al., 2002).

Une étude pétrologique et géochimique est associée à ces datations pour caractériser de façon précise le magmatisme et/ou le métamorphisme du fini-Transamazonien. Des datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur amphiboles et biotites permettront de caractériser l'évolution du refroidissement après les derniers événements transamazoniens.

Ce chapitre s'organise en deux parties avec pour chaque partie une étude en parallèle de la région de Tartarugal Grande et de la zone Nord du fleuve Oyapock.

Dans une première partie, une étude pétrologique et géochimique des différents échantillons est présentée, ainsi que les résultats thermobarométriques.

La seconde partie est consacrée aux résultats géochronologiques, avec une approche multi-méthodes de l'âge des événements fini-Transamazoniens.

VI.2. Contexte géologique et localisation des échantillons

La partie Est du bouclier guyanais comprend l'état d'Amapá au Brésil et la Guyane Française. Les deux zones étudiées sont rapidement présentées. Le lecteur se rapportera au chapitre II (contexte géologique de la Guyane Française) pour plus de détail.

-Une première région au nord du fleuve Oyapock, à la frontière entre le Brésil et la Guyane Française (Fig.VI.2), constituée de granitoïdes magnésio-potassiques fini- à post-tectoniques associés à des migmatites. Le protolithe des migmatites est principalement constitué par des gneiss gris d'origine sédimentaire, des tonalites et des granodiorites d'origine magmatique (domaine TTG) et des lentilles basiques similaires aux métavolcanites des ceintures de roches vertes. Cette zone n'a fait l'objet d'aucune étude pétrologique et géochronologique. Plus au sud, sur le fleuve Oyapock, Nomade (2000) a mené une étude paléomagnétique associée à une systématique de datations Ar-Ar. Les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenus semblent montrer un rajeunissement vers le Sud, mais l'étude menée le long d'une coupe globalement Nord-Sud (suivant le cours du fleuve Oyapok) crée sans doute un biais d'observation (une seule dimension). Un examen critique des données montre par ailleurs que ce rajeunissement reste en partie discutable.

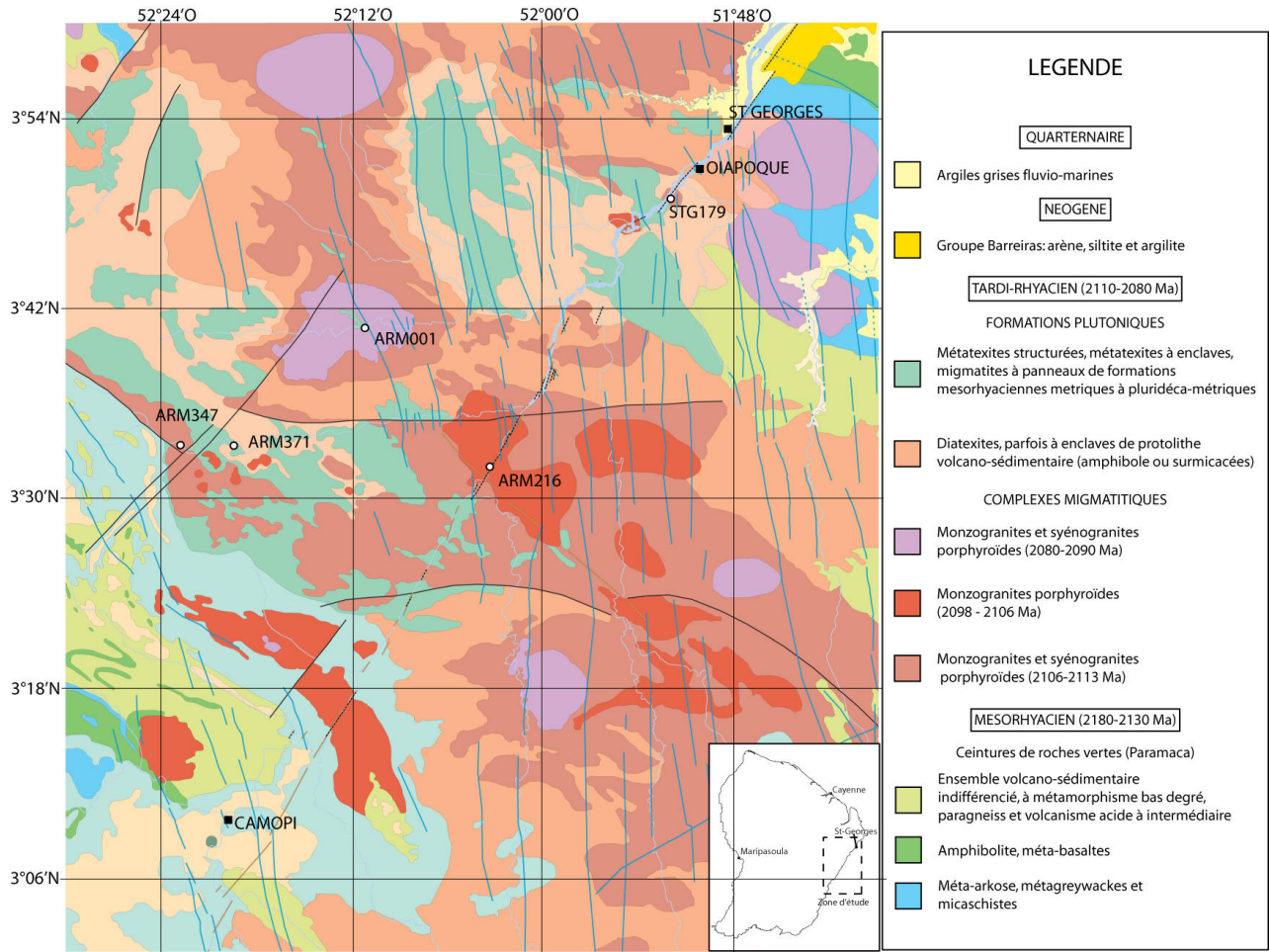


Figure VI.2 : Carte géologique de la zone d'échantillonnage le long du fleuve Oyapok en Guyane Française (d'après Théveniaut (communication personnelle)).

-La seconde région se situe en Amapá, à proximité de Tartarugal Grande entre Ferreira Gomes et Calçoene (Fig.VI.3). Les lithologies observées sont décrites comme la série métamorphique de Tartarugal Grande, principalement constituée de granulites et de plutons charnockitiques. Cette zone a fait l'objet d'études géochronologiques (Avelar et al., 2003), mais d'aucune étude pétrologique.

L'âge du métamorphisme granulitique est encore une source de débat. João et Marinho (1982), sur la base d'âge Rb-Sr à 2.45 Ga, suggèrent que le métamorphisme de haut degré se produit à l'Archéen. Une étude plus récente (Avelar et al., 2003) propose que les âges archéens (2.58-2.60 Ga) obtenus pour ces granulites correspondent à l'âge du protolithe (magmatique) et ne contraignent pas l'âge du métamorphisme. Aucune trace d'un évènement transamazonien n'est enregistrée par le système U-Th-Pb des zircons. Cela pourrait suggérer que l'évènement granulitique est d'âge Archéen. Cependant, Oliveira et al. (2002) ont obtenu des âges Sm-Nd d'environ 2.03 - 2.0 Ga (roche totale – isochrone sur grenat) et dans le même secteur, une charnockite a été datée à 2.05 Ga par la méthode Pb-Pb évaporation (Avelar et

al., 2001). Dans le nord de l'Amapá, près de la ville de Calçoene, des zircons issus d'un autre pluton charnockitique ont fourni un âge Pb-Pb de 2.06 Ga (Lafon et al., 2001) suggérant que l'évènement de haut degré est d'âge transamazonien et s'étendrait sur un large domaine en Amapá. Delor et al. (2001a) et Roever et al. (2003) ont publié des âges similaires (2.05 – 2.07 Ga) pour des granulites des Monts Bakhuis situées au Surinam. Les paragenèses métamorphiques (par ex. sapphirine-quartz ; Roever et al., 2003) des roches datées mettent en évidence un épisode d'ultra-haute température (UHT) pour l'évènement fini-transamazonien au Surinam. Les différents auteurs (Delor et al., 2001a ; Roever et al., 2003 ; Delor et al., 2003b) proposent un processus d'extension crustale pour expliquer ce métamorphisme UHT.

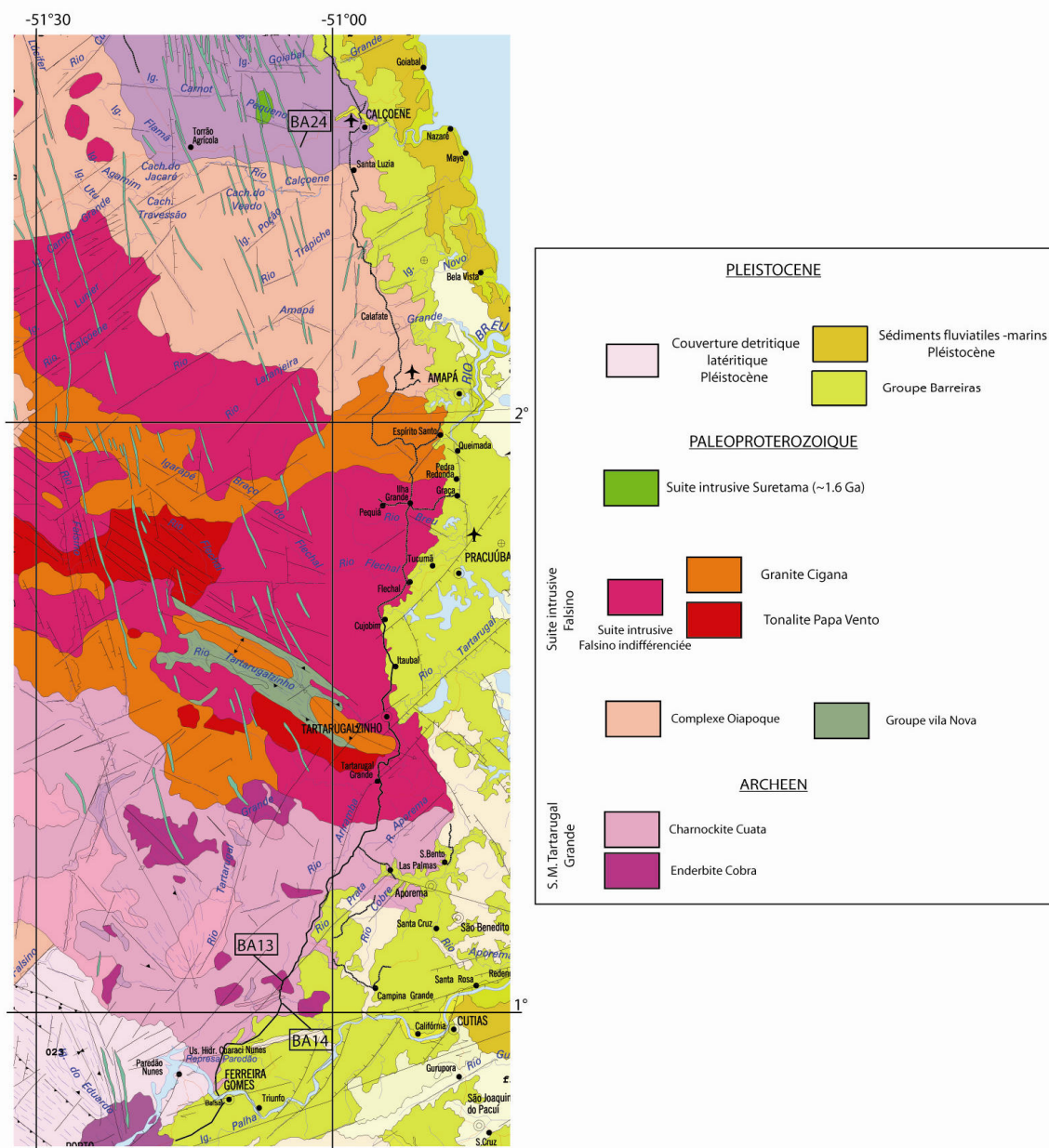


Figure VI.3 : Carte géologique de la zone échantillonnée dans l'Etat d'Amapá (Brésil) (d'après IBGE, 2004)

VI.3. Caractérisation pétrographique et géochimique des échantillons

Cette partie s'articule autour des deux zones d'échantillonnage : le secteur Nord du fleuve Oyapock, qui se trouve au sud-est de la Guyane et le secteur Est de l'Etat d'Amapá au Brésil, entre les localités de Ferreira Gomes et Calcoene.

Une étude géochimique sur roche totale des échantillons collectés en Guyane est associée à l'étude pétrographique (les analyses sont reportées dans l'annexe 1).

VI.3.1. Echantillons collectés le long de l'Oyapock

Les roches collectées le long de l'Oyapock sont un échantillonnage représentatif des différentes unités structurant le secteur de l'Oyapock.

VI.3.1.1. Echantillon STG179

L'échantillon STG179 a été collecté à Saut Cafesoca sur la rivière Oyapok (N 3°48'15.7" ; W 51°52'37.2") (Fig. VI.2). L'affleurement se situe sur le cours d'eau, et forme une zone de rapides sur le cours de la rivière. L'affleurement présente trois lithologies distinctes (Fig.VI.4): (1) une tonalite foliée sans fusion apparente (STG 179a), (2) un gneiss fin gris (STG 179b), (3) des leucosomes (STG 179c).

L'échantillon STG179a est constitué principalement de plagioclase (environ 70% de la roche), de type oligoclase (An_{15-22}). Les autres phases constituant la roche sont l'amphibole verte de taille millimétrique de type ferro-edenite ($X_{Mg}=0.46-0.49$) (Leake et al., 1997), le quartz, la biotite ($X_{Mg} = 0.51-0.55$) et quelques rares microclines. Les minéraux accessoires sont principalement l'épidote, le zircon et le sphène très présent dans la roche et systématiquement associé à l'amphibole, (fig.VI.4).

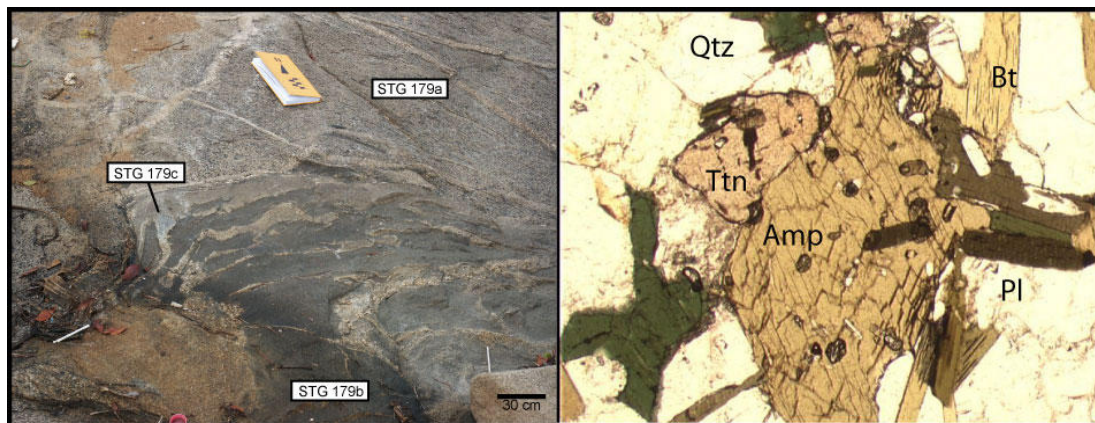


Figure VI.4 : La photographie de gauche montre les différentes lithologies de l'affleurement de Saut Cafesoca. A droite, photographie en lumière naturelle (LPNA) de la lithologie STG179a (Amp : Amphibole ; Bt : Biotite ; Pl : Plagioclase ; Qtz : Quartz ; Ttn : Titanite)

a) *Eléments majeurs*

Reportés dans le diagramme An-Ab-Or (Fig.VI.5) (Barker, 1979 ; Martin, 1994), les échantillons STG179a et STG179b sont des tonalites. L'échantillon STG179c se reporte dans le champ des granites.

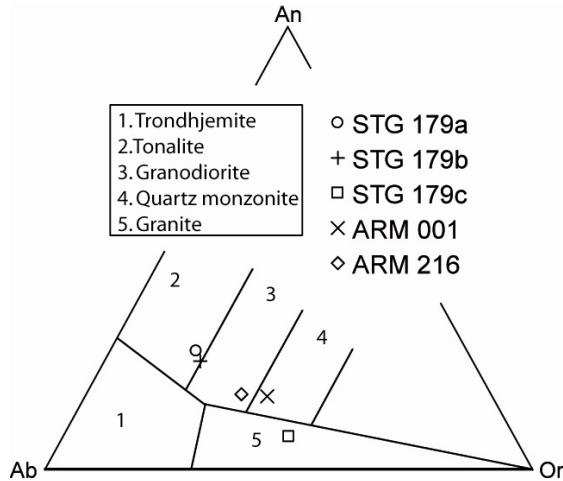


Figure VI.5 : Diagramme An-Ab-Or (Barker, 1979 ; Martin, 1994) dans lequel les échantillons collectés le long de l'Oyapok sont reportés.

Les teneurs en éléments majeurs sont identiques pour les échantillons STG179a et STG179b. L'échantillon STG179c est plus riche en SiO_2 (74.6%) que les échantillons STG179a et STG179b (59.6 et 61.5%). Les teneurs en Al_2O_3 sont comprises entre 13.7 et 16.8 %, l'échantillon le plus siliceux est le moins riche en Al_2O_3 (STG179c). L'échantillon STG179c est pauvre en Fe_2O_{3T} (1.3 %) les deux autres échantillons ont des teneurs plus fortes en Fe_2O_{3T} : 8.3 % pour STG179a et 5.8 % pour STG179b. La teneur en MgO est faible pour l'échantillon STG179c (0.13 %) et plus élevées (3.6 et 2.2 %) pour les échantillons STG179a et STG179b. L'échantillon STG179c a une forte teneur en K_2O (5.03 %), les échantillons STG179a et STG179b ont des teneurs plus faibles (1.8 et 2.3 %). La teneur en CaO est très faible pour l'échantillon STG179c (1.0 %), les deux autres échantillons ont une teneur en CaO de 5.7 % (STG179a) et 4.3 % (STG179b). La teneur en Na_2O est sensiblement plus faible (3.4 %) pour l'échantillon STG179c que pour les échantillons STG179a (4.0 %) et STG179b (4.7 %).

b) *Eléments en trace*

Les échantillons STG179a et STG179b présentent des spectres de terres rares (REE) assez similaires (Fig.VI.6a). Les deux échantillons montrent un fractionnement important caractérisé par un enrichissement en terres rares légères (LREE) ($25.2 \leq \text{La}_N/\text{Yb}_N \leq 46$). La seule différence entre les deux spectres est la teneur plus importante en terres rares légères (LREE) pour l'échantillon STG179b ($\text{La}_N = 251.7$) par rapport à STG179a ($\text{La}_N = 191.9$). Le

fractionnement important entre les terres rares moyennes (MREE) et les terres rares lourdes (HREE) est quasiment identique pour les deux échantillons ($8.5 \leq \text{Sm}_N/\text{Yb}_N \leq 10.5$). Les teneurs en HREE sont faibles ($\text{Yb}_N = 7.7$ pour STG179a et $\text{Yb}_N = 5.4$ pour STG179b).

Les spectres étendus aux éléments incompatibles normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) montrent un enrichissement important en LILE (Large Ion Lithophile Element) (Cs, Rb, Ba, Sr) (Fig.VI.6b). On observe des anomalies négatives marquées en Nb et Ta. Les teneurs en Nb sont faibles ($\text{Nb} = 7.1$ ppm pour STG179a et $\text{Nb} = 10.3$ ppm pour STG179b). Les teneurs en Ta pour les échantillons STG179a et STG179b sont respectivement 0.45 ppm et 0.817 ppm. Les rapports calculés Nb/Ta sont infra-chondritiques ($\text{Nb}/\text{Ta} = 15.8$ (STG179a) et $\text{Nb}/\text{Ta} = 12.6$). Pour les éléments de transition, les teneurs sont fortes en Ni et Cr ($\text{Ni} = 18$ à 62 ppm et $\text{Cr} = 21$ à 99 ppm).

Le spectre de REE de l'échantillon STG179c est très différent des spectres des deux autres échantillons (STG179a et STG179b) (Fig.VI.6a). L'échantillon STG179c présente un fractionnement modéré caractérisé par un enrichissement en LREE ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 9.8$), la teneur en LREE est élevée ($\text{La}_N = 211$). Pour les MREE et les HREE, le spectre est peu fractionné ($\text{Gd}_N/\text{Yb}_N = 1.19$). La teneur en HREE est élevée ($\text{Yb}_N = 21.3$). Une forte anomalie négative en Europium caractérise l'échantillon STG179c ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.4$).

Le spectre étendu aux éléments incompatibles normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) montre une très légère anomalie négative en Nb-Ta (Fig.VI.6b). Les teneurs en Nb et en Ta sont élevées ($\text{Nb} = 32.3$ ppm et $\text{Ta} = 1.9$ ppm). Le rapport calculé Nb/Ta est légèrement infra-chondritiques ($\text{Nb}/\text{Ta} = 16.9$). Le spectre présente une forte anomalie négative en Strontium ($\text{Sr} = 161.8$ ppm).

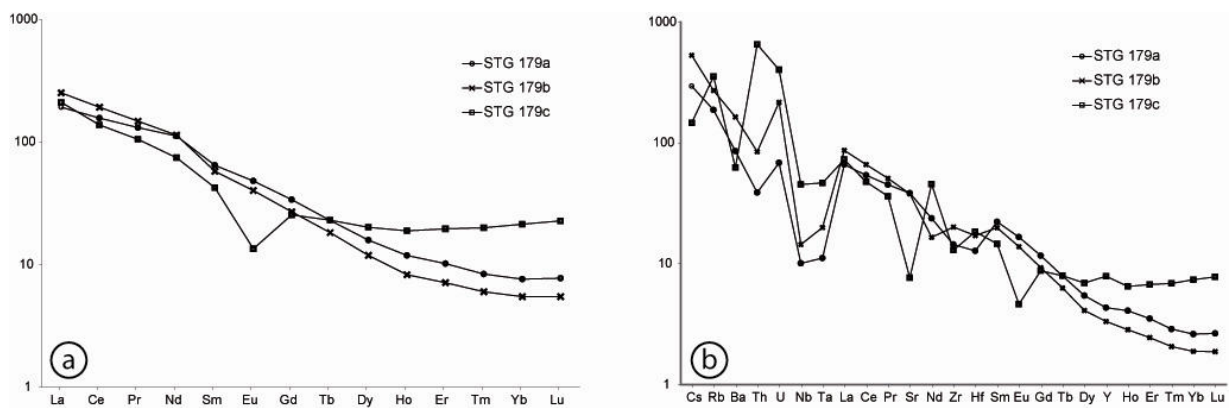


Figure VI.6 : Spectres de terres rares (a) (normalisé aux chondrites : Sun et Mc Donough, 1989) et d'éléments incompatibles (b) (normalisé au manteau primitif : Sun et Mc Donough, 1989) pour les lithologies échantillonnées sur l'affleurement de Saut Cafesoca le long du fleuve Oyapok.

VI.3.1.2. Echantillon ARM216

L'échantillon ARM216 a été collecté sur la savane roche Canari Zozo (N 3°33'06.2"; W 52°03'03.5") (Fig.VI.2). L'affleurement se trouve au cœur de la forêt, il se présente comme un inselberg avec une végétation réduite à quelques orchidées.

L'échantillon ARM216 est un granite porphyrique à biotite et amphibole très structuré avec des feldspaths potassiques centimétriques à pluri-centrimétriques. Les feldspaths potassiques soulignent une foliation verticale orientée N 130. L'essentiel de la roche est constitué par une trame quartzo-feldspathique. Des amphiboles vertes de taille millimétrique de type ferro-pargasite ($X_{Mg}=0.12-0.17$) (Leake et al., 1997) et des biotites brunes ($X_{Mg}=0.15-0.19$) forment le reste de la paragenèse. Le plagioclase (An_{20}) est observé mais reste rare par rapport au feldspath potassique (microcline). Le quartz forme des plages limpides de taille centimétrique (Fig.VI.7).

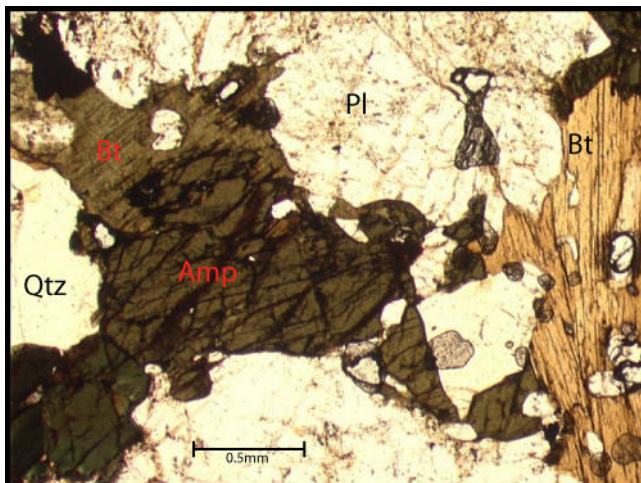


Figure VI.7 : Photographie en lumière naturelle (LPNA) de l'échantillon ARM216 collecté sur la savane roche Canari Zozo. (Amp : Amphibole ; Bt : Biotite ; Pl : Plagioclase)

a) Eléments majeurs

Dans le diagramme An-Ab-Or (réf) (Fig.VI.5), l'échantillon ARM216 se reporte dans le champ des granodiorites.

L'échantillon ARM216 est caractérisé par une forte teneur en SiO_2 (70.6%), une teneur en Al_2O_3 de 14.0 %, une faible teneur en MgO (0.36 %), une teneur en Fe_2O_{3T} de 4.03 %, une teneur élevée en K_2O (3.39 %). Les teneurs en CaO et Na_2O sont respectivement de 2.3 % et 3.7 %. La teneur en TiO_2 est faible (0.45 %).

b) Eléments en trace

Le spectre de REE de l'échantillon ARM216 (Fig.VI.8a) présente un fractionnement modéré caractérisé par un enrichissement en LREE ($La_N/Yb_N=16.58$), la teneur en LREE est élevée

($La_N = 429.1$). Pour les MREE et les HREE, le spectre est peu fractionné ($Gd_N/Yb_N = 2.36$). La teneur en HREE est élevée ($Yb_N = 25.8$). Une légère anomalie négative en Europium caractérise l'échantillon ARM216 ($Eu/Eu^* = 0.6$).

Le spectre étendu aux éléments incompatibles normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) montre une très forte anomalie négative en Nb-Ta (Fig.VI.8b). Les teneurs en Nb et en Ta sont de 20.1 ppm pour le Nb et de 1.02 ppm pour le Ta. Le rapport calculé Nb/Ta est légèrement supra-chondritique ($Nb/Ta = 19.8$). Le spectre présente une forte anomalie négative en Strontium ($Sr_N = 13.34$).

VI.3.1.3. Echantillon ARM 001

L'échantillon ARM 001 est situé sur la crique Armontabo au niveau d'un saut sur le cours de la rivière (N $3^{\circ}41'00.4''$; W $52^{\circ}10'01.4''$) (Fig. VI.2). L'affleurement est constitué d'une granodiorite très structurée avec des feldspaths potassiques centimétriques à pluricentrimétriques. Les feldspaths potassiques soulignent une foliation verticale orientée N 080. En lame mince, l'échantillon présente des plages d'amphiboles vertes millimétriques, ainsi que des biotites vertes. Le reste de la lame est constitué de quartz, de plagioclase, de feldspath potassique et d'épidote. L'échantillon est riche en sphène de taille millimétrique associé à de la magnétite, qui confère un fort caractère magnétique à cette granodiorite.

a) Eléments majeurs

Dans le diagramme An-Ab-Or (réf) (Fig.VI.5), l'échantillon ARM001 se reporte dans le champ des monzonites quartziques. L'échantillon ARM001 est caractérisé par une teneur en SiO_2 modérée (59.1%), une teneur en Al_2O_3 de 15.4 %, une teneur en MgO de 1.98 %, une teneur en Fe_2O_{3T} de 7.13 % et une teneur élevée en K_2O (4.4 %). Les teneurs en CaO et Na_2O sont respectivement de 3.5 % et 3.8 % et la teneur en TiO_2 est de 1.46 %.

b) Eléments en trace

Le spectre de terres rares (REE) normalisé aux chondrites (Sun et McDonough, 1989) de l'échantillon ARM001 est présenté Fig.VI.8a. L'échantillon ARM001 présente un fractionnement important caractérisé par un enrichissement en LREE ($La_N/Yb_N = 120.2$), une abondance en LREE forte ($La_N = 1455.7$), un appauvrissement fortement marqué en HREE par rapport aux MREE ($Gd_N/Yb_N = 7.35$). La teneur en HREE est relativement élevée ($Yb_N = 12.1$).

Le spectre étendu aux éléments incompatibles normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) montre une très faible anomalie négative en Nb-Ta (Fig.VI.8b). Les teneurs en Nb et en Ta sont pour le Nb de 23.93 ppm et pour le Ta de 1.64 ppm. Le rapport calculé Nb/Ta est légèrement infra-chondritique (Nb/Ta= 14.6).

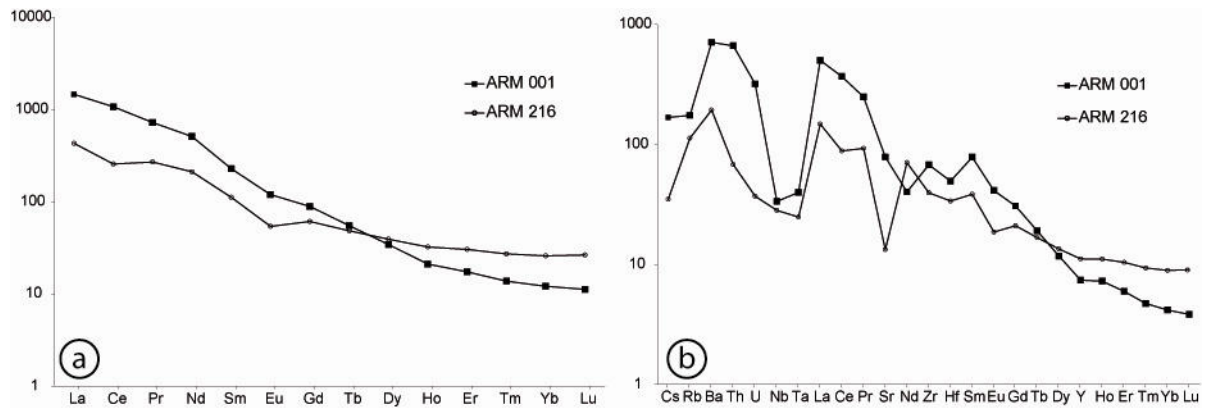


Figure VI.8 : Spectres de terres rares (a) (normalisé aux chondrites : Sun et Mc Donough, 1989) et d'éléments incompatibles (b) (normalisé au manteau primitif : Sun et Mc Donough, 1989) pour les échantillons ARM001 et ARM216 collectés le long du fleuve Oyapok.

VI.3.1.4. Echantillon ARM371

L'échantillon ARM371 a été collecté le long de la crique Noussiri un peu plus en aval que l'échantillon ARM347 (N 3°33'38.0" ; W 52°17'40.4") (Fig. VI.2). L'affleurement est affecté par une migmatitisation, avec la présence de leucosomes centimétriques. Le degré de migmatitisation est faible, les leucosomes ne présentent pas de migration, la fusion semble donc être *in situ*, l'échantillon ARM371 peut être défini comme une métatexite.

Pétrographiquement, l'échantillon ARM371 est constitué de grenat, de sillimanite, de cordiérite, de biotite, de quartz, de plagioclase et de feldspath potassique. Les minéraux accessoires sont principalement le zircon et la monazite. Les grenats sont de forme ronde à ovale et de couleur rosée. Les grenats ne sont pas zonés, les teneurs X_{alm} (moles) varient de 73 à 80% et les teneurs en X_{pyr} (moles) varient de 17 à 23%, les teneurs en grossulaire sont systématiquement inférieures à 3%. Ces teneurs sont typiques des grenats de basse à moyenne pression (Vogel, 1967). De nombreuses inclusions de quartz, de plagioclase et de feldspath potassique sont présentes au coeur des grenats. La sillimanite forme une auréole concentrique à l'intérieur du grenat (Fig.VI.9). En paragenèse externe, la sillimanite est prismatique et elle est en équilibre avec la cordiérite, la biotite, le quartz, le plagioclase et le feldspath potassique (Fig.VI.9).

La cordiérite apparaît saine, elle est plus magnésienne que ferreuse ($X_{Mg}= 0.64-0.66$). Le plagioclase est de l'oligoclase (An_{24-29}). La biotite ($X_{Mg}=0.51-0.63$) a des teneurs en TiO_2 variable ; les biotites incluses dans un grenat ont des valeurs élevées entre 6.2 et 6.3 poids %. Les autres biotites ont des teneurs plus faibles entre 2.4 et 4.7 poids %. La minéralogie de l'échantillon ARM371 est typique d'un protolithe pélitique. L'échantillon ARM 371 peut être défini comme une métatexite paradérivée.

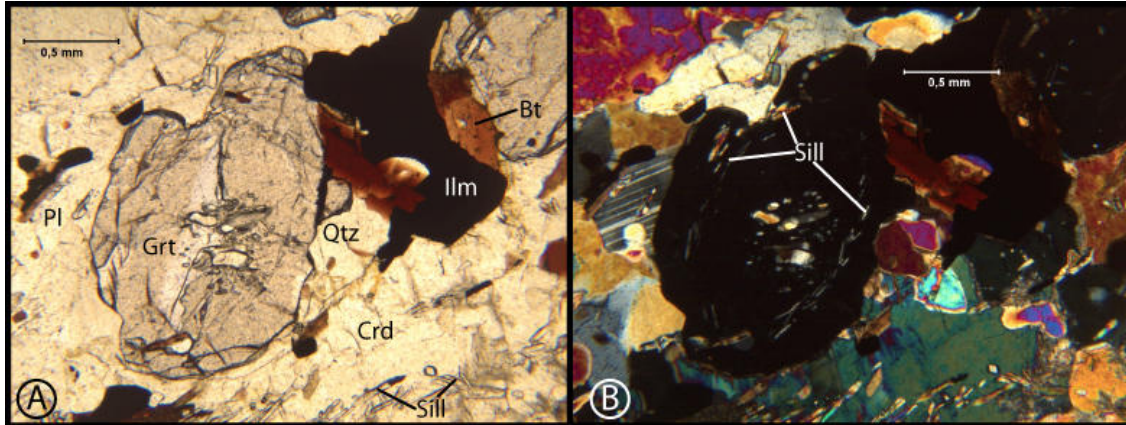


Figure VI.9 : Photographie de la lame mince de l'échantillon ARM371 (métatexite paradérivée). (A) Photographie en lumière naturelle (LPNA) ;(B) Photographie en lumière polarisée analysée (LPA) montrant la couronne de sillimanite incluse dans le grenat.(Bt :Biotite ;Crd :Cordiérite ;Grt :Grenat ;Ilm :Ilménite ; Pl :Plagioclase ; Qtz :Quartz ;Sill :Sillimanite).

VI.3.2. Echantillons collectés en Amapá

VI.3.2.1. Echantillon BA24

L'échantillon BA24 a été collecté au Nord de la localité de Calcoene (N 2° 28' 362" ; W 51°03' 393") (Fig.VI.3). Sur le terrain, BA24a présente un aspect brun saccharoïde brun, typique des granites charnockitiques. L'assemblage minéralogique est à quartz, feldspath potassique, biotite et amphibole. Ces minéraux sont allongés dans un plan de foliation, orienté N 110° et plongeant de 45° au Nord-Est. Des enclaves à pyroxène dominant (BA24b), de taille métrique à pluri-métriques sont recoupées par la foliation de la charnockite.

Pétrographiquement, l'échantillon BA24a (Fig.VI.10a) présente des plages millimétriques de biotite brunes ($X_{Mg}= 0.43-0.51$) et des phases déstabilisées en amphibole (édenite ($X_{Mg}=0.48-0.52$)). Le plagioclase est de l'oligoclase-andésine (An_{27-32}). Les biotites ont des teneurs en TiO_2 variant de 1.21 à 5.41 poids %, deux biotites ont des valeurs faibles (1.21 et 1.42 poids%), elles correspondent à des biotites tardives.

L'échantillon BA24b (Fig.VI.10b) présente une texture plus fine ; il est composé de clinopyroxène, d'orthopyroxène, de biotite, d'amphibole, et de plagioclase. L'orthopyroxène est du diopside ($X_{Mg}=0.39-0.42$) et le clinopyroxène ($X_{Mg}=0.53-0.56$) est de la ferrosilite d'après le diagramme X_{Ca} , $X_{\Sigma Fe}$ et X_{Mg} (Morimoto, 1988). %. L'amphibole ($X_{Mg}=0.42-0.44$) est de l'édenite d'après la classification de Leake et al. (1997). Le plagioclase (An_{35-41}) est de l'andésine. La biotite ($X_{Mg}=0.40-0.46$) a des teneurs en TiO_2 fortes variant de 4.02 à 5.13 poids

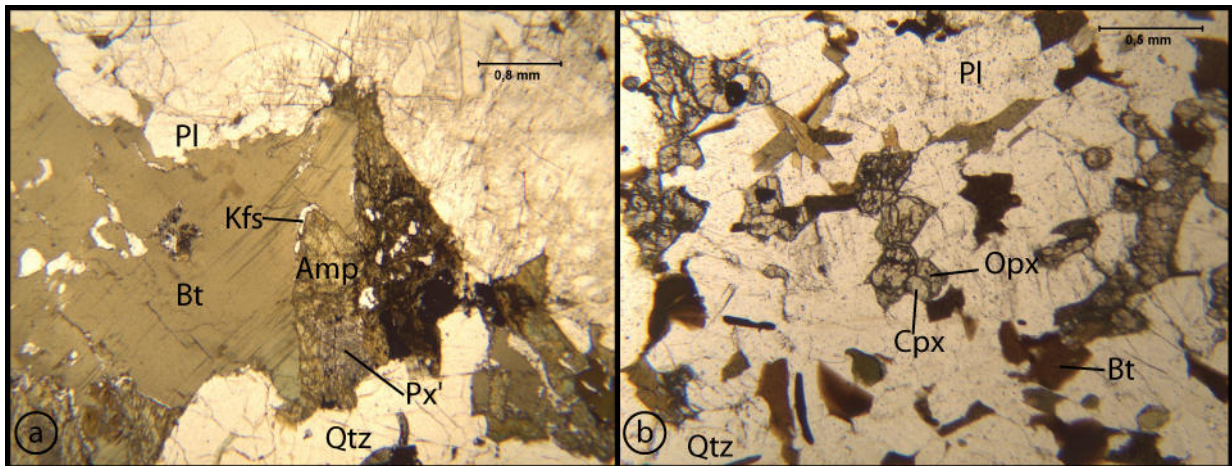


Figure VI.10 :a) Photographie en lumière naturelle (LPNA) de l'échantillon BA24a (Amp : Amphibole ; Bt :Biotite ; Kfs :Feldspath potassique ; Pl :Plagioclase ; Qtz :Quartz ; Px' indique un pyroxène complètement déstabilisé en amphibole). b) Photographie en lumière naturelle (LPNA) de l'échantillon BA24b montrant la coexistence de l'orthopyroxène (Opx) et du clinopyroxène (Cpx). (Bt :Biotite ;Pl :Plagioclase ; Qtz :Quartz ; Sill :Sillimanite).

VI.3.2.2. Echantillon BA14

L'échantillon BA14 se situe le long de la route entre les localités de Calcoene et de Ferreira Gomes à proximité du village de Tartarugal Grande (N 01° 01' 45,6" ; W 51° 05' 30,0") (Fig.VI.3). Dans ce secteur, les affleurements sont nombreux, et la végétation de savane facilite grandement l'observation. Le nom du village Tartarugal, qui signifie tortue en brésilien, est lié à la forme des affleurements qui rappellent des carapaces de tortue.

L'échantillon BA14 montre une foliation orientée N 150° et plongeant de 15° à l'Ouest. La foliation est soulignée par des veines leucocrates résultant d'un processus de fusion *in situ* (Fig.VI.11a). L'échantillon BA14 est une granulite typique présentant un phénomène de fusion *in situ*. L'assemblage minéralogique de cette granulite est feldspath potassique, quartz, plagioclase, grenat et biotite.

Les grenats sont morcelés contenant des inclusions de spinelle (Fig.VI.11b). Les compositions des grenats varient de 72 à 82 moles% d'almandin et de 14 à 20 moles% de pyrope, les

teneurs en grossulaire sont systématiquement inférieures à 3 moles %. Les biotites ($X_{Mg}=0.69$) en inclusion dans le grenat ont des teneurs en TiO_2 faible (1.4 à 1.8 poids %) et les biotites ($X_{Mg}=0.51-0.64$) en paragenèses externes ont des teneurs en TiO_2 variant de 4.5 à 6.4 poids % caractéristiques des biotites granulitiques.

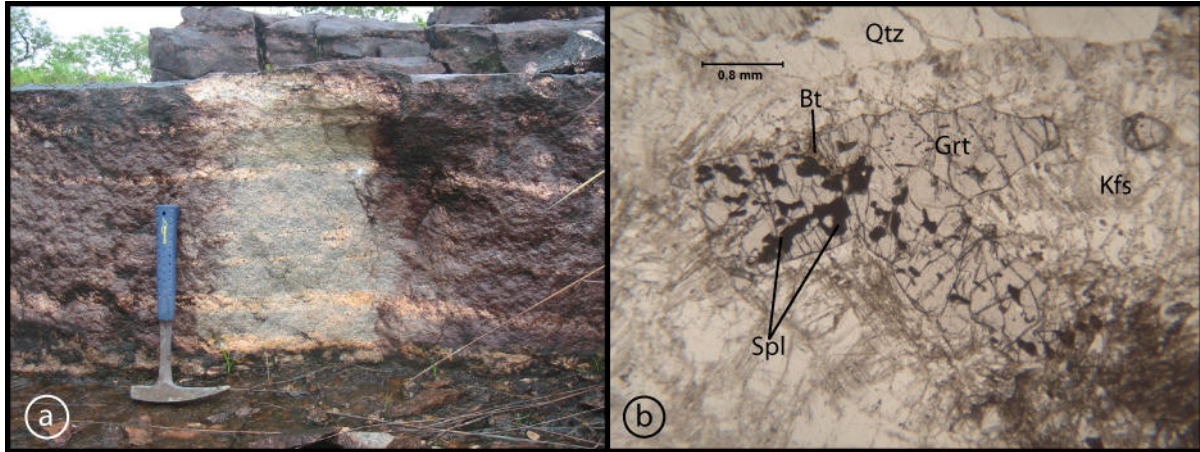


Figure VI.11 : a) Photographie de l'affleurement de l'échantillon BA14. L'affleurement présente des leucosomes soulignant la foliation. b) Photographie en lumière naturelle (LPNA) de la lame mince de l'échantillon BA14 montrant les inclusions de spinelle (Spl) dans le grenat (Grt). (Bt : Biotite ; Grt : Grenat ; Kfs : Feldspath potassique ; Qtz : Quartz ; Spl : Spinelle).

VI.3.2.3. Echantillon BA13

L'échantillon BA13 est situé quelques kilomètres plus au nord que l'échantillon BA14, le long de la route entre les localités de Calcoene et de Ferreira Gomes (N 1° 03' 275" ; W 51° 05' 319") (Fig.VI.3). L'affleurement est constitué de gros blocs métriques présentant deux lithologies distinctes : BA13a et BA13b.

L'échantillon BA13a est une charnockite constituée de grenat, feldspath potassique, plagioclase, quartz, biotite.

L'échantillon BA13b est à quartz, feldspath potassique, orthopyroxène, plagioclase et biotite.

Aucune relation entre les deux lithologies n'est observable sur le terrain.

Pour BA13a, l'observation pétrographique montre des grenats dans une trame quartzo-feldspathique avec quelques rares biotites (Fig.VI.12a). Toutes les phases sont à l'équilibre. Les grenats sont proches du pôle pur almandin, les teneurs en X_{alm} (moles) varient de 82 à 89%, les teneurs en pyrope n'excèdent jamais 10 moles%, et les teneurs en grossulaires varient de 3 à 5 moles%. Le plagioclase est de l'oligoclase (An_{11-20}) et le feldspath-K a des teneurs en X_{or} (moles) variant de 82 à 96%.

BA13b présente des orthopyroxènes centimétriques, avec des biotites brunes. La lame est riche en opaques type magnétite et ilménite (Fig.VI.12b). L'âge de ces granulites n'a pas pour l'instant été déterminé.

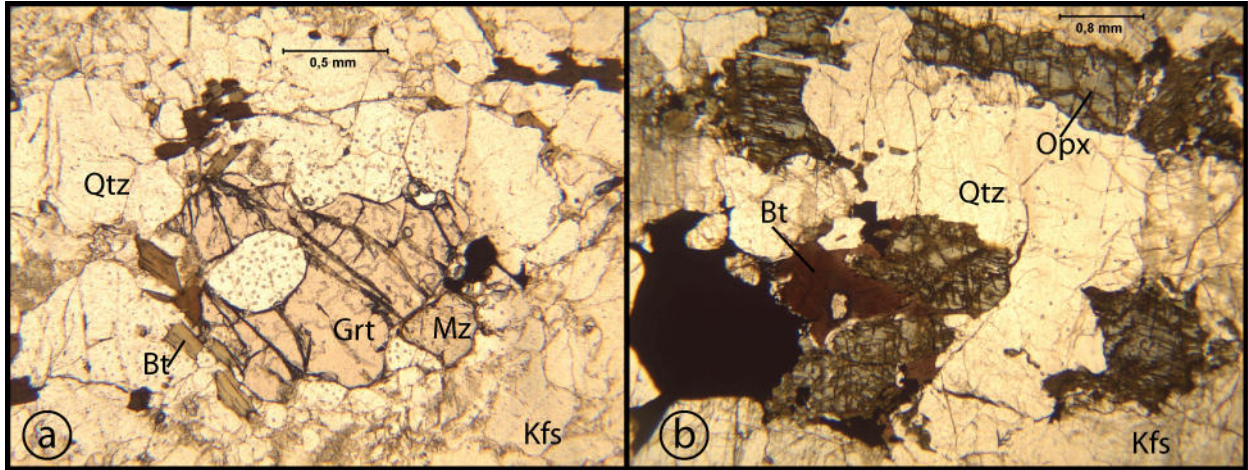


Figure VI.12 : a) Photographie en lumière naturelle (LPNA) de l'échantillon BA13a (Bt :Biotite ; Grt :Grenat ; Kfs :Feldspath potassique ;Mz :Monazite ; Qtz :Quartz). b) Photographie en lumière naturelle (LPNA) de l'échantillon BA13b (Bt :Biotite ; Kfs :Feldspath potassique ; Opx : Orthopyroxène ; Qtz :Quartz).

VI.3.3. Estimation des pressions et des températures

VI.3.3.1. Choix des méthodes

L'objet de ce paragraphe est de contraindre les températures et les pressions de l'événement fini-Transamazonien avec l'utilisation de thermobaromètres. Les estimations thermobarométriques se font idéalement à partir d'assemblages minéraux en parfait équilibre. Cela signifie que tous les cristaux d'une phase donnée ont la même composition. Cette condition est rarement satisfaite. Certains minéraux présentent des variations de composition qui peuvent être acquises, soit au cours de leur croissance, soit par diffusion durant leur refroidissement (Loomis, 1983). Un autre problème lié à l'utilisation de telle méthode est que ces thermobaromètres sont fondés sur des réactions d'échange et ne donnent que des températures de fermeture apparente souvent inférieures à celles du pic du métamorphisme (pour des événements de haute température).

Les résultats sont présentés par échantillon, pour chaque thermomètre ou baromètre, les analyses chimiques sont présentées en annexe.

Le choix des thermomètres a été établi par l'utilisation de GPT (Reche et Martinez., 1996), les valeurs les plus cohérentes et les plus représentatives sont présentées pour chaque échantillon.

VI.3.3.2. Présentation des thermomètres

Le thermomètre Grenat-Cordiérite (Bhattacharya et. al. 1988) se base sur les échanges Fe-Mg entre ces deux phases. La réaction utilisée est la suivante $3 \text{ Cordiérite} = 2 \text{ Grenat} + 4 \text{ Sillimanite} + 5 \text{ Quartz}$.

Le thermomètre de Henry et al. (2002) est basé sur la teneur en Ti et le rapport Fe/Mg des biotites.

VI.3.3.3. Présentation des baromètres

Les baromètres sont appliqués pour l'échantillon ARM 371 (métatexite paradérivée).

Le baromètre de Koziol. (1989) grenat-sillimanite-plagioclase-quartz (GASP) se base sur la réaction suivante : $3 \text{ anorthite} = \text{grossulaire} + 2 \text{ sillimanite} + \text{quartz}$. La pression est déterminée à partir de l'activité du grossulaire dans le grenat et de l'anorthite dans le plagioclase.

Le baromètre de Wells. (1979) grenat-sillimanite-cordiérite-plagioclase (GASC) se base sur la même réaction que le thermomètre Grenat-Biotite, basé sur la partition des ions de Fe-Mg.

VI.3.3.4. Echantillon ARM371 (métatexite paradérivée)

- Thermométrie.

Le thermomètre Grenat-Cordièreite (Bhattacharya et. al. 1988) appliqué à l'échantillon ARM371, indique des températures de l'ordre de $678 \pm 50^\circ\text{C}$. Le thermomètre de Henry et al. (2002) (Fig.VI.13) indique des températures comprises entre 675 et 725°C . Les deux thermomètres utilisés donnent des températures équivalentes. Ces températures d'environ $675\text{-}725^\circ\text{C}$ sont cohérentes avec les observations de terrain indiquant un événement migmatitique.

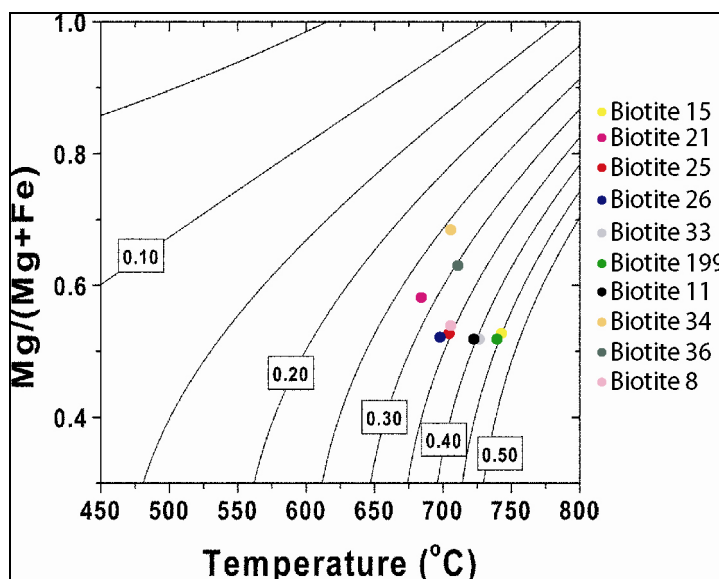


Figure VI.13: Thermomètre de Henry et al. (2002) basé sur le rapport Mg/(Mg+Fe) et les teneurs en Ti (apfu). Les biotites avec des teneurs supérieures à 0.5 ne peuvent être reportées dans le diagramme. Pour ARM 371, les températures obtenues sont de l'ordre de 675 à 720°C .

- Barométrie.

Pour l'échantillon ARM371, le baromètre Grenat-Plagioclase-Sillimanite-Quartz (GASP) (Koziol, 1989) indique une pression assez mal définie de l'ordre de 4.5 kbars (± 1 kbar). Le baromètre Grenat-Cordiérite-Sillimanite-Quartz (GASC) (Wells, 1979) donne un résultat mieux contraint de l'ordre de 6.2 kbars (± 60 bars). Les résultats sont variables suivant les références, la pression estimée est comprise entre 3.5 kbars et 6.2 kbars. Ces pressions traduisent le caractère superficiel de la migmatitisation, l'enfouissement maximum estimé pour ARM 371 est d'environ 18-19 km.

VI.4. Géochronologie

VI.4.1. Géochronologie U-Pb (ICP-MS)

VI.4.1.1. Problématique des datations U-Pb par la méthode LA ICP-MS

Dans l'objectif de contraindre la fin de l'événement Transamazonien, deux échantillons provenant de deux contextes différents ont été sélectionnés pour être datés par la méthode d'ablation laser couplée avec un ICP-MS.

Les deux échantillons sélectionnés sont riches en monazites et en zircons. Les âges obtenus sur les zircons et les monazites seront discutés en fonction des températures de fermeture propre à chaque espèce minérale. Les monazites et les zircons ont respectivement des températures de fermeture de $T_C \text{ Monazite} = \sim 725 \text{ }^\circ\text{C}$ (Copeland et al., 1988) et de $T_C \text{ Zircon} = \sim 850 \text{ }^\circ\text{C}$ (Cherniak et al., 2001). L'interprétation des âges en fonction des températures de fermeture des systèmes isotopiques des zircons et des monazites permettra de contraindre précisément l'histoire fini-Transamazonienne affectant les roches de ces secteurs.

L'échantillon ARM371 est une métatexite paradérivée collectée le long de la crique Noussiri en Guyane (Fig.VI.2). Une description pétrographique précise est présentée au paragraphe (VI.3.1.4). Les datations des zircons et des monazites de l'échantillon ARM371 par la méthode d'ablation laser couplée avec un ICP-MS ont pour objectif de contraindre l'âge du protolithe, ainsi que l'âge de la migmatitisation sensée être caractéristique de la fin de l'évènement Transamazonien.

L'échantillon BA13 est une granulite collectée le long de la route entre les localités de Calcoene et de Ferreira Gomes (Fig.VI.2). Une description pétrographique précise est présentée au paragraphe (VI.3.2.3). Cet échantillon a déjà fait l'objet d'une étude

géochronologique (Avelar et al., 2003). La datation effectuée sur les zircons par la méthode Pb-Pb évaporation donnent des âges présentant une grande disparité avec des valeurs entre 2488 ± 7 et 2577 ± 17 Ma. Avelar et al. (2003) considèrent que l'âge le plus vieux constitue l'âge minimum pour la cristallisation des grains de zircon, mais la méthode Pb-Pb évaporation ne permet pas de déterminer un âge précis pour les zircons de l'échantillon BA13. Dans notre étude, l'utilisation d'une méthode d'analyse *in situ* par laser (LA-ICP MS) doit permettre de mieux contraindre l'âge des zircons et des monazites et de mieux caractériser les granulites du secteur de Tartarugal Grande.

VI.4.1.2. Morphologies des zircons

Toutes les images de zircons présentées dans cette partie sont prises au microscope électronique à balayage (MEB) en mode électrons rétrodiffusés.

Les cratères d'ablation sont visibles sur les grains et les analyses peuvent être interprétées en fonction de la structure interne des grains. L'âge obtenu ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) lors de chaque analyse est indiqué sur le cratère d'ablation. Le diamètre du faisceau lors de l'ablation laser était de $51\mu\text{m}$.

- Métatexite paradérivée ARM371.

Différentes morphologies de grains sont observées pour l'échantillon ARM371. Les images des grains de zircon sont présentées sur la Fig.VI.16 (A à F).

Un premier type de morphologie est caractérisé par les grains (A) et (B) (Fig.VI.16). Ils sont multi-facettés et trapus et ont un ratio de forme égal à 1.1:1. Leur taille varie de $125\mu\text{m}$ à $160\mu\text{m}$. Les grains ne présentent aucune structure interne. De nombreuses fractures s'initient à partir de la bordure du grain. Ces grains sont définis comme le groupe « des grains trapus sans structure interne ».

Un second type de morphologie est défini par les grains (C) et (D) (Fig.VI.16). La taille des grains est de 170 à $220\mu\text{m}$. Leur forme est allongée et les ratios de forme varient de 1.7 à 1.5:1.

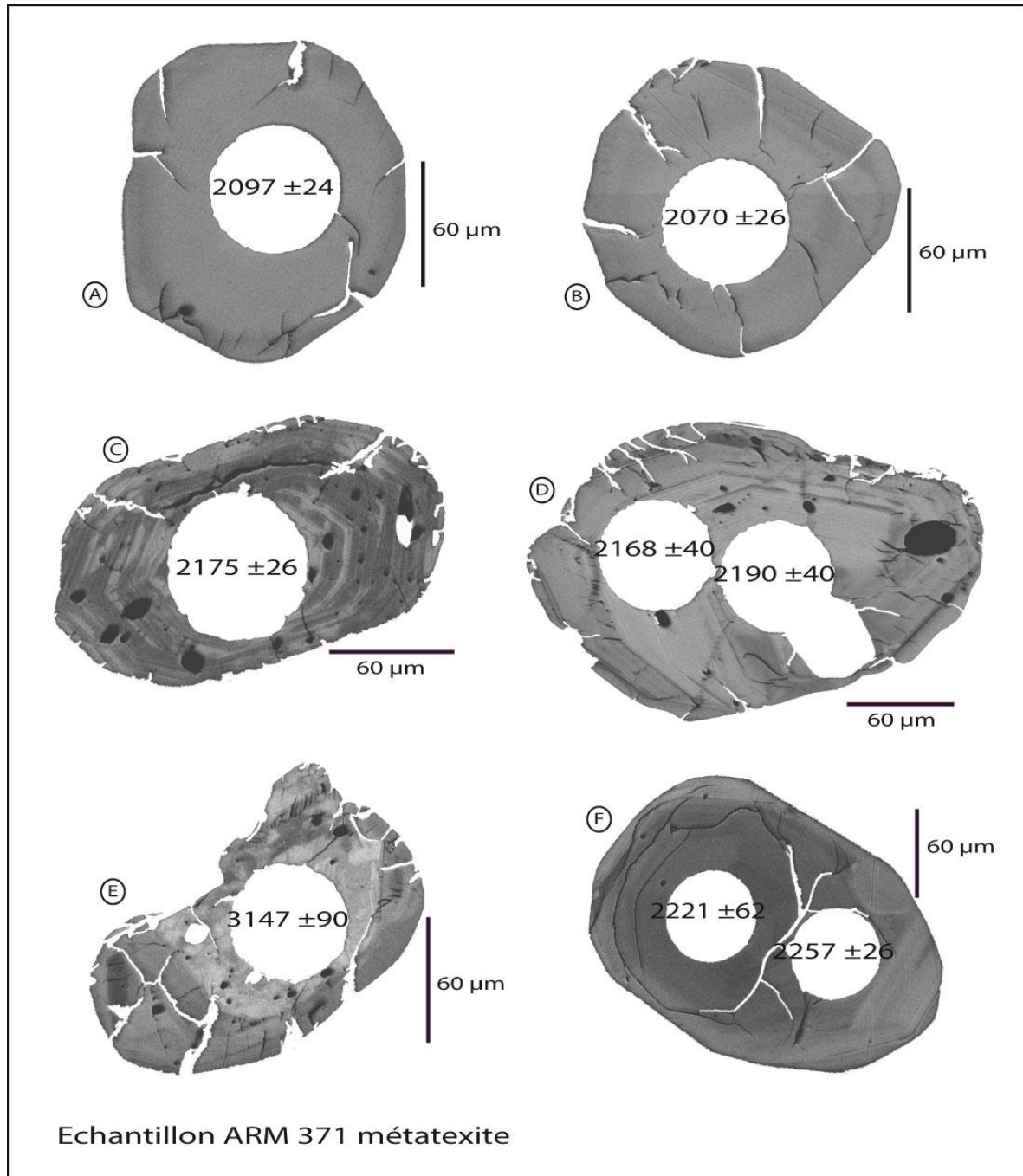


Figure VI.16 : Photographies de microscopie électronique à balayage des cristaux de zircons contenus dans l'échantillon ARM 371. Les images sont prises en mode électrons rétrodiffusés. Les zircons (A) et (B), sont des zircons typiquement métamorphiques avec un rapport Th/U quasiment nul. Les zircons (C) et (D), présentent un zonage oscillatoire classiquement attribué à une cristallisation séquentielle dans un magma, ainsi qu'une bordure métamorphique très fracturée. Les zircons (E), (F) et (G), possèdent en plus des structures précédemment décrites un cœur hérité homogène. Les valeurs associées aux cratères d'ablation correspondent aux âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

Les grains présentent des structures internes constituées d'un zonage oscillatoire classiquement attribué à une cristallisation séquentielle dans un magma. En bordure des grains, on observe une légère surcroissance homogène parcourue par de nombreuses fractures.

Les inclusions présentes dans les grains sont principalement des feldspaths. Ces grains constituent le groupe « des grains avec un zonage oscillatoire ».

D'autres grains collectés dans le même échantillon présentent des morphologies différentes. Le grain (E) (Fig.VI.16) se distingue des grains précédents par la présence d'un cœur hérité homogène. La teinte plus claire du cœur indique un enrichissement en éléments lourds (U, Th). Le grain (F) (Fig.VI.16) présente un cœur sans structure interne apparente et il est parcouru par des fractures qui semblent être concentriques. A l'inverse du grain précédent, le cœur semble appauvri en éléments lourds. Ces grains forment le groupe « des grains à cœur hérité ».

En résumé, les zircons de l'échantillon ARM371 présentent des morphologies très différentes et trois groupes distincts sont définis :

- un premier groupe défini comme le groupe « des grains trapus homogènes ».
- un second groupe nommé le groupe « des grains présentant un zonage oscillatoire ».
- et un 3^{ème} groupe caractérisé par la présence de cœurs hérités : le groupe « des grains à cœur hérité ».

- *Granulite BA13.*

Les images prises au microscope électronique à balayage des zircons de l'échantillon BA 13 sont présentées dans la Fig.VI.17 (E et F). Le grain (E) montre 3 cratères d'ablation. En terme d'âge, seulement deux analyses ont été exploitées, la troisième présentant un excès de plomb commun, a été éliminée.

Les grains sont de forme allongée (~ 2.5:1 à 3.5:1). La taille des grains varie de 200 µm à 400 µm. Malgré des extrémités arrondies, la forme automorphe à sub-automorphe des grains est encore identifiable. Les structures des grains sont complexes. Une bordure homogène fracturée est clairement visible et pénètre par endroit le grain suivant la trace d'un zonage magmatique. Ce zonage magmatique se retrouve au cœur du grain.

Les inclusions présentes dans les zircons sont principalement des apatites. Ces apatites peuvent être la source du plomb commun que l'on retrouve dans certaines analyses.

VI.4.1.3. Morphologies des monazites

Les images MEB des monazites sont présentées à la Fig.VI.17 (A à D). Sur chaque cratère d'ablation, les âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ sont indiqués. Le diamètre du faisceau laser lors de l'ablation des monazites était de 26µm.

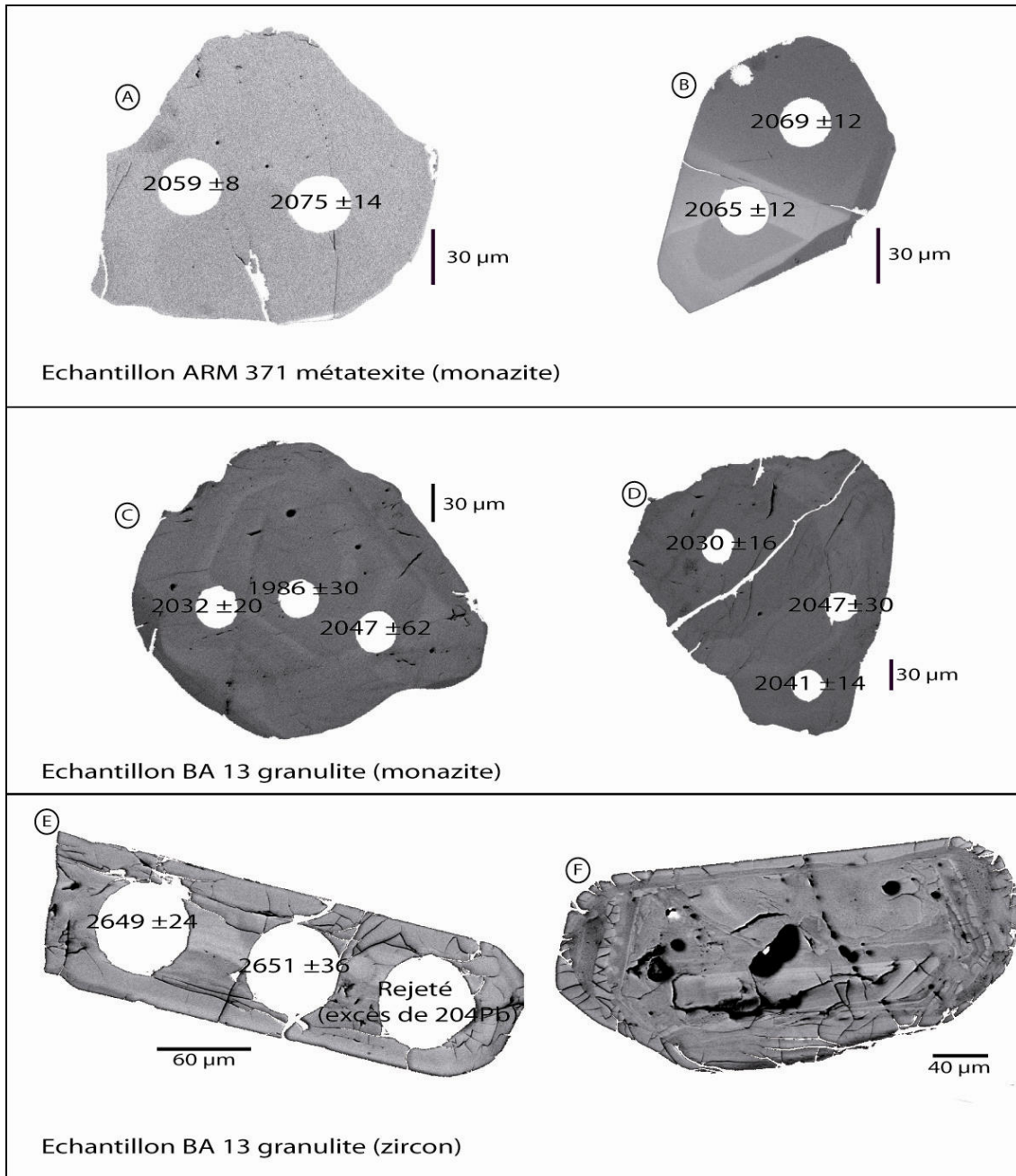


Figure VI.17 : Photographies de microscopie électronique à balayage des cristaux de monazites et de zircons. Photos (A) et (B) : monazites de l'échantillon ARM 371. Photos (C) et (D) : monazites de l'échantillon BA 13. Photo (E) et (F) : zircons de l'échantillon BA 13.

Les images sont prises en mode électrons rétrodiffusés.

Les monazites sont très homogènes au niveau des âges, les zonages n'influencent pas les rapports isotopiques.

Pour les zircons de BA 13, les structures internes complexes et les inclusions nombreuses (principalement des apatites) entraînent une grande variabilité dans les âges.

Les valeurs associées aux cratères d'ablation correspondent aux âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

- Métatexite paradérivée ARM371.

Les monazites sont xénomorphes, leur taille est toujours supérieure à $140 \mu\text{m}$. Le grain (A) (Fig.VI.17) est parfaitement homogène, aucune structure interne n'est observée. Certains grains comme le grain (B) (Fig.VI.17) présentent une zonation irrégulière très commune dans

les monazites corrélée avec une variation des teneurs en Th et U. Ce zonage n'a aucune influence sur les rapports isotopiques mesurés.

- *Granulite BA13.*

Les monazites de l'échantillon BA13 sont de taille conséquente, toujours supérieures à 300µm. Sur les images MEB des grains (C) et (D) (Fig.VI.17), les structures internes sont assez similaires. On devine un zonage irrégulier corrélé avec une variation des teneurs en Th et U qui ne perturbe pas les rapports isotopiques mesurés.

VI.4.1.4. Résultats des analyses U-Pb par méthode LA ICP-MS

Les résultats analytiques des échantillons étudiés sont présentés dans l'annexe 2. Dans cette partie, les âges des zircons correspondent aux âges évalués en fonction des rapports $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Les marges d'erreur pour les analyses et les âges moyens sont à 2σ .

- *Zircons de la métatexite paradérivée (ARM371).*

Quarante analyses ont été effectuées sur 35 grains, 8 analyses ont été rejetées à cause de leurs fortes teneurs en Pb commun (^{204}Pb) entraînant une surcorrection du rapport $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Les âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ pour l'ensemble des grains analysés sont compris entre 2070 ± 26 Ma et 3147 ± 90 Ma. Les teneurs en Uranium sont très variables (entre 53 et 2070 ppm) et les rapports Th/U permettent de distinguer deux types de zircon (Fig.VI.18) : un premier groupe majoritaire avec des rapports Th/U élevés (variant de 0.175 à 1.096) et un second groupe avec des rapports Th/U faibles inférieurs à 0.1.

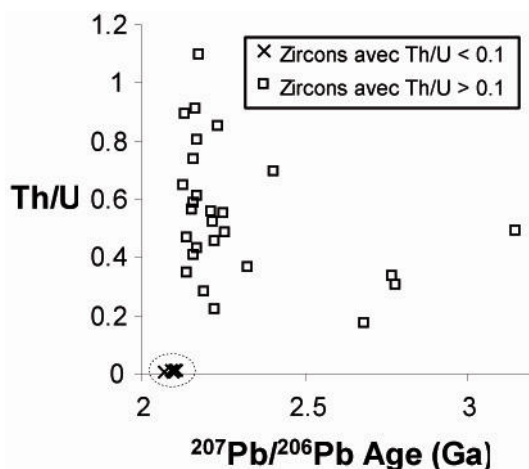


Figure .VI.18 : Diagramme Th/U versus âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Les zircons avec des rapports Th/U < 0.1 donnent les âges les plus jeunes

Dans un diagramme Concordia, les point se répartissent en différents groupes (Fig.VI.19.A) :

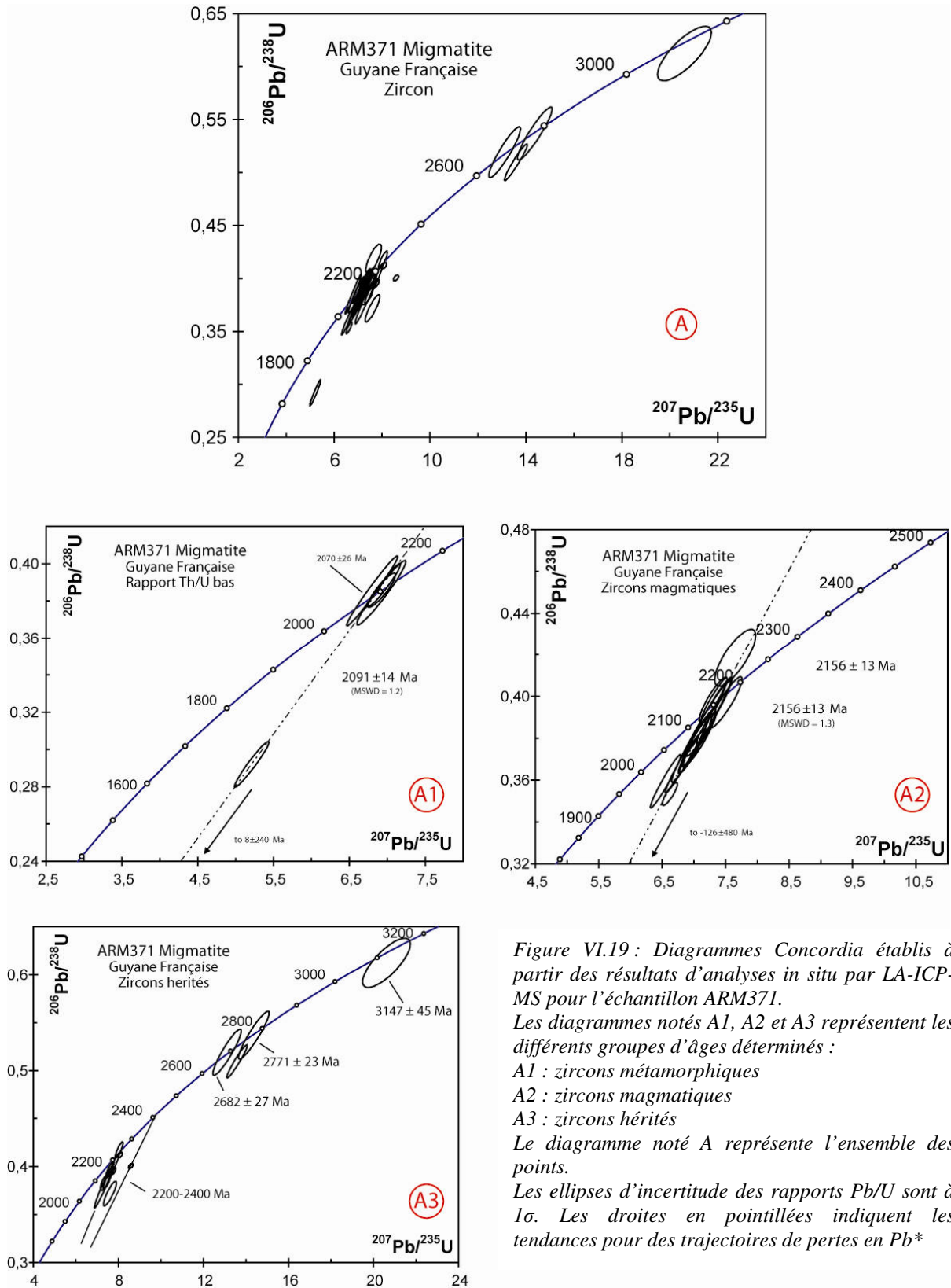
- un premier groupe de points (Fig.VI.19.A1) caractérisé par un rapport Th/U faible (< 0.1), donne des âges apparents entre 2070 ± 26 Ma et 2106 ± 36 Ma. La moyenne pondérée des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ donne une valeur de **2091 \pm 14 Ma** ($n= 5$; MSWD= 0.9). L'ensemble des points concordants présente un léger étalement latéral. Un point est discordant et apparaît comme la conséquence d'une perte en plomb radiogénique (Pb^*) post-cristallisation.
- un second groupe majoritaire de points (Fig.VI.19.A2) fournit des âges apparents compris entre 2128 ± 26 Ma et 2175 ± 26 Ma. De nombreux points discordants traduisent l'existence de perte en plomb radiogénique (Pb^*). Un point se place légèrement en discordance inverse. Ce phénomène se révèle assez fréquent lors d'analyses ponctuelles et peut être expliqué par un excès local en Pb radiogénique (Williams et al., 1984).
- Un troisième groupe de points (Fig.VI.19.A3) montre un étalement des valeurs entre 2190 ± 40 Ma à 3147 ± 90 Ma. Ces points correspondent à des analyses de cœurs de zircons. Les rapports Th/U sont systématiquement élevés ($\text{Th}/\text{U} > 0.1$).

- *Monazites de la métatexite paradérivée (ARM371).*

Trente cinq analyses ont été effectuées sur vingt trois grains, deux analyses ont été rejetées. Les analyses effectuées sont remarquables d'homogénéité et se reportent quasiment en un même point sur la courbe Concordia (Fig.VI.20.A). La moyennes pondérée des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ donne une valeur de **2063 \pm 2.9 Ma** ($n= 32$; MSWD= 1.8).

- *Zircons de la granulite (BA13).*

Quarante analyses sur trente deux zircons ont été effectuées, seulement 15 ont été conservées. Toutes les analyses rejetées présentaient un excès de Plomb commun (^{204}Pb). Les âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtenus varient de 2485 ± 42 Ma à 2676 ± 22 Ma (Fig.VI.20.C). Le rapport



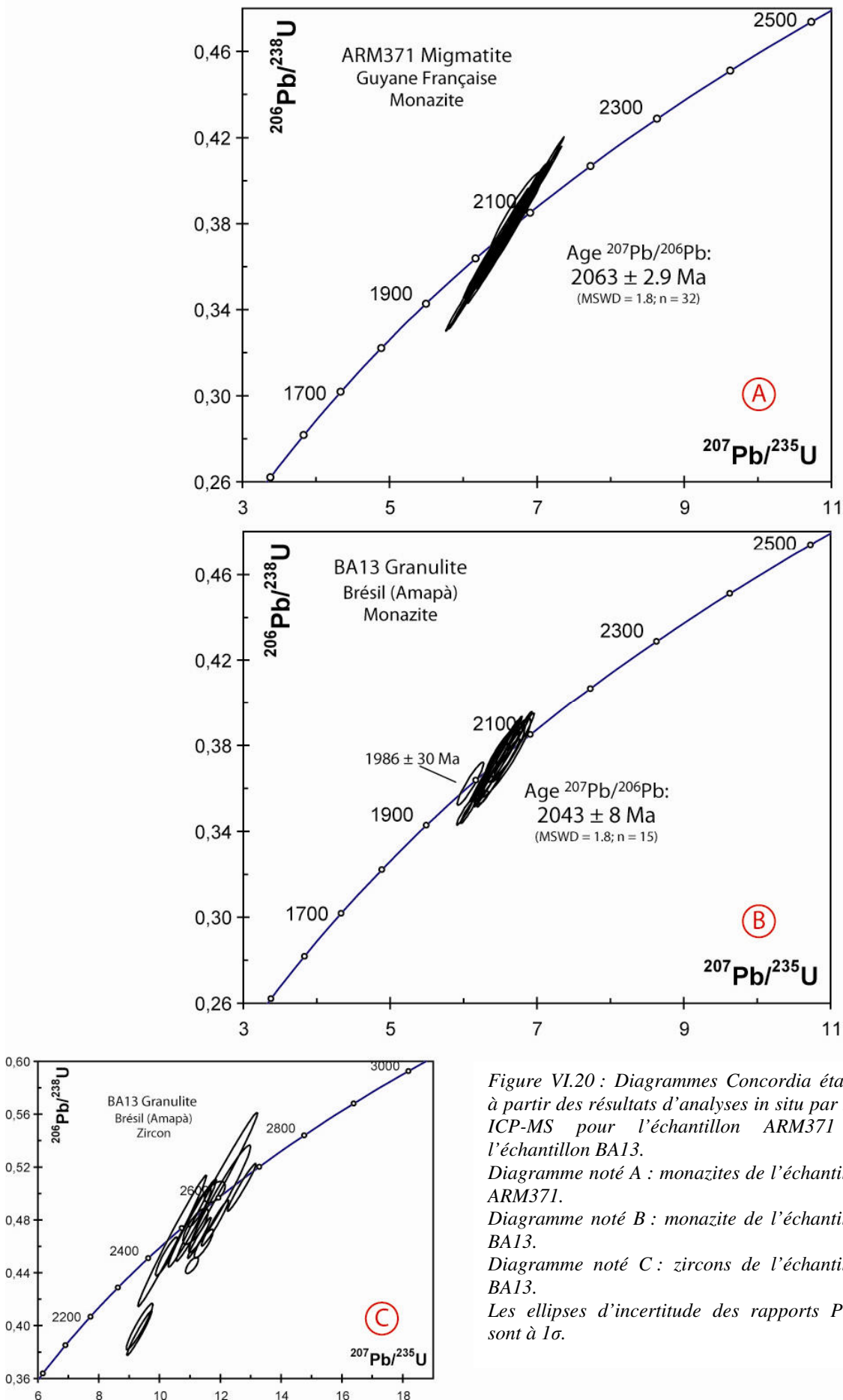


Figure VI.20 : Diagrammes Concordia établis à partir des résultats d'analyses in situ par LA-ICP-MS pour l'échantillon ARM371 et l'échantillon BA13.

Diagramme noté A : monazites de l'échantillon ARM371.

Diagramme noté B : monazite de l'échantillon BA13.

Diagramme noté C : zircons de l'échantillon BA13.

Les ellipses d'incertitude des rapports Pb/U sont à 1σ .

Th/U varie de 0.22 à 1.44. La dispersion des âges ne permet pas de déterminer l'âge de ces granulites. Les âges obtenus sont tous archéens et aucun âge Transamazonien a été mis en évidence.

- Monazites de la granulite (BA13).

Trente cinq analyses sur 19 grains ont été effectuées, vingt et une analyses ont pu être exploitées, les 14 autres analyses ont été rejetées car elles présentaient des teneurs en Pb commun importantes. La moyenne pondérée des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ donne un âge à **2043 ± 8 Ma** (n=15 ; MSWD= 1.8) (Fig.VI.20.B). Une analyse donne un âge sensiblement plus jeune : 1986 ± 30 Ma. Cette analyse a été faite au cœur du grain (C) de la Fig.VI.17.

VI.4.2. Géochronologie Ar-Ar

VI.4.2.1. Résultats des datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur les échantillons de Guyane (annexe 3)

Echantillon ARM001.

Pour l'échantillon ARM001, une biotite a été séparée, et a été datée. Le spectre d'âge est représenté Fig.VI.21 (A), avec un dégazage effectué sur 20 paliers assez réguliers. Un âge plateau de **1935 ± 12 Ma** a pu être défini sur 17 paliers représentant 94 % de l' ^{39}Ar libéré. Pour le calcul de l'âge plateau, les trois premiers paliers n'ont pas été pris en compte. Le premier palier correspond au dégazage de l'Argon atmosphérique (90.8 %). Les deux paliers suivant donnent des âges jeunes 1582 et 1894 Ma correspondant à 6 % de l' ^{39}Ar libéré. L'âge obtenu pour l'ensemble des paliers, 1930 ± 12 Ma, est très peu différent de l'âge plateau.

Echantillon ARM216.

Pour l'échantillon ARM216, une biotite et une amphibole ont été datées. Les spectres d'âge sont présentés Fig.VI.21 (B) pour la biotite, et Fig.VI.21 (D) pour l'amphibole. La biotite a été dégazée sur 20 paliers et donne un âge plateau de **2022 ± 12 Ma** calculé pour les onze derniers paliers représentant 53 % de l' ^{39}Ar libéré. Le 1^{er} palier donne un âge très jeune (1114 Ma) lié au dégazage d'argon atmosphérique. Les huit paliers suivant donnent des âges plus jeunes (de 1960 à 2020 Ma) que l'âge plateau calculé.

L'amphibole a été dégazée sur 17 paliers. Un âge plateau de **2022 ± 12 Ma** est calculé pour les onze derniers paliers correspondant à 87 % de l' ^{39}Ar libéré. Sur le spectre, on remarque des âges plus jeunes pour les premiers paliers corrélés avec des rapports Ca/K plus

élevés, qui correspondent à une perte partielle d' ^{40}Ar et/ou une altération. Ce phénomène de perte d'argon n'est pas visible sur la biotite, qui a pourtant une température de fermeture plus basse (325°C selon Harrison et al, 1985) que celle de l'amphibole (550°C selon Dahl, 1996). On peut émettre l'hypothèse que cette perte d'argon est liée à l'altération de l'amphibole. Cette altération s'exprimerait par la présence de minéraux calciques (épidote, calcite... ?) dans les micro-fractures du réseau cristallin de l'amphibole.

Echantillon STG 179.

Deux amphiboles ainsi qu'une biotite ont été séparées et analysées. La biotite a été dégazée sur 15 paliers. Un âge plateau de **1969 ± 12 Ma** est calculé sur quatorze paliers représentant 99% de l' ^{39}Ar libéré. Le premier palier présente un léger excès d'argon, et donne un âge plus vieux (2022 Ma) que l'âge plateau calculé. Le spectre d'âge est représenté sur la Fig.VI.21 (C).

Deux amphiboles ont été analysées et ont présenté un comportement particulier lors du chauffage par palier. En effet, ces amphiboles ont dégazé totalement en l'espace de 3 ou 4 paliers de chauffage.

Les spectres d'âge correspondant à ces deux amphiboles sont reportés Fig.VI.21 (E) pour l'amphibole 1 et Fig.VI.21 (F) pour l'amphibole 2.

L'amphibole 1 a été dégazée sur 6 paliers. Aucun âge plateau ne peut être déterminé. La forme du spectre est atypique, le spectre est un spectre en selle (Ruffet et al., 1990), l'âge minimum du spectre donne l'âge maximum de fermeture isotopique. L'âge minimum de l'amphibole est 2080 Ma. Il existe une corrélation des rapports Ca/K avec l'âge des paliers. L'amphibole 1 présentent des rapports plus élevés pour les paliers de haute température et les âges correspondants à ces paliers sont les plus vieux du spectre.

L'amphibole 2 a été dégazée sur 7 paliers. Aucun âge plateau ne peut être déterminé. La forme du spectre est aussi un spectre en selle. L'âge le plus jeune du spectre est 2092 Ma et il correspond à l'âge maximum pour la fermeture isotopique de l'amphibole. Les rapports Ca/K sont plus élevés pour le 1^{er} palier et pour les 3 derniers paliers, ces rapports élevés sont corrélés avec des âges plus vieux. L'évolution du rapport Ca/K est mimétique du spectre d'âge.

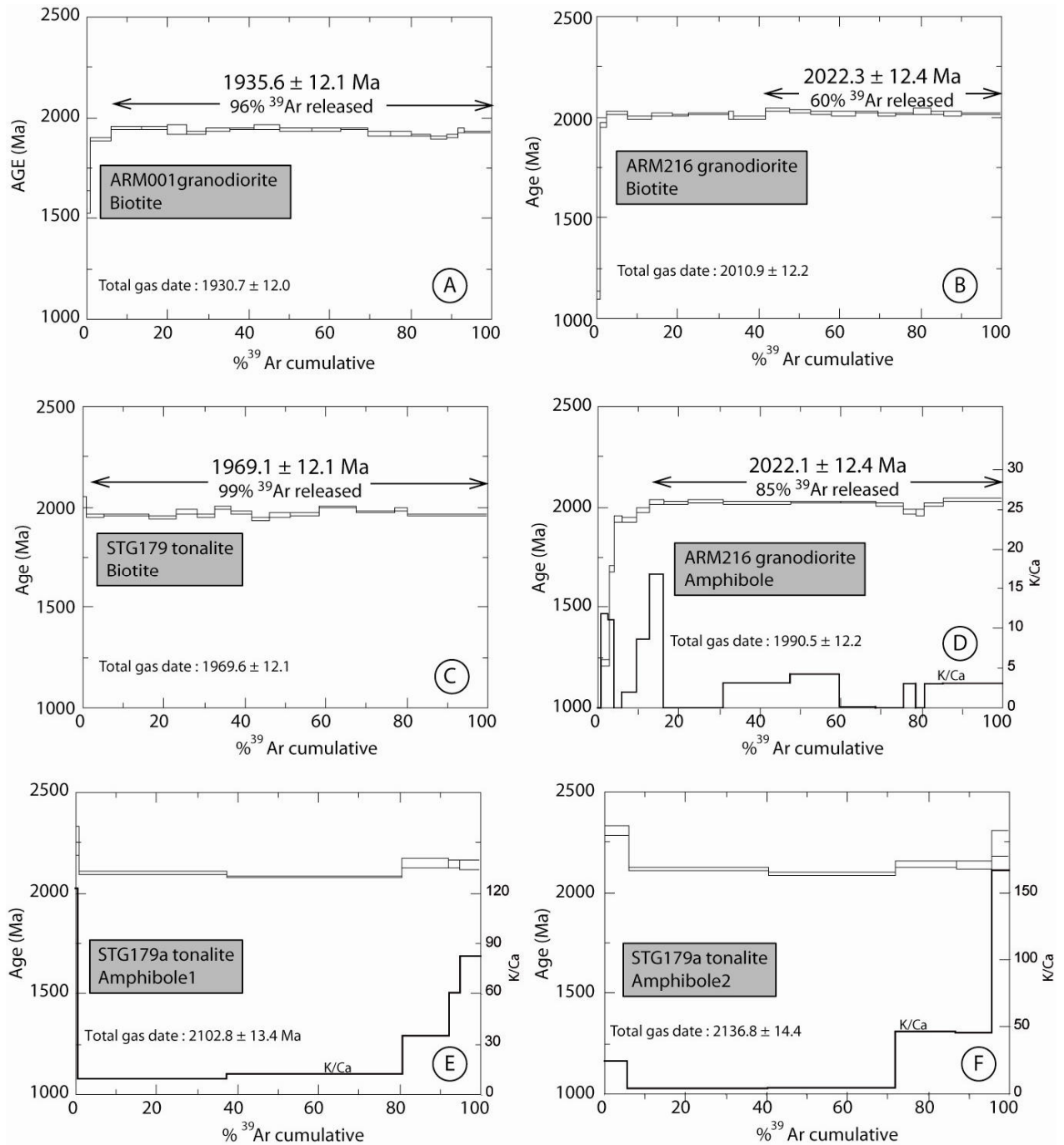


Figure VI.21 : Ages Ar-Ar sur les échantillons collectés sur la partie nord de l'Oyapock. (A) ARM001 biotite ; (B) ARM216 biotite ; (C) STG179 biotite ; (D) ARM216 amphibole ; (E) STG179 amphibole 1 ; (F) STG179 amphibole 2. Les analyses ont été effectuées sur monograin par dégazage progressif. Les marges d'erreur sont données à 1 σ .

Statistiquement, les 2 grains sont d'âge similaire 2092 Ma et 2080 Ma. Pour les deux grains les âges obtenus sont plus vieux pour les premiers paliers et pour les derniers paliers de chauffage. Le système n'est pas homogène chimiquement, et on observe un léger excès d'Argon lié aux phases les plus calciques dégazées lors des premiers paliers (pollution de

surface) des derniers paliers (cœurs des minéraux). Pour l'échantillon STG179 on peut considérer que l'âge maximum pour les grains d'amphibole est de 2080 Ma.

VI.4.2.2. Résultats des datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ pour les échantillons d'Amapá

Echantillon BA13.

Pour l'échantillon BA13, les biotites ont été séparées et analysées. Le spectre d'âges est représenté Fig.VI.22 (A). Le dégazage total de la biotite a été effectué sur quatorze paliers assez réguliers. Un âge plateau de **1966 ± 13 Ma** a pu être défini sur neuf paliers représentant 74 % l' ^{39}Ar libéré. Les cinq premiers paliers correspondant à 26 % l' ^{39}Ar libéré n'ont pas été pris en compte, les âges sont plus jeunes que le reste du spectre (1311 à 1944 Ma).

Echantillon BA24a.

Le dégazage total de la biotite a été effectué sur dix neuf paliers, le spectre d'âges est représenté Fig.VI.22 (B). Un âge plateau de **1935 ± 12 Ma** a pu être défini sur dix sept paliers représentant 98 % l' ^{39}Ar libéré. Les deux premiers paliers (~2% de l' ^{39}Ar libéré) donnent des âges jeunes (1062 et 1796 Ma) et ils n'ont pas été pris en compte pour le calcul de l'âge plateau.

Echantillon BA24b.

Le dégazage total de la biotite a été effectué sur vingt paliers, le spectre d'âges est représenté Fig.VI.22 (C). Pour les dix derniers paliers (70 % de l' ^{39}Ar libéré) un âge plateau de **1950 ± 13 Ma** a pu être défini. Les dix premiers paliers (~30 % de l' ^{39}Ar libéré) fournissent des âges apparents plus jeunes (1701 à 1912 Ma). Ce rajeunissement partiel pourrait être la conséquence d'une réouverture partielle du système lors d'un épisode thermique de faible intensité ou un effet lié à la présence de phases altérées dans le réseau de la biotite.

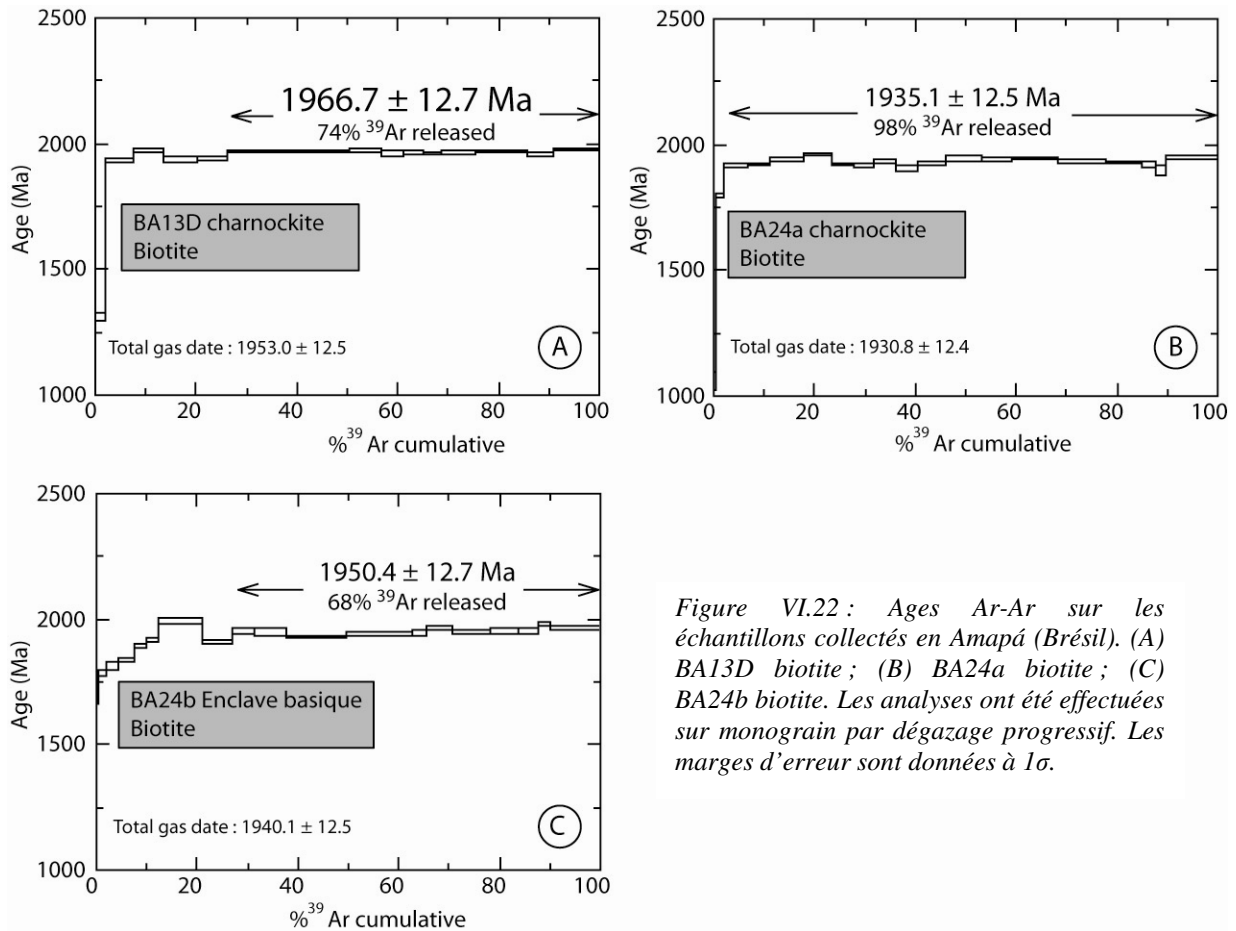


Figure VI.22 : Ages Ar-Ar sur les échantillons collectés en Amapá (Brésil). (A) BA13D biotite ; (B) BA24a biotite ; (C) BA24b biotite. Les analyses ont été effectuées sur monograin par dégazage progressif. Les marges d'erreur sont données à 1σ .

VI.5. Interprétation et discussion

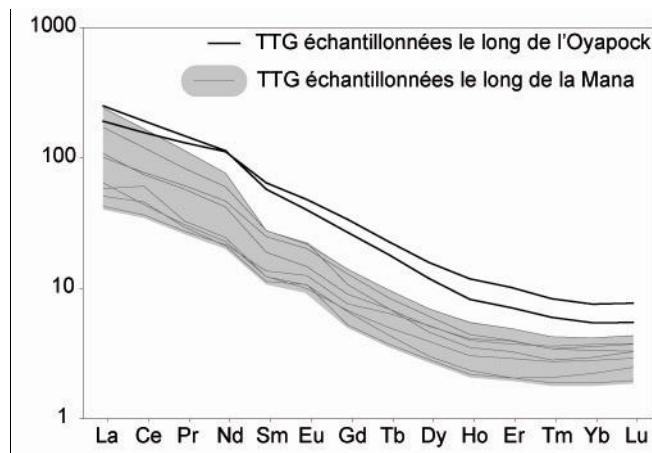
VI.5.1 Interprétation et apports des données géochimiques

Les résultats géochimiques indiquent des différences entre les lithologies collectées :

-Les tonalites échantillonnées sur l'Oyapok au niveau de Saut Cafesoca (STG179a et STG179b) présentent d'importantes similitudes avec les TTG collectés le long de la Mana (Chap.V). Les tonalites de l'Oyapok et les TTG de la Mana présentent des similitudes pour les éléments majeurs ainsi que pour les éléments en trace (Fig.VI.23). Leurs spectres d'éléments en trace est fortement fractionné ($23 \leq La_N/Yb_N \leq 82$ pour les TTG de la Mana et $25.2 \leq La_N/Yb_N \leq 46$ pour les TTG de l'Oyapock), avec un enrichissement très marqué en terres rares légères et à l'inverse un appauvrissement important en terres rares lourdes et des anomalies en Nb-Ta sont fortement négatives.

Cependant, les TTG de l'Oyapock ont des teneurs en HREE (terres rares lourdes) globalement plus importantes que les échantillons de TTG collectées sur la Mana. Les teneurs en élément de transition tel que Ni et Cr sont beaucoup plus importantes dans les TTG échantillonnées sur l'Oyapok (des teneurs environ 5 fois plus élevées que pour les TTG de la Mana).

Ces caractéristiques un peu particulière identifient un type de roche assez typique de la transition Archéen-Paléoprotozoïque et décrit en détail par Moyen (2000) en Inde (craton de Dharwar). Ces roches sont définies comme des sanukitoïdes. Leur origine est discutée : certains proposent une origine par fusion partielle d'un manteau enrichi (Stern., 1989 ; Krogstad et al., 1995) et d'autres évoquent des interactions entre les péridotites du manteau et les magmas issus de la fusion partielle des basaltes hydratés (Rapp et al., 2000). Dans le chapitre de synthèse (Chapt VII), nous essayerons de préciser le contexte de formation le plus probable pour ces sanukitoïdes.



Les données géochronologiques existant dans la littérature pour des tonalites échantillonnées sur l'Oyapok, indiquent des similitudes avec les TTG collectées sur la Mana. En effet les tonalites STG179 sont datées à 2139 ± 1.5 Ma sur zircon par la méthode Pb-Pb évaporation (Lafon et al., 2003), cet âge est comparable aux âges obtenus pour les TTG de la Mana (2123-2150 Ma). Les tonalites type « sanukitoïde » échantillonnées sur l'Oyapok sont donc contemporaines des TTG du domaine central se mettant en place entre 2150 et 2123 Ma.

L'échantillon STG179c constituant des leucosomes dans les tonalites (STG179a et b), correspond à un granite avec comme caractéristique principale : une forte teneur en K_2O (5%), une forte anomalie négative en Eu ($Eu/Eu^*=0.4$), une teneur forte en HREE (environ 12 fois les chondrites), un fractionnement entre les MREE et les HREE quasiment nul et un fractionnement important des LREE (environ 100 fois les chondrites). Cet échantillon présente de fortes similitudes avec l'échantillon MAN65 collecté sur la Mana (Chapt V) défini comme un granite d'anatexie.

Sur le terrain, une hypothèse envisagée pour la formation de l'échantillon STG179c était de le former à partir de la tonalite STG179a. Au vue des données géochimiques (Fig.VI.6) il n'est

pas possible de former le granite d'anatexie à partir des TTG pour principalement deux raisons : (1) Pour que l'hypothèse soit valable il faudrait que le niveau des LREE dans le granite d'anatexie soit beaucoup plus bas, car les LREE sont piégées dans les accessoires essentiellement. Or ces accessoires sont souvent piégés dans la restite avec la biotite. Sauf à envisager qu'une partie de la restite est restée avec le liquide (ce qui n'est pas le cas) l'hypothèse ne marche pas.

(2) Les teneurs en HREE du granite d'anatexie sont plus élevées que celle des TTG. Or comme les HREE restent aussi dans le résidu (accessoires, grenat) on devrait avoir plutôt une évolution inverse, c'est à dire des HREE plus basses dans le granite d'anatexie que dans les TTG.

Il est donc clair que les granites d'anatexie ne peuvent pas dériver des TTG, sauf à envisager qu'il y avait un autre composant dans la source, et dans ce cas l'autre composant serait le contributeur majeur.

Aucune roche n'a pu être identifiée sur le terrain pouvant constituer la source des granites d'anatexie.

-Les échantillons ARM216 de composition granodiorite et ARM001 de composition monzonitique quartzique sont datés respectivement à 2106 ± 3.5 Ma et 2080 ± 4.5 Ma (zircons par la méthode Pb-Pb évaporation ; Lafon et al., 2002). Ces âges sont interprétés comme l'âge de mise en place des granitoïdes.

La signature géochimique de ces échantillons est assez particulière. Pour l'échantillon ARM216, on observe un enrichissement en K_2O (3.4%) et un spectre de terres rares assez plat, avec une anomalie négative en Eu. Ces caractéristiques sont identiques à celles de l'échantillon STG179c, et sont typiques des granites d'anatexie.

L'échantillon ARM001 est caractérisé par un enrichissement en K_2O (4.4%), un spectre de terres rares fortement enrichi en terres rares légères et une anomalie négative bien marquée en Nb et Ta. L'origine de cet échantillon reste indéterminée, il présente des similitudes avec les granites calco-alclins modernes (richesse en K, forme du spectre de terres rares), mais les teneurs en terres rares légères sont anormalement élevées.

VI.5.2. Interprétations et apports des résultats U-Pb

Pour le secteur de l'Oyapok, les datations des zircons et des monazites de la métatexite paradérivée (ARM371) sont riches en informations. Les âges obtenus sont résumés ci-dessous.

-Les monazites définissent un âge à 2063 ± 2.9 Ma. La remarquable homogénéité des analyses définit clairement un événement géologique. Les conditions P-T déterminées dans le paragraphe VI.3.3 estiment le pic du métamorphisme à une température d'environ 675-725°C. Cette gamme de température permet la formation de monazite ou la réouverture du système isotopique de la monazite et ainsi enregistre l'âge de l'événement correspondant au pic du métamorphisme, la migmatitisation.

-Les zircons présentent trois générations d'âge :

1) Une première « génération » avec des âges vieux compris entre 2190 ± 40 Ma à 3147 ± 90 Ma. Tous les âges sont obtenus sur des cœurs de zircons. Cette génération de zircon correspond au groupe « des grains à cœur hérité » défini dans le paragraphe 4.1.2. (Morphologie des zircons). D'après la grande dispersion de leurs âges et leur morphologie, ces zircons sont considérés comme provenant d'un héritage. Les âges archéens de certains grains sont similaires aux âges hérités obtenus sur un quartzite situé plus au sud en Guyane Française sur la rivière Camopi (Avelar et al., 2003). Plus au nord en Guyane, aucun âge d'héritage archéen n'est connu laissant supposer une source pour les zircons archéens située plutôt au sud.

2) Une seconde « génération » de zircons avec des âges compris entre 2128 ± 26 Ma et 2175 ± 26 Ma. Cette génération de zircons présente en structure interne un zonage oscillatoire classiquement attribué à une cristallisation séquentielle dans un magma. D'après la classification effectuée au paragraphe 4.1.2 (Morphologies des zircons), ces zircons correspondent au groupe « des grains présentant un zonage oscillatoire ». Comme pour la première « génération » de zircons, la dispersion des âges implique une origine héritée de ces zircons. La correspondance remarquable entre les âges des zircons (2128 et 2175 Ma) et l'âge des domaines TTG (2.13 à 2.18 Ga) fait des domaines TTG, la source principale pour cette seconde « génération » de zircons. Le caractère magmatique des zircons (zonage oscillatoire) est un argument de plus en faveur d'une source TTG.

3) La troisième génération de zircons définit un âge à 2091 ± 14 Ma. A l'opposé des deux générations précédentes, les zircons définissent un âge précis correspondant à un événement géologique affectant la roche. Cette génération de zircon correspond au groupe « des grains

trapus homogènes » (Paragraphe 4.1.2. Morphologies des zircons). Les rapports Th/U de ces zircons très bas, toujours inférieurs à 0.1, et la morphologie particulière des grains sont caractéristiques des zircons métamorphiques (Williams & Claesson., 1987 ; Harley et al., 2007). L'âge à 2091 ± 14 Ma correspond à l'événement métamorphique à l'origine de la migmatitisation de cette roche.

La migmatitisation de la roche est définie par deux âges différents, 2063 ± 2.9 Ma pour la monazite et 2091 ± 14 Ma pour le zircon. Cette différence d'âge peut correspondre à deux scénarios. 1) L'écart de ~ 28 Ma entre les âges monazite et zircon peut correspondre au refroidissement de la roche après un événement thermique dont la meilleure estimation de l'âge serait donnée par les zircons (2091 ± 14 Ma). Dans ce scénario, un taux de refroidissement faible peut être calculé et serait égal à $4.5^\circ\text{C}/\text{Ma}$. Un taux de refroidissement aussi faible conjugué à des températures de refroidissement variables en fonction des caractéristiques propres de chaque grain (son chimisme, sa taille, son environnement...) implique généralement une légère variabilité des âges obtenus sur une espèce minérale. Dans nos résultats, les zircons présentent une variabilité de leurs âges (2070 ± 26 Ma et 2106 ± 36 Ma) alors que les monazites présentent des âges remarquablement définis. Que l'âge de la migmatitisation soit celui fourni par les zircons semble être difficile à envisager, en raison de la remarquable précision de l'âge obtenu sur les monazites qui est incompatible avec un scénario de refroidissement lent.

2) Le second scénario est de considérer l'âge obtenu sur les monazites (2063 ± 2.9 Ma) comme la meilleure estimation de l'âge de la migmatitisation. L'âge du zircon le plus jeune (2070 ± 20 Ma) est en bon accord avec l'âge obtenu sur les monazites (2063 ± 2.9 Ma). Le caractère métamorphique des grains (morphologie et Th/U très bas) et la température estimée pour le pic du métamorphisme ($675\text{-}725^\circ\text{C}$ voir paragraphe 3.3.4) impliquent que la formation des zircons soit liée à une croissance sub-solidus à partir de fluide riche en zirconium. Le zirconium contenu dans ces fluides tardifs peut provenir de la déstabilisation du grenat et du rutile en biotite et en sillimanite (Harley et al., 2007). L'âge à 2091 ± 14 Ma correspondrait à un âge vieilli par un phénomène d'intégration de Pb hérité dans le réseau du zircon. Ce type d'héritage est en accord avec l'étalement latéral de cette population (entre 2070 ± 26 Ma et 2106 ± 36 Ma).

L'histoire de l'échantillon ARM371 (métatexite) est complexe car celui-ci contient un large panel de grains hérités avec une source majoritaire issue des domaines TTG. L'âge le plus

jeune obtenu sur les grains hérités (2128 ± 26 Ma) constitue un âge maximum pour la formation du protolithe sédimentaire de la métatexite. Ce protolithe est ensuite enfoui à environ 15-18 Km de profondeur d'après les estimations de pression du paragraphe 3.3.4, et la meilleure estimation de l'âge du pic du métamorphisme est donnée par l'âge obtenu sur les monazites à 2063 ± 2.9 Ma.

Pour les granulites d'Amapá, les datations des zircons et des monazites de l'échantillon BA13 apportent des contraintes sur le métamorphisme granulitique. Les âges obtenus sur les zircons varient de 2485 ± 42 Ma à 2676 ± 22 Ma. Ce type de résultat avait déjà été mis en évidence par des datations sur zircon par la méthode Pb-Pb évaporation indiquant l'existence d'une composante archéenne dans le protolithe de cette roche (Avelar et al., 2003). L'âge obtenu pour les monazites à 2043 ± 8 Ma met clairement en évidence un âge Paléoproterozoïque pour le métamorphisme granulitique. Dans le cas des granulites et à la différence de l'échantillon ARM371, les températures atteintes lors du métamorphisme granulitique ($700-750^{\circ}\text{C}$ estimées au paragraphe 3.3.6) ne sont pas suffisantes pour permettre la réouverture et la remise à zéro du système isotopique des zircons. Aucun zircon ne marque l'événement enregistré par les monazites. L'absence de fluide tardif ou alors la non mobilisation de zirconium dans ces fluides tardifs peut expliquer une telle absence de zircon néoformé lors l'événement Transamazonien.

Cet âge Transamazonien (2043 ± 8 Ma) pour le métamorphisme granulitique en Amapá vient confirmer un âge à 2059 ± 2 Ma obtenu sur l'échantillon (BA24a) collecté à proximité de Calçoene (BA24a) (Lafon et al., 2002).

Les granulites d'Amapá sont souvent comparées à celles des Monts Bakhuis (Surinam). D'après De Roever et al. (2003), l'âge des granulites des Monts Bakhuis est d'environ 2.05-2.07 Ga. Il semble donc que les deux évènements, d'un point de vue chronologique, soient contemporains. Cette similitude géochronologique a été récemment confirmée par l'étude d'une charnockite des Bakhuis donnant un âge de 2042 ± 7 Ma (Odon, 2004). D'un point de vue pétrologique, en Amapá aucune trace de métamorphisme d'ultra haute température comparable à celui des Bakhuis ($T^{\circ}=950^{\circ}\text{C}$; $P^{\circ}=8.5-9$ kbars) n'a été mise en évidence jusqu'à présent. Il est probable que cette différence avec les Monts Bakhuis est liée à la présence à l'affleurement en Amapá d'une partie plus superficielle de la croûte granulitique.

VI.5.3. *Interprétation et apports des résultats $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$*

Les résultats $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ présentés précédemment sont tous interprétés comme datant le refroidissement de la croûte juvénile transamazonienne compte tenu des températures de fermeture des chronomètres utilisés. Théoriquement, nous devrions observer des âges plus vieux sur amphibole ($T^{\circ}\text{c}=550^{\circ}\text{C}$) que sur biotite ($T^{\circ}\text{c}=320^{\circ}\text{C}$).

Pour la Guyane, un échantillon fait exception, c'est la granodiorite ARM216. L'âge obtenu sur biotite est similaire à l'âge obtenu sur amphibole, ce qui implique un passage de l'isotherme 550°C à l'isotherme 320°C de manière quasiment instantanée. Ces résultats semblent totalement atypiques au regard de nos autres résultats et des résultats antérieurs de Nomade (2001). Une des causes probables de cette fermeture apparemment précoce de la biotite est que l'argon radiogénique produit par désintégration du potassium reste piégé dans la roche à cause d'une porosité faible et de l'absence de fluide. Et quand la température de fermeture de la biotite est atteinte, l'argon piégé dans la roche est capturé par la biotite qui est un minéral avec une forte solubilité de l'argon dans son réseau cristallin. Les âges Ar-Ar de la biotite traduisent donc une mobilité limitée de l'argon dans la granodiorite, comme cela a pu être démontré dans d'autres contextes (par exemple Maurel et al., 2003).

Il est intéressant de comparer les âges entre les zones d'étude de l'Amapá et de l'Oyapok en Guyane Française. Les deux domaines peuvent être mis en relation dans l'étude car ils se rattachent tous les deux à l'événement fini-transamazonien.

Pour les échantillons collectés sur le secteur de l'Oyapok, les âges de refroidissement obtenus sont respectivement :

- 1935 ± 12 Ma sur biotite pour ARM001.
- 1969 ± 12 Ma sur biotite et un âge maximum de 2080 Ma sur amphibole pour STG179a.
- 2022 ± 12 Ma sur amphibole pour ARM216.

On peut essayer de corréliser nos résultats avec les âges acquis antérieurement sur la partie sud de l'Oyapok (Nomade, 2001). Les résultats de Nomade (2001) ont été obtenus suivant une coupe Nord-Sud le long du fleuve Oyapok. Le résultat principal de Nomade était de mettre en évidence un rajeunissement des âges vers le Sud. Dans notre étude, l'échantillonnage ne permet pas de tirer une conclusion sur une direction de rajeunissement mais nos résultats ne semblent pas confirmer l'hypothèse d'un rajeunissement vers le Sud. L'âge Nord de la coupe

de Nomade (2001) est de 2052 ± 4 Ma sur amphibole et 1995 ± 4 Ma sur biotite. En comparaison nos âges sont systématiquement plus jeunes, mis à part pour l'amphibole de l'échantillon STG179 qui est extraite d'une tonalite (TTG domaine central) formant l'encaissant dans lequel des granitoïdes tels que les échantillons ARM001 et ARM216 se mettent en place.

La variabilité des âges obtenus dans la région Nord de l'Oyapok est interprétée comme la conséquence de plusieurs processus qui interfèrent :

- 1) La superposition de plusieurs événements thermiques entre 2100 et 2060 Ma, depuis la mise en place de granitoïdes d'affinité calco-alkaline jusqu'à la phase finale d'amincissement crustal.
- 2) Un comportement de l'argon en partie dépendant de la lithologie des roches étudiées (en particulier de leur porosité) et du chimisme des phases minérales datées.
- 3) Une variabilité de la température de fermeture des minéraux datés beaucoup plus grande que ce qui est communément admis dans la littérature Argon. Cet effet a précédemment été évoqué pour les résultats Ar/Ar obtenus sur les échantillons de la Mana (Chap V).

Pour les granitoïdes ARM001 et ARM216, les taux de refroidissement peuvent être calculés à partir des couples d'âge zircon-biotite pour l'échantillon ARM001 et zircon-amphibole pour l'échantillon ARM216. Les vitesses de refroidissement obtenues pour ces deux échantillons sont respectivement $4.1^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ pour ARM001 et $4.7^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ pour ARM216. Ces vitesses de refroidissements sont en accord avec les vitesses déterminées par Nomade (2001) sur le couple amphibole-biotite (entre $3.5^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ et $4.8^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$). Ces vitesses de refroidissement sont un ordre de grandeur plus faible que les taux de refroidissement connus pour les orogènes actuelles telles que les Alpes.

En Amapá, les âges Ar-Ar sont précurseurs, seuls des âges Pb-Pb et U-Pb étaient connus (Avelar et al., 2002).

Les âges de refroidissement obtenus sur biotites sont les suivants :

- 1970 ± 12 Ma pour BA13.
- 1933 ± 12 Ma pour BA24a.
- 1950 ± 12 Ma pour BA24b.

Les deux âges obtenus sur BA24 ne peuvent pas être interprétés comme des âges distincts car au regard des marges d'erreur ces âges sont similaires. Cette légère dispersion des âges pour l'échantillon BA24 est liée à la différence de lithologie impliquant une possible variation de

composition chimique des micas, ou bien une solubilité différente de l'argon. Ces âges enregistrent le refroidissement des plutons charnockitiques à environ 325°C.

Pour les granulites d'Amapá, les taux de refroidissement sont calculés à partir des couples zircon-biotite pour BA24a et monazite-biotite pour BA 13. Les vitesses de refroidissement sont respectivement 4.7°C/Ma pour BA24a et 6.8°C/Ma pour BA13. Ces taux de refroidissements sont similaires à ceux obtenus sur le fleuve Oyapok. Ces taux de refroidissement lents sont en accord avec les taux de refroidissement proposés (entre 2 et 5°C/Ma) pour d'autres domaines portant l'empreinte de l'événement Transamazonien (Nomade et al., 2001, 2002; Rosa Costa, 2006) et ils sont en accord avec les vitesses déterminées par différentes études sur le Bouclier des Guyanes (Nomade et al., 2001, 2002; Enjolvy, 2004; Rosa Costa, 2006).

En comparaison avec les datations Ar-Ar effectuées dans les chapitres précédents (Chap IV et V), les taux de refroidissement calculés sur la zone de l'Oyapock et de l'Amapá sont parfaitement comparables aux taux de refroidissement précédemment obtenus. Les taux de refroidissement calculés sur la Mana sont compris entre 2.6°C/Ma à 4.0°C/Ma pour les couples Zircon-Biotite (Chap.V). Pour l'Ile de Cayenne (Chap.IV), les taux de refroidissement calculés sont de l'ordre de 7-8°C/Ma pour le couple zircon-amphibole, et de 2°C/Ma pour le couple amphibole-biotite. Ce résultat met en évidence un refroidissement plus rapide juste après la mise en place du magma comme déjà suggéré au chapitre précédent.

Les taux de refroidissement faibles et uniformes suggèrent que le refroidissement régional n'est pas le fait d'une exhumation rapide contrôlée par la tectonique. Le refroidissement régional est plus probablement lié à une exhumation lente indiquant que l'activité tectonique et magmatique après le Transamazonien a été quasiment inexistante.

VI.6 Conclusion sur l'événement fini-transamazonien

L'étude de la partie nord du fleuve Oyapok couplée à l'étude des granulites d'Amapá permet de caractériser les derniers stades de l'événement transamazonien, mais aussi l'événement méso-transamazonien avec des nouvelles données géochimiques qui mettent en évidence l'existence de magmas sanukitoïdes (2139 Ma) contemporains du domaine central TTG

Les sanukitoïdes ont encore une origine discutée, certains proposent une origine par fusion partielle d'un manteau enrichi (Stern., 1989 ; Krogstad et al., 1995) et d'autres évoquent des interactions entre les péridotites du manteau et les magmas issus de la fusion partielle des basaltes hydratés (Rapp et al., 2000).

Pour l'événement fini-transamazonien, nos résultats mettent en évidence un stade final avec un métamorphisme de type granulitique en Amapá daté à 2043 ± 8 Ma. Ce résultat confirme l'âge paléoprotérozoïque pour les granulites, ces dernières ont souvent été considérées comme archéennes. Les estimations de température pour le pic du métamorphisme sont de 700 à 750°C. Les granulites d' Amapá sont contemporaines des granulites d'ultra haute température des Monts Bakhuis (2.05-2.07 Ga) (De Roever et al. 2003). Jusqu'à présent, aucune trace de métamorphisme d'ultra haute température comparable à celui des Bakhuis ($T^{\circ}=950^{\circ}\text{C}$; $P^{\circ}=8.5\text{-}9$ kbars) n'a été mise en évidence en Amapá.

En Guyane Française, le stade final du transamazonien correspond à la formation de migmatite datée à 2063 ± 2.9 Ma et le pic du métamorphisme est estimé à 675-725°C et 4.5-6 kbars.

Cet événement thermique caractéristique du fini-transamazonien (granulite et migmatite) est considéré comme résultant d'une remontée mantellique dans un contexte d'étirement crustal (Delor et al., 2003). Toutefois aucune roche basique à ultrabasique n'est reconnue pour cet événement.

Les données Ar-Ar obtenus sur les échantillons collectés sur l'Oyapok permettent de calculer des taux de refroidissement de 4.1°C/Ma à 4.7°C/Ma. Ces taux de refroidissements sont comparables avec les taux déterminées par Nomade (2001) sur le couple amphibole-biotite (entre 3.5°C/Ma et 4.8°C/Ma).

Pour les granulites d'Amapá, les taux de refroidissement sont de 4.7°C/Ma à 6.8°C/Ma. Ces taux de refroidissement sont calculés à partir du dernier événement du transamazonien, et montrent que les conditions thermiques dans la croûte restent chaudes (supérieures à 350°C) pendant une centaine de millions d'années.

Ces vitesses de refroidissement sont un ordre de grandeur plus faible que les taux de refroidissement connus pour les orogénèses actuelles telles que les Alpes.

Chapitre VII

Synthèse géochronologique et géochimique des
granitoïdes de Guyane Française.

Caractérisation du Transamazonien.

VII.1. Introduction et objectif de ce chapitre

Ce chapitre a pour objectif de synthétiser les résultats présentés dans les chapitres précédents. Une classification sommaire des granitoïdes guyanais en fonction de leur âge et de leurs caractéristiques géochimiques est proposée afin de discuter de leur origine. Cette classification se base principalement sur les critères suivants :

- l'âge des granitoïdes déduit de nos résultats U-Pb sur zircon (ICP-MS LA) et de quelques données issues de travaux antérieurs (méthode Pb-Pb évaporation et par SHRIMP U-Pb sur zircon).
- Les spectres en éléments en traces : l'étude classique des spectres (normalisés aux chondrites ; Sun et McDonough, 1989) pour les éléments incompatibles permet une représentation très visuelle des teneurs des différents éléments, et met bien en évidence les différences qui peuvent exister entre certaines familles de roches.
- Les teneurs en éléments majeurs : le rapport K/Na (molaire) est un bon traceur des roches sodiques (TTG) provenant de la fusion de basaltes hydratés (Raap, 1994 ; Sen et Dunn, 1994). Les granitoïdes plus potassiques proviennent soit d'un liquide parental mantellique, soit d'une refusion des TTG déjà en place.
- Le rapport A/CNK ($Al/(Ca+Na+K)$ en proportion molaire) varie significativement entre les roches en fonction de leurs sources (source mantellique ou source crustale, continentale ou océanique)).
- Le Mg# (rapport moléculaire $Mg/(Mg+Fe)$) est un bon indicateur du caractère « primaire » ou « évolué » de la roche considérée (on entend par « évolué », le fait que la roche a subi des phénomènes de cristallisation ou de refusion depuis le liquide primaire). En général il existe une bonne corrélation avec les teneurs en Ni et Cr (éléments de transition). Les teneurs en Ni et Cr peuvent varier d'un ou deux ordres de grandeur et représentent un bon indicateur de la nature « évoluée » ou « primaire » de la roche considérée.

Cette classification est une ébauche de caractérisation géochimique des granitoïdes en fonction de leur âge pendant le Transamazonien. Toutefois, cette classification ne permet pas une généralisation des caractères géochimiques pour l'ensemble du Bouclier des Guyanes. Différents processus géodynamiques ont pu être actifs à l'échelle du Bouclier guyanais, voire même à l'échelle de la Guyane Française, et selon les processus mis en jeu, les roches auront des signatures géochimiques différentes.

A la lumière de ces nouvelles données géochimiques et géochronologiques, la signification de l'événement transamazonien en Guyane Française est discutée.

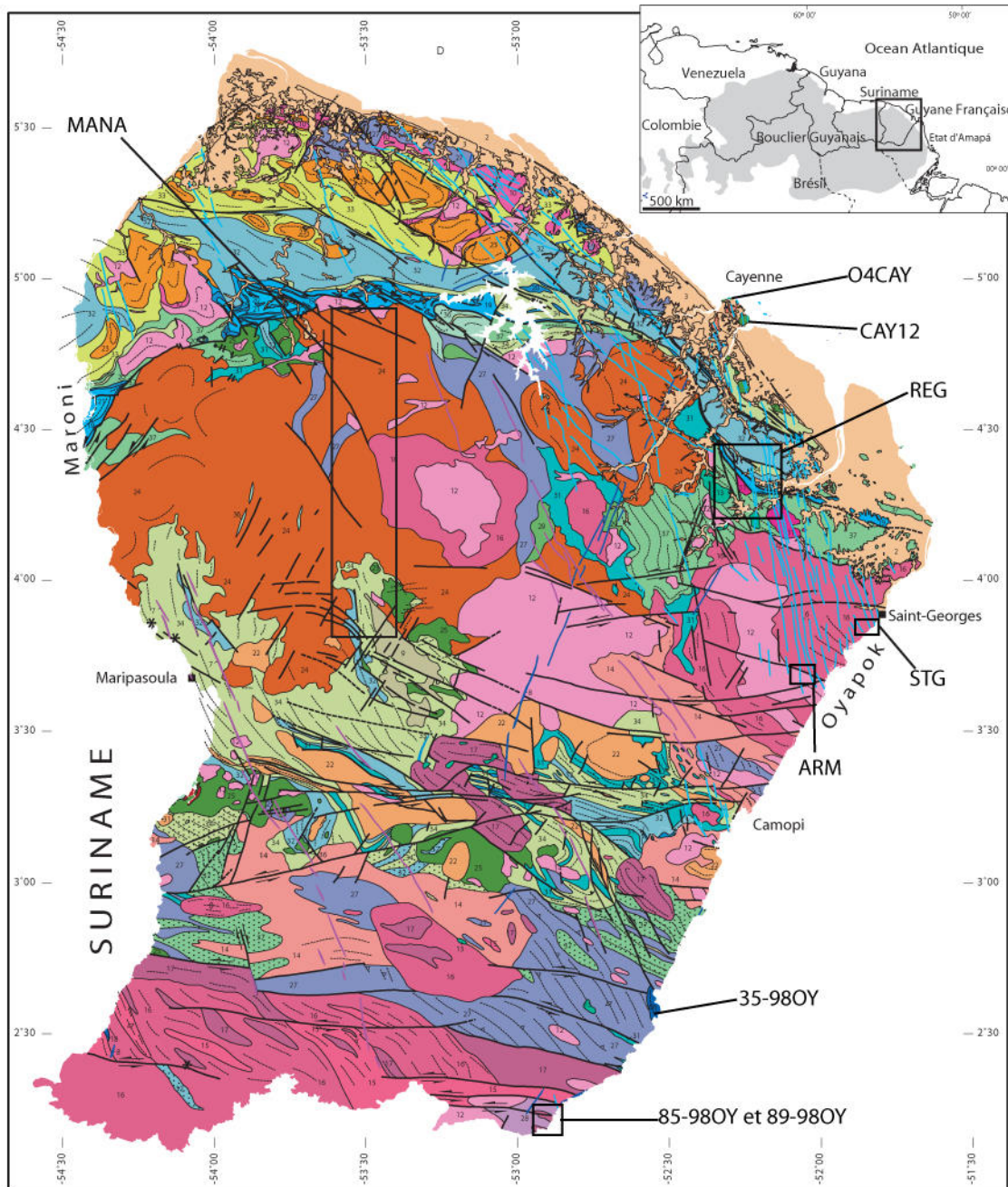


Fig.VII.1: Localisation des différentes zones échantillonnées lors de cette étude sur la carte géologique de la Guyane Française (Delor et al., 2003). Pour plus de détails se reporter respectivement chapt V pour la zone Mana ; au chapt IV pour la zone O4CAY ; au chapt VI pour les zones ARM et STG. Les échantillons de la zone REG et CAY12 (massif du Mahury) sont issus des travaux de Vanderhaeghe et al. (1998) et les échantillons 35-98OY, 85-98OY et 89-98OY ont été collectés lors des travaux de Delor et al. (2003) (La légende de la carte est représentée au chapt II (II.2. Géologie de la Guyane Française)).

VII.2. Les «TTG» guyanaises

Différents échantillons ont été caractérisés comme des TTG dans notre étude et nous proposons dans cette partie une synthèse de leurs caractéristiques géochimiques et géochronologiques.

Les TTG échantillonnées proviennent de trois zones d'étude de cette thèse (Cayenne, Mana et Oyapok) (Fig.VII.1).

Les TTG échantillonnées le long de la Mana (Chapt V : Domaine TTG central) sont principalement des tonalites avec quelques granodiorites. L'âge de ces TTG varie de 2123 ± 4.0 Ma à 2150 ± 3.0 Ma. Leurs principales caractéristiques sont : un rapport A/CNK proche de 1 (entre 0.93 et 1.07); des rapports K/Na faibles, toujours inférieurs à 0.45 avec une moyenne à 0.27. Leur Mg# moyen est de 38 (compris entre 33 et 44). Leurs spectres de terres rares présentent un enrichissement sensible en terres rares légères (La_N moyen autour de 130 fois les chondrites (Sun et McDonough, 1989)), un fractionnement modéré (La_N/Yb_N entre 10 et 80) et des teneurs faibles en terres rares lourdes ($Yb_N < 10$). Aucune anomalie en Europium n'est observée (Fig.VII.2). Pour les éléments de transition, les teneurs sont modérées en Ni et Cr (Cr= 4.5 à 17.05 ppm et Ni= 3.35 à 13.29 ppm)

L'âge U/Pb de ces tonalites, obtenu sur zircon, varie de 2123 Ma à 2150 Ma. L'ensemble de ces tonalites forment le complexe TTG central qui se localise entre deux autres complexes TTG plus vieux (2.18-2.16 Ga), les complexes TTG sud et nord. Aucune donnée géochimique n'a été obtenue sur ces complexes durant ce travail.

Les TTG échantillonnées sur le complexe de l'Ile de Cayenne sont principalement des tonalites. Deux générations de TTG existent. La première génération de tonalite constitue une partie du massif du Mahury (CAY12A, CAY12C et CAY12D ; Vanderhaeghe et al., 1998) et une partie des plages de Cayenne (04CAY3c), et est datée à 2144 ± 6 Ma (Pb-évaporation sur zircon) et 2144 ± 7 Ma (U-Pb ICP-MS LA sur zircon) respectivement. Cet âge est équivalent à l'âge obtenu sur les TTG de la Mana.

La seconde génération est mise en évidence sur les plages de Cayenne (04CAY3b et 04CAY3i) avec un âge de 2107 ± 6 Ma pour la tonalite. Cet âge est le plus jeune connu pour les roches d'affinité TTG en Guyane Française.

La première génération de TTG présente les caractéristiques géochimiques suivantes : un rapport A/CNK compris entre 0.65 et 0.89, et un rapport K/Na faible, toujours inférieur à 0.24. Leur Mg# varie de 46 à 62. Les spectres de terres rares présentent un enrichissement

sensible en terres rares légères (La_N autour de 35 à 126 fois les chondrites (Sun et McDonough, 1989)), un fractionnement faible (La_N/Yb_N entre 3 et 14) et des teneurs modérées à fortes en terres rares lourdes (Yb_N de 6 à 22). Aucune anomalie en Europium n'est observée (Fig.VII.3). Pour les éléments de transition, en comparaison avec les TTG de la Mana, les teneurs sont plus élevées (Cr= 5 à 128 ppm et Ni= 20 à 107 ppm).

Cette première génération de TTG présente des différences avec les TTG collectées sur la Mana, principalement une teneur en terres rares lourdes plus importantes et un enrichissement en éléments de transition. Ces caractéristiques sont semblables à celles des sanukitoïdes décrites par Moyen. (2000) en Inde (craton de Dharwar). L'origine de ces magmas type « sanukitoïde » est discutée : certains proposent une origine par fusion partielle d'un manteau enrichi (Stern., 1989 ; Krogstad et al., 1995) et d'autres évoquent des interactions entre les péridotites du manteau et les magmas issus de la fusion partielle des basaltes hydratés (Rapp et al., 2000). Dans notre cas, nous plébisciterons la seconde hypothèse plus en accord avec le contexte géodynamique (existence de TTG synchrones aux « sanukitoïdes »). Pour la formation de ces roches, le contexte géodynamique le plus probable est celui d'une zone de subduction, où le basalte qui fond est celui de la plaque plongeante et où la péridotite est celle du coin mantellique.

Pour la seconde génération (plage de Cayenne) (Chapt IV ; 04CAY3b 04CAY3i), le rapport A/CNK est similaire à celui des TTG de la Mana (A/CNK proche de 1), le rapport K/Na est faible toujours inférieur à 0.2 (variant de 0.16 à 0.19) et le Mg# moyen est de 41, similaire à celui des TTG de la Mana. Les spectres de terres rares présentent un enrichissement sensible en terres rares légères (La_N de 16 à 83 fois les chondrites (Sun et McDonough, 1989)), un fractionnement modéré (La_N/Yb_N entre 29 et 59) et des teneurs faibles en terres rares lourdes ($Yb_N < 6$). Aucune anomalie en Europium n'est observée (Fig.VII.2). Pour les éléments de transition, les teneurs sont modérées en Ni et Cr (Ni= 7 à 16 ppm et Cr= 12 à 34 ppm). Les caractéristiques géochimiques de cette seconde génération sont identiques à celles des TTG de la Mana.

Le troisième domaine TTG échantillonné lors de ce travail est le domaine TTG de l'Oyapok (Chapt VI). Les échantillons sont des tonalites. L'âge de ces TTG est de 2139 ± 1.5 Ma (Lafon et al., 2003). Leurs principales caractéristiques sont : un rapport A/CNK compris entre 0.7 et 0.9 et des rapports K/Na faibles, proches de 0.3. Leur Mg# est compris entre 41 et 43. Pour les éléments en traces, les spectres de terres rares présentent un enrichissement en terres

rare légères (La_N entre 191 et 251 fois les chondrites (Sun et McDonough, 1989)), un fractionnement modéré (La_N/Yb_N entre 25 et 46) et des teneurs faibles en terres rares lourdes ($Yb_N < 8$). Aucune anomalie en Europium n'est observée (Fig.VII.3). Pour les éléments de transition, les teneurs sont fortes en Ni et Cr (Ni= 18 à 62 ppm et Cr= 21 à 99 ppm). Ces TTG sont identiques à la première génération de TTG de l'Ile de Cayenne, avec des caractéristiques semblables aux sanukitoïdes décrites par Moyen. (2000).

Les quelques données isotopiques existantes ($+2.2 < \epsilon^{2.15} < +2.3$) sur le domaine TTG central (TTG de la Mana) (Lafrance et al., 1999) indiquent sans ambiguïté une origine juvénile pour ces granitoïdes.

Les TTG véritables (TTG de la Mana et la seconde génération de TTG de l'Ile de Cayenne) ont des caractéristiques similaires aux TTG « classiques » (Martin, 1994). La pétrogénèse des TTG est maintenant bien contrainte, à la fois par des études géochimiques et par des études de pétrologie expérimentale. Les données géochimiques (Martin, 1994) montrent que la série TTG s'explique par la cristallisation fractionnée d'un magma issu de la fusion partielle de basaltes hydratés, dans des conditions permettant la stabilité du grenat. Les différentes études de pétrologie expérimentale confirment ce modèle (Sen et Dunn, 1994 ; Wolf et Wyllie, 1993 ; Beard et Lofgren, 1991 ; Rapp, 1994). La fusion expérimentale d'amphibolites dans des conditions entre 10 et 30 Kb, et 900 à 1100°C, donne des liquides de composition TTG, avec du grenat au résidu.

Pour le contexte géodynamique de genèse des TTG, le plus plausible reste celui d'une subduction, même si des interprétations divergentes ont été proposées (fusion en base de croûte continentale de matériaux basaltiques sous plaqués ; fusion à la base d'un grand plateau basaltique intra-océanique de type Otong Java...)

Dans le modèle de subduction, en raison des gradients thermiques plus élevés qui règnent à l'Archéen, une plaque océanique subductée arrive à traverser le solidus des basaltes hydratés, avant que ne débutent les réactions de déshydratation (l'inverse de la situation actuelle, où la déshydratation précoce de la plaque plongeante empêche sa fusion).

Les différences d'âges entre les différentes TTG impliquent des processus de subduction actifs durant une période débutant vers 2180 Ma (les complexes TTG nord et sud) et se terminant vers 2100 Ma avec les TTG des plages de Cayenne (seconde génération). Un grand volume de TTG se forme vers 2140 Ma et constitue le massif central TTG.

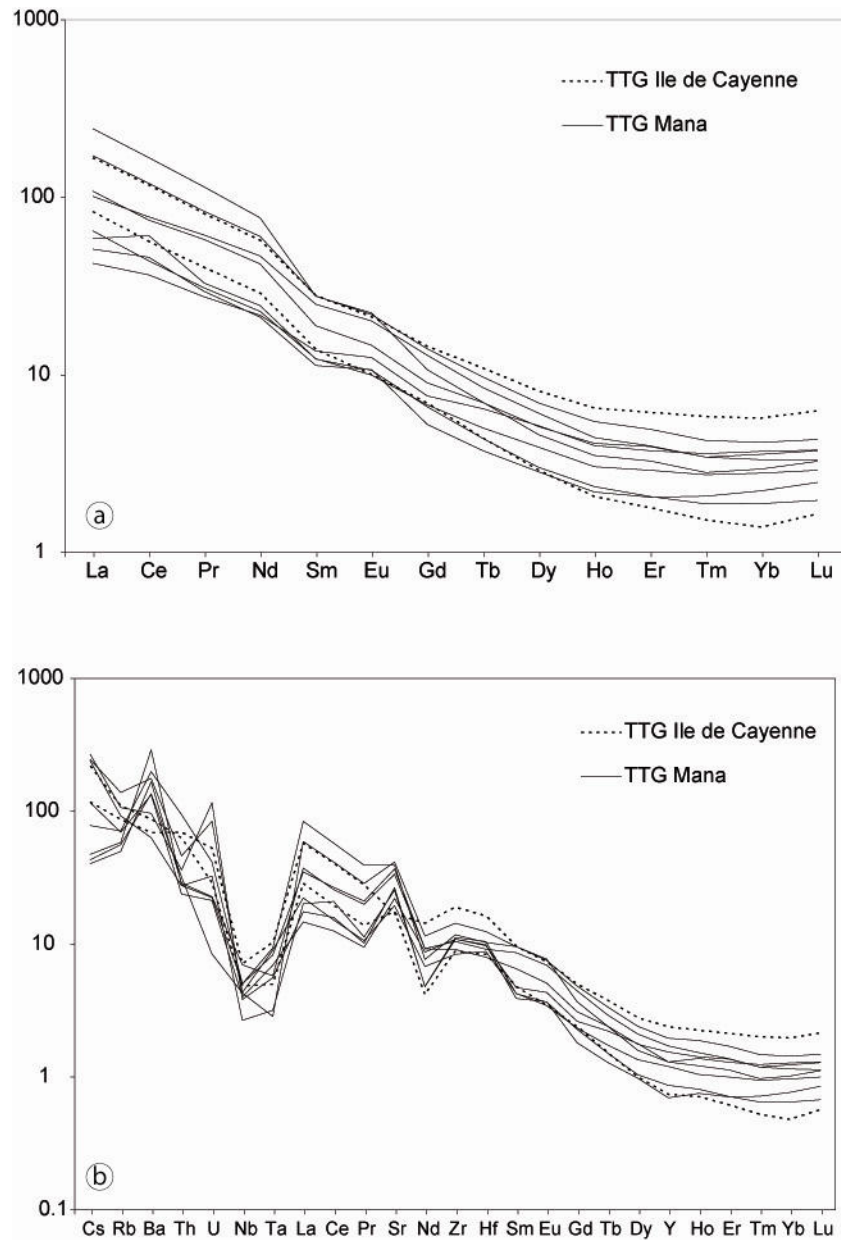


Fig.VII.2: Spectres de terres rares (a) (normalisés aux chondrites : Sun et Mc Donough, 1989) et d'éléments incompatibles (b) (normalisés au manteau primitif : Sun et Mc Donough, 1989) pour les TTG échantillonnées en Guyane Française.

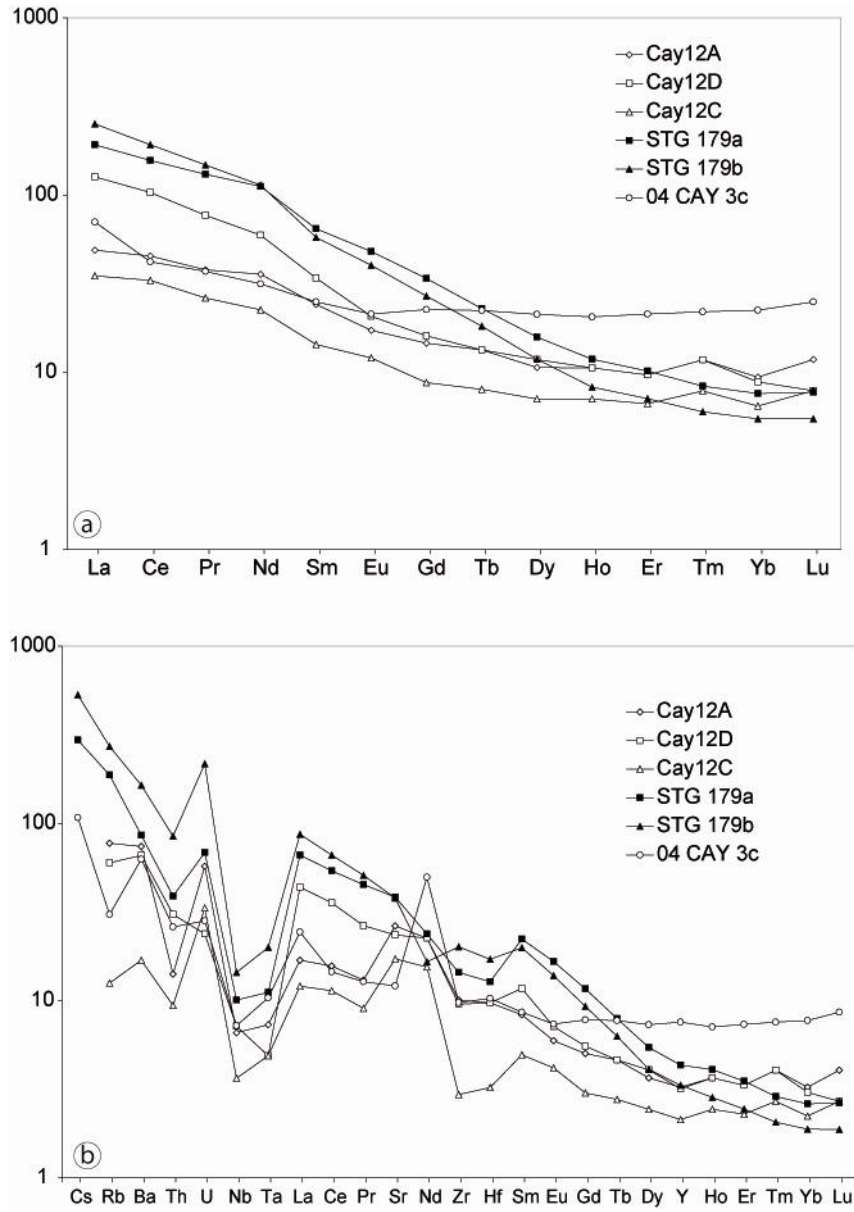


Fig.VII.3: Spectres de terres rares (a) (normalisés aux chondrites : Sun et Mc Donough, 1989) et d'éléments incompatibles (b) (normalisés au manteau primitif : Sun et Mc Donough, 1989) pour les « sanukitoïdes » échantillonnées en Guyane Française.

VII.3. Les granites d'anatexie crustale

Cette famille de granite se retrouve en diverses localités de la Guyane (Fig.VII.1). L'échantillon MAN65 (granite à biotite) a été collecté le long de la Mana (Gros Saut) et a été étudié au chapitre V. L'échantillon ARM216 provient de la crique Armontabo, affluent guyanais du fleuve Oyapok ; il est présenté dans le chapitre VI. L'échantillon Petit Saut (granite à 2 micas) a été prélevé au niveau du barrage de Petit Saut sur le Sinnamary (Delor et al., 2003). L'échantillon STG179c (leucogranite) provient du Saut Cafesoca sur le fleuve Oyapok (ChaptVI). Le dernier échantillon utilisé ici (leucogranite REG26) est issu d'un travail antérieur à cette thèse (Vanderhaeghe et al., 1998), et il est situé à proximité du village de Régina sur la crique Mataroni.

Ces granitoïdes sont principalement des leucogranites et des granites à mica à tendance porphyrique. La géochimie de ces granitoïdes est principalement caractérisée par des rapports K/Na élevés (toujours supérieur à 0.63 avec un maximum à 0.96) et une teneur en aluminium forte ($A/CNK > 1$). En revanche leur Mg# est très faible (toujours inférieur à 27). Les spectres de terres rares sont modérément enrichis ($La_N = 36$ à 279) et peu fractionnés ($La_N/Yb_N = 2$ à 9). Ils possèdent une anomalie négative en Europium ($Eu/Eu^* = 0.3$ à 0.6) (Fig.VII.4).

L'âge de ces granitoïdes n'a pu être défini dans notre étude, les seules données existantes proviennent de travaux antérieurs (Delor et al., 2003 ; Vanderhaeghe et al., 1998 ; Lafon et al., 2002). L'échantillon Petit Saut est daté à 2060 ± 4 Ma (méthode U-Pb sur zircon à la sonde ionique), REG26 à 2084 ± 6 Ma (méthode Pb-évaporation sur zircon) et ARM216 à 2106 ± 3.5 Ma (méthode Pb-évaporation sur zircon).

Ces granites d'anatexie sont les produits de refusion de socle ancien. Dans notre étude, aucune roche échantillonnée ne peut correspondre au protolithe des granites d'anatexie crustale; la teneur en terres rares lourdes des TTG est trop faible pour ensuite donner les valeurs observées dans les granites d'anatexie.

La source de ces granites d'anatexie reste inconnue, deux hypothèses peuvent être avancées pour expliquer cela : 1) les protolithes ont totalement disparus (peu probable) ; 2) les granites d'anatexie trouvent leurs sources en profondeur et ensuite migrent vers le haut, et dans ce cas leurs protolithes nous sont inaccessibles (Une possibilité est aussi de penser que les protolithes des granites d'anatexie affleurent en Guyane Française mais les difficultés d'accès et d'échantillonnage ne nous ont pas permis de les collecter).

En Guyane Française, il existe donc un événement anatectique fini-rhyacien daté entre 2106 et 2060 Ma. Une telle variation des âges s'explique facilement par la répartition géographique des échantillons. En effet, les échantillons sont distribués sur l'ensemble de la Guyane Française, et il est probable que les processus à l'origine de ces granitoïdes ne sont pas exactement synchrones à une telle échelle. Une systématique de datation associée à une étude géochimique pourrait permettre de mettre en évidence une évolution géographique des processus et ainsi de mieux caractériser la géodynamique transamazonienne.

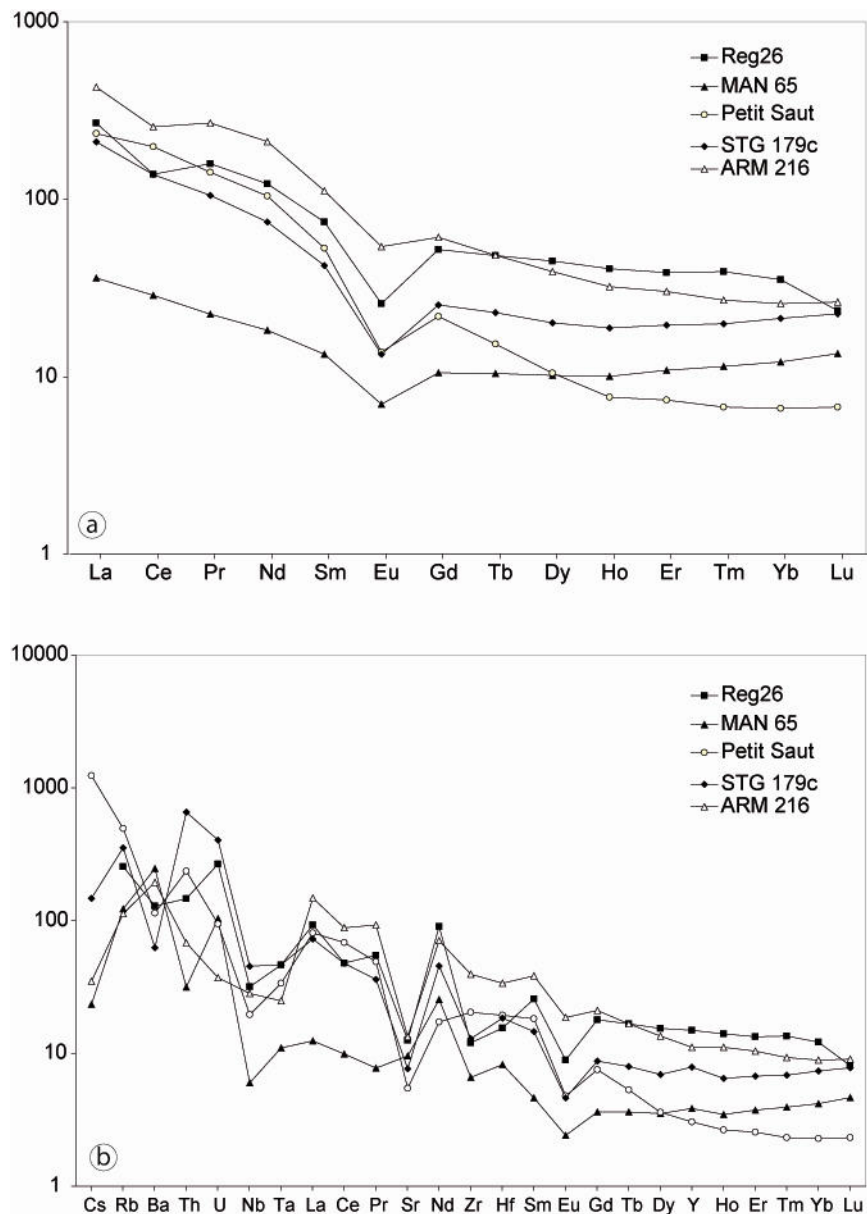


Fig.VII.4: Spectres de terres rares (a) (normalisés aux chondrites : Sun et Mc Donough, 1989) et d'éléments incompatibles (b) (normalisés au manteau primitif : Sun et Mc Donough, 1989) pour les granites d'anatexie échantillonnés en Guyane Française.

VII.4. Les granites calco-alcalins

Dans cette partie, la plupart des échantillons utilisés ont été collectés principalement lors de l'édition de la nouvelle carte géologique au 1/ 500 000 de la Guyane Française (Vanderhaeghe et al., 1998 ; Delor et al., 2003). Nous avons sélectionné certains de ces échantillons pour en réaliser l'étude géochimique.

L'échantillon 35-98OY (syénite à amphibole) est issu des travaux de Delor et al. (2003). Cet échantillon a été daté par la méthode Pb évaporation sur zircon et l'âge obtenu est de 2090 ± 2 Ma. Un nouvel échantillon a été collecté sur les plages de Kourou, au niveau de la Pointe des Roches (N $05^{\circ}09,55'$; W $052^{\circ}37,570'$) (Fig.VII.1). Cet échantillon est une granodiorite que nous avons datée à 2083 ± 6.2 Ma (U-Pb sur zircon, ICP-MS LA).

La géochimie de ces granitoïdes est différente de la série TTG. Ces granitoïdes sont principalement caractérisés par des rapports K/Na compris entre 0.3 et 0.87, une teneur en aluminium modéré (A/CNK compris entre 0.79 et 0.99) et un Mg# moyen de 46. Les spectres de terres rares sont enrichis ($La_N = 256$ à 393) et modérément fractionnés ($La_N/Yb_N = 30$), avec des teneurs modérées en terres rares lourdes (Yb_N entre 8 et 12). Ils présentent une légère anomalie en Europium ($Eu/Eu^* = 0.8$ à 0.9). Les spectres de terres rares étendues présentent de fortes anomalies en Nb et en Ta ($Nb = 6.5$ et 12.8 ppm et $Ta = 0.5$ à 1.16 ppm) (Fig.VII.5).

En comparaison avec la série TTG, ces granitoïdes sont systématiquement moins sodiques ($Na_2O < 3.9$ wt%) (Fig.VII.6) et ils ont donc des caractéristiques assez similaires à celles des granitoïdes calco-alcalins que l'on observe actuellement dans les contextes de subduction (forte anomalie négative en Nb et Ta).

Les séries TTG et les séries calco-alcalines se forment toutes les deux dans un contexte de subduction, la principale différence dans la genèse de ces deux séries réside essentiellement dans leur origine. Pour les TTG, comme nous l'avons vu plus haut, c'est un contexte de subduction « chaude » dans lequel la croûte océanique plongeante va fondre pour engendrer les magmas TTG. Pour les séries calco-alcalines, la croûte océanique subductée est froide et en conséquence le gradient géothermique le long du plan de subduction est faible. Dans ce cas la croûte subductée se déshydrate totalement avant d'atteindre $750^{\circ}C$ ($T^{\circ}C$ du solidus hydraté des basaltes), elle ne peut donc absolument pas fondre. Les fluides issus de sa déshydratation, en remontant vers la surface, recoupent le coin de manteau sus-jacent, le réhydratent et en

induisent la fusion. Ainsi, la source des séries calco-alcalines est le coin de manteau réhydraté.

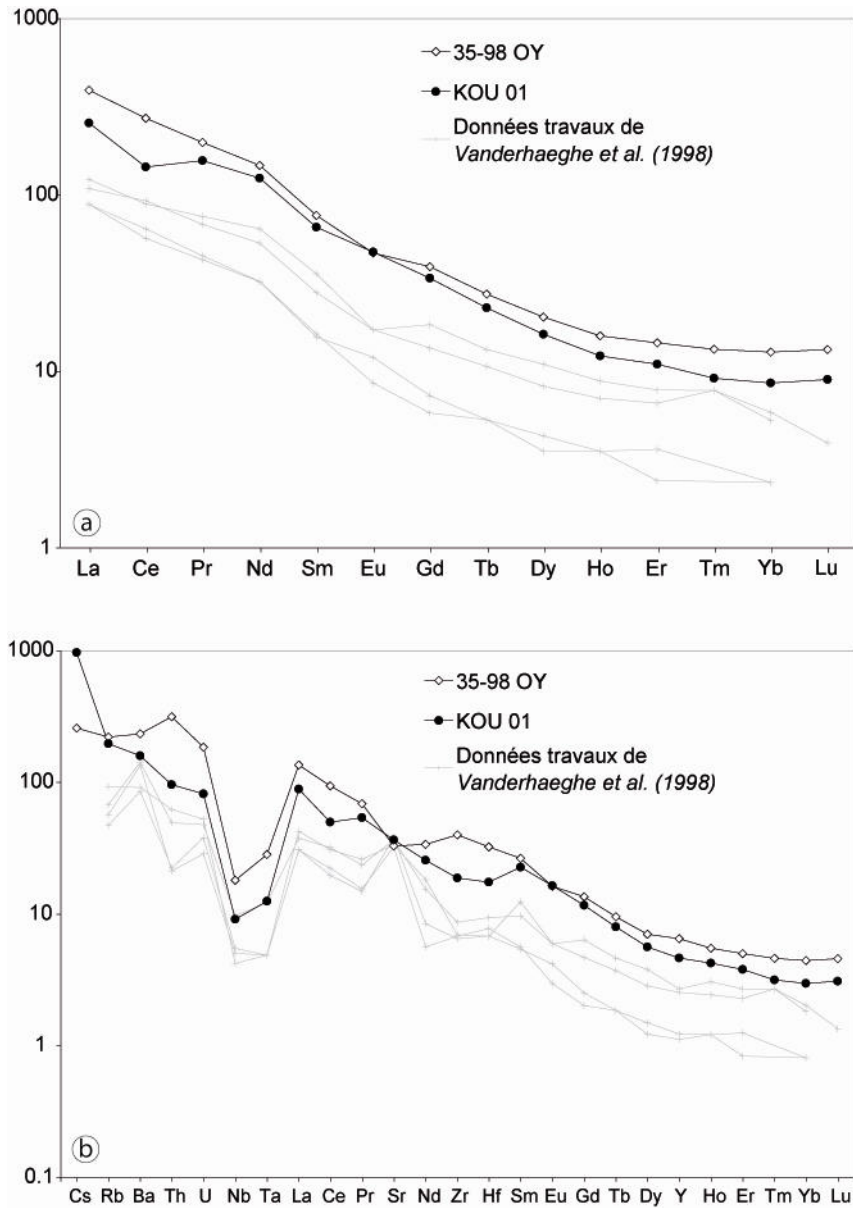


Fig.VII.5: Spectres de terres rares (a) (normalisés aux chondrites : Sun et Mc Donough, 1989) et d'éléments incompatibles (b) (normalisés au manteau primitif : Sun et Mc Donough, 1989) pour les granites calco-alcalins échantillonnés en Guyane Française.

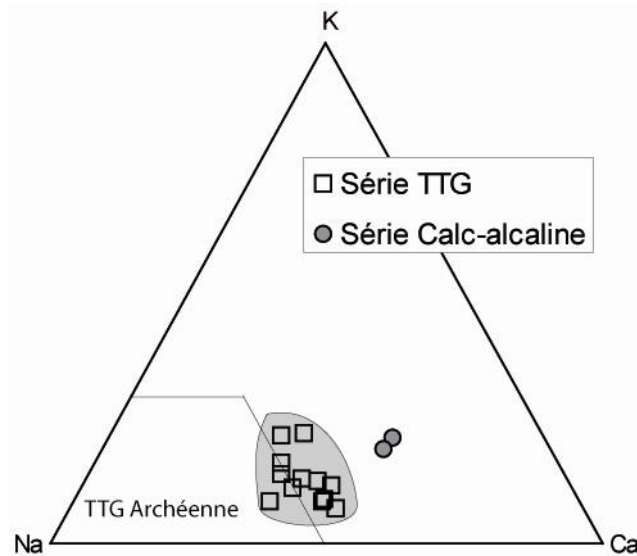


Fig.VII.6: Diagramme K-Na-Ca (cation) (Baker et Arth, 1976). Les domaines TTG et Calco-alcalins sont représentés.

VII.5. Les « inclassables »

Certains granitoïdes présentent des caractéristiques qui ne nous permettent pas de les classer. C'est le cas des échantillons collectés à l'extrême sud du fleuve Oyapok (Fig.VII.1) : 85-98OY (granodiorite orthogneissifié) et 89-98OY (tonalite à biotite). Ces échantillons ont été datés (Delor et al., 2003), les âges obtenus sont identiques (2104 ± 2 Ma). Un autre échantillon collecté sur la crique Armontabo présente des particularités géochimiques (ARM001).

Les caractéristiques géochimiques des éléments majeurs de ces échantillons sont identiques à celles de la série calco-alcaline ($A/CNK = 0.8$ à 1 ; $K/Na = 0.2$ à 0.7 ; $Mg\# = 38$ à 44). Par contre pour les éléments en trace, il existe des différences. Pour les échantillons collectés sur l'Oyapok (85-98OY et 89-98OY), les teneurs en terres rares lourdes sont extrêmement faibles ($Yb_N \leq 1$). Les spectres de terres rares sont modérément enrichis ($La_N = 111$ à 149 fois les chondrites) et fortement fractionnés ($La_N/Yb_N = 108$ à 153). Les spectres présentent une anomalie positive en Eu bien marquée ($Eu/Eu^* = 1.6$ à 2.2) (Fig.VII.7).

A l'inverse pour l'échantillon ARM001, les spectres de terres rares sont fortement enrichis ($La_N = 1455$ fois les chondrites) et fortement fractionnés ($La_N/Yb_N = 120$), les teneurs en terres rares lourdes sont comparables à celles de la série calco-alcaline ($Yb_N = 12$) (Fig.VII.7).

Pour la genèse de ces échantillons avec de telles caractéristiques géochimiques, l'hypothèse la plus probable est que la roche hérite en partie des caractéristiques géochimiques de sa source (le protolithe possède des caractéristiques géochimiques particulières : faible teneur en terres rares lourdes ou forte teneur en terres rares légères).

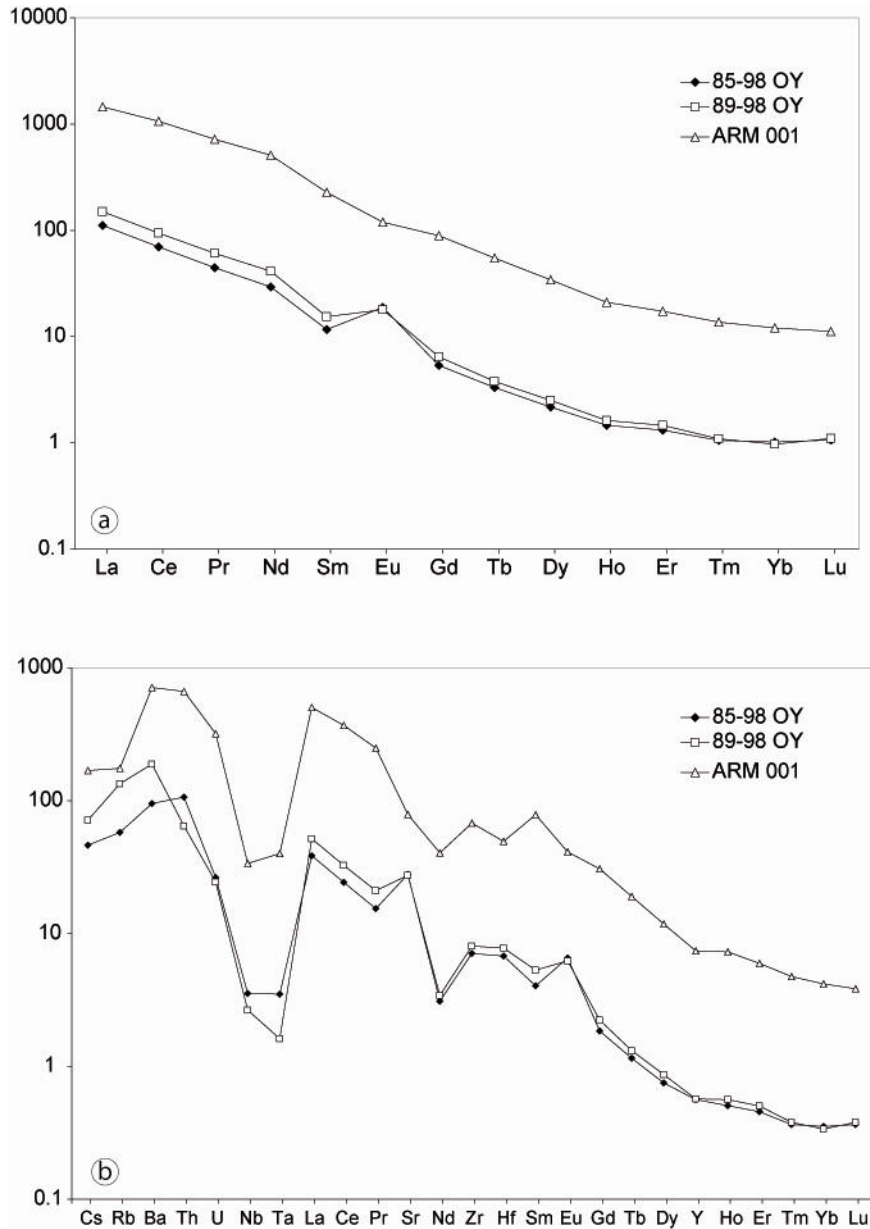


Fig.VII.7 : Spectres de terres rares (a) (normalisés aux chondrites : Sun et Mc Donough, 1989) et d'éléments incompatibles (b) (normalisés au manteau primitif : Sun et Mc Donough, 1989) pour les granitoïdes particuliers échantillonnés en Guyane Française.

VII.6 Modèle géodynamique pour l'événement transamazonien (Fig.VII.8)

Stade 1 : Formation d'une croûte océanique juvénile (~ 2.20 Ga)

Les données géochimiques et géochronologiques obtenues sur les basaltes tholeitiques amphibolitisés (04CAY3a) de l'île de Cayenne indiquent la formation d'une croûte océanique juvénile datée à 2.2 Ga. Cette hypothèse avait déjà été proposée par Delor et al. (2003) avec la datation d'un métagabbro à 2208 ± 12 Ma. Ces roches représentent les roches les plus anciennes connues pour le socle paléoprotérozoïque en Guyane Française (voire dans l'ensemble du bouclier guyannais). D'autres études avaient déjà supposé l'existence d'une croûte éorhyacienne (2.26-2.20 Ga) (MacReath and Faraco, 1997).

En Afrique de l'Ouest, qui représente la partie est du bouclier guyanais avant l'ouverture de l'océan atlantique au Jurassique, différents auteurs (Gasquet et al., 2003 ; Davis et al., 1994; Kouamelan, 1996, 1997; Dombia et al., 1998; Loh and Hirdes, 1999) ont mis en évidence des âges paléoprotérozoïques pour des zircons hérités compris entre 2.31 et 2.21 Ga. Gasquet et al. (2003) interprètent ces âges comme traduisant les prémices de l'événement birimien (l'équivalent de l'événement transamazonien en Afrique de l'Ouest) et considèrent que l'événement birimien débute vraiment à 2194 Ma.

Le stade 1 de l'événement Transamazonien en Guyane Française est matérialisé par la formation d'une croûte océanique juvénile d'âge paléoprotérozoïque (2.2 Ga) entre deux plaques archéennes (la plaque Amazonie au sud et la plaque Afrique au Nord). Cette océanisation est bien sûr associée à une forte extraction mantellique dont l'origine est discutée. D'autres études géochimiques seraient nécessaires pour vérifier l'hypothèse de l'implication possible d'un panache mantellique, comme le suggèrent différents travaux réalisés sur les terrains birimiens en Afrique de l'Ouest (Abouchami et al., 1990; Boher et al., 1992).

Stade 2: Formation des TTG (2.18-2.1 Ga).

La transition entre le stade 1 et le stade 2, c'est-à-dire le passage d'une croûte océanique à la formation de TTG se déroule en une vingtaine de millions d'années. Dans ce laps de temps, nos données ne permettent pas de mettre en évidence la mise en place de nouvelles roches. Il

existe sans doute des roches océaniques avec des âges intermédiaires, mais soit elles ont totalement disparu lors du recyclage de la croûte océanique soit elles n'ont pas encore été échantillonnées. Pour les TTG, il est probable qu'il n'existe pas de roches plus vieilles que 2.18 Ga. L'océan formé entre les deux blocs archéens est bordé par des marges passives (comme l'océan atlantique actuellement) et ce n'est qu'à partir de 2.18 Ga que les processus de subduction débutent et créent des magmas TTG.

Le stade 2 correspond à la mise en place des massifs de TTG et de leurs ceintures de roches vertes. Les massifs de TTG se mettent en place à partir de 2.18 Ga avec une forte proportion volumique jusqu'à 2.13 Ga. Au-delà de 2.13 Ga, les études précédentes (Delor et al. (2003) considèrent que le magmatisme TTG était totalement terminé. Dans notre étude nous montrons l'existence de TTG datées à 2.1 Ga (tonalite des plages de Cayenne). Un autre résultat de ce travail est la mise en évidence de granitoïdes de type « sanukitoïde » se mettant en place à 2.14 Ga, donc synchrones de la mise en place des TTG.

Dans le chapitre V, les résultats obtenus sur le massif central TTG nous indiquaient la complexité de l'organisation géographique des différents batholithes. Nous proposons que cette organisation complexe soit le reflet de la dynamique complexe de la zone de subduction. En effet la zone de mise en place des magmas dans la plaque chevauchante est totalement dépendante de la cinématique de la subduction, par exemple, une variation du pendage de la plaque subduite entraîne une migration des domaines de mise en place des différentes générations de granitoïdes dans la plaque chevauchante.

A plus grande échelle, l'âge du magmatisme TTG reflète globalement sa géométrie : une première génération de TTG datée à 2.18-2.16 Ga, affleure au nord et au sud de la Guyane Française (les domaines nord et sud TTG) et entre ces deux domaines, il existe une seconde génération de TTG, datée à 2.15-2.13 Ga. Delor et al. (2003) proposent, dans leur modèle géodynamique, que les différents massifs TTG se mettent en place à l'aplomb d'une zone de subduction à plongement sud, induite par la convergence des blocs archéens africain et amazonien. Ce modèle explique mal le caractère synchrone des domaines nord et sud TTG. En effet dans un contexte en subduction, le magmatisme est étroitement lié à la cinématique de la plaque plongeante (phénomène de roll-back, variation du pendage du slab...). En considérant une seule zone de subduction, il semble difficile d'envisager une cinématique de la plaque plongeante qui permettrait d'obtenir la géométrie des domaines TTG observée en Guyane Française. Pour expliquer les deux domaines TTG nord et sud, nous suggérons plutôt l'existence de deux zones de subduction actives entre 2.18 et 2.16 Ga (formation de deux arcs

volcaniques) et à partir de 2.15 Ga une seule zone de subduction reste active et nous avons la formation du domaine central TTG au cœur des domaines nord et sud. D'après nos datations sur les plages de Cayenne, ce contexte en subduction avec la formation de TTG s'achève à 2107 ± 6 Ma.

Stade 3: magmatisme de type calco-alcalin.

A partir de 2115 ± 7 Ma (Vanderhaeghe et al., 1998), le contexte de subduction évolue, les nouvelles conditions thermiques génèrent des magmas présentant les caractéristiques de la série calco-alcaline. La dernière occurrence de ce magmatisme calco-alcalin est datée à 2083 Ma (Plage de Kourou). La transition entre le magmatisme TTG et le magmatisme calco-alcalin implique une évolution de la zone de subduction. Dans le cas des TTG, la plaque plongeante fond avant que cette dernière ait subi les phénomènes de déshydratation. Alors que dans le cas de la série calco-alcaline, les conditions thermiques plus froides conduisent à la déshydratation de la plaque plongeante avant sa fusion. Le coin mantellique réhydraté par les fluides issus de la plaque subduite va fondre et générer le magmatisme calco-alcalin (Cas des zones de subduction actuelle). Cette phase de magmatisme est associée à une phase majeure de tectonisation (D1) (Vanderhaeghe et al., 1998). Cette phase s'exprime au Nord de la Guyane Française par un raccourcissement sub-horizontale sans chevauchement mais soulignée par de grands décrochements sénestres (ouverte du sillon nord guyanais) (Vanderhaeghe et al., 1998 ; Delor et al., 2003).

Stade 4: anatexie crustale et métamorphisme

A partir de 2106 Ma et jusqu'à 2060 Ma, des granites d'anatexie sont produits en Guyane Française. Delor et al. (2003) propose que ce magmatisme soit produit par la fusion des TTG et des ceintures de roches vertes à des pressions modérées. Dans notre étude aucune évidence sur une fusion « in-situ » des TTG n'a pu être démontrée. Une métatexite échantillonnée et datée lors de ce travail, donne une histoire complexe, car cet échantillon contient un large panel de grains hérités avec une source majoritaire issue des domaines TTG. L'âge le plus jeune obtenu sur les grains hérités (2128 ± 26 Ma) constitue un âge maximum pour la formation du protolithe sédimentaire de la métatexite. Ce protolithe est ensuite enfoui à environ 15-18 Km de profondeur et la meilleure estimation de l'âge du pic du métamorphisme est donnée par l'âge obtenu sur les monazites à 2063 ± 2.9 Ma.

Les granites d'anatexie sont associés à une phase de collision oblique (tectonique D2) entre les différents complexes plutoniques formés (TTG) (Vanderhaeghe et al., 1998).

La mise en place de ces granites d'anatexie est associée à un métamorphisme « antihoraire » de type basse-pression à moyenne-pression reflétant l'absence d'épaississement crustal significatif (Delor et al., 2003). Cet épisode métamorphique en Guyane Française est contemporain du métamorphisme granulitique décrit en Amapá (Brésil). Les températures estimées pour ce métamorphisme sont de l'ordre de 700-750°C. Ces granulites d'Amapá sont souvent comparées à celles des Monts Bakhuis (Surinam). D'après De Roeber et al. (2003), l'âge des granulites des Monts Bakhuis est d'environ 2.05-2.07 Ga. Il semble donc que les deux événements, d'un point de vue chronologique, soient contemporains. Cette similitude géochronologique a été récemment confirmée par l'étude d'une charnockite des Bakhuis donnant un âge de 2042 ± 7 Ma (Odon, 2004). D'un point de vue pétrologique, en Amapá aucune trace de métamorphisme d'ultra haute température comparable à celui des Bakhuis ($T^{\circ}=950^{\circ}\text{C}$; $P^{\circ}=8.5-9$ kbars) n'a été mise en évidence jusqu'à présent. Il est probable que cette différence avec les Monts Bakhuis est liée à la présence à l'affleurement en Amapá d'une partie plus superficielle de la croûte granulitique. Pour la formation de ces domaines granulitiques, Delor et al. (2003b) proposent un étirement crustal au fini-transamazonien sous l'effet prolongé d'un contexte cisailant senestre. Le mode de mise en place de ces granulites reste encore discutable, car la géodynamique de l'ensemble du bouclier des Guyanes n'est pas encore contrainte de manière précise.

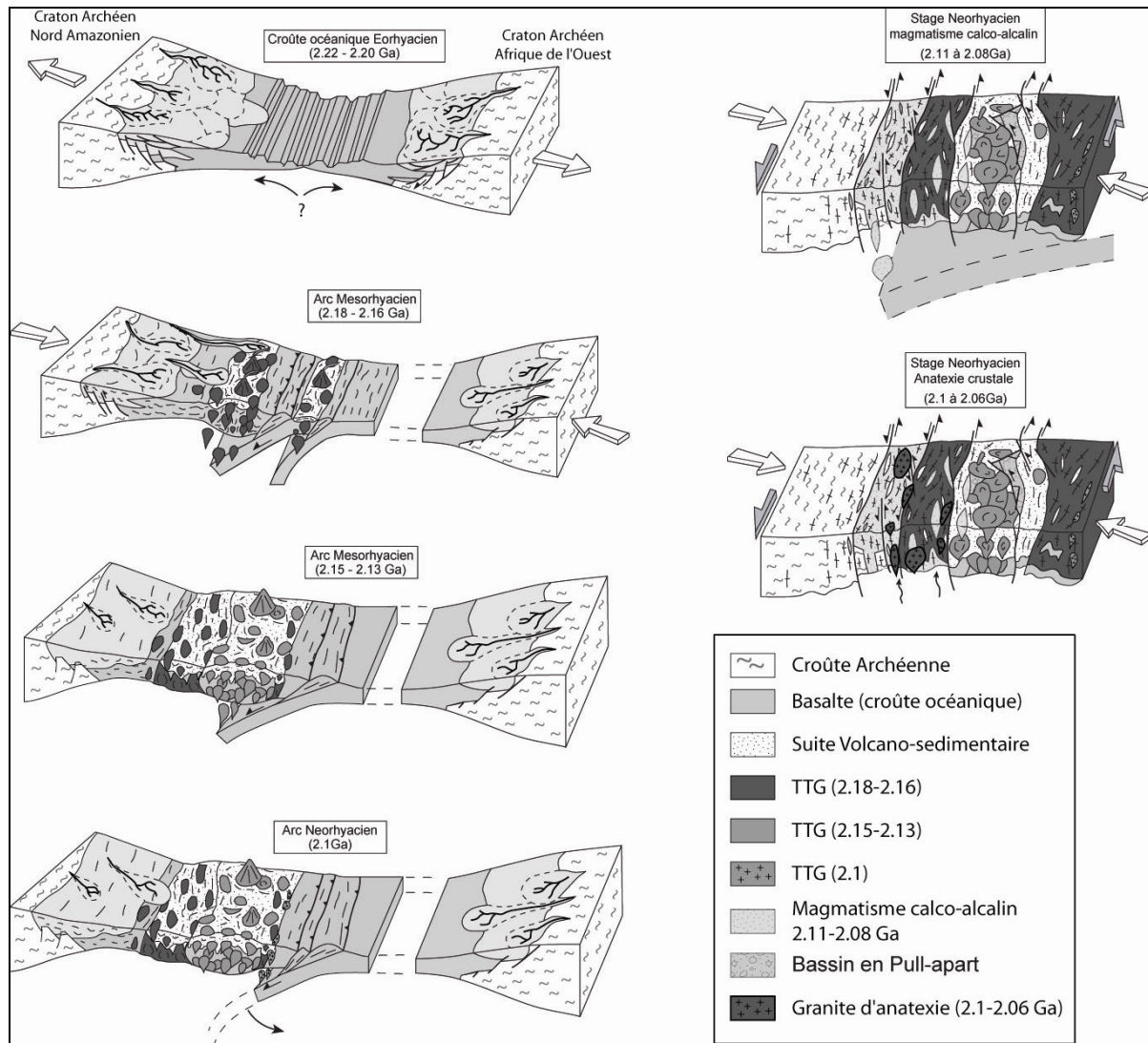


Fig.VII.8 : Modèle d'évolution géodynamique du Transamazonien en Guyane Française (modifié d'après Delor et al., 2003)

VII.7 Evolution vers des régimes modernes

L'évolution des magmas structurant la Guyane Française avec la formation de TTG typiques, puis de sanukitoïdes (magma issu de l'interaction entre la fusion de la plaque subduite et les péridotites du manteau) et ensuite de granites calco-alcalins, indique une évolution des conditions thermiques dans la dynamique de la subduction (Fig.VII.9). Le refroidissement de la Terre est lié à la perte de sa chaleur initiale, et à la diminution des éléments radioactifs producteurs de chaleur. Au Paléoprotérozoïque, cette diminution de chaleur entraîne un changement dans la dynamique de subduction. Cette période est la période de transition où les

mécanismes de subduction « archaïque » (condition chaude) font progressivement place à ceux de subduction moderne (condition froide). Dans l'événement transamazonien, cette perte de chaleur se traduit par une baisse des taux de fusion, et une augmentation de la profondeur de fusion de la plaque subductée. Cette évolution implique un accroissement des interactions entre les magmas issus de la fusion de la plaque plongeante, et le manteau sous-continental. Chronologiquement, on observe donc des TTG issues de la fusion de la plaque plongeante, des sanukitoïdes issues de l'interaction entre les magmas issus de la fusion de la plaque plongeante et le coin mantellique, et des magmas calco-alcalins issus de la fusion du manteau hydraté, (le manteau est hydraté par les fluides issus de la déshydratation de la plaque plongeante, cette dernière se déshydrate avant de fondre en raison du gradient thermique trop faible).

On a donc une transition entre un système de subduction de type « archéen » (chaud) avec formation de TTG et un système de subduction « moderne » (froide) où les transferts de matière de la croûte océanique vers le manteau sont assurés par des fluides, plutôt que par des magmas.

Cette transition entre deux types de géodynamique n'est sans doute pas instantanée et pas irréversible (au moins pour la période paléoprotérozoïque). Des perturbations thermiques locales peuvent permettre de nouveau la formation de série TTG (un bon analogue actuel est la formation des adakites dans un contexte de subduction « chaude »). Mais au fur et à mesure que la Terre va se refroidir, les conditions pour produire des TTG vont devenir rares voire.

Le Paléoprotérozoïque est donc la période frontière entre une géodynamique formant principalement des TTG suivant des processus archaïques (subduction « chaude », fusion à la base d'un grand plateau basaltique intra-océanique...) et une géodynamique moderne avec la formation de magma calco-alcalin typique des zones de subduction moderne.

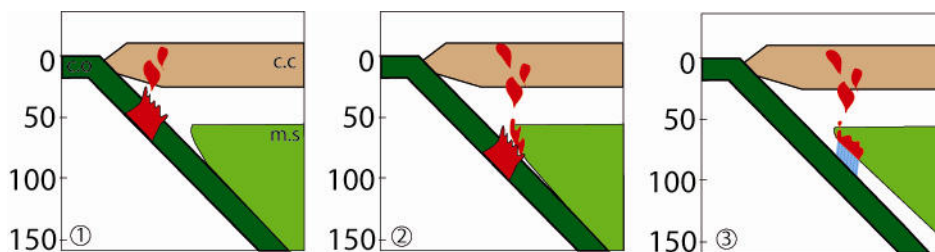


Figure VII.9 : Contexte de subduction pour les magmas guyanais. 1) contexte pour les TTG, fusion de la plaque subduite à faible profondeur, pas d'interaction avec le manteau. 2) contexte pour les sanukitoïdes, fusion de la plaque subduite et interaction avec le manteau. 3) contexte actuel pour la formation des magmas calco-alcalins (déshydratation de la plaque plongeante et fusion du coin mantellique). (c.o : croûte océanique ; c.c : croûte continentale ; m.s : manteau supérieur)(d'après Moyen, 2000)

VII.8. Contraintes sur l'évolution thermique de la croûte pendant et après le transamazonien.

Si l'on compare les taux de refroidissement obtenus pour les différentes zones étudiées, on remarque que les taux de refroidissement calculés sur la zone de l'Oyapock et de l'Amapá sont parfaitement comparables aux taux de refroidissement précédemment obtenus (4.1 à 6.8°C). Les taux de refroidissement calculés sur la Mana sont compris entre 2°C/Ma et 4.0°C/Ma pour les couples Zircon-Biotite (Chap.V) et pour l'Ile de Cayenne (Chap.IV), les taux de refroidissement calculés sont de l'ordre de 7-8°C/Ma pour le couple zircon-amphibole, et de 2°C/Ma pour le couple amphibole-biotite. Ce résultat met en évidence un refroidissement plus rapide juste après la mise en place du magma.

Ces vitesses de refroidissement faibles sont similaires pour une période de presque 200 Ma. Les âges obtenus sur la Mana, enregistrent le refroidissement suite au dernier événement TTG reconnu dans le domaine central (2123 Ma) et en Amapá, les biotites les plus jeunes sont datées à 1933 Ma. Ces taux de refroidissement faibles et uniformes suggèrent que le refroidissement régional n'est pas le fait d'une exhumation rapide contrôlée par la tectonique. Le refroidissement régional est plus probablement lié à une exhumation lente indiquant que l'activité tectonique et magmatique après le Transamazonien a été quasiment inexistante.

VII.9 Comparaison avec l'Afrique de l'Ouest (événement birimien...)

Différentes études ont démontré qu'au Paléoprotérozoïque, les cratons d'Amérique du Sud et d'Afrique de l'Ouest formaient un seul bloc (Onstott and Hargraves, 1981 ; Ledru et al., 1994). La structuration du craton d'Afrique de l'Ouest durant la période 2.2-2.0 Ga correspond à l'événement birimien. Cet événement est l'équivalent de l'événement transamazonien en Afrique de l'Ouest. Différents auteurs proposent des modèles d'évolution pour l'événement birimien. Globalement, un débat existe entre le type de tectonique de l'événement birimien, d'un côté une tectonique des plaques moderne avec collision et chevauchements (Ledru et al., 1994; Feybesse et Milesi, 1994) de l'autre une tectonique archéenne avec un contexte transcurrent et du diapirisme (Pons et al., 1992, 1995; Vidal et Alric, 1994; Delor et al., 1995; Vidal et al., 1996).

Récemment Pouclet et al. (2006) proposent un modèle tectono-magmatique de la Côte-d'Ivoire organisé en quatre phases comparable à l'évolution transamazonien décrite dans ce

travail. Un premier stade avec la formation de bassins océaniques par rifting et la construction d'arcs volcaniques. Le second, recouvrant partiellement le premier, est convergent et va de l'empilement de croûte océanique à la formation des TTG et des ceintures de roches vertes. Il en résulte une accréation continentale par collage des blocs granitisés, entre 2200 Ma et 2110 Ma. Le troisième stade correspond à la formation de bassins intracontinentaux par ajustements entre les blocs accrétés de TTG et de ceintures et les restes de bassins océaniques entre 2118 Ma et 2093 Ma. Il comprend la production de nouveaux magmas calco-alkalins. Le quatrième stade est caractérisé par une transtension généralisée, avec fermeture des bassins accomodée par des décrochements senestres N-S, et mise en place de nouveaux granites potassiques jusqu'à 2072 Ma. (Pouclet et al., 2006).

L'existence de modèles similaires en Afrique de l'Ouest indique une évolution identique pour les événements transamazoniens et birimiens. Toutefois les contextes peuvent varier localement et il n'est pas surprenant d'observer des domaines dominés par une tectonique archéenne ou alors dominés pas une tectonique moderne. Pour l'événement transamazonien, c'est principalement sa position clé dans l'histoire de la Terre (son refroidissement) qui entraîne des styles tectoniques différents.

Conclusions et perspectives

L'objectif de cette thèse était de préciser l'évolution géodynamique de l'événement transamazonien (2.2-2.0 Ga) en Guyane Française. Notre travail, une étude géochimique et géochronologique nous a permis de contraindre un modèle d'évolution géodynamique.

Les principales conclusions concernant les résultats obtenus tout au long de ce travail sont résumées de façon synthétique en six points fondamentaux :

(1) Caractérisation géochronologique et géochimique d'une croûte océanique juvénile, se formant entre 2.2 et 2.0 Ga.

(2) Caractérisation du domaine TTG central. La géochimie des éléments majeurs et des éléments en trace nous a permis d'identifier une série TTG comparable aux séries TTG archéennes (Martin, 1994). Les âges obtenus sur ce massif indiquent la mise en place de plusieurs plutons TTG entre 2.15 et 2.12 Ga.

(3) L'activité TTG et son contexte géodynamique de formation existent jusqu'à 2.1 Ga, les travaux antérieurs proposés un âge pour la fin de la formation des TTG ne dépassant pas 2.13 Ga.

(4) La synthèse géochimique des différents granitoïdes structurant la Guyane Française, a permis de démontrer une évolution des magmas au cours de l'événement Transamazonien. Ces différents magmas traduisent une évolution de la géodynamique transamazonienne. De 2.18 à 2.14 Ga, les TTG se forment exclusivement dans un contexte de subduction « chaud ». A partir de 2.14 Ga et jusqu'à 2.1 Ga, des TTG ainsi que des sanukitoïdes se mettent en place. Cette association de magmas traduit une évolution vers un contexte de subduction plus froid. Entre 2.1 et 2.08 Ga, des magmas calco-alcalins caractéristiques des subductions modernes sont produits.

(5) Les granulites d'Amapá faisaient l'objet d'un débat concernant leurs âges, Archéen ou Paléoproterozoïque ? Notre travail met clairement en évidence que métamorphisme granulitique en Amapá est d'âge paléoproterozoïque. L'âge de ces granulites est comparable au domaine granulitique des Mts Bakhuis au Surinam. Ces deux épisodes granulitiques sont contemporains avec la formation de granites d'anatexie en Guyane Française. Ces granites se mettent en place entre 2.1 et 2.06 Ga et ils sont associés à un métamorphisme «antihoraire» de

type basse-pression à moyenne-pression reflétant l'absence d'épaississement crustal significatif (pic du métamorphisme : ~700°C et 5-6 kbars).

(6) De manière plus générale, la mise en évidence de processus géodynamiques « à cheval » entre la dynamique archéenne et la dynamique actuelle. L'événement transamazonien est caractéristique d'une période, le Paléoprotérozoïque, où la dynamique terrestre évolue et change pour passer d'un mode géodynamique chaud type archéen à un mode froid similaire à la géodynamique actuelle.

Perspective d'étude.

Les perspectives envisageables pour contraindre au maximum l'évènement transamazonien dans le bouclier des Guyanes, impliquent la réalisation de campagnes d'échantillonnage systématique le long des cours d'eau guyanais. Cet échantillonnage serait l'occasion d'effectuer une étude structurale (même si la qualité des affleurements est un gros handicap). Les données structurales permettraient de contraindre les modèles d'évolution pour le Transamazonien.

Associée à des datations géochronologiques fines, une étude géochimique de l'ensemble du bouclier des Guyanes devrait permettre de contraindre de manière plus précises les contextes de formation. Une étude isotopique (Sm-Nd,) permettrait de caractériser les sources, et de mieux définir le caractère juvénile de l'évènement transamazonien.

Une systématique de datation Ar/Ar apporterait des contraintes précises sur le refroidissement du bouclier pendant et après le transamazonien.

Références bibliographiques

- Abouchami, W., Boher, M., Michard, A., Albarède, F., 1990. A major 2.1 Ga event of mafic magmatism in West Africa: An early stage of crustal accretion. *J. Geophys. Res.*, 95, 17605-17629.
- Arndt, N.T., Nisbet, E.G., 1982. *Komatiites*. Georges Allen and Unwin, London, p 526.
- Albuquerque, O.R., 1922. Reconhecimentos geológicos do vale do Amazonas. *Brazil. Serv. Geol. Mineral. Rio de Janeiro*, 3, 74-83.
- Anthony J. Crawford and W. E. Cameron, 1985. Petrology and geochemistry of Cambrian boninites and low-Ti andesites from Heathcote, Victoria *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol 91 no. 1.
- Avelar, V.G. de, Lafon, J.M., Delor, C., Guerrot, C., Lahondère, D. 2003. Archean crustal remnants in the easternmost part of the Guiana Shield: Pb/Pb and Sm/Nd geochronological evidence for Mesoarchean versus Neoarchean signatures. *Géologie de la France*, 2-3-4, p.83-99.
- Avelar, V.G., de. 2002. Geocronologia Pb-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total da porção centro-norte do Estado do Amapá - Brasil: implicações para a evolução do setor oriental do Escudo das Guianas. Belém, CPGG-UFPA, PhD thesis, 212 p.
- Avelar V.G., Lafon J.M., Delor C. (2001) - Geocronologia Pb-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total da porção centro-norte do Amapá. Implicações para a evolução geodinâmica do Escudo das Guianas. In: VII Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, SBG-NO. Resumos Expandidos (CD-ROM).
- Baba, S., 1999. Sapphirine-bearing orthopyroxene-kyanite/sillimanite granulites from South Harris, NW Scotland: evidence for Proterozoic UHT metamorphism in the Lewisian. *Contrib. Min. Petr.* 136, 33-47.
- Barker, F., 1979. Trondhjemite : definition, environment and hypothesis of origin. In Barker, F. (ed.) *Trondhjemites, dacites and related rocks*, Amsterdam, Elsevier, 1-12.
- Baker et Arth, 1976
- Barruol, J., Brosse, J.M., Langevin E. 1978. SAÛL, carte géologique de la France à 1/100 000, département de la Guyane, BRGM, Orléans.
- Barth, M.G., Rudnick, R. L., Horn, I., McDonough, W. F., Spicuzza, M. J., Valley, J. W., Haggerty, S. E., 2001. Geochemistry of xenolithic eclogites from West Africa, Part I: A link between low MgO eclogites and Archean crust formation *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 65, No. 9, pp. 1499–1527.

- Baldwin, J.A., Bowring, S.A., Williams, M.L., 2003. Petrological and geochronological constraints on high pressure, high temperature metamorphism in the Snowbird tectonic zone, Canada. *Journal of Metamorphic Geology* 21, 81–98.
- Barbey, P., Raith, M., 1990. The granulite belt of Lapland. In: Vielzeuf, D., Vidal, P., (Eds.), *Granulite and crustal evolution*, Kluwer Academic, 111-132.
- Bhattacharya, A; Mazumdar, A C; Sen, S K. 1988. Fe-Mg mixing in cordierite; constraints from natural data and implications for cordierite-garnet geothermometry in granulites. *American Mineralogist*, vol.73, no.3-4, pp.338-344.
- Beard, J.S., Lofgren, G.E., 1991. Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1,3 and 6.9 kb *Journal of Petrology*, vol.32, no.2, pp.365-401.
- Berangé, J.P., 1977. The geology of southern Guyana, South America. Institute of Geological Sciences, Overseas division memoir 4, 112p.
- Berry, R.F; McDougall, I., 1986. Ar loss from hornblende during amphibolite facies retrogression. *Terra Cognita*, vol. 6, no. 2, pp.256, 1986
- Bickle, M.J., 1986. Global thermal histories. *Nature*. 319, 13-14.
- Bickle, M.J., Bettenay, L.F., Boulter, C.A., Groves, D.I., 1980. Horizontal tectonic interaction of an Archaean gneiss belt and greenstones, Pilbara block, Western Australia. *Geology*. 8, 525-529.
- Bickle, M.J., Martin, A., Nisbet, E.G., 1975. Basaltic and peridotitic komatiites and stromatolites above a basal unconformity in the Belingwe greenstone belt, Rhodesia. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 27, 155-162.
- Boher, M., Abouchami, W., Michard, A., Albarède, F. Arndt, N. T., 1992. Crustal growth in West Africa at 2.1 Ga. *Journal of Geophysical Research* 97, 345-369.
- Bohlen, S.R., 1991. On the formation of granulites. *J. Metam. Geol.* 9, 223-229.
- Bosma, W., Kroonenberg, S.B., Maas K., Roever E.W.F (de), 1983. Igneous and metamorphic complexes of the Guiana shield in Surinam. *Geol. en Mijnb.*, 62, 241-254.
- Boyd, F.R., Gurney, J.J., Rischerson, S.H., 1985. Evidences for a 150-200 km thick Archean from diamond inclusions thermobarometry. *Nature*. 315, 387-389.
- Bosch, D., Bruguier, O., and Pidgeon, R.T., 1996. Evolution of an Archaean Metamorphic Belt: A Conventional and SHRIMP U-Pb Study of Accessory Minerals from the Jimperding Metamorphic Belt, Yilgarn Craton, West Australia. *Journal of Geology*, 104, 695-711.

- Bruguier, O., Telouk, P., Cocherie, A., Fouillac, A.M., Albarede, F., 2001. Evaluation of Pb–Pb and U–Pb laser ablation ICP-MS zircon dating using matrix-matched calibration samples with a frequency quadrupled (266 nm) Nd-YAG laser. *Geostandards Newslett.* 25, 361-373.
- Burke, K., Kidd, W.S.F., 1978. Where Archaean geothermal gradients much steeper than those of today? *Nature* 272, 240-241.
- Caby, R., Delors, C., Agoh, O., 2000. Lithologie, structures et métamorphisme des formations birimiennes dans la région d’Odienné (Côte d’Ivoire) : rôle majeur du diapirisme des plutons et des décrochements en bordure du craton de Man. *J. Afr. Earth Sc.* 30, 351-374.
- Cagnard, F., Gapais, D., Barbey, P., 2007. Collision tectonics involving juvenile crust: The example of the southern Finnish Svecofennides. *Precambrian Res.*, 154, 125-141.
- Cagnard, F., 2005. Compression des lithosphères continentales "chaudes". Application à la tectonique précambrienne. Thèse de l’Université de Rennes I, Rennes, 339 p.
- Caputo, M.V., Rodrigues, R., Vasconcellos, D.N.H., 1971. Litostatigrafia de Bacia de Amazonas. Petrobras-Renoz, relatório tecnico Interna -641A- Belem, 31.
- Carignan, J., Hild, P., Mévelle, G., Morel, J., Yeghicheyan, D., 2001. Routine analyses of trace elements in geological samples using flow injection and low pressure on-line liquid chromatography coupled to ICP-MS: a study of reference materials BR, DR-N, UB-N, AN-G and GH. *Geostandards Newsletter*, 25, 187-198.
- Cherniak, D.J., Watson, E.B., 2001. Pb diffusion in zircon. *Chem. Geol.* 172, 5-24.
- Chardon, D., 1997. Les déformations continentales archéennes. Exemples naturels et modélisation thermomécanique. *Mém. Géosciences Rennes, Université de Rennes 1*, p 257.
- Chatterjee, N.D., Froese, E. 1975. A thermodynamic study of the pseudobinary, join muscovite-paragonite in the system $KAlSi_3O_8$ - $NaAlSi_3O_8$ - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O . *Amer. Mineral.*, 60, 985-993.
- Choubert, B., 1974. Le Précambrien des Guyanes. *Mém. BRGM, Orléans*, 81, 213 p.
- Choubert, B., 1965. Etat actuel de nos connaissances sur la géologie de la Guyane Française (Present state of our knowledge of the geology of French Guiana). *Bul. Sco. Geol. Fr. Série* 7, 7, 129-135.
- Choubert, B., (1960. Carte géologique de la Guyane Française à l’échelle du 1/500 000 (2 sheets, North and South). *Serv. Carte géol. Fr., Paris*.

- Choukroune, P., Bouhallier, H., Arndt, N.T., 1995. Soft lithosphere during periods of Archaean crustal growth or crustal reworking. In: Coward, M.P., Ries, A. (Eds.), *Early Precambrian Processes*, Geol. Soc. London Spec. Publ. 95, 67-86.
- Choukroune, P., Ludden, J.N., Chardon, D., Calvert, A.J., Bouhallier, H., 1997. Archaean crustal growth and tectonic processes: a comparison of the Superior province, Canada and the Dharwar Craton, India. In: Burg, J.P., Ford, M. (Eds.), *Orogeny Through Time*, Geol. Soc. London Spec. Publ. 121, 63-98.
- Clarke, G.L., Powell, R., 1991. Proterozoic granulite facies metamorphism in the southeastern Reynolds Range, Central Australia: geological context, P-T path and overprinting relationships. *J. Metam. Geol.* 9, 267-281.
- Collins, W.J., Van Kranendonk, M.J., 1999. Model for the development of kyanite during partial convective overturn of Archaean granite-greenstone terranes: the Pilbara Craton, Australia. *J. Metam. Geol.* 17, 145-156.
- Condie, K.C., 2000. Episodic continental growth models: afterthoughts and extensions. *Tectonophysics*. 322, 1-2, 153-162.
- Condie, K.C., 1998. Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche connection? *Earth. Plan. Sci. Lett.*, 163, 1-4, 97-108.
- Condie, K.C., 1995. Episodic ages of greenstone belts: a key to mantle dynamics. *Geophys. Res. Lett.* 22, 2215-2218
- Condie, K.C., 1994. *Archean crustal evolution*. Elsevier, Amsterdam, p 528.
- Condie, K.C., 1994b. Greenstones through time. In *Archean crustal evolution, Developments in Precambrian Geology*, 11, 85-120.
- Condie, K.C., Boryta, M.D., Liu, J., 1992. The origin of khondalites: geochemical evidence from the Archean to early Proterozoic granulite belt in the North China craton. *Precambrian Research* 59, 207-223.
- Condie, K.C., 1981. *Archean greenstone belts*. Elsevier Amsterdam, p 434.
- Condie, K.C., 1975. Mantle plume model for the origin of Archean greenstone belts based on trace element distribution. *Nature* 258, 413-414.
- Copeland, P. & Parrish, R. R., 1988. Identification of inherited radiogenic Pb in monazite and its implications for U-Pb systematics. *Nature*, 333, 760-763.
- Cordani, U.G., Sato, K., 1999. Crustal evolution of the South American platform, based on Nd isotopic systematics on granitoid rocks. *Episode* 22, 3, 167-173.

- Cordani, U.G., Tassinari, C.C.G., Teixeira, W., Basei, M.A.S., Kawashita, K., 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. II Congresso Geológico Chileno. Arica. Chile, Actas, 137-148.
- Courtillot, V., Renne, P.R. 2003. On the age of flood basalt events. *C.R. Geoscience*, 335 (2003), 113-140.
- Dahl, P.S., 1996a. The crystal-chemical basis for Ar retention in micas : interferences from interlayer partitioning and implications for geochronology. *Contrib. Mineral. Petrol.* 123, 22-39.
- Dahl, P.S., 1996b. The effects of composition on retentivity of argon and oxygen in hornblende and related amphiboles: A field-tested empirical model. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 60, 3687-3700.
- Dall'Agnol, R., Marcambira, M.J.B., 1992. Titanita-biotita Granitos do Baixo rio Uaupés, Provincia Rio Negro, Amazonas. Parte 1: Geologia, Petrografia, e Geocronologia. *Rev. Bras. De Geoc.* 22, 1, 3-14.
- Dallmeyer, R.D, Gibbons, W., 1987. The age of blueschist metamorphism in Anglesey, North Wales: evidence from $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ mineral dates of the Pemynydd schists. *J. Geol. Soc. Lond.* 144, 843-850.
- Dalrymple, G. B., & Lanphere, M.A., 1974. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra of some undisturbed terrestrial samples. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38, 715-738.
- Dalton, L.V., 1912. On the geology of Venezuela. *Geol. Mag. (London)* 9, 203-210
- Davies, G.F., 1993. Conjectures on the thermal and tectonic evolution of the Earth. *Lithos* 30:281-289
- Davies, G.F., and Richards, M.A., 1992. Mantle convection. *J. Geol.* 100 : 151-206.
- Davies, G.A., Coney, P.J., 1979. Geological development of metamorphic core complexes. *Geology*. 7, 120-124.
- Davis, D. W., Hirdes, W., Schaltegger, U., Nunoo, E. A., 1994. U-Pb constraints on deposition and provenance of Birimian and gold-bearing Tarkwaian sediments in Ghana, West Africa. *Precambrian Res.*, 67, 89-107.
- Delor, C., Lahondère, D., Egal, E., Lafon, J.M., Cocherie, A., Guerrot, C., Rossi, P., Truffert, C., Théveniaut, H., Phillips, D., Avelar, V.G. 2003. Transamazonian crustal growth and reworking as revealed by the 1:500,000-scale geological map of French Guiana (2nd edition). *Géologie de la France*, N° 2-3-4, 5-57.
- Delor, C., Roeber, E.W.F. de, Lafon, J.M., Lahondère, D., Rossi, P., Cocherie, A., Guerrot, C., Potrel, A., 2003b. The Bakhuis ultrahigh-temperature granulite belt (Suriname) : II.

- Implications for late Transamazonian crustal stretching in a revised Guiana Shield framework. *Géologie de la France*, N° 2-3-4, 207-230.
- Delor, C., Lahondère, D., Egal, E., Marteau, P., 2001. Carte géologique de la Guyane à 1/500 000, 2nd édition, BRGM.
- Delor C., Rossi Ph., Cocherie A., Capdevilla R., Peucat J.J., Vidal M., 1998. The French Guyana basement revisited: new petrostructural and geochronological results, and correlations with the West African shield. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 40 ; Belo Horizonte. Anais, p. 49.
- Delor, C., Siméon, Y., Vidal, M., 1995. Peri-plutonic gravity driven deformations and transcurrent tectonics between 2.2 and 2.1 By: a case study from the Birimian Cycle in Ivory Coast. VIII EUG Meeting, Strasbourg, France, Abstract Suppl., Terra Nova. vol 4, p. 102.
- Delor C., Simeon Y., Kouamelan A.N., Peucat J.-J., 1994. Persistence de processus de création crustale au Birrimien (Paléoprotérozoïque) en Côte d'Ivoire (Afrique de l'Ouest). 15ème Réunion des Sciences de la Terre Nancy - France. Comptes Rendus, p. 10.
- Delor, C., Burg, J.P., Clarke, G., 1991. Relations diapirisme-métamorphisme dans la Province du Pilbara (Australie occidentale) : implications pour les régimes thermiques et tectoniques à l'Archéen. *C. R. Acad. Sci. Paris*. 312, 257-263.
- Defant, M.J and Drummond, M.S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347: 662-665.
- Deckart, K. 1996. Etude du magmatisme associé au rifting de l'Atlantique Central et du Sud: géochronologie ⁴⁰Ar/³⁹Ar et géochimie sur les intrusions jurassiques de Guinée et de Guyane française/Suriname, et Crétacés du Brésil, Thèse de 3ème cycle, Université de Nice- Sophia Antipolis, 221 pages.
- Dempster, T.J., Harrison, T.N., Brown, P.E., Hutton, D.H.W., 1991. Low-pressure granulite from the Ketilidian Mobile Belt of southern Greenland. *J. Petrol.* 32, 979-1004.
- De Roever E.W.F. de, Lafon J.M., Delor C., Cocherie A., Rossi P., Guerrot C., Potrel A. 2003. The Bakhuis ultrahigh-temperature granulite belt (Suriname): I. petrological and geochronological evidence for a counterclockwise P-T path at 2.07-2.05 Ga. *Géologie de la France*, 2-3-4, p.175-205.
- De Wit, M.J.C., Roering, R.J., Hart, R.A., Armstrong, R., de Ronde, C.E.J., Green, R.W.E., Tredoux, M., Peberdy, E., Hart, R.A., 1992. Formation of an Archaean continent. *Nature*. 357, 553-562.

- De Wit, M.J., 1998. On Archean granites, greenstones, cratons and tectonics: does the evidence demand a verdict? *Precambrian Res.* 91, 1-2, 181-226.
- Dhuime B, Bosch D, Bruguier O, Caby R, Pourtales S (2007) Age, provenance and post-deposition metamorphic overprint of detrital zircons from the Nathorst Land group (NE Greenland) — A LA-ICP-MS and SIMS study. *Precambrian Research* 155, 24-46.
- Dhuime, B., 2003. Age et provenance des zircons détritiques de la série métasédimentaire de Nathorst Land (NE Groenland) – Une étude comparative LA-ICP-MS, SIMS et méthode conventionnelle. Univ Montpellier 2. DEA-Master :40p.
- Doumbia, S., Pouclet, A., Vidal, M., Kouamelan, A., Peucat, J.J., Vidal, M., Delor, C., 1998. Petrogenesis of juvenile-type birimian (Paleoproterozoic) granitoids in Central Côte d'Ivoire, West Africa: geochemistry and geochronology. *Precambrian Res.*, 87, 33-63.
- Dobson, P.F., Blank, J.G., Maruyama, S., and Liou, J.G. (2006) Petrology and geochemistry of boninite series volcanic rocks, Chichi-jima, Bonin Islands, Japan. *International Geology Review* 48, 669–701
- Dodson, M.H., 1973. Closure temperatures in cooling geochronological and petrological systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 40, 259-274.
- Egal, E., Milesi, J.P., Ledru, P., Cautru, J.P., Freyssinet, P., Thiéblemont, D., Vernhet, Y., Cocherie, A., Hottin, A.M., Tegye, M., Vanderhaeghe, O. 1994. Ressources minérales et évolution minière de la Guyane. Carte thématique minière à 1/100 000. Feuille Cayenne : carte et notice. BRGM Report R 38019, 59 p.
- Egal, E., Mercier, D., Itard, Y., Mounié, F., 1992. L'ouverture de bassins en pull-apart ou Protérozoïque inférieur : nouveaux arguments dans le nord du craton guyanais. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 314, II, 1499-1506.
- Enjolvy, R., 2004. Caractérisation géochronologique et pétrologique de l'événement fini-Transamazonien : Etude en Guyane Française et en Amapá (Brésil). Diplôme d'Etude Approfondies, Université Montpellier II (France), 42p.
- Feybesse, J-L., Milesi, J-P., 1994. The Archaean/Proterozoic contact zone in West Africa; a mountain belt of decollement thrusting and folding on a continental margin related to 2.1 Ga convergence of Archaean cratons? *Precambrian Research*, vol.69, no.1-4, pp.199-227.
- Fleck, R. J., Sutter, J. F. & Elliott, D. H., 1977. Interpretation of discordant $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra of Mesozoic tholeiites from Antarctica. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 41, 15-32.

- Foley, S. F., Barth, M. G., Jenner, G. A., 2000. Rutile/melt partition coefficients for trace elements and an assessment of the influence of rutile on the trace element characteristics of subduction zone magmas *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 64, No. 5, pp. 933–938.
- Fraga, L.M., Almeida, M.E., Macambira, M.J.B., 1997. First lead-lead zircons ages of charnockitic rocks from Central Guiana Belt (CGB) in the state of Roraima, Brazil. *South American Symposium on isotope Geology Acta. Ext. Abst.* 115-117.
- Fujimaki, H., 1986. Partition-Coefficients of Hf, Zr and Re between Zircon, Apatite, and Liquid. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 94 (1), 42-45)
- Fyfe, W.S., 1973. The granulite facies, partial melting and the Archaean crust. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* A273, 457-461.
- Gasquet, D., Barbey, P., M'Bé, A., Paquette, J.L., 2003. Structure, Sr-Nd isotope geochemistry and zircon U-Pb geochronology of the granitoids of the Dabakala area (Côte d'Ivoire): evidence for a major 2.3 Ga crustal growth event in the Palaeoproterozoic of West Africa? *Precambrian Res.* 127, 329-354.
- Gaudette, H.E., Olszewski, W.J., Santos, J.O.S., 1996. Geochronology of Precambrian rocks from the northern part of the Guiana shield, state of Roraima, Brazil, *South Amer. Earth Sci.* 9, 183-196.
- Gibbs, A.K., Barron, C.N., 1983. The Guiana Shield Reviewed. *Episodes* 2, 7-14.
- Gibbs, A.K., Barron, C.N., 1993. The Geology of the Guiana Shield. *Oxford Monographs on Geology and Geophysics*, 22, 246 p.
- Gibson, R.L., Jones, M.Q.W., 2002. Late Archaean to Paleoproterozoic geotherms in the Kaapval Craton, South Africa: constraints on the thermal evolution of the Witwatersrand Basin. *Bas. Res.* 14, 169-181.
- Goodwin, A.M., 1981. Archean plates and greenstone belts. In Kröner, A., (Ed) *Precambrian plate tectonics*, Elsevier Amsterdam, 105-135.
- Green, J.C., Nicholls, I.A., Viljoen, M.J., Viljoen, R.P., 1974. Experimental demonstration of the existence of peridotitic liquids in earliest Archaean magmatism. *Geology.* 3, 11-14.
- Gruau G., Martin H., Levêque B., Capdevilla R., 1985. Rb-Sr and Sm-Nd geochronology of lower Proterozoic granite-greenstone terrains in French Guiana. *Precambrian. Res.* 30, 63-80.
- Gunther, D., Heinrich, C.A., 1999. Comparison of the ablation behaviour of 266 nm Nd:YAG and 193 nm ArF excimer lasers for LA-ICP-MS analyses. *J. Anal. Atomic Spectr.* 14, 1369-374.

- Hamilton, W.B., 1998. Archean magmatism and deformation were not products of plate tectonics. *Precambrian. Res.* 91, 1-2, 143-179.
- Harley, S.L., Kelly, N.M., Möller, A., 2007. Zircon behaviour and the thermal histories of mountain chains. *Elements*, 3, 25-30.
- Harley, S.L., 1992. Proterozoic granulite terranes. In: Condie, K.C., (Ed) *Proterozoic crustalevolution*. Elsevier Amsterdam, 301-359.
- Harrison, T.M., Duncan, I., Mc Dougall, I., 1985. Diffusion of ^{40}Ar in biotite: Temperature, pressure and compositional effects. *Geochim. Cosmochim. Acta* 49, 2461-2468.
- Harrison, T M., 1981. Diffusion of (super 40) Ar in hornblende; an application for reconstructing thermal histories. *Abstracts with Programs - Geological Society of America*, vol.13, no.7, pp.468.
- Hauri, E.H., Wagner, T.P. and Grove, T.L. 1994. Experimental and natural partitioning of Th, U, Pb and other trace elements between garnet, clinopyroxene and basaltic melts. *Chemical Geology* 117: 149-166.
- Hoffmann, A.W., 1988. Chemical differentiation of the Earth. The relationship between mantle, continental crust and oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* 90, 297-314.
- Hefferan, K.P., Admou, H., Hilal, R., Karson, J.A., Saquaque, A., Juteau, T., Bohn, M., Samson, S.D., Kornprobst, J.M., 2002. Proterozoic blueschist-bearing mélange in the Anti-Atlas Mountains, Morocco. *Precambrian. Res.* 118, 179-194.
- Henry. D.J., Guidotti. C.V. 2002. Titanium in biotite from metapelitic rocks: Temperature effects, crystal-chemical controls, and petrologic applications. *Am. Mineralogist*, 87, 375-382.
- Hildebrand, R.S., 2005. Autochthonous and allochthonous strata of El Callao greenstone belt: Implications for the nature of the Paleoproterozoic Trans-Amazonian orogeny and the origin of gold-bearing shear zones in the El Callao mining district, Guyana Shield, Venezuela. *Precambrian Res.* 143, 75-86.
- Hodges, K V; Bowring, S A., 1995. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology of isotopically zoned micas; insights from the southwestern USA Proterozoic orogen. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol.59, no.15, pp.3205-3220.
- Hoffman, P.F., 1991. Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside out? *Science* 252, 1409–1412.
- Horn, I., R Rudnick, et al. 2000. Precise elemental and isotope ratio determination by simultaneous solution nebulization and laser ablation-ICP-MS: application to U-Pb geochronology. *Chemical Geology* 167, p.405-425.

- Horstwood, M.S.A, Foster, G.L., Parrish, R.R., Noble, S.R. and Nowell, G.R., 2003., Common-Pb corrected in situ U-Pb accessory mineral geochronology by LA-MC-ICPMS, *Journal of Analytical Atomic Spectroscopy* 18, 837-846.
- Hunter, M.A., Bickle, M.J., Nisbet., E.G., Martin, A., Chapman, H.J., 1998. Continental extension setting for the Archean Belingwe Greenstone belt, Zimbabwe. *Geology* 26: 883-886.
- Iwanuck, W., 1999. Evolução geologica com base em dados geocronologicas da porção sudeste do Estado do Amazonas e do trato contiguo do norte do Estado de Matto grosso na regio do baixo e médio Rio Juruena. VI simposio de Geologia da Amazonia, Ext. Abst. 467-470
- Jegouzo, P., Ledru, P., Marot, A., Capdevila, A. 1990. Processus collisionnels d'âge paléoprotérozoïque dans le bouclier guyanais. 13ème réunion des Sciences de la Terre, Grenoble, Soc. géol. de France, Paris, p. 71
- Johnson, K.T.M. (1994). Experimental cpx/ and garnet/melt partitioning of REE and other trace elements at high pressures; petrogenetic implications. *Mineralogical Magazine* 58: 454-455.
- João, X.S.J., Marinho, P.A.C., 1982. Catametamorfitos Arqueanos da região centro-leste do Território Federal do Amapá. In: *Simp. Geol. Amaz. 1, Belem. Anais... Belem. SBG, Vol. 2, p.207-228.*
- Korsman, K., Korja, T., Pajunen, M., Virransalo, P., and G.S.W. Group, the GGT/SVEKA Transect, 1999. Structure and evolution of the Continental Crust in the Paleoproterozoic Svecofennian Orogen in Finland. *Int. Geol. Review.* 41, 287-333.
- Korol, B., 1965. Estratigrafia de la serie Pastora en la region Guasipati El Dorado. *Bol. Geol., Caracas*, 7, 13, 3-17.
- Kouamelan, A.N., Delor, C., Peucat, J.J., 1997. Geochronological evidence for reworking of Archean terrains during the early Proterozoic (2.1 Ga) in the western Côte d'Ivoire (Man Rise — West African Craton). *Precambrian Res.* 86, 177-199.
- Kouamelan, A.N., 1996. Géochronologie et géochimie des formations archéennes et protérozoïques de la dorsale de Man en Côte d'Ivoire. Implications pour la transition Archéen-Protérozoïque. *Mém. Géosciences Rennes*, 73, 290p.
- Koziol, A.M., 1989. Recalibration of the garnet -plagioclase-Al₂SiO₅-quartz (GASP) geobarometer and applications to natural paragenèses. *EOS*, v.70, no.15, p.493.
- Kröner, A., 1984. Changes in plate tectonic styles and crustal growth during the Precambrian. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 26 (7), 297-319.

- Kröner, A., Layer, P.W., 1992. Crust formation and plate motion in the Early Archean. *Science* 256, 1405-1411.
- Lafon, J.M., Delor, C., Théveniaut, H., Krymsky, R., Santos Tavares, R.T., Roig J.Y., 2003. Isotopic deciphering of rhyacian crustal evolution along the northern oyapok river : new constraints from Sm-Nd, U-Pb, and Pb-Pb geochronology.(Brésil).
- Lafon, J.M., Tavares, R.P.S., Delor, C., Rossi P., 2002. Novos dados geocronológicos Pb-Pb e Sm-Nd para a região norte da Guiana Francesa:Implicações para a evolução crustal da porção sudeste do Escudo das Guianas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 41. João Pessoa – PB. SBG. Anais de resumos, p. 496
- Lafon, J.M., Delor, C., Barbosa, O.S. 2001. Granulitos Tardi-Transamazônicos (2,06 Ga) na região norte do Estado do Amapá: o charnoquito de Calçoene. In: VII Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, SBG-NO, Resumos Expandidos (CD-ROM).
- Lafrance, J., Bardoux, M., Voicu, G., Stevenson, R., Machado, N., 1999. Geological and metallogenic environments of gold deposits of the Guiana Shield; a comparative study between St-Elie (French Guiana) and Omai (Guyana). *Exploration and Mining Geology*, vol.8, no.1-2, pp.117-135.
- Lambert, R.S.J., 1976. Archaean thermal regimes, crustal and upper mantle temperatures, and a progressive evolutionary model for the Earth. In Windley, B.F., (Ed) *The early history of the Earth*, John Wiley & Sons, London, 363-373.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W., Guo Y., 1997 Nomenclature of amphiboles; Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *American Mineralogist*, vol.82, no.9-10, pp.1019-1037.
- Ledru, P., Johan, V., Milesi, J.P., Tegye, M., 1994. Markers of last stages of Paleoproterozoic collision: evidence for a 2 Ga continent involving circum-South Atlantic provinces. *Precambrian Res.* 69, 169-191.
- Ledru, P., Lasserre, J.L., Manier, E., Mercier, D., 1991. Le Protérozoïque inférieur nord guyanais : révision de la lithologie, tectonique transcurrente et dynamique des bassins sédimentaires. *Bull. Soc. géol. Fr.* 162-4, 627-636.
- Liou, J.G., Graham, S.A., Maruyama, S. 1989. Proterozoic blueschist belt in western China: Best documented Precambrian blueschists in the world. *Geology.* 17, 1127-1131.

- Litherland, M., 1986. The geology and mineral resources of the Bolivian Precambrian Shield. Overseas Mem. Br. Geol. Survey. 9, 153 pages.
- Loh, G., Hirdes, W., 1999. Explanatory notes for the geological map of Ghana 1:100000: Sekondi (0402A) and Axim (0403B) sheets. Geol. Jahrbuch, B93, 149p.
- Lompo, M., Caby, R., Robineau, B., 1991. Evolution structurale du Birimien au Burkina Faso : exemple de la ceinture de Boromo-Goren dans le secteur de Kwademen (Afrique de l'Ouest). C.R. Acad. Sc. Paris 313, 945-950.
- Loomis, T. P. 1983. Compositional zoning of crystals: a record of growth and reaction history. In: S.K. Saxena, eds., Kinetics and Equilibrium Mineral Reactions. Springer-Verlag, New-York, 1-60.)
- Ludwig, K.R., 2000. Decay constant errors in U–Pb Concordia intercept ages. Chem. Geol. 166, 315-318.
- Maluski, H., 1985. Method argon 39-argon 40. Principes et applications aux minéraux des roches terrestres. In : Roth, E., Poty, B., (Eds), Méthodes de datation par les phénomènes nucléaires naturels. Masson, 341-372.
- Manier, E., Mercier, D., Ledru, P., 1993. Sedimentary dynamics of Lower Proterozoic alluvial deposits in French Guiana. Gold mineralization in proximal facies. Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ. 17, 553-568.
- Manier, E. 1992. Les conglomérats aurifères de Guyane française (Protérozoïque inférieur) : dynamique des bassins sédimentaires et contrôles des minéralisations. Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, Mém. Sci. de la Terre, 17, 176 p.
- Marot, A. 1988. Carte géologique du Sud de la Guyane à 1/500 000 et notice, BRGM Ed., 86 p.
- Marot, A., Bemba, G., Boulanger, P. 1983. Prospection générale et cartographie géologique de la feuille à 1/100 000 Itany. BRGM Report BRGM GU 26.
- Marshak, S., 1999. Deformation style way back when: thoughts on the contrasts between Archean/Paleoproterozoic and contemporary orogens. J. Struct. Geol. 21, 1175-1182.
- Martin, H., Smithies, R.H., Rapp, R., Moyen, J.-F., Champion, D., 2005. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid : relationships and some implications for crustal evolution. Lithos, 79, 1-24.
- Martin, H., 1999. The adakites: modern analogs of Archean granitoids. Lithos 46: 411-429.
- Martin, H., 1994. The Archean grey gneisses and the genesis of continental crust. In: Condie K.C. (Ed.) Archean crustal evolution, Elsevier, 205-259.

- Martin, H., 1987. Petrogenesis of Archaean trondhjemites, tonalites, and granodiorites from Eastern Finland: major and trace element geochemistry. *J. Petrol.* 28, 921-953.
- Maurel, O., Monié, P., Respaut, J.P., Leyreloup, A.F., Maluski, H., 2003. Pre-metamorphic $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and U-Pb ages in HP metagranitoids from the Hercynian belt (France). *Chemical Geology.* 193, 195-214.
- McConnell, R.B., Williams, E., 1970. Distribution and provisional correlation of the Precambrian of the Guyana Shield. In Proc, 8th Guiana Geol. Conf., Georgetown, Guyana. Paper 1, 22p.
- McDougall, I., Harrison, T.M., 1999. Geochronology and thermochronology by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method. Oxford University Press, New York, 269 p.
- McKenzie, D. and O'Nions, R.K. (1991). Partial melt distributions from inversion of rare Earth element concentrations. *Journal of Petrology* 32: 1,021-1,091.
- McReath, I. et Faraco, M.T.L., 2006. Paleoproterozoic Greenstone-Granite belts in Northern Brazil and the former Guyana Shield – West African craton province. *Geol. USP Sér. Cient., São Paulo*, v.5,n.2,49-63.
- McReath, I., Faraco, M.T.L., 1997. Sm/Nd and Rb/Sr systems in parts of the Vila Nova metamorphic suite, northern Brazil. In: South American symposium on Isotope Geology, 1, campos de Jordão. Extended abstracts, 194-196.
- Menendez, A., 1968. Revision de la estratigrafia de la provincia de Pastora segun el estudio de la region de Guaspipati, Guyana Venezolana. *Bol. Geol., Caracas*, 10, 19, 309-338.
- Milesi, J.P., Egal, E., Ledru, P., Vernhet, Y., Thiéblemont, D., Cocherie, A., Tegye, M., Martel-Jantin, B., Lagny, P., 1995. Les minéralisations du Nord de la Guyane Française dans leur cadre géologique. *Chron. Rech. Min.*, n.518, 5-58.
- Miyashiro, A., 1974. Volcanic rock series in island-arcs and continental margins. *Am. J. Sci.* 274, 321–355.
- Möller, A., O'Brien, P.J., Kennedy, A., Kröner, A., 2003. The use and abuse of the Th-U ratios in the interpretation of zircon. *Geophysical Res. Abs.*, 5, 12113.
- Möller, A., Appel, P., Mezger, K., Schenk, V., 1995. Evidence for a 2 Ga subduction zone: eclogites in the Usagarian belt of Tanzania, *Geology* 23, 1067-1070.
- Montalvo, R.M.G., Muniz, M., Issler, R.S., Dall'Agnol, R., Lima, M.I.C., Fernandes, P.E., Da Silva, G.G., 1975. Geologia. In Brasil, departamento Nacional da producao Mineral, Projeto RADAMBRASIL, Folha NB. 20, Boa Vista e parte das Folhas NA. 21, Tumucumacque, NB. 20, Roraima, e NB. 21, Levantamento de Recursos Naturais, 8, 15-136.

- Montgomery, C.W., 1979. Uranium-Lead geochronology of the Archean Imataca Series, Venezuelan Guyana Shield. *Contrib. Mineral. Petro.* 39, 167-176.
- Montgomery, C., Hurley, P.M., 1978. Total U-Pb and Rb-Sr systematics in the Imataca series, Guyana shield, Venezuela. *Earth Planet. Sci. Lett.* 39, 281-290.
- Moraes, R., Brown, M., Fuck, R.A., Camargo, M.A., Lima, T.M., 2002. Characterization and P-T evolution of melt-bearing ultra-high temperature granulites: an example from the Anapolis – Itauçu of the Brazilia fold Belt, Brazil. *J. Petrol.* 43, 1673-1705.
- Morimoto, N., 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogical Magazine*, vol.52, Part 4, no.367, pp.535-550.
- Moyen, J.-F., 2000. Le magmatisme granitique à la transition Archéen-Protérozoïque : Exemple du craton de Dharwar, Inde du Sud (Granite de Closepet et intrusions associées). Thèse de l'Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 487p.
- Nakajima, T., Maruyama, S., Uchiumi, S., 1990. Evidence for late Proterozoic subduction from 700- Myr-old blueschists in China. *Nature.* 346, 263-265.
- Nier, O.A., 1950. A re-determination of the relative abundance of the isotopes of carbon, nitrogen, oxygen, argon and potassium. *Phys. Rev.* 77, 789-793.
- Nisbet, E.G., 1987. *The young Earth: an introduction to the Archaean geology.* Allen & Unwin, London, p 402.
- Nisbet, E.G., Cheadle, M.J., Arndt, N.T., Bickle, M.J., 1993. Constraining the potential temperature of the Archaean mantle: a review of the evidence from komatiites. *Lithos.* 30, 291-307.
- Nomade, S., Féraud, G., Chen, Y., Pouclet, A., 2002. Thermal and tectonic evolution of the Paleoproterozoic Transamazonian orogen as deduced from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and AMS along the Oyapok river (French Guyana). *Precambrian Res.* 114, 35-53
- Nomade, S. 2001. Evolution géodynamique des cratons des Guyanes et d'Afrique de l'Ouest. Apport des données paléomagnétiques, géochronologiques ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) et géochimiques en Guyane et Côte-d'Ivoire. PhD thesis, University of Orléans, France.
- Nomade, S., Chen, Y., Féraud, G., Pouclet, A., Théveniaut, H., 2001. First Palaeomagnetic and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ study of Palaeoproterozoic rocks from the French Guiana (Camopi and Oyapok rivers), northeastern Guiana Shield. *Precambrian Res.*, **109**, 239-256.
- Nomade, S., Chen, Y., Féraud, G., Pouclet, A., Théveniaut, H. 2000. First Palaeomagnetic and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ study of Palaeoproterozoic rocks from the French Guiana (Camopi and Oyapok rivers), northeastern Guiana Shield. *Precambrian Res.*, 109, 239-256.

- Norcross, C.E., Davis, D.W., Spooner, E.T.C. 1998. U-Pb geochronology of the Omai intrusão hosted Au-quartz vein deposit and host rocks, Guyana, South America. In: GSA ANNUAL MEETING, Toronto, Ontario, p. A-127.
- O'Brien, P.J., Walte, N., Li, J.H., 2005. The petrology of two distinct Paleoproterozoic granulite types in the Hengshan Mts., North China Craton, and tectonic implications. *J. Asian Earth Sci.* 24, 615- 627.
- Odon, F. 2004. *Pétrologie et géochronologie des granulites para et orthodérivées des Monts Bakhuis. Evidence d'un métamorphisme d'Ultra Haute Température.* DEA Montpellier, 40p.
- Oliveira, E.C., Lafon, J.M., Gioia, S.M.L., Pimentel, M.M., 2002. Implantação do método Sm-Nd para minerais metamórficos e sua aplicação em rocha da região central do Amapá, Sudeste do Escudo das Guianas. In : Congresso Brasileiro de Geologia, 41. João Pessoa – PB.SBG ? Anais de resumos, p. 502.
- Onstott, T.C., Hargraves, R.B., 1981. Proterozoic transcurrent tectonics: Palaeomagnetic evidence from Venezuela and Africa. *Nature* 289, 131-137.
- Onstott, T.C., Hargraves, R.B., York, D., Hall, C., 1984. Constraints on the notions of South America and African Shields during the Proterozoic: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and paleomagnetic correlations between Venezuela and Liberia. *Geol. Soc. Am. Bull.* 95, 1045-1054.
- Onstott, T.C., Peacock, M.W., 1987. Argon retentivity of hornblendes; a field experiment in a slowly cooled metamorphic terrane. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol.51, no.11, pp.2891-2903.
- Pelletier, A., 2001. *Etude structurale et métamorphique du socle de Terre Adélie – Georges V Land (Est Antarctique) : un exemple de la transition Archéen/Paléoproterozoïque.* Thèse Univ. Jean Monnet, Saint Etienne, France, p 195.
- Pelletier, A., Gapais, D., Ménot, R.P., Peucat, J.J., 2002. Tectonique transpressive en Terre Adélie (est Antarctique), *C. R. Geosciences.* 334, 505-511.
- Percival, J.A., 1994. Archaean high-grade metamorphism. In: Condie, K.C. (Ed) *Archaean crustal evolution.* Elsevier Amsterdam, 357-410.
- Pidgeon, R.T., 1992. Recrystallisation of oscillatory zoned zircon; some geochronological and petrological implications. *Contrib. Min. Petrol.* 110, 4, 463-472.
- Pons, J., Barbey, P., Dupuis, D., Leger, J. M., 1995. Rheological behaviour of a 2.1 Ga juvenile crust recorded by the mechanism of pluton emplacement. The Birimian of southern Niger. *Precambrian Res.* 70, 281-301.

- Pons, J., Oudin, C., Valero, J., 1992. Kinematics of large syn-orogenic intrusions: example of the Lower Proterozoic Saraya batholith (Eastern Senegal). *Geol. Rundschau* 81/2, 473-486.
- Poucllet, A., Doumbia, S., Vidal, M., 2006. Geodynamic setting of the Birimian volcanism in central Ivory Coast (western Africa) and its place in the Palaeoproterozoic evolution of the Man Shield. *Bull. Soc. géol. Fr*, 177, n° 2, 105-121.
- Powell, R., Holland, T., Worley, B. (1998) - Calculating phase diagrams involving solid solutions via non-linear equations, with examples using THERMOCALC. *J. Metamorphic Geol.*, 16, 577-588.
- Priem, H.N.A., Boelrijk, N.A.I.N., Hebeda, E.H., Verdurmen, E.A., Verschure, R.H., 1973. Age of the Precambrian Roraima formation in northeastern South America: evidence from isotopic dating of Roraima pyroclastic volcanic rocks in Surinam. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, 1677-1684.
- Rapp, R.P., 2000. Slab melt-peridotite interactions and the evolution of Archean cratonic lithosphere. *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, vol.81, no.48, Suppl., pp.1290.
- Rapp R.P., 1994. Partial melting of metabasalts at 2-7 GPa : experimental results and implications for lower crustal and subduction zones processes. *Mineralogical Magazine*, 58A: 760-761.
- Reche, J., Martinez, F.J., 1996. GPT : an Excel spreadsheet for thermobarometric calculations in metapelitic rocks. *Comp. and Geosciences*, 22, 7, 775-784.
- Ricci, P.S.F., Carvalho, J.M.A., Rosa-Costa, L.T., 2001. Diferentes terrenos, com embasamentos geocronologicamente distintos, justapostos por megaestruturas regionais na fronteira Pará/Amapá. *Simpósio de Geologia da Amazônia 7*, Belém, SBG-NO, Resumos Expandidos (CD-ROM).
- Richardson, S.H., Gurney, J.J., Erlank, A.J., and Harris, J.W., 1984. Origin of diamonds in old enriched mantle. *Nature* 30: 198-200.
- Richter, F.M., 1985. Models for the Archean thermal regime. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 73, 350-360.
- Richter, F.M., 1988. A major change in the thermal state of the Earth at the Archean-Proterozoic boundary: consequences for the nature and preservation of continental lithosphere. *J. Petrol. (Lithosphere special issue)*, 39-52.
- Rios, J.H., 1972. Geologia de la region de Caicara, Edo Bolivar. *IV Cong. Geol. Venez. (Caracas) 1969, Mem. 3*, 1759-1782.

- Rizzotto, G.L., Chemale, Jr., F., Lima, E.F., Van Schmus, R., Fetter, A., 1999. Dados isotopicos Sm-Nd e U-Pb das rochas da Sequência metaplutonovolcanosedimentar Nova Bailindia (SMNB)- RO- VI simposio de Geologia da Amazonia, Ext. Abst. 490-493.
- Rogers, J.J.W., Santosh, M., 2002. Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic Supercontinent. *Gondwana Research* 5, 5-22.
- Rosa Costa, L.T., 2006. Geocronologia $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, Sm/Nd, U-Th-Pb e $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ do segmento sudeste do escudo das Guianas: Evolução crustal e termocronologia do evento Transamazônico. PhD thesis, Universidade federal do Para, Brasil, 226p.
- Rosa-Costa L.T., Ricci P.S.F., Lafon J.M., Vasquez M.L., Carvalho J.M.A., Klein E.L., Macambira E.M.B., 2003. Geology and geochronology of Archean and Paleoproterozoic domains of the Southwestern Amapá and Northwestern Pará, Brazil, Southeastern Guiana Shield. *Géologie de la France*, 2-3-4, 101-120.
- Ruffet, G., Perroud, H., Feraud, G., 1990. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of a Late Proterozoic palaeomagnetic pole for the Armorican Massif (France). *Geophys. J. Int.* 102, 397-409.
- Samson S.D., Alexander, E.C. 1987. Calibration of the interlaboratory $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ dating standard, MMhb-1. *Chemical Geology, Isotope Geosc. Sect.* 66, 27-34.
- Sandiford, M., 1989. Horizontal structures in granulite terrains: a record of mountain building or mountain collapse? *Geology*. 17, 449-452.
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Gaudette, H.E., Groves, D.I., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R., 2000. A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Res.* 3 (4), 453-488.
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Gaudette, H.E., 1997. Reconnaissance U/Pb in zircon, Pb/Pb in sulfides and review of Rb/Sr geochronology in the Tapajos gold province, Para/Amazonas states, Brazil. *South American symposium on Isotope Geology. Ext. Abst.* 280-282.
- Sato, K., Tassinari, C.C.G., 1997. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseados em idade-modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. In: *Contribuição à geologia da Amazonia*. Costa, M.L.C. & Angélica, R.S. Coord. SBG-NO, p.91-142.
- Saunders, A.D., Tarney, J., Weaver, S.D., 1980. Transverse geochemical variations across the Antaartic Peninsula: implications for the genesis of calc-alkaline magmas. *Earth Planet. Sci. Lett.* 46, 344-360.

- Schreurs, J., Westra, L. 1985. Cordierite-orthopyroxene rocks: the granulite facies equivalents of the Orijärvi cordierite-anthophyllite rocks in West Uusimaa, southwest Finland. *Lithos.* 18, 215-228.
- Sen C. and Dunn T., 1994. Experimental modal metasomatism of a spinel lherzolite and the production of amphibole-bearing peridotite. *Contrib. Mineral. Petrol.* 119 : 422-432.
- Smelov, A.P., Beryozkin, V.I., 1993. Retrograded eclogites in the Olekma granite-greenstone region, Aldan Shield. *Precambrian Research* 62, 419-430.
- Smith, J.V., 1981. The first 800 million years of Earth history. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* A301, 401- 422.
- Smithies, R.H., Champion, D.C., Cassidy, K.F., 2003. Formation of earth's early Archaean continental crust. *Precambrian Res.* 127, 89-110.
- Steiger, R. H. & Jäger, E., 1977. Subcommittee on Geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 36, 359-362.
- Stern, R.J., 2005. Evidence from ophiolites, blueschists, and ultrahigh-pressure metamorphic terranes that the modern episode of subduction tectonics began in Neoproterozoic time. *Geology.* 33, 7, 557- 560.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalt: implications for mantle composition and processes. In: Sanders, A.D., Norry, M.J. (Eds), *Magmatism in the Ocean Basins*, *Geol. Soc. Spec. Publ.* 42, 528-548.
- Tassinari, C.C.G., Munha, J.M., Teixeira, W., Palacios, T., Nutman, A.P., Sosa, S.C., Santos, A.P., Calado, B.O., 2004. The Imataca Complex, NW Amazonian Craton, Venezuela; Crustal evolution and integration of geochronological and petrological cooling histories. *Episodes*, 27, 1, 3-12.
- Tassinari, C. C. G.; Mellito, K. M.; Babinski, M., 2003. Age and origin of the Cu (Au-Mo-Ag) Salobo 3A ore deposit, Carajas mineral province, Amazonian Craton, northern Brazil, *Episodes*, 26, no.1.,2-9.
- Tassinari, C.C.G., Teixeira, W., Nutman, A.P., Szabo, A., Mondin, M., Sato, K., 2001. Archean crustal evolution of the Imataca Complex, Amazonian Craton: Sm/Nd, Rb/Sr and U-Pb (SHRIMP) evidences. 7^{ème} Symposium de Geologia de Amazônia. Abstract.
- Tassinari, C.C.G., Bettencourt, J.S., Geraldés, M.C., Macambira, M.J.B., Lafon, J.M. 2000. The Amazonian Craton. In: *Tectonic Evolution of South America*, Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (eds.), 31st Int. Geological Congress, 2000, 41-96.

- Tassinari, C.C.G, Macambira, M.J.B., 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes* 22, 3, 174-182.
- Tassinari, C.C.G, Cordani, U.G., Nutman, A.P., Van Schmus, W.R., Bettencourt, J.S., Taylor, P.N., 1996. Geochronological systematics on basement rocks from the Rio Negro-Juruena Province (Amazonian craton), and tectonic implications. *Intern. Geology Review*, 38, 1161-1175.
- Taylor, P.N., Moorbath, S., Leube, A., Hirdes, W., 1992. Early Proterozoic crustal evolution in the Birimian of Ghana: constraints from geochronology and isotope geochemistry. *Precambrian Res.* 56, 1-22.
- Taylor, S.R., Mc Lennan, S.M., 1995. The geochemical evolution of the continental crust. *Rev. Geophys.* 33, 241-265.
- Taylor, S.R., Mc Lennan, S.M., 1985. Continental crust: an examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks. Blackwell Oxford, p 392.
- Tegyey, M. 1993. Evolution métamorphique des roches détritiques aurifères du Sillon Nord-Guyanais « Orapu » (région de Cayenne-Régina, Guyane française). BRGM Report 36858, 43 p.
- Teixeira, W., Tassinari, C.C.G, Cordani, U.G., Kawashita, K., 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton : tectonic implications. *Precambrian Res.* 42, 213-227.
- Thiéblemont, D., Tegye, M., 1994. Une discrimination géochimique des roches différenciées témoin de la diversité d'origine et de situation tectonique des magmas calco-alcalins. *C.R. Acad. Sci. Paris* 319, 87-94.
- Tuisku, P., Huhma, H., 1998. Eclogite from the SW-marginal zone of the Lapland Granulite belt: evidence from the 1.90– 1.88 Ga subduction zone, in: E. Hanski, J. Vuollo (Eds.), *International Ophiolite Symposium and Field Excursion: Generation and Emplacement of Ophiolites Through Time*, Geological Survey of Finland, Oulu, Finland, p. 61.
- Väisänen, M., Hölttä, P., 1999. Structural and metamorphic evolution of the Turku migmatite complex, Southwestern Finland. *Bull. Geol. Soc. Finl.* 71, 177-218.
- Vanderhaeghe, O., Ledru, P., Thiéblemont, D., Egal, E., Cocherie, A., Tegye, M., Milesi, J.P., 1998. Contrasting mechanism of crustal growth. Geodynamic evolution of the Paleoproterozoic granite-greenstone belts of French Guiana. *Precambrian Res.* 92, 165-193.

- Van Kranendonk, M.J., Collins, W.J., Hickman, A., Pawley, M.J., 2003. Critical tests of vertical vs. horizontal tectonic models for the Archaean East Pilbara Granite–Greenstone Terrane, Pilbara Craton, Western Australia. *Precambrian Res.* 131, 173-211.
- Vidal, M., Delor, C., Pouclet, A., Siméon, Y., Alric, G., 1996. Evolution géodynamique de l'Afrique de l'Ouest entre 2,2 Ga et 2 Ga : le style "archéen" des ceintures vertes et des ensembles sédimentaires birimiens du nord-est de la Côte d'Ivoire. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 167, 307-319.
- Vidal, M., Alric, G., 1994. The Palaeoproterozoic (Birimian) of Hautc Comoe, in the West African Craton in Côte d'Ivoire: a transtensional back-arc basin. *Precambrian Res.* 65. 207-229.
- Vignol, L.M., 1987. Etudes géochimiques des granulites du Brésil et de la zone d'Ivrée: les éléments (K, Rb, Sr, Sm, Nd) et les isotopes radiogéniques (Sr et Nd). DEA de géochimie, Université Paris VII. 23 pages.
- Villa, I. M., 1998. Isotopic closure. *Terra Nova*, 10, 42-47.
- Villa, I.M., Grobéty, B., Kelley, S.P., Trigila, R., Wieler, R., 1996. Assessing Ar transport paths and mechanisms for McClure Mountains Hornblende. *Contrib. Mineral. Petrol.* 126, 67-80
- Vinchon, C., Manier, E., Lasserre, J.L., Milesi, J.P., Ledru, P. 1988. Etude sédimentologique des grès Orapu. Application à l'étude des gîtes d'or. BRGM Report 88 GUF GEO, 9 p.
- Vogel, D E., Warnars, F W., 1967. Meta-Olivine gabbro from Cabo Ortegal (N W Spain); a case of incipient eclogitization?. *Neues Jahrbuch fuer Mineralogie. Monatshefte*, vol.4-5, pp.110-115,
- Watson, E.B., Harrison, T.M., 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 64, 2, 295-304.
- Watson, J.V., 1978. Precambrian thermal regimes. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* A288, 431-440.
- Wells, P.R.A., 1980. Thermal models for the magmatic accretion and subsequent metamorphism of continental crust. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 46, 253-265.
- Wells, P.R.A., 1979. Chemical and thermal evolution of archaean sialic crust, southern West Greenland. *Jour.Petrology*, v.20, no.2, p.187-226.
- Wiedenbeck, M., Allé, P., Corfu, F., Griffin, W.L., Meier, M., Oberli, F., von Quadt, A., Ruddick, J.C., Spiegel, W., 1995. Three natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards Newslett.* 19, 1-23.

- Wilkins, C., 1997. Metamorphic aspects: Regional and contact metamorphism. In: De Wit, M., Ashwal, L.D. (Eds) Greenstone belts. Oxford Science publications, 126-163.
- Williams, I.S., Claesson, S., 1987. Isotopic evidence for the Precambrian provenance and Caledonian metamorphism of high grade paragneisses from the Seve Nappes, Scandinavian Caledonides; 2, Ion microprobe zircon U-Th-Pb. *Contrib. Min. Petrol.* 97, 2, 205-217.
- Williams, I.S., Compston, W., 1984. Unsupported radiogenic Pb in Zircon: a cause of anomalously high Pb-Pb, U-Pb and Th-Pb ages. *Contrib. Mineral. Petrol.* 88, p.322-327.
- Willigers, B.J.A., van Gool, J.A.M., Wijbrans, J.R., Krogstad, E.J., and Mezger, K., 2002. Posttectonic cooling of the Nagssugtoqidian orogen and a comparison of contrasting cooling histories in Precambrian and Phanerozoic orogens: *The Journal of Geology*, v. 110, 503-517.
- Windley, B.F., 1992. Proterozoic collisional and accretionary orogens. In Condie, K.C. (Ed) *Proterozoic crustal evolution*. Elsevier Amsterdam, 419-446.
- Wolf M. B. and Wyllie P.J., 1994. Dehydration-melting of amphibolite at 10 kbar: the effects of temperature and time. *Contrib. Mineral. Petrol.* 115 : 369-383.
- Xiaolin, X., Jiangwei, H., Jinhua, W., 2007. Trace element evidence for growth of early continental crust by melting of rutile-bearing hydrous eclogite. *Earth Science Frontiers*, vol.14, no.2, pp.149-158.
- Xiong, X.L., Adam, T. J., Green, T.H., 2005. Rutile stability and rutile/melt HFSE partitioning during partial melting of hydrous basalt: Implications for TTG genesis *Chemical Geology*, 218, 339– 359
- Zhao, G., Cawood, P.A., Wilde, S.A., Sun, M., 2002. Review of global 2.1–1.8 Ga orogens: implications for a pre-Rodinia supercontinent. *Earth-Sciences Rev.* 59, 125-162.
- Zhao, W., Mechie, J., Brown, L.D., Guo, J., Haines, S., Hearn, T., Klempner, S.L., Ma, Y.S., Meissner, R., Nelson, K.D., Ni, J.F., Pananont, P., Rapine, R., Ross, A., Saul, J., 2001. Crustal structure of central Tibet as derived from project INDEPTH wide-angle seismic data. *Geophys. J. Inter.* 145, 486-498.
- Zwanzig, H.V., 1999. Structure and stratigraphy of the south flank of the Kiseynew Domain in the Trans-Hudson Orogen, Manitoba: implications for 1.845-1.77 Ga collision tectonics, *Can. J. Earth Sci.* 36, 1859-1880.

Annexe 1

Tableau 1.1 : Analyses chimiques (éléments majeurs et éléments en trace) pour les échantillons du complexe de l'Île de Cayenne.

Ref Echantillon	00 CAY 10	04 CAY 3a	04 CAY 3b	04 CAY 3c	04 CAY 3g	04 CAY 3h	04 CAY 3i
SiO2 (%)	45.811	48.595	67.777	60.892	49.208	48.473	69.66
Al2O3	18.15	11.924	15.314	18.723	17.845	14.306	16.356
Fe2O3	13.215	17.234	4.228	3.859	10.644	14.781	2.511
MnO	0.176	0.238	0.053	0.076	0.179	0.229	0.028
MgO	4.469	5.534	1.226	1.971	5.748	6.676	1.283
CaO	11.584	9.227	4.019	6.606	11.453	10.759	4.025
Na2O	2.938	2.714	4.18	5.732	2.824	2.129	4.449
K2O	0.547	0.807	1.217	0.839	0.44	0.614	1.125
TiO2	1.532	1.677	0.476	0.22	0.761	0.717	0.352
P2O5	0.052	0.169	0.13	0.082	0.075	0.084	0.108
PF	0.613	0.491	0.315	0.481	0.602	0.735	0.442
Total	99.087	98.611	98.935	99.481	99.778	99.504	100.339
Cs (ppm)	0.532	0.217	0.927	0.85	0.277	0.407	1.723
Rb	4.22	10.81	55.09	19.49	3.103	8.671	69.8
Ba	85.18	97.84	483.5	438.6	56.65	58.56	609.2
Th	0.17	0.832	5.908	2.213	0.227	0.276	5.36
U	0.112	0.331	1.106	0.591	0.141	0.257	0.608
Nb	1.827	5.604	5.059	5.154	1.649	1.631	3.466
Ta	0.115	0.437	0.422	0.425	0.121	0.143	0.205
La	1.613	9.032	39.48	16.72	2.165	2.859	19.7
Ce	4.206	20.69	72.17	25.77	5.351	6.81	34.62
Pb	3.6668	4.7879	5.9713	6.6998	8.5545	6.3402	5.9619
Pr	0.642	3.118	7.697	3.526	0.801	0.985	3.824
Sr	187.9	140.1	357.3	255.2	156.3	81.53	372.8
Nd	3.238	15.36	26.76	14.75	4.088	4.731	13.53
Zr	26.47	115.4	213.1	109.1	25.75	31.97	99.37
Hf	0.769	3.281	5.063	3.176	0.798	0.939	2.601
Sm	1.084	4.966	4.277	3.829	1.33	1.429	2.13
Eu	0.617	1.627	1.234	1.238	0.752	0.612	0.584
Gd	1.451	6.364	2.986	4.645	1.832	2.118	1.429
Tb	0.258	1.165	0.409	0.836	0.333	0.409	0.165
Dy	1.755	7.685	2.064	5.398	2.233	3.037	0.738
Y	10.64	46.89	10.91	34.43	13.54	21.05	3.374
Ho	0.375	1.642	0.369	1.164	0.482	0.717	0.117
Er	1.086	4.822	1.021	3.526	1.419	2.271	0.296
Tm	0.168	0.746	0.149	0.56	0.218	0.373	0.039
Yb	1.141	4.973	0.972	3.806	1.47	2.675	0.237
Lu	0.176	0.788	0.159	0.636	0.232	0.448	0.042
Ni	47.16	55.82	7.752	20.85	44.44	77.67	16.53
Cr	67.71	41.55	12.65	51.08	133.7	120.3	34.21

Tableau 1.2 : Analyses chimiques (éléments majeurs et éléments en trace) pour les échantillons collectés le long de la Mana.

Ref Echantillon	MAN 02 tonalite	MAN 03 metagabbro	MAN 04 méta-dacite	MAN 12	MAN 14	MAN 21	MAN 24
SiO2 (%)	71.02	50.25	63.17	70.81	60.26	45.65	45.38
Al2O3	15.05	17.15	13.38	14.05	14.36	16.62	19.56
Fe2O3	2.92	11.30	6.02	3.17	8.18	15.67	12.50
MnO	0.04	0.20	0.11	0.05	0.13	0.15	0.16
MgO	0.91	6.32	4.01	1.19	4.06	5.84	6.45
CaO	3.71	10.59	5.46	2.55	6.46	11.31	12.68
Na2O	3.90	2.53	3.42	3.42	2.45	2.17	1.45
K2O	1.53	0.33	1.78	2.64	1.75	0.26	0.12
TiO2	0.33	0.93	0.48	0.35	0.78	1.33	0.71
P2O5	0.10	0.39	0.15	0.09	0.32	0.17	0.04
PF	0.35	0.27	1.79	1.12	1.03	0.84	1.13
Total	99.86	100.25	99.76	99.45	99.78	99.99	100.18
Cs (ppm)	0.87	0.19	0.31	0.48	2.05	0.40	0.34
Rb	62.10	6.17	37.67	60.34	50.78	5.19	3.43
Ba	1222.00	278.60	823.80	1371.00	1169.00	166.30	95.49
Th	5.38	0.19	2.47	3.65	0.84	0.25	0.04
U	0.92	0.15	2.21	1.27	0.44	0.10	< L.D.
Nb	4.45	1.72	7.52	4.72	4.82	1.47	0.26
Ta	0.29	0.11	0.64	0.46	0.32	0.11	0.02
La	28.45	5.91	14.92	19.96	11.99	5.80	1.87
Ce	47.57	13.42	29.82	36.19	26.86	13.89	3.95
Pb	8.73	2.96	15.49	6.41	4.15	1.41	1.08
Pr	4.63	1.92	3.55	4.14	3.51	1.95	0.55
Sr	371.50	656.90	385.30	342.60	448.20	484.30	612.20
Nd	15.12	9.08	13.96	14.91	15.05	8.87	2.56
Zr	182.20	14.49	119.20	139.20	79.77	27.79	5.55
Hf	6.27	0.76	6.70	3.64	2.06	0.86	0.19
Sm	2.24	2.29	2.90	2.68	3.44	2.09	0.70
Eu	0.75	1.08	0.86	0.74	1.05	0.85	0.43
Gd	2.21	4.36	6.06	2.21	3.24	2.03	0.79
Tb	0.18	0.37	0.41	0.34	0.49	0.30	0.13
Dy	0.91	2.23	2.51	1.96	2.88	1.76	0.80
Y	6.92	22.05	33.00	12.42	16.50	8.97	4.42
Ho	0.16	0.44	0.51	0.41	0.57	0.33	0.16
Er	0.67	2.27	3.36	1.24	1.64	0.92	0.48
Tm	0.07	0.18	0.22	0.19	0.24	0.13	0.07
Yb	0.47	1.19	1.57	1.43	1.68	0.86	0.48
Lu	0.13	0.34	0.59	0.23	0.26	0.13	0.08
Ni	11.29	84.26	78.96	4.35	26.95	36.32	39.19
Cr	70.66	419.10	508.10	9.75	151.70	< L.D.	26.87

Suite tableau 1.2

Ref Echantillon	MAN 25	MAN 27	MAN 32a méta- andésite	MAN 32b méta- andésite	MAN 32d	MAN 37	MAN 48
	tonalite				tonalite		granodiorite
SiO2 (%)	69.55	55.67	57.64	57.04	69.73	45.07	71.66
Al2O3	15.94	7.49	14.97	15.83	15.88	5.76	14.99
Fe2O3	2.51	8.36	8.70	8.06	2.89	12.81	2.08
MnO	0.04	0.18	0.15	0.12	0.04	0.20	0.06
MgO	0.86	12.86	4.73	4.96	0.79	23.51	0.64
CaO	2.98	10.57	7.65	5.78	4.28	6.95	2.49
Na2O	4.77	1.30	3.67	3.59	4.32	0.20	4.12
K2O	1.96	1.50	0.79	2.23	1.03	< L.D.	2.84
TiO2	0.30	0.35	0.63	0.76	0.29	0.27	0.21
P2O5	0.11	0.07	0.21	0.28	0.10	0.06	0.06
PF	0.60	1.54	0.49	0.72	0.40	5.28	0.55
Total	99.62	99.89	99.61	99.37	99.74	100.11	99.69
Cs (ppm)	2.12	0.18	0.64	1.47	0.65	< L.D.	1.94
Rb	67.91	36.29	14.42	73.72	29.08	0.64	88.05
Ba	676.60	665.90	608.00	1399.00	819.60	2416.00	1236.00
Th	3.07	0.45	1.06	0.91	4.82	0.10	3.92
U	2.44	0.29	0.48	0.52	1.23	0.07	1.77
Nb	2.73	2.22	4.07	5.30	2.83	0.63	3.09
Ta	0.23	0.16	0.29	0.24	0.32	0.04	0.37
La	12.10	12.89	15.63	21.84	13.17	10.68	15.32
Ce	28.19	26.11	40.08	49.65	23.20	16.54	26.92
Pb	11.07	1.11	3.41	4.53	6.13	< L.D.	12.96
Pr	2.81	3.95	5.15	6.66	2.37	2.39	2.94
Sr	561.70	99.29	570.90	476.00	507.90	43.05	412.70
Nd	9.91	16.24	22.00	27.50	7.77	9.01	10.67
Zr	122.40	85.33	74.56	155.40	232.30	12.79	94.22
Hf	3.07	1.97	2.04	3.58	5.09	0.34	2.72
Sm	1.73	3.53	4.53	5.24	1.06	1.78	1.89
Eu	0.62	1.01	1.28	1.53	0.76	0.63	0.58
Gd	1.08	3.16	3.93	3.98	0.81	1.74	1.39
Tb	0.14	0.48	0.58	0.54	0.11	0.28	0.19
Dy	0.72	2.81	3.23	2.92	0.63	1.60	1.00
Y	3.17	16.61	18.57	14.89	4.42	7.43	5.47
Ho	0.12	0.54	0.64	0.52	0.13	0.30	0.17
Er	0.34	1.55	1.81	1.39	0.42	0.81	0.48
Tm	0.05	0.24	0.28	0.19	0.07	0.12	0.07
Yb	0.38	1.64	1.86	1.28	0.55	0.80	0.48
Lu	0.06	0.26	0.29	0.19	0.11	0.12	0.07
Ni	< L.D.	144.40	36.04	100.30	< L.D.	387.10	< L.D.
Cr	< L.D.	1000.00	111.40	162.30	< L.D.	1211.00	< L.D.

Suite tableau 1.2

Ref Echantillon	MAN 51 tonalite	MAN 53a trondhémite	MAN 53d metabasite	MAN 57 tonalite	MAN 59 tonalite	MAN 60 tonalite	MAN 63 tonalite
SiO2 (%)	69.69	70.30	53.03	70.37	65.45	64.62	68.10
Al2O3	15.76	15.75	15.69	15.28	16.00	16.47	15.56
Fe2O3	2.94	2.38	11.75	2.38	4.48	4.77	3.00
MnO	0.05	0.03	0.19	0.04	0.06	0.06	0.05
MgO	0.92	0.72	4.49	0.92	1.94	1.57	1.46
CaO	3.30	3.04	7.19	2.86	4.31	3.94	3.49
Na2O	4.78	5.19	3.48	4.65	4.75	4.66	4.64
K2O	1.53	1.13	1.66	2.23	1.36	1.91	1.87
TiO2	0.34	0.29	1.14	0.35	0.57	0.74	0.42
P2O5	0.10	0.09	0.16	0.11	0.22	0.30	0.14
PF	0.52	0.36	1.10	0.51	0.60	0.67	0.71
Total	99.92	99.29	99.88	99.68	99.74	99.70	99.44
Cs (ppm)	0.92	1.89	2.05	0.38	0.34	0.53	0.62
Rb	44.21	58.72	73.25	37.00	35.68	60.89	45.28
Ba	931.00	442.10	710.00	2026.00	947.80	908.10	1388.00
Th	2.02	2.35	0.95	2.36	2.72	8.21	8.01
U	0.45	0.68	2.33	0.47	0.18	1.05	0.87
Nb	2.87	1.91	4.54	3.59	3.06	11.03	3.59
Ta	0.29	0.13	0.44	0.34	0.12	1.24	0.39
La	10.10	13.88	7.60	24.08	40.76	54.21	57.61
Ce	22.40	37.33	18.54	47.52	73.55	136.10	102.40
Pb	7.09	7.08	4.04	7.97	5.81	9.76	8.87
Pr	2.62	3.12	2.68	5.83	7.92	14.54	10.85
Sr	466.40	538.20	432.50	773.70	874.60	684.10	830.90
Nd	10.12	11.49	12.53	21.89	28.17	54.82	35.78
Zr	121.90	125.80	77.80	117.60	160.90	255.70	131.80
Hf	3.01	3.24	2.24	2.83	3.86	5.50	3.19
Sm	2.09	1.88	3.43	3.82	4.26	9.91	4.25
Eu	0.73	0.62	1.14	1.17	1.27	2.46	1.30
Gd	1.57	1.36	3.77	2.66	2.89	6.95	2.20
Tb	0.24	0.16	0.62	0.32	0.37	0.94	0.26
Dy	1.32	0.77	3.99	1.55	1.77	4.82	1.17
Y	5.90	3.94	23.70	7.80	8.90	23.78	5.91
Ho	0.23	0.13	0.81	0.25	0.31	0.84	0.20
Er	0.62	0.34	2.35	0.66	0.82	2.15	0.54
Tm	0.09	0.05	0.37	0.09	0.11	0.30	0.07
Yb	0.63	0.32	2.50	0.57	0.71	1.79	0.50
Lu	0.10	0.05	0.40	0.08	0.11	0.25	0.08
Ni	3.35	< L.D.	3.27	< L.D.	13.29	3.82	9.06
Cr	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	17.05	< L.D.	16.76

Suite tableau 1.2

Ref Echantillon	MAN 65 granite	MAN 68 tonalite
SiO2 (%)	75.09	67.51
Al2O3	13.47	16.42
Fe2O3	0.82	2.66
MnO	0.03	0.05
MgO	0.12	1.41
CaO	1.25	4.18
Na2O	3.96	4.73
K2O	3.81	1.26
TiO2	0.08	0.29
P2O5	< L.D.	0.12
PF	0.44	0.76
Total	99.05	99.38
Cs (ppm)	0.19	0.32
Rb	77.81	31.73
Ba	1720.00	1161.00
Th	2.69	2.45
U	2.17	0.48
Nb	4.28	5.00
Ta	0.45	0.24
La	8.54	25.67
Ce	17.62	45.70
Pb	8.86	5.48
Pr	2.14	5.50
Sr	202.60	711.40
Nd	8.56	19.73
Zr	73.77	102.40
Hf	2.55	2.47
Sm	2.05	2.90
Eu	0.41	0.85
Gd	2.16	1.86
Tb	0.39	0.26
Dy	2.59	1.30
Y	17.53	7.05
Ho	0.57	0.23
Er	1.80	0.66
Tm	0.29	0.09
Yb	2.06	0.61
Lu	0.34	0.10
Ni	< L.D.	9.11
Cr	< L.D.	4.49

Tableau 1.3 : Analyses chimiques (éléments majeurs et éléments en trace) pour les échantillons collectés le long de l'Oyapok et une partie des échantillons présentés au chapitre 7.

Ref Echantillon	ARM 001	ARM 216	35-98 OY	85-98 OY	89-98 OY
SiO2 (%)	59.05	70.62	61.667	71.773	69.885
Al2O3	15.40	14.00	14.848	15.628	15.354
Fe2O3	7.13	4.03	6.556	2.032	2.485
MnO	0.09	0.06	0.128	0.036	0.038
MgO	1.98	0.36	2.925	0.719	1.114
CaO	3.56	2.32	4.781	3.253	2.688
Na2O	3.84	3.78	3.274	4.442	3.581
K2O	4.46	3.39	4.329	1.488	3.58
TiO2	1.46	0.45	0.868	0.261	0.305
P2O5	0.88	0.12	0.522	0.07	0.118
PF	0.86	0.46	0.687	0.79	0.533
Total	98.71	99.59	100.584	100.493	99.681
Cs (ppm)	1.33	0.28	2.042	0.365	0.561
Rb	110.90	71.71	140.3	36.55	84.91
Ba	4953.00	1355.00	1632	663.7	1311
Th	56.41	5.78	26.81	9.022	5.478
U	6.70	0.78	3.888	0.553	0.513
Nb	23.93	20.18	12.88	2.516	1.889
Ta	1.64	1.02	1.162	0.143	0.066
La	345.00	101.70	93.29	26.4	35.47
Ce	652.40	156.40	167.2	42.94	57.89
Pb	75.48	16.61	30.1355	25.0207	33.2372
Pr	68.53	25.59	18.95	4.245	5.776
Sr	1659.00	281.50	695.7	587.4	579.1
Nd	237.90	98.62	69.08	13.77	19.27
Zr	757.70	442.50	448.1	79.33	90.09
Hf	15.28	10.45	10.01	2.088	2.397
Sm	34.79	17.05	11.77	1.788	2.353
Eu	6.92	3.14	2.731	1.096	1.044
Gd	18.28	12.54	8.076	1.102	1.327
Tb	2.06	1.81	1.03	0.124	0.142
Dy	8.68	9.94	5.174	0.553	0.639
Y	33.68	50.68	29.57	2.556	2.588
Ho	1.19	1.82	0.903	0.083	0.092
Er	2.86	5.01	2.408	0.219	0.242
Tm	0.35	0.69	0.342	0.027	0.028
Yb	2.06	4.40	2.19	0.174	0.166
Lu	0.28	0.67	0.339	0.027	0.028
Ni	5.99	< L.D.	19.63	5.309	8.521
Cr	< L.D.	< L.D.	57.93	18.64	22.02

Suite tableau 1.3

Ref Echantillon	KOU 01	Petit Saut	STG 179a	STG 179b	STG 179c
SiO2 (%)	64.245	71.977	59.651	61.499	74.667
Al2O3	15.693	14.399	14.725	16.793	13.74
Fe2O3	5.443	2.037	8.393	5.815	1.384
MnO	0.077	0.04	0.107	0.083	0.024
MgO	2.883	0.42	3.608	2.235	0.13
CaO	4.584	1.152	5.755	4.379	1.002
Na2O	3.91	3.449	4.03	4.719	3.484
K2O	1.797	5.051	1.846	2.376	5.036
TiO2	0.721	0.329	1.193	0.94	0.13
P2O5	0.234	0.166	0.429	0.438	0.035
PF	0.562	0.672	0.871	0.66	0.462
Total	100.148	99.692	100.607	99.937	100.093
Cs (ppm)	7.647	9.728	2.334	4.2	1.16
Rb	124.8	313.2	119.3	172.7	225
Ba	1110	794.1	599.7	1146	436.2
Th	8.145	20.01	3.307	7.197	55.63
U	1.718	1.984	1.44	4.547	8.488
Nb	6.518	14.01	7.184	10.3	32.29
Ta	0.514	1.382	0.456	0.817	1.916
La	60.89	55.62	45.49	59.67	50.02
Ce	88.33	121.3	96.01	117.7	84.48
Pb	13.2695	23.029	11.1529	16.4107	64.8005
Pr	14.92	13.49	12.47	14.06	9.982
Sr	773.5	115.6	811.2	800	161.8
Nd	58.48	48.67	52.32	53.22	34.82
Zr	210.5	228.6	161.8	225	144.9
Hf	5.396	5.982	3.95	5.296	5.698
Sm	10.07	8.107	9.888	8.823	6.477
Eu	2.758	0.802	2.789	2.326	0.779
Gd	6.951	4.504	6.957	5.536	5.217
Tb	0.862	0.574	0.857	0.68	0.859
Dy	4.144	2.661	4.017	3.018	5.113
Y	21.04	13.88	19.72	15.17	35.82
Ho	0.695	0.435	0.671	0.467	1.065
Er	1.82	1.225	1.686	1.177	3.234
Tm	0.234	0.172	0.213	0.153	0.508
Yb	1.465	1.129	1.291	0.928	3.631
Lu	0.229	0.172	0.196	0.139	0.576
Ni	47.86	6.59	62.03	18.12	< L.D.
Cr	74.54	22.59	99.73	21.97	5.397

Annexe 2

Tableau 2.1 : Résultats U-Pb pour les échantillons prélevés sur le complexe de l'Ile de Cayenne.

Sample	Pb* (ppm)	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	± 1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	± 1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± 1σ	ρ	Apparent Ages (Ma)				Disc (%)
												²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ	
04 CAY 3a																
#1.1	125	311	280	0.90	0.1386	0.0003	7.8487	0.2458	0.4108	0.0128	0.996	2218	58	2210	4	-0.4
#1.2	176	448	415	0.93	0.1381	0.0004	7.7520	0.2409	0.4071	0.0126	0.997	2201	58	2204	5	0.1
#2.1	113	267	207	0.78	0.1385	0.0004	8.2197	0.2434	0.4304	0.0127	0.999	2308	57	2209	5	-4.5
#2.2	78	182	145	0.80	0.1381	0.0004	7.9092	0.2193	0.4154	0.0115	0.997	2239	52	2204	5	-1.6
#3.1	165	384	324	0.84	0.1353	0.0006	7.7340	0.3514	0.4145	0.0187	0.995	2236	85	2168	8	-3.1
#4.1	92	220	182	0.83	0.1376	0.0013	7.8895	0.3152	0.4157	0.0162	0.973	2241	73	2198	16	-2.0
#5.1	152	383	266	0.70	0.1341	0.0012	7.4209	0.2053	0.4013	0.0109	0.985	2175	50	2153	16	-1.0
#5.2	124	324	208	0.64	0.1354	0.0019	7.3072	0.1668	0.3915	0.0071	0.791	2130	33	2169	24	1.8
#6.1	154	1945	2365	1.22	0.1117	0.0004	1.3489	0.1079	0.0876	0.0070	0.999	541	41	1827	6	8.0
#7.1	91	201	172	0.85	0.1385	0.0004	8.0732	0.3054	0.4229	0.0160	0.997	2274	72	2208	5	-3.0
#8.1	67	171	136	0.79	0.1382	0.0011	7.5223	0.2755	0.3947	0.0141	0.976	2145	65	2205	14	2.7
#9.1	82	199	166	0.83	0.1376	0.0006	7.5671	0.3390	0.3988	0.0178	0.995	2164	81	2197	8	1.5
#10.1	273	657	691	1.05	0.1363	0.0003	7.9373	0.2099	0.4224	0.0111	0.998	2271	50	2181	4	-4.1
#11.1	22	56	47	0.83	0.1379	0.0011	7.4576	0.2654	0.3921	0.0136	0.972	2132	63	2202	14	3.1
#12.1	115	286	252	0.88	0.1359	0.0006	7.6999	0.1246	0.4108	0.0064	0.956	2219	29	2176	8	-2.0
#13.1	81	202	155	0.77	0.1367	0.0003	7.5819	0.2763	0.4023	0.0146	0.999	2180	67	2186	3	0.3
#14.1	112	280	219	0.78	0.1382	0.0013	7.6356	0.2380	0.4006	0.0124	0.990	2172	57	2205	17	1.5
#15.1	89	215	188	0.88	0.1382	0.0009	7.8940	0.2424	0.4144	0.0127	0.997	2235	58	2204	11	-1.4
#16.1	186	501	729	1.45	0.1365	0.0005	7.4744	0.2436	0.3973	0.0129	0.998	2156	59	2183	6	1.2
#17.1	130	320	334	1.05	0.1367	0.0009	7.6807	0.2165	0.4076	0.0115	0.997	2204	52	2185	11	-0.8
#18.1	73	176	142	0.81	0.1362	0.0007	7.8980	0.2651	0.4206	0.0141	0.997	2263	64	2179	9	-3.8
#19.1	56	140	128	0.92	0.1381	0.0009	7.7095	0.1886	0.4049	0.0096	0.967	2191	44	2204	11	0.6
#20.1	93	226	224	0.99	0.1368	0.0006	7.4893	0.2530	0.3971	0.0131	0.975	2156	60	2187	7	1.4
#21.1	94	214	177	0.83	0.1384	0.0008	7.7846	0.2286	0.4080	0.0117	0.978	2206	53	2207	11	0.1
#22.1	109	313	320	1.02	0.1365	0.0009	6.5696	0.1580	0.3491	0.0081	0.965	1930	39	2183	11	2.3
#23.1	117	306	283	0.93	0.1375	0.0004	7.3600	0.1461	0.3881	0.0076	0.991	2114	35	2196	5	3.7
#24.1	191	474	349	0.74	0.1341	0.0016	7.2919	0.2340	0.3945	0.0118	0.929	2144	54	2152	21	0.4
#25.1	65	152	132	0.87	0.1386	0.0017	7.6582	0.2970	0.4008	0.0153	0.985	2173	70	2210	21	1.7
#26.1	72	183	202	1.11	0.1379	0.0008	7.7362	0.3432	0.4068	0.0179	0.991	2200	81	2201	10	0.0
#27.1	103	255	225	0.89	0.1365	0.0005	7.7483	0.2415	0.4117	0.0127	0.992	2223	58	2183	7	-1.8
#27.2	138	331	304	0.92	0.1359	0.0004	7.5099	0.3104	0.4009	0.0165	0.997	2173	76	2175	5	0.1

Sample	Pb* (ppm)	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	± 1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	± 1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± 1σ	ρ	Apparent Ages (Ma)				Disc (%)
												²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ	
04 CAY 3b																
#1.1	207	752	503	0.67	0.1345	0.0011	5.5711	0.3177	0.3005	0.0170	0.99	1694	84	2157	14	21.5
#2.1	94	231	100	0.43	0.1368	0.0006	7.7917	0.1094	0.4131	0.0055	0.95	2229	25	2187	7	-1.9
#3.1	137	829	73	0.09	0.1210	0.0017	2.9050	0.1206	0.1741	0.0068	0.94	1035	37	1971	25	47.5
#4.1	198	521	183	0.35	0.1356	0.0002	7.1226	0.0750	0.3811	0.0040	0.99	2081	18	2171	3	4.2
#5.1	82	220	9	0.04	0.1309	0.0005	6.7974	0.2462	0.3767	0.0136	0.99	2061	63	2110	7	2.3
#6.1	154	397	137	0.34	0.1308	0.0005	6.8197	0.1732	0.3780	0.0095	0.99	2067	44	2109	7	2.0
#7.1	24	60	26	0.44	0.1423	0.0010	7.9511	0.0735	0.4052	0.0025	0.68	2193	12	2256	12	2.8
#8.1	46	120	73	0.61	0.1367	0.0011	7.3369	0.1877	0.3892	0.0095	0.95	2119	44	2186	13	3.0
#9.1	108	309	46	0.15	0.1312	0.0003	6.4655	0.0953	0.3573	0.0052	0.99	1969	25	2115	4	6.9
#10.1	131	484	190	0.39	0.1312	0.0016	5.2311	0.1693	0.2892	0.0087	0.93	1638	43	2114	21	22.5
#11.1	106	286	83	0.29	0.1297	0.0004	6.7966	0.1026	0.3801	0.0056	0.97	2077	26	2094	6	0.8
#13.1	126	324	101	0.31	0.1301	0.0005	7.1279	0.1170	0.3974	0.0063	0.97	2157	29	2099	7	-2.8
#14.1	142	406	169	0.42	0.1304	0.0010	6.6187	0.1962	0.3680	0.0108	0.99	2020	51	2104	13	4.0
#15.1	154	527	168	0.32	0.1257	0.0007	5.2011	0.1366	0.3000	0.0077	0.98	1691	38	2039	10	17.1
#16.1	92	226	154	0.68	0.1365	0.0005	7.7606	0.1615	0.4123	0.0085	0.99	2226	39	2183	6	-1.9
#17.1	127	333	312	0.94	0.1355	0.0006	7.4276	0.0855	0.3974	0.0042	0.93	2157	20	2171	7	0.6
#18.1	135	633	213	0.34	0.1266	0.0011	3.9425	0.2062	0.2259	0.0117	0.99	1313	61	2051	15	36.0
#19.1	185	620	162	0.26	0.1280	0.0006	5.2213	0.3035	0.2959	0.0172	1.00	1671	85	2070	8	19.3
#20.1	46	111	37	0.34	0.1364	0.0004	7.5344	0.2882	0.4007	0.0153	1.00	2172	70	2182	5	0.4
#21.1	114	399	42	0.10	0.1282	0.0004	5.4216	0.2384	0.3066	0.0134	1.00	1724	66	2074	5	16.9
#22.1	6	15	8	0.52	0.1443	0.0028	7.6795	0.2772	0.3860	0.0117	0.84	2104	54	2279	33	7.7
#23.1	10	27	11	0.42	0.1383	0.0009	7.2644	0.2424	0.3809	0.0125	0.98	2080	58	2206	11	5.7
#24.1	127	323	89	0.28	0.1318	0.0012	7.3121	0.1242	0.4022	0.0058	0.85	2179	27	2123	16	-2.7
#25.1	80	213	74	0.35	0.1319	0.0008	7.1030	0.3539	0.3904	0.0193	0.99	2125	89	2124	11	0.0
#26.1	108	326	57	0.17	0.1300	0.0007	6.0873	0.1541	0.3396	0.0084	0.98	1885	40	2098	9	10.1
#27.1	107	298	81	0.27	0.1324	0.0015	6.9031	0.1859	0.3782	0.0093	0.91	2068	43	2130	19	2.9
#28.1	110	449	130	0.29	0.1329	0.0008	4.5177	0.2042	0.2465	0.0110	0.99	1421	57	2137	11	33.5
#29.1	178	478	186	0.39	0.1303	0.0009	6.7472	0.3585	0.3757	0.0198	0.99	2056	92	2101	12	2.2
#29.2	182	504	235	0.47	0.1314	0.0007	6.6305	0.3455	0.3663	0.0190	0.99	2012	89	2117	10	5.0
#30.1	125	605	255	0.42	0.1212	0.0016	3.6522	0.1465	0.2185	0.0083	0.94	1274	44	1975	24	35.5
#31.1	129	363	66	0.18	0.1307	0.0011	6.4494	0.1773	0.3579	0.0094	0.95	1972	44	2107	15	6.4
#32.1	117	1067	45	0.04	0.1265	0.0051	1.5867	0.1986	0.0910	0.0108	0.95	561	63	2049	70	72.6
#33.1	93	255	9	0.04	0.1313	0.0014	6.6134	0.2918	0.3653	0.0157	0.97	2007	73	2115	18	5.1

Sample	Pb* (ppm)	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	± 1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	± 1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± 1σ	ρ	Apparent Ages (Ma)				Disc (%)
												²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		
													±1σ		±1σ	
#34.1	370	977	449	0.46	0.1297	0.0008	6.8754	0.3728	0.3844	0.0207	0.99	2097	96	2094	11	-0.1
#35.1	284	747	285	0.38	0.1313	0.0005	6.6555	0.2632	0.3676	0.0145	1.00	2018	68	2115	7	4.6
#36.1	60	207	17	0.08	0.1323	0.0028	5.0945	0.1852	0.2793	0.0101	1.00	1588	51	2129	36	25.4
#37.1	121	318	67	0.21	0.1311	0.0013	6.8898	0.3021	0.3812	0.0163	0.97	2082	76	2112	17	1.4
04CAY3c																
#1.1	213	592	77	0.13	0.1337	0.0014	6.908	0.085	0.375	0.002	0.53	2051	11	2148	19	4.5
#2.1	191	438	676	1.54	0.1407	0.0012	7.919	0.281	0.408	0.014	0.98	2207	65	2236	15	1.3
#3.1	161	602	73	0.12	0.1384	0.0020	5.168	0.115	0.271	0.005	0.77	1545	23	2207	24	30.0
#4.1	187	491	584	1.19	0.1398	0.0014	7.983	0.285	0.414	0.014	0.97	2234	65	2225	17	-0.4
#5.1	121	321	41	0.13	0.1324	0.0006	6.846	0.168	0.375	0.009	0.99	2055	43	2130	8	3.5
#6.1	82	253	23	0.09	0.1327	0.0006	6.023	0.254	0.329	0.014	0.99	1834	67	2135	8	14.1
#7.1	118	1348	126	0.09	0.1098	0.0006	1.376	0.050	0.091	0.003	0.99	561	19	1796	10	68.8
#8.1	76	212	149	0.70	0.1394	0.0007	6.761	0.157	0.352	0.008	0.98	1942	38	2220	8	12.5
#9.1	80	249	24	0.09	0.1335	0.0017	6.013	0.101	0.327	0.004	0.68	1823	18	2144	21	15.0
#10.1	133	308	356	1.16	0.1396	0.0004	7.991	0.316	0.415	0.016	1.00	2239	74	2222	6	-0.8
#10.2	128	298	383	1.29	0.1413	0.0011	7.970	0.370	0.409	0.017	0.91	2211	78	2243	13	1.4
#11.1	101	257	331	1.29	0.1382	0.0008	7.925	0.293	0.414	0.015	0.99	2233	69	2205	10	-1.3
#11.2	130	297	373	1.25	0.1386	0.0007	7.963	0.265	0.408	0.013	0.97	2208	60	2210	9	0.1
#12.1	186	482	50	0.10	0.1329	0.0011	6.923	0.323	0.380	0.018	0.99	2078	82	2137	14	2.7
#12.2	127	328	38	0.12	0.1332	0.0018	6.960	0.375	0.382	0.019	0.93	2087	89	2141	24	2.5
#13.1	352	804	1286	1.60	0.1375	0.0008	6.606	0.326	0.349	0.017	0.99	1928	81	2196	10	12.2
#14.1	145	356	326	0.91	0.1416	0.0019	8.116	0.221	0.416	0.010	0.87	2240	45	2247	23	0.3
#15.1	108	258	29	0.11	0.1333	0.0005	7.595	0.156	0.413	0.008	0.92	2229	36	2143	7	-4.0
#15.2	177	441	521	1.18	0.1391	0.0015	7.823	0.144	0.408	0.006	0.82	2206	28	2216	18	0.4
#16.1	227	548	60	0.11	0.1338	0.0015	7.420	0.192	0.402	0.009	0.89	2179	43	2149	20	-1.4
#17.1	74	178	36	0.20	0.1342	0.0007	7.498	0.082	0.403	0.004	0.89	2182	18	2154	9	-1.3
#18.1	102	255	27	0.11	0.1347	0.0008	7.431	0.123	0.399	0.006	0.98	2163	30	2160	10	-0.2

Tableau 2.2 : Résultats U-Pb pour les échantillons collectés sur la Mana.

Sample	Pb* (ppm)	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	207Pb/2 06Pb	± 1σ	207Pb/2 35U	± 1σ	206Pb/2 38U	± 1σ	ρ	Apparent Ages (Ma)				Disc (%)
												206Pb/238 U	±1σ	207Pb/2 06Pb	±1σ	
MAN03																
#1	52.29	126.61	36.27	0.29	0.13	0.00060	7.40	0.24	0.40	0.0132	0.99	2183.77	60.17	2139	7.87	-2.1
#2	33.29	74.20	31.88	0.43	0.13	0.00053	7.27	0.18	0.40	0.0098	0.99	2148.04	45.26	2142	6.90	-0.3
#3	56.01	136.44	24.01	0.18	0.13	0.00101	7.57	0.19	0.41	0.0101	0.96	2216.95	45.86	2147	13.17	-3.3
#4	81.54	194.95	67.20	0.34	0.13	0.00060	7.50	0.20	0.41	0.0104	0.98	2199.61	47.68	2149	7.86	-2.4
#5	46.26	108.86	33.97	0.31	0.13	0.00072	7.33	0.09	0.40	0.0042	0.89	2156.86	19.30	2149	9.43	-0.4
#6	57.34	135.45	54.00	0.40	0.13	0.00062	7.32	0.11	0.40	0.0055	0.95	2152.36	25.54	2150	8.07	-0.1
#7	33.51	75.41	25.96	0.34	0.13	0.00058	7.52	0.12	0.41	0.0063	0.96	2195.03	28.96	2156	7.55	-1.8
#8	42.41	96.50	24.26	0.25	0.13	0.00063	7.28	0.11	0.39	0.0057	0.95	2143.60	26.36	2149	8.22	0.3
#9	49.69	116.52	42.82	0.37	0.13	0.00037	7.13	0.07	0.39	0.0039	0.96	2123.85	17.87	2133	4.89	0.4
#10	37.39	85.34	33.54	0.39	0.13	0.00074	7.37	0.06	0.40	0.0024	0.74	2175.39	11.14	2141	9.66	-1.6
#11	23.53	54.92	19.07	0.35	0.13	0.00109	7.39	0.13	0.40	0.0063	0.89	2180.07	28.99	2139	14.31	-1.9
#12	20.30	46.60	11.99	0.26	0.13	0.00067	7.29	0.17	0.40	0.0088	0.98	2158.60	40.64	2137	8.76	-1.0
#13	30.06	69.37	31.83	0.46	0.13	0.00086	7.44	0.19	0.40	0.0099	0.97	2180.70	45.35	2152	11.22	-1.3
#14	29.64	69.44	20.01	0.29	0.13	0.00143	7.49	0.13	0.41	0.0057	0.79	2206.73	26.14	2138	18.82	-3.2
#15	56.58	151.94	40.66	0.27	0.13	0.00072	6.53	0.21	0.35	0.0111	0.99	1951.31	52.76	2150	9.39	9.2
MAN04																
#1	40.67	100.16	24.65	0.25	0.13	0.00025	7.13	0.20	0.39	0.0108	1.00	2116.47	49.95	2138	3.24	1.01
#2	39.47	94.36	30.33	0.32	0.13	0.00013	7.25	0.09	0.39	0.0050	1.00	2144.84	23.27	2141	1.67	-0.20
#3	26.17	59.65	19.41	0.33	0.14	0.00041	7.87	0.04	0.41	0.0015	0.78	2199.84	6.67	2232	5.00	1.44
#4	46.77	114.90	37.59	0.33	0.13	0.00026	7.03	0.17	0.38	0.0092	1.00	2092.54	42.88	2138	3.43	2.13
#5	40.86	96.16	38.71	0.40	0.13	0.00039	7.14	0.11	0.39	0.0060	0.98	2112.61	27.82	2144	5.15	1.46
#6	57.67	133.29	56.99	0.43	0.13	0.00188	7.34	0.22	0.40	0.0104	0.88	2158.45	47.61	2149	24.48	-0.43
#7	41.78	103.82	26.54	0.26	0.13	0.00084	7.03	0.11	0.38	0.0056	0.92	2095.97	26.20	2135	11.11	1.81
#8	39.61	95.33	28.99	0.30	0.13	0.00054	7.30	0.31	0.40	0.0170	1.00	2151.04	77.80	2146	7.01	-0.23
#9	28.03	68.58	19.99	0.29	0.13	0.00067	7.10	0.05	0.39	0.0019	0.70	2106.95	8.91	2141	8.85	1.60
#10	68.17	158.45	62.70	0.40	0.13	0.00041	7.30	0.06	0.40	0.0032	0.93	2163.09	14.59	2136	5.34	-1.27
#11	34.40	83.04	26.93	0.32	0.13	0.00047	7.24	0.25	0.39	0.0135	0.99	2132.99	62.15	2149	6.15	0.76
#12	35.88	89.71	34.16	0.38	0.13	0.00066	6.96	0.21	0.37	0.0111	0.99	2048.60	51.91	2164	8.49	5.32

Sample	Pb* (ppm)	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	207Pb/2 06Pb	± 1σ	207Pb/2 35U	± 1σ	206Pb/2 38U	± 1σ	ρ	Apparent Ages (Ma)				Disc (%)
												206Pb/238 U		207Pb/2 06Pb	±1σ	
MAN48																
#1	106.58	276.79	106.35	0.38	0.13	0.00058	6.67	0.16	0.36	0.0083	0.98	1978.82	39.01	2158	7.52	8.31
#2	208.56	480.16	212.52	0.44	0.14	0.00026	7.09	0.08	0.38	0.0040	0.98	2077.56	18.74	2166	3.40	4.08
#3	584.10	1513.14	1104.54	0.73	0.13	0.00047	6.66	0.15	0.36	0.0079	0.99	1991.01	37.29	2143	6.11	7.10
#4	267.51	651.08	198.54	0.30	0.13	0.00029	7.09	0.08	0.39	0.0042	0.98	2110.04	19.28	2135	3.81	1.15
#5	350.37	1115.33	302.92	0.27	0.13	0.00055	5.34	0.20	0.29	0.0106	0.99	1648.56	52.76	2135	7.22	22.79
#6	167.69	518.05	159.94	0.31	0.13	0.00090	5.58	0.18	0.30	0.0095	0.98	1711.90	47.02	2139	11.85	19.96
#7	234.12	590.90	243.68	0.41	0.13	0.00020	7.04	0.36	0.38	0.0196	1.00	2094.12	90.88	2138	2.57	2.06
#8	236.13	531.18	365.81	0.69	0.13	0.00036	7.09	0.04	0.38	0.0021	0.90	2084.60	9.80	2159	4.71	3.45
#9	929.42	2063.76	1179.88	0.57	0.13	0.00019	7.26	0.06	0.40	0.0032	0.98	2149.83	14.68	2138	2.55	-0.57
#10	123.01	287.13	75.98	0.26	0.13	0.00018	7.44	0.25	0.41	0.0138	1.00	2195.41	63.08	2138	2.37	-2.68
#11	43.97	102.87	42.90	0.42	0.13	0.00048	7.19	0.10	0.39	0.0052	0.97	2132.75	24.17	2137	6.29	0.20
#12	147.81	426.62	106.13	0.25	0.14	0.00041	6.41	0.37	0.34	0.0197	1.00	1896.82	93.99	2175	5.29	12.77
#13	576.79	1405.19	316.26	0.23	0.13	0.00039	7.37	0.19	0.40	0.0103	0.99	2173.94	47.19	2140	5.08	-1.56
#14	514.71	1295.65	407.78	0.31	0.13	0.00055	6.77	0.14	0.37	0.0074	0.98	2023.07	34.97	2141	7.15	5.52
#15	159.09	391.21	131.76	0.34	0.13	0.00052	6.92	0.41	0.38	0.0224	1.00	2063.36	103.78	2138	6.82	3.49
#16	248.65	716.27	266.87	0.37	0.13	0.00180	6.20	0.41	0.34	0.0220	0.98	1865.74	105.37	2150	23.50	13.21
MAN53a																
#1.1	119	277	137	0.49	0.1335	0.00025	6.9996	0.2559	0.3802	0.0139	1.00	2077	65	2145	3	3.2
#1.2	102	259	32	0.12	0.1356	0.00037	7.1671	0.2572	0.3833	0.0137	1.00	2092	64	2172	5	3.7
#2.1	53	121	31	0.25	0.1342	0.00062	7.5375	0.1623	0.4075	0.0086	0.98	2203	39	2153	8	-2.3
#2.2	97	334	68	0.20	0.1382	0.00046	5.1203	0.3109	0.2686	0.0163	1.00	1534	82	2205	6	30.4
#3.1	241	571	275	0.48	0.1343	0.00115	7.1639	0.2364	0.3869	0.0123	0.97	2109	57	2155	15	2.1
#3.2	111	280	72	0.26	0.1332	0.00072	7.0741	0.2261	0.3853	0.0121	0.99	2101	56	2140	9	1.8
#4	203	532	226	0.43	0.1345	0.00101	6.4116	0.1251	0.3456	0.0062	0.92	1914	30	2158	13	11.3
#5	176	428	188	0.44	0.1344	0.00030	6.9237	0.1419	0.3737	0.0076	0.99	2047	36	2156	4	5.0
#6	123	316	43	0.14	0.1343	0.00072	7.0363	0.1383	0.3801	0.0072	0.96	2077	33	2154	9	3.6
#7	73	190	70	0.37	0.1341	0.00031	7.0401	0.0519	0.3806	0.0027	0.95	2079	12	2153	4	3.4
#8	99	295	69	0.23	0.1362	0.00084	5.9205	0.2485	0.3153	0.0131	0.99	1767	64	2179	11	18.9
#9	9	51	16	0.31	0.0747	0.00149	1.8035	0.0370	0.1751	0.0009	0.24	1040	5	1060	40	1.9
#10	81	185	28	0.15	0.1343	0.00096	7.4774	0.1515	0.4038	0.0076	0.94	2186	35	2155	13	-1.4
#11	113	263	119	0.45	0.1359	0.00041	7.4858	0.2880	0.3994	0.0153	1.00	2166	70	2176	5	0.5

Sample	Pb* (ppm)	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	207Pb/2 06Pb	± 1σ	207Pb/2 35U	± 1σ	206Pb/2 38U	± 1σ	ρ	Apparent Ages (Ma)				Disc (%)
												206Pb/238		207Pb/2		
												U	±1σ	06Pb	±1σ	
#12	302	923	325	0.35	0.1373	0.00048	5.4249	0.2045	0.2865	0.0108	1.00	1624	54	2194	6	26.0
#13	236	593	234	0.39	0.1343	0.00082	6.9504	0.2764	0.3754	0.0148	0.99	2055	69	2155	11	4.6
#14	95	242	11	0.05	0.1355	0.00061	7.0391	0.0729	0.3768	0.0035	0.90	2061	16	2171	8	5.0
#15	74	181	18	0.10	0.1336	0.00032	7.1592	0.1807	0.3887	0.0098	1.00	2117	45	2145	4	1.3
#16	156	386	109	0.28	0.1345	0.00045	6.9934	0.0472	0.3772	0.0022	0.87	2063	10	2157	6	4.4
#17	211	577	26	0.04	0.1360	0.00057	6.8892	0.0955	0.3673	0.0049	0.95	2017	23	2177	7	7.4
#18	215	639	298	0.47	0.1387	0.00119	5.5311	0.0677	0.2892	0.0025	0.72	1637	13	2211	15	26.0
MAN57																
#1.1	92	202	73	0.13	0.1347	0.00096	7.5139	0.1757	0.4045	0.0090	0.95	2190	41	2160	12	-1.4
#2	114	311	144	0.10	0.1355	0.00143	6.3373	0.1935	0.3393	0.0097	0.94	1883	47	2170	18	13.2
#3	162	365	167	0.15	0.1317	0.00041	7.2203	0.0661	0.3976	0.0034	0.94	2158	16	2121	6	-1.8
#4	129	304	113	0.11	0.1311	0.00060	7.0002	0.2933	0.3873	0.0161	0.99	2110	75	2113	8	0.1
#5	19	48	16	0.12	0.1314	0.00122	6.7754	0.1711	0.3741	0.0088	0.93	2049	41	2116	16	3.2
#6	75	181	69	0.10	0.1315	0.00026	6.6627	0.1282	0.3676	0.0070	0.99	2018	33	2118	3	4.7
#7.1	97	270	98	0.10	0.1321	0.00166	6.0904	0.1841	0.3343	0.0092	0.91	1859	44	2127	22	12.6
#7.2	93	217	82	0.12	0.1311	0.00098	6.9469	0.2828	0.3842	0.0154	0.98	2096	71	2113	13	0.8
#8	90	224	82	0.11	0.1327	0.00066	6.8631	0.0790	0.3751	0.0039	0.90	2053	18	2134	9	3.8
#9	96	245	163	0.14	0.1359	0.00054	6.5032	0.0612	0.3472	0.0030	0.91	1921	14	2175	7	11.7
#10	128	327	151	0.13	0.1324	0.00043	6.5587	0.1412	0.3592	0.0076	0.99	1978	36	2130	6	7.1
#11.1	123	340	143	0.13	0.1367	0.00167	6.2030	0.1047	0.3290	0.0038	0.69	1833	19	2186	21	16.1
#11.2	118	266	148	0.16	0.1318	0.00032	6.9203	0.1119	0.3809	0.0061	0.99	2081	28	2121	4	1.9
#12.1	208	496	280	0.12	0.1324	0.00048	7.0977	0.1756	0.3889	0.0095	0.99	2118	44	2130	6	0.5
#12.2	111	252	134	0.16	0.1325	0.00040	7.1276	0.1077	0.3902	0.0058	0.98	2124	27	2131	5	0.4
#13	97	239	108	0.13	0.1313	0.00034	6.8309	0.0999	0.3774	0.0054	0.98	2064	25	2115	5	2.4
#14	177	412	233	0.16	0.1322	0.00043	6.7437	0.1226	0.3701	0.0066	0.98	2030	31	2127	6	4.6
#15	261	589	447	0.17	0.1336	0.00130	6.7996	0.3185	0.3690	0.0169	0.98	2025	79	2146	17	5.7
#16	86	214	74	0.12	0.1322	0.00037	6.7517	0.0495	0.3704	0.0025	0.92	2031	12	2128	5	4.5
#17	26	64	24	0.11	0.1328	0.00092	6.8528	0.1416	0.3742	0.0073	0.94	2049	34	2135	12	4.0
#18	153	398	180	0.13	0.1339	0.00207	6.4694	0.1611	0.3505	0.0068	0.78	1937	33	2149	27	9.9
#19	217	523	230	0.13	0.1321	0.00022	6.8206	0.1341	0.3746	0.0073	1.00	2051	34	2126	3	3.5

MAN 60

Sample	Pb* (ppm)	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	207Pb/2 06Pb	± 1σ	207Pb/2 35U	± 1σ	206Pb/2 38U	± 1σ	ρ	Apparent Ages (Ma)				Disc (%)
												206Pb/238		207Pb/2		
												U	±1σ	06Pb	±1σ	
#1.1	334	782	590	0.75	0.1319	0.00039	6.6188	0.0669	0.3638	0.0035	0.96	2000	17	2124	5	5.8
#1.2	376	878	505	0.58	0.1332	0.00127	6.8669	0.1954	0.3738	0.0100	0.94	2047	47	2141	17	4.4
#2	155	400	199	0.50	0.1370	0.00123	6.5787	0.1004	0.3483	0.0043	0.81	1926	21	2190	16	12.0
#3	104	261	66	0.25	0.1380	0.00071	6.5733	0.0965	0.3454	0.0047	0.94	1913	23	2202	9	13.1
#4	167	384	164	0.43	0.1328	0.00066	7.4183	0.2446	0.4051	0.0132	0.99	2193	60	2135	9	-2.7
#5.1	496	1217	373	0.31	0.1329	0.00122	6.9588	0.1250	0.3798	0.0059	0.86	2075	27	2137	16	2.9
#5.2	157	363	120	0.33	0.1322	0.00035	7.3342	0.1676	0.4023	0.0091	0.99	2180	42	2128	5	-2.5
#6	220	572	199	0.35	0.1330	0.00039	6.7960	0.2019	0.3705	0.0110	1.00	2032	51	2138	5	5.0
#7.1	379	955	581	0.61	0.1326	0.00045	6.7100	0.1734	0.3671	0.0094	0.99	2016	44	2132	6	5.5
#7.2	584	1601	671	0.42	0.1317	0.00041	6.2561	0.2074	0.3446	0.0114	1.00	1909	54	2120	6	10.0
#8.1	115	258	140	0.54	0.1363	0.00135	7.1381	0.1611	0.3797	0.0077	0.90	2075	36	2181	17	4.9
#8.2	156	375	300	0.80	0.1328	0.00048	7.0596	0.0843	0.3856	0.0044	0.95	2102	20	2135	6	1.5
#9.1	70	166	0	0.00	0.1335	0.00029	7.1737	0.2007	0.3899	0.0109	1.00	2122	50	2144	4	1.0
#9.2	90	217	73	0.33	0.1333	0.00106	7.2868	0.1869	0.3963	0.0097	0.95	2152	44	2142	14	-0.5
#10	116	290	66	0.23	0.1393	0.00065	6.9677	0.3186	0.3627	0.0165	0.99	1995	78	2219	8	10.1
#11	156	366	133	0.36	0.1336	0.00031	7.3045	0.3353	0.3967	0.0182	1.00	2154	83	2145	4	-0.4
#12	131	287	245	0.85	0.1330	0.00088	7.4120	0.2909	0.4042	0.0156	0.99	2188	71	2138	12	-2.3
#13	151	316	352	1.12	0.1324	0.00071	7.3917	0.3191	0.4049	0.0173	0.99	2192	79	2130	9	-2.9
#14	67	163	44	0.27	0.1358	0.00106	7.0863	0.1664	0.3784	0.0084	0.94	2069	39	2175	14	4.9
MAN65																
#1	62	254	51	0.20	0.1453	0.00067	4.3887	0.1874	0.2190	0.0093	0.99	1277	49	2291	8	44.3
#2	30	76	20	0.27	0.1332	0.00255	6.3579	0.2595	0.3462	0.0125	0.88	1917	60	2140	33	10.5
#3.1	94	270	61	0.23	0.1360	0.00158	6.0707	0.0973	0.3238	0.0036	0.69	1808	17	2177	20	16.9
#3.2	94	238	117	0.49	0.1340	0.00030	6.7083	0.2396	0.3630	0.0129	1.00	1996	61	2152	4	7.2
#4	207	772	245	0.32	0.1335	0.00138	4.3943	0.1230	0.2387	0.0062	0.93	1380	32	2144	18	35.6
#5	162	553	286	0.52	0.1424	0.00173	5.0806	0.2520	0.2588	0.0124	0.97	1484	63	2256	21	34.2
#6	195	607	203	0.33	0.1434	0.00076	5.6018	0.3260	0.2834	0.0164	1.00	1608	82	2268	9	29.1
#7	126	444	89	0.20	0.1359	0.00038	4.9170	0.1993	0.2625	0.0106	1.00	1502	54	2175	5	30.9
#8	201	535	64	0.12	0.1350	0.00088	6.7418	0.1802	0.3621	0.0094	0.97	1992	44	2164	11	8.0
#9	88	296	53	0.18	0.1382	0.00163	5.2381	0.0909	0.2749	0.0035	0.73	1565	18	2205	20	29.0
#10.1	123	674	149	0.22	0.1331	0.00062	2.9304	0.0990	0.1597	0.0053	0.99	955	30	2139	8	55.4
#10.2	160	545	183	0.34	0.1372	0.00120	5.0398	0.3344	0.2664	0.0175	0.99	1522	89	2192	15	30.6

Sample	Pb* (ppm)	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	207Pb/2 06Pb	± 1σ	207Pb/2 35U	± 1σ	206Pb/2 38U	± 1σ	ρ	Apparent Ages (Ma)				Disc (%)	
												206Pb/238 U		±1σ	207Pb/2 06Pb		±1σ
MAN68																	
#1.1	21	51	16	0.31	0.1320	0.00110	6.8684	0.1193	0.3773	0.0058	0.88	2064	27	2125	15	2.9	
#1.2	15	37	15	0.39	0.1311	0.00124	6.8174	0.2392	0.3771	0.0127	0.96	2063	59	2113	17	2.4	
#2.1	59	157	42	0.27	0.1347	0.00072	6.6267	0.1419	0.3567	0.0074	0.97	1966	35	2161	9	9.0	
#2.2	151	350	128	0.37	0.1327	0.00051	7.0546	0.3120	0.3857	0.0170	1.00	2103	79	2133	7	1.4	
#3.1	33	93	32	0.34	0.1322	0.00115	5.7866	0.2606	0.3174	0.0140	0.98	1777	68	2128	15	16.5	
#3.2	161	494	265	0.54	0.1325	0.00027	5.3041	0.0418	0.2904	0.0022	0.97	1643	11	2131	4	22.9	
#4.1	87	205	51	0.25	0.1324	0.00045	7.1989	0.1339	0.3944	0.0072	0.98	2143	33	2130	6	-0.6	
#4.2	132	301	102	0.34	0.1331	0.00105	7.3480	0.0882	0.4003	0.0036	0.75	2170	17	2140	14	-1.4	
#5	75	163	114	0.70	0.1322	0.00032	7.0193	0.1860	0.3851	0.0102	1.00	2100	47	2127	4	1.3	
#6	375	945	330	0.35	0.1330	0.00024	6.8391	0.2558	0.3728	0.0139	1.00	2043	65	2138	3	4.5	
#7	54	118	77	0.65	0.1320	0.00085	7.3121	0.1183	0.4017	0.0060	0.92	2177	27	2125	11	-2.4	
#8	24	55	38	0.69	0.1328	0.00082	7.1969	0.1956	0.3930	0.0104	0.97	2137	48	2135	11	-0.1	
#9.1	380	925	587	0.63	0.1326	0.00055	6.9273	0.2488	0.3788	0.0135	0.99	2071	63	2133	7	2.9	
#9.2	436	940	455	0.48	0.1328	0.00057	7.5090	0.2461	0.4102	0.0133	0.99	2216	61	2135	8	-3.8	
#10	308	693	423	0.61	0.1334	0.00056	7.2978	0.2332	0.3969	0.0126	0.99	2155	58	2143	7	-0.6	
#11	17	40	9	0.22	0.1322	0.00074	7.1154	0.1682	0.3904	0.0090	0.97	2125	41	2127	10	0.1	
#12.1	59	131	72	0.55	0.1337	0.00079	7.5184	0.2137	0.4079	0.0113	0.98	2205	52	2147	10	-2.7	
#12.2	102	335	147	0.44	0.1350	0.00072	5.6346	0.3454	0.3028	0.0185	1.00	1705	91	2164	9	21.2	
#13	24	59	32	0.55	0.1315	0.00116	6.7817	0.1791	0.3739	0.0093	0.94	2048	44	2119	15	3.4	

Tableau 2.3a : Résultats U-Pb pour les zircons de l'échantillon ARM371.

Sample	Pb* (ppm)	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	± 1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	± 1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± 1σ	ρ	Apparent Ages (Ma)		
												²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ
Echantillon ARM371: Métatexite				<i>Zircon</i>										
#1	324	853	7	0.008	0.1280	0.0010	6.801	0.275	0.385	0.015	0.98	2101	2070	13
#2	272	964	9	0.009	0.1294	0.0012	5.212	0.185	0.292	0.010	0.97	1652	2090	16
#3	234	598	5	0.008	0.1299	0.0009	6.961	0.174	0.389	0.009	0.96	2117	2097	12
#4	194	507	5	0.009	0.1302	0.0013	6.924	0.150	0.386	0.007	0.90	2103	2101	17
#5	190	492	5	0.010	0.1306	0.0013	6.922	0.263	0.384	0.014	0.96	2097	2106	18
#6	129	305	197	0.647	0.1322	0.0010	6.552	0.195	0.359	0.010	0.97	1979	2128	13
#7	34	69	62	0.895	0.1325	0.0028	7.649	0.263	0.419	0.011	0.78	2254	2132	38
#8	141	322	151	0.467	0.1330	0.0015	7.303	0.180	0.398	0.009	0.90	2161	2138	19
#9	112	259	89	0.346	0.1332	0.0010	7.313	0.171	0.398	0.009	0.95	2160	2141	13
#10	66	153	86	0.563	0.1344	0.0011	6.898	0.286	0.372	0.015	0.98	2040	2156	14
#11	68	154	91	0.590	0.1345	0.0014	7.113	0.381	0.384	0.020	0.98	2093	2158	19
#12	67	155	63	0.405	0.1345	0.0014	7.239	0.296	0.390	0.015	0.97	2124	2158	19
#13	79	187	139	0.741	0.1349	0.0014	7.076	0.220	0.381	0.011	0.94	2079	2162	19
#14	80	168	153	0.912	0.1352	0.0012	6.955	0.164	0.373	0.008	0.93	2044	2166	15
#15	325	793	487	0.614	0.1353	0.0016	7.074	0.212	0.379	0.010	0.92	2072	2168	20
#16	118	275	222	0.805	0.1354	0.0010	6.984	0.168	0.374	0.009	0.96	2049	2169	12
#17	101	229	99	0.430	0.1357	0.0010	7.196	0.124	0.385	0.006	0.91	2098	2173	12
#18	485	1135	1244	1.096	0.1359	0.0010	6.620	0.097	0.353	0.004	0.85	1951	2175	13
#19	216	514	145	0.283	0.1370	0.0016	7.504	0.206	0.397	0.010	0.91	2156	2190	20
#20	150	323	179	0.555	0.1387	0.0014	7.601	0.165	0.397	0.008	0.88	2157	2212	18
#21	28	63	33	0.520	0.1395	0.0025	7.389	0.195	0.384	0.007	0.72	2096	2221	31
#22	24	53	24	0.455	0.1396	0.0013	8.036	0.151	0.417	0.007	0.86	2249	2222	16
#23	34	83	18	0.220	0.1398	0.0015	7.315	0.361	0.379	0.018	0.97	2074	2225	19
#24	204	423	361	0.853	0.1406	0.0014	7.657	0.313	0.395	0.016	0.97	2146	2234	17
#25	47	105	58	0.554	0.1420	0.0015	7.745	0.105	0.395	0.003	0.60	2148	2252	19
#26	38	83	40	0.484	0.1424	0.0011	8.093	0.074	0.412	0.002	0.58	2225	2257	13
#27	221	543	199	0.367	0.1483	0.0024	7.601	0.246	0.372	0.010	0.87	2038	2326	28
#28	45	94	66	0.698	0.1554	0.0013	8.579	0.087	0.400	0.002	0.53	2171	2406	15
#29	81	145	25	0.175	0.1831	0.0030	13.109	0.537	0.519	0.020	0.92	2696	2682	27
#30	342	637	212	0.333	0.1932	0.0016	13.578	0.390	0.510	0.014	0.96	2655	2770	13
#31	248	409	125	0.306	0.1941	0.0030	14.367	0.587	0.537	0.020	0.93	2770	2777	25
#32	1415	2070	1022	0.493	0.2441	0.0070	20.610	0.920	0.612	0.021	0.77	3079	3147	45

Tableau 2.3b : Résultats U-Pb pour les monazites de l'échantillon ARM371.

Sample	U (ppm)	²⁰⁴ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	± 1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	± 1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± 1σ	ρ	Apparent Ages (Ma)		
										²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ
Echantillon ARM371: Métatexite										<i>Monazite</i>		
#1	4129	0.000001	0.12732	0.00043	6.432	0.302	0.366	0.017	0.997	2012	2061	6
#2	3706	0.000002	0.12803	0.00058	6.399	0.284	0.362	0.016	0.995	1994	2071	8
#3	3362	0.000002	0.12849	0.00035	6.551	0.293	0.370	0.017	0.998	2028	2077	5
#4	2775	0.000002	0.12787	0.00037	6.849	0.395	0.388	0.022	0.999	2116	2069	5
#5	2623	0.000003	0.12620	0.00077	6.382	0.308	0.367	0.018	0.992	2014	2046	11
#6	5140	0.000002	0.12729	0.00040	6.248	0.357	0.356	0.020	0.999	1963	2061	6
#7	4000	0.000002	0.12712	0.00030	6.993	0.305	0.399	0.017	0.998	2164	2059	4
#8	3869	0.000002	0.12831	0.00052	6.551	0.278	0.370	0.016	0.995	2031	2075	7
#9	3449	0.000002	0.12828	0.00051	6.623	0.331	0.374	0.019	0.997	2050	2075	7
#10	3151	0.000002	0.12737	0.00030	6.775	0.294	0.386	0.017	0.998	2103	2062	4
#11	4074	0.000002	0.12747	0.00063	6.769	0.238	0.385	0.013	0.990	2100	2063	9
#12	1441	0.000005	0.12800	0.00039	6.788	0.259	0.385	0.015	0.997	2098	2071	5
#13	6134	0.000001	0.12651	0.00035	6.753	0.278	0.387	0.016	0.998	2110	2050	5
#14	6597	0.000001	0.12701	0.00030	6.758	0.293	0.386	0.017	0.999	2104	2057	4
#15	3034	0.000002	0.12737	0.00087	6.506	0.325	0.370	0.018	0.990	2032	2062	12
#16	812	0.000007	0.12786	0.00042	6.470	0.201	0.367	0.011	0.994	2015	2069	6
#17	1087	0.000006	0.12756	0.00044	6.836	0.303	0.389	0.017	0.997	2117	2065	6
#18	2684	0.000002	0.12692	0.00059	6.545	0.304	0.374	0.017	0.995	2048	2056	8
#19	2951	0.000002	0.12703	0.00072	6.710	0.187	0.383	0.010	0.979	2091	2057	10
#20	3752	0.000002	0.12769	0.00053	6.783	0.272	0.385	0.015	0.995	2101	2066	7
#21	3341	0.000002	0.12680	0.00062	6.421	0.258	0.367	0.015	0.993	2016	2054	9
#22	3013	0.000002	0.12635	0.00165	6.706	0.284	0.385	0.015	0.951	2099	2048	23
#23	3276	0.000002	0.12752	0.00061	6.722	0.214	0.382	0.012	0.989	2087	2064	8
#24	4815	0.000002	0.12666	0.00059	6.411	0.528	0.367	0.030	0.998	2016	2052	8
#25	6876	0.000001	0.12594	0.00044	6.493	0.318	0.374	0.018	0.997	2048	2042	6
#26	3482	0.000002	0.12664	0.00044	6.580	0.440	0.377	0.025	0.999	2061	2052	6
#27	3979	0.000001	0.12712	0.00037	6.524	0.262	0.372	0.015	0.997	2040	2059	5
#28	3044	0.000002	0.12779	0.00077	6.683	0.187	0.379	0.010	0.976	2073	2068	11
#29	2608	0.000002	0.12832	0.00030	6.527	0.191	0.369	0.011	0.997	2024	2075	4
#30	1020	0.000004	0.12707	0.00055	6.570	0.306	0.375	0.017	0.996	2053	2058	8
#31	900	0.000005	0.12778	0.00028	6.798	0.317	0.386	0.018	0.999	2104	2068	4

Sample	U (ppm)	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	ρ	Apparent Ages (Ma)		
										$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$
#32	3640	0.000001	0.12664	0.00041	6.563	0.304	0.376	0.017	0.997	2057	2052	6
#33	3587	0.000002	0.12727	0.00049	6.629	0.274	0.378	0.016	0.996	2066	2061	7

Tableau 2.3c : Résultats U-Pb pour les zircons de l'échantillon BA13.

Sample	Pb* (ppm)	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	ρ	Apparent Ages (Ma)		
												$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$
Echantillon BA13: Granulite acide					<i>Zircon</i>									
#1	99	153	208	1.36	0.1711	0.0034	11.820	0.279	0.5011	0.0065	0.55	2619	2568	33
#2	147	274	237	0.87	0.1640	0.0018	10.230	0.291	0.4524	0.0119	0.92	2406	2497	18
#3	96	161	159	0.99	0.1677	0.0020	11.317	0.305	0.4895	0.0119	0.90	2569	2535	20
#4	145	318	76	0.24	0.1682	0.0020	11.076	0.643	0.4777	0.0271	0.98	2517	2539	20
#5	131	238	52	0.22	0.1826	0.0012	12.703	0.380	0.5046	0.0147	0.97	2634	2676	11
#6	258	532	179	0.34	0.1801	0.0019	11.067	0.170	0.4456	0.0050	0.72	2375	2654	18
#7	291	552	309	0.56	0.1759	0.0011	11.309	0.312	0.4664	0.0125	0.97	2468	2614	10
#8	149	297	307	1.03	0.1717	0.0015	9.335	0.331	0.3943	0.0136	0.97	2143	2574	14
#9	203	332	335	1.01	0.1796	0.0013	11.830	0.362	0.4777	0.0142	0.97	2517	2649	12
#10	182	298	362	1.22	0.1798	0.0020	11.454	0.253	0.4620	0.0088	0.86	2448	2651	18
#11	122	183	264	1.44	0.1752	0.0030	11.978	0.830	0.4960	0.0332	0.97	2596	2608	29
#12	134	226	219	0.97	0.1707	0.0032	11.186	0.336	0.4752	0.0111	0.78	2506	2565	32
#13	113	189	143	0.76	0.1628	0.0020	10.417	0.918	0.4642	0.0405	0.99	2458	2485	21
#14	165	259	194	0.75	0.1707	0.0022	11.887	1.091	0.5051	0.0459	0.99	2636	2564	21
#15	187	375	234	0.63	0.1697	0.0022	9.345	0.354	0.3993	0.0142	0.94	2166	2555	22

Tableau 2.3d : Résultats U-Pb pour les monazites de l'échantillon BA13.

Sample	U (ppm)	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	ρ	Apparent Ages (Ma)		
										$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$
Echantillon BA13: Granulite acide												
											<i>Monazite</i>	
BA13A												
#1.1	270	0.00001	0.1248	0.0005	6.414	0.267	0.373	0.015	0.995	2042	2026	7
#1.2	355	0.00001	0.1272	0.0022	6.560	0.289	0.374	0.015	0.921	2049	2060	30
#1.3	454	0.00001	0.1270	0.0006	6.584	0.284	0.376	0.016	0.994	2058	2057	9
#2.1	314	0.00001	0.1255	0.0006	6.461	0.269	0.373	0.015	0.994	2045	2036	8
#2.2	388	0.00001	0.1270	0.0006	6.458	0.253	0.369	0.014	0.993	2024	2056	8
#3.1	493	0.00001	0.1259	0.0005	6.067	0.087	0.350	0.005	0.955	1932	2041	7
#3.2	456	0.00001	0.1263	0.0011	6.289	0.086	0.361	0.004	0.790	1988	2047	15
#3.3	448	0.00001	0.1250	0.0006	6.019	0.090	0.349	0.005	0.952	1930	2030	8
#4.1	368	0.00001	0.1259	0.0010	6.492	0.113	0.374	0.006	0.893	2048	2042	14
#5.1	468	0.00001	0.1272	0.0012	6.242	0.075	0.356	0.003	0.626	1962	2060	17
#5.2	471	0.00001	0.1264	0.0011	6.634	0.151	0.381	0.008	0.924	2080	2048	15
#6.1	387	0.00001	0.1279	0.0008	6.579	0.150	0.373	0.008	0.960	2044	2069	11
#7.1	380	0.00001	0.1277	0.0011	6.573	0.320	0.373	0.018	0.984	2045	2066	15
#8.1	359	0.00001	0.1220	0.0010	6.094	0.147	0.362	0.008	0.937	1992	1986	15
#8.2	371	0.00001	0.1263	0.0022	6.559	0.227	0.377	0.011	0.865	2060	2047	31
#8.3	412	0.00001	0.1252	0.0007	6.465	0.272	0.374	0.016	0.992	2050	2032	10
BA13D												
#9.1	6081	0.00000	0.1233	0.0006	6.224	0.429	0.366	0.025	0.998	2012	2004	8
#10.1	973	0.00000	0.1255	0.0007	8.383	0.072	0.484	0.003	0.775	2546	2036	10
#10.2	519	0.00000	0.1269	0.0007	5.977	0.146	0.342	0.008	0.978	1895	2055	9
#11.1	4513	0.00000	0.1249	0.0008	6.434	0.298	0.373	0.017	0.991	2046	2028	11
#12.1	3852	0.00000	0.1238	0.0006	6.292	0.312	0.369	0.018	0.995	2022	2012	9

Annexe3

Tableau 3.1 : Datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ pour les échantillons du complexe de l'île de Cayenne.

Step n°	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (10^{-3})	Cum. % ^{39}Ar	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{K}$	Age (Ma)	$\pm 1\sigma$ (Ma)
J= 0.0010234									
04CAY3a biotite									
Step1	121.381	0.059	0	34.199	16.9	91.66	111.26	1371.396	4.347
Step2	162.475	0.023	0.02498	9.853	28.93	98.2	159.55	1746.471	3.132
Step3	166.086	0.021	0.0276	5.182	41.53	99.07	164.54	1781.146	4.175
Step4	163.501	0.021	0.00509	6.372	54.36	98.84	161.6	1760.802	4.422
Step5	162.444	0.021	0.00838	5.541	59.17	98.98	160.79	1755.15	5.933
Step6	161.646	0.023	0	9.625	61.31	98.23	158.79	1741.093	9.317
Step7	158.675	0.023	0.00571	6.848	67.96	98.72	156.64	1725.909	6.045
Step8	155.705	0.024	0.01	6.429	78.45	98.77	153.79	1705.613	4.022
Step9	152.291	0.021	0.00604	5.211	89.06	98.98	150.74	1683.569	3.6
Step10	154.671	0.023	0.0066	9.591	91.63	98.16	151.82	1691.436	6.519
Step11	160.187	0.018	0.00945	2.396	95.5	99.55	159.47	1745.863	5.812
Step12	157.916	0.025	0.01256	0.487	96.19	99.9	157.76	1733.849	20.983
Step13	161.837	0.022	0.01973	7.917	100	98.55	159.49	1746.004	6.264
04CAY3a amphibole 1									
Step 1	159.339	0.088	2.89071	126.802	1.08	76.61	122.3	1464.282	57.116
Step 2	202.992	0.089	5.04851	0	25.48	99.99	204.03	2034.137	11.295
Step 3	200.606	0.078	4.93589	5.026	39.85	99.44	200.12	2010.627	7.247
Step 4	208.391	0.052	5.21013	0	46.72	99.99	209.48	2066.441	17.074
Step 5	208.73	0.058	5.04784	10.039	55	98.75	206.81	2050.686	15.276
Step 6	210.191	0	5.03425	0	60.67	99.99	211.25	2076.796	13.551
Step 7	210.076	0.067	8.56252	6.404	70.7	99.4	209.98	2069.397	8.308
Step 8	205.394	0.141	6.41756	0	78.45	99.99	206.72	2050.2	22.87
Step 9	207.441	0.089	5.50565	0	93.04	99.99	208.59	2061.2	18.549
Step 10	208.82	0.084	5.5731	0	98.63	99.99	209.98	2069.421	20.862
Step 11	200.791	0.097	6.1707	0	100	99.99	202.05	2022.287	36.362
04CAY3a amphibole2									
Step 1	5.053	0.162	15.24596	0.003	0.18	99.69	6.24	111.726	12.824
Step 2	234.241	0.416	0.00001	15.283	0.83	98.07	229.71	2181.51	53.622
Step 3	110.992	0.084	2.7837	65.573	1.87	82.72	91.98	1196.725	36.977
Step 4	182.465	0.086	4.72383	11.693	7.4	98.29	179.9	1883.809	20.868
Step 5	206.277	0.088	4.61309	0	29.27	99.99	207.23	2053.195	12.036
Step 6	208.815	0.085	4.79849	2.116	52.05	99.87	209.19	2064.739	12.064
Step 7	224.592	0.114	5.777	48.174	53.87	93.85	211.57	2078.693	35.319
Step 8	207.425	0.09	5.53437	13.19	73.79	98.31	204.66	2037.954	9.212
Step 9	218.753	0.118	3.31907	47.542	75.39	93.68	205.38	2042.229	28.707
Step 10	200.896	0.08	0.32599	16.596	81.21	97.56	196.04	1985.767	19.933
Step 11	207.874	0.081	9.95132	0	100	99.99	209.97	2069.306	10.679
04CAY3b biotite 1									
Step 1	175.636	0.026	0.06742	39.335	3.3	93.38	164.01	1777.46	9.208
Step 2	196.58	0.015	0.01488	5.215	33.82	99.21	195.03	1979.512	6.469
Step 3	195.116	0.016	0.01333	2.118	52.36	99.67	194.48	1976.13	5.498
Step 4	196.332	0.018	0	0.499	61.91	99.92	196.17	1986.541	7.505
Step 5	193.24	0.017	0.00378	0	69.71	99.99	193.22	1968.378	4.519
Step 6	191.88	0.015	0.02044	4.033	82.07	99.37	190.68	1952.509	5.315
Step 7	191.415	0.02	0.04929	5.632	87.46	99.12	189.74	1946.667	8.468
Step 8	190.255	0.018	0.0723	13.119	90.34	97.96	186.38	1925.409	7.927
Step 9	193.673	0.019	0.00585	0.403	97.19	99.93	193.54	1970.33	8.657
Step 10	180.265	0.023	0.05978	14.642	99.48	97.59	175.93	1857.84	12.266
Step 11	190.723	0.033	0	92.917	100	85.6	163.25	1772.221	49.523
04CAY3b biotite 2									
Step 1	301.821	0	0.00018	257.528	0.05	74.78	0	0	0
Step 2	29618760	2522.162	17.85266	14291156.29	0.05	85.74	0	0	0
Step 3	187.546	0.016	0	4.88	20.63	99.22	186.09	1923.575	9.88
Step 4	189.702	0.014	0	0	42.46	99.99	189.69	1946.301	14.152
Step 5	192.332	0.015	0	0	62.03	99.99	192.32	1962.738	9.093
Step 6	188.287	0.013	0.01912	0.933	83.47	99.85	188	1935.681	9.175
Step 7	187.795	0.021	0.50601	12.033	89.02	98.12	184.32	1912.308	14.198
Step 8	194.842	0.016	0.51575	0	91.45	99.99	194.93	1978.924	26.205
Step 9	196.652	0.023	0	0	93.71	99.99	196.64	1989.409	18.809
Step 10	199.114	0.007	0.00001	0.001	94.6	99.99	199.1	2004.436	34.135
Step 11	195.507	0.002	0.00001	3.834	95.93	99.41	194.36	1975.395	39.932
Step 12	192.761	0.004	0	1.101	100	99.82	192.42	1963.377	23.131
04CAY3b amphibole1									
Step 1	444.543	0.225	0.86267	49.906	1.07	96.69	430.09	3042.895	15.695

Step n°	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (10^{-3}) J= 0.0010234	Cum. % ^{39}Ar	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{K}$	Age (Ma)	$\pm 1\sigma$ (Ma)
Step 2	203.426	0.023	0.17471	0.001	1.54	99.99	203.45	2030.671	30.773
Step 3	191.335	0.039	0.45786	2.254	2.81	99.66	190.74	1952.93	21.598
Step 4	198.928	0.03	2.25592	0	5.36	99.99	199.37	2006.115	8.863
Step 5	213.835	0.033	3.36376	1.619	15.02	99.89	214.06	2093.17	11.827
Step 6	208.679	0.041	3.42091	6.07	16.62	99.26	207.59	2055.319	12.014
Step 7	211.754	0.03	3.78357	2.179	27.89	99.82	211.9	2080.616	5.683
Step 8	210.357	0.028	3.24342	8.369	29.79	98.93	208.55	2061.001	12.705
Step 9	207.345	0.034	3.59265	8.527	33.68	98.91	205.56	2043.292	18.05
Step 10	211.224	0.029	3.67044	1.339	44.31	99.94	211.59	2078.83	9.537
Step 11	210.589	0.028	3.50158	3.384	47.13	99.64	210.32	2071.358	16.888
Step 12	212.607	0.028	3.5862	0	54.1	99.99	213.36	2089.092	10.375
Step 13	210.714	0.035	3.60805	0	62.22	99.99	211.47	2078.083	8.406
Step 14	211.56	0.026	3.52558	0	66.1	99.99	212.3	2082.923	18.472
Step 15	212.868	0.031	3.74656	0	77.25	99.99	213.65	2090.809	8.658
Step 16	207.938	0.029	3.92585	0.853	80.58	99.99	208.5	2060.681	15.096
Step 17	218.899	0.025	3.70248	49.727	81.21	93.41	204.96	2039.721	20.424
Step 18	222.636	0.05	3.99177	70.253	81.71	90.8	202.69	2026.115	34.332
Step 19	216.806	0.028	5.49603	5.718	86.86	99.4	216.29	2106.001	9.707
Step 20	221.917	0.028	10.49289	4.614	88.68	99.73	222.85	2143.306	20.724
Step 21	216.446	0.032	6.61726	5.758	100	99.44	216.16	2105.251	15.8
04CAY3b amphibole2									
Step 1	141.447	0.036	0.5868	0	1.88	99.99	141.53	1615.443	28.486
Step 2	141.447	0.036	0.5868	0	3.76	99.99	141.53	1615.443	28.486
Step 3	115.413	0.025	2.28798	3.482	12.82	99.24	114.71	1400.947	9.483
Step 4	197.137	0.036	3.93659	0	27.51	99.99	197.92	1997.286	12.42
Step 5	178.223	0.036	3.43413	23.103	29.54	96.31	172.02	1831.872	29.52
Step 6	189.635	0.032	4.55647	23.153	35.38	96.56	183.66	1908.098	16.754
Step 7	208.74	0.029	3.72963	0	49.09	99.99	209.51	2066.654	10.329
Step 8	205.977	0.034	3.99876	12.515	59.21	98.34	203.09	2028.547	16.176
Step 9	203.076	0.028	3.52189	1.084	74.42	99.96	203.47	2030.822	16.402
Step 10	198.987	0.036	5.03044	4.637	84.32	99.49	198.63	2001.58	16.311
Step 11	201.125	0.034	4.76204	3.914	100	99.59	200.93	2015.554	14.078
04CAY3c amphibole1									
Step 1	123.765	0.079	0.6998	29.949	2.88	92.88	115	1403.441	9.698
Step 2	105.416	0.02	0.64286	6.348	8.85	98.25	103.62	1304.175	7.39
Step 3	132.813	0.007	0.86906	7.869	10.12	98.29	130.61	1531.171	12.84
Step 4	165.018	0.021	4.93734	3.696	21.73	99.55	164.81	1782.972	11.285
Step 5	176.144	0.021	4.0002	3.642	28.62	99.55	175.81	1857.024	8.728
Step 6	183.629	0.022	3.40579	3.525	33.32	99.56	183.23	1905.332	13.373
Step 7	190.164	0.029	3.32894	4.269	41.73	99.46	189.55	1945.43	11.75
Step 8	175.055	0.024	2.95332	4.057	44.21	99.43	174.4	1847.685	9.059
Step 9	173.367	0.023	2.68555	4.296	45.92	99.38	172.59	1835.627	11.296
Step 10	197.809	0.026	3.41701	0	54.01	99.99	198.49	2000.743	10.385
Step 11	178.218	0.028	3.1531	6.157	56.68	99.1	176.98	1864.74	10.848
Step 12	176.244	0.02	3.01755	19.009	58.05	96.93	171.17	1826.183	17.904
Step 13	192.561	0.028	3.36705	5.358	62.44	99.3	191.64	1958.493	9.898
Step 14	200.801	0.028	3.5762	2.99	70.77	99.69	200.64	2013.767	9.381
Step 15	191.182	0.026	3.65878	5.774	73.38	99.24	190.19	1949.443	11.529
Step 16	194.173	0.035	3.67124	0	74.13	99.99	194.9	1978.729	13.338
Step 17	185.225	0.04	3.48456	25.417	74.82	96.08	178.36	1873.794	17.273
Step 18	191.972	0.024	3.88145	5.455	79.2	99.3	191.12	1955.271	11.867
Step 19	188.568	0.027	3.72965	4.077	88.18	99.5	188.08	1936.219	11.497
Step 20	192.443	0.025	3.78947	3.163	90.75	99.65	192.25	1962.329	15.662
Step 21	178.048	0	4.21933	4.393	91.04	99.44	177.54	1868.386	37.826
Step 22	198.112	0.03	4.17355	2.766	100	99.74	198.13	1998.545	11.765
04CAY3c amphibole2									
Step 1	60.09	0	6.1612	0.003	0.17	99.97	60.78	872.578	80.558
Step 2	145.564	0.031	2.56272	6.841	17.22	98.73	143.96	1633.676	14.248
Step 3	191.629	0.024	3.56065	0	39.73	99.99	192.33	1962.796	12.367
Step 4	194.181	0.025	3.86695	6.34	56.36	99.18	193.07	1967.405	12.303
Step 5	194.075	0.026	3.41802	10.106	76.03	98.59	191.76	1959.246	10.314
Step 6	177.255	0.021	3.52906	13.619	78.66	97.87	173.88	1844.242	32.778
Step 7	182.244	0.025	3.37052	5.52	88.5	99.24	181.25	1892.535	15.876
Step 8	192.133	0.035	7.59183	50.095	90.6	92.58	178.77	1876.425	30
Step 9	184.686	0.03	4.9301	17.08	100	97.46	180.57	1888.168	16.507

Tableau 3.2a : Datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur biotite pour les échantillons de la Mana.

Step n°	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (10^{-3})	Cum. % ^{39}Ar	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{K}$	Age (Ma)	$\pm 1\sigma$ (Ma)
J= 0.008256									
MAN02	<i>tonalite</i>								
1	226.96	0.022	0.24997	22.304	6.45	97.1	220.41	1870.153	10.532
2	246.365	0.016	0	0.458	26.34	99.94	246.21	2001.563	8.92
3	248.606	0.016	0.05908	1.473	43.25	99.82	248.17	2011.143	9.676
4	248.017	0.02	0.00602	0.096	55.32	99.98	247.97	2010.193	7.038
5	247.984	0.014	0.01654	2.308	61.96	99.72	247.29	2006.842	8.871
6	248.448	0.015	0.02233	1.524	75.13	99.81	247.99	2010.253	7.125
7	249.055	0.017	0.31869	8.837	80.05	98.95	246.5	2002.983	14.144
8	246.742	0.023	0.26825	5.783	83.18	99.31	245.08	1995.99	24.278
9	244.442	0.022	0.11687	1.813	90.7	99.78	243.92	1990.254	10.205
10	248.115	0.014	0.07405	2.486	100	99.7	247.38	2007.293	8.584
MAN25	<i>tonalite</i>								
1	228.222	0.04	0.18315	120.184	1.45	84.44	192.73	1717.676	20.829
2	230.108	0.016	0.1857	6.252	8.89	99.2	228.29	1911.297	10.691
3	238.015	0.015	0.20028	3.319	13.2	99.59	237.06	1956.061	9.486
4	233.171	0.013	0.27079	1.905	19.86	99.76	232.65	1933.705	9.877
5	238.613	0.012	0.01786	1.57	26.36	99.8	238.14	1961.458	11.242
6	237.505	0.011	0	0	32.46	99.99	237.49	1958.199	8.377
7	238.632	0.013	0	0.464	40.23	99.94	238.48	1963.172	5.917
8	238.659	0.011	0.02273	1.149	47.43	99.85	238.31	1962.317	7.877
9	237.054	0.013	0.4333	2.381	51.64	99.71	236.43	1952.885	7.179
10	238.681	0.013	0.49476	3.775	55.93	99.54	237.66	1959.078	9.024
11	238.769	0.015	0	7.54	59.63	99.06	236.53	1953.344	10.309
12	237.261	0.013	0.20131	3.522	61.31	99.56	236.25	1951.956	11.051
13	235.997	0.013	0.13282	1.925	65.86	99.76	235.44	1947.874	11.603
14	235.896	0.011	0.27783	1.934	73.3	99.76	235.37	1947.517	6.994
15	235.827	0.013	0.26521	2.829	78.38	99.65	235.04	1945.816	8.646
16	239.721	0.014	0.2416	3.174	81.95	99.61	238.82	1964.897	10.384
17	236.492	0.012	0	1.006	85.87	99.87	236.18	1951.597	6.887
18	235.715	0.012	0	0	89.49	99.99	235.7	1949.173	10.943
19	236.741	0.011	0	0.569	95.71	99.92	236.56	1953.503	4.78
20	237.178	0.011	0.25914	1.675	100	99.79	236.73	1954.357	11.356
MAN32a	<i>méta-andésite à amphibole</i>								
1	149.108	0.09	0	185.254	2.06	63.28	94.35	1039.197	12.365
2	211.313	0.057	0.6817	42.686	6.01	94.05	198.82	1752.372	12.322
3	234.229	0.053	0.21365	18.733	10.87	97.64	228.73	1913.566	9.286
4	237.45	0.053	0	11.68	15.41	98.54	233.98	1940.471	7.787
5	236.61	0.046	0	9.905	16.77	98.76	233.67	1938.867	10.18
6	241.76	0.047	0	7.345	24.21	99.1	239.57	1968.654	9.399
7	243.089	0.043	0	5.005	26.24	99.39	241.59	1978.733	10.55
8	244.69	0.047	0.27222	3.49	31.85	99.58	243.71	1989.21	6.77
9	244.433	0.049	0.21943	5.12	37.24	99.38	242.96	1985.493	8.967
10	248.134	0.049	0.04944	4.468	42.63	99.46	246.81	2004.487	10.822
11	245.413	0.051	0	4.747	45.6	99.42	243.99	1990.632	9.808
12	245.884	0.047	0.10467	4.124	50.62	99.5	244.67	1993.989	6.238
13	247.598	0.051	0.13931	3.106	55.13	99.63	246.7	2003.938	7.553
14	246.653	0.05	0.11409	2.444	60.33	99.7	245.94	2000.23	10.132
15	244.588	0.047	0.13614	2.204	65.49	99.73	243.95	1990.428	10.909
16	245.298	0.05	0.14939	2.996	70.28	99.64	244.43	1992.794	7.631
17	246.679	0.05	0.05066	3.174	73.82	99.62	245.74	1999.223	5.886
18	244.605	0.046	0	1.091	77.09	99.86	244.27	1991.979	13.166
19	247.363	0.046	0.17771	2.36	82.7	99.72	246.69	2003.91	7.614
20	242.635	0.051	0.16995	5.762	88.7	99.3	240.96	1975.553	7.197
21	241.142	0.049	0.03338	3.494	93.73	99.57	240.1	1971.291	10.587
22	240.899	0.055	0.34922	3.686	100	99.55	239.87	1970.159	9.078

Step n°	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (10^{-3})	Cum. % ^{39}Ar	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{K}$	Age (Ma)	$\pm 1\sigma$ (Ma)
J= 0.008256									
MAN32b	<i>méta-andésite à amphibole</i>								
1	140.832	0.077	0.92343	175.83	0.71	63.14	88.98	993.679	19.716
2	224.767	0.047	0.00447	17.863	4.56	97.64	219.47	1865.212	14.256
3	244.034	0.04	0	2.48	8.89	99.69	243.29	1987.126	10.059
4	251.087	0.045	0.00007	3.877	17.82	99.54	249.93	2019.703	3.095
5	250.83	0.038	0.05697	2.08	24.87	99.75	250.21	2021.1	6.462
6	255.194	0.039	0	0	27.99	99.99	255.18	2045.062	11.433
7	249.37	0.033	0.11888	3.094	31.12	99.63	248.47	2012.6	7.499
8	252.529	0.04	0.0533	2.111	40.42	99.75	251.9	2029.287	7.974
9	255.265	0.038	0.00506	3.682	45.47	99.57	254.16	2040.187	4.423
10	245.617	0.04	0	2.907	48.77	99.64	244.74	1994.321	4.441
11	253.729	0.041	0	1.64	52.81	99.8	253.23	2035.69	12.011
12	252.244	0.042	0	1.427	61.8	99.83	251.81	2028.824	4.833
13	252.184	0.039	0	0.519	70.97	99.93	252.02	2029.833	8.4
14	253.405	0.038	0	0.771	80.68	99.9	253.16	2035.367	7.705
15	255.305	0.039	0	3.403	87.05	99.6	254.28	2040.768	8.604
16	254.055	0.038	0	2.814	90.61	99.67	253.21	2035.592	11.848
17	253.488	0.04	0.06788	0.899	100	99.89	253.22	2035.665	10.45
Man32d	<i>tonalite</i>								
1	217.889	0.048	0.23916	88.65	2.29	87.98	191.72	1711.898	16.468
2	240.138	0.035	0.02312	3.483	8.16	99.57	239.1	1966.276	4.843
3	241.54	0.031	0.10662	1.6	15.39	99.8	241.08	1976.154	9.95
4	242.163	0.035	0.23063	0.25	23.51	99.97	242.13	1981.381	6.556
5	243.051	0.032	0	0	27.52	99.99	243.04	1985.888	10.349
6	242.946	0.031	0	0.129	35.22	99.98	242.89	1985.177	6.991
7	243.257	0.035	0.00384	0.472	41.02	99.94	243.1	1986.222	8.46
8	242.295	0.037	0	1.444	45.59	99.82	241.85	1980.018	8.994
9	243.018	0.035	0.17877	1.92	49.5	99.77	242.48	1983.117	12.507
10	244.737	0.032	0	2.813	53.66	99.65	243.89	1990.115	10.719
11	243.364	0.035	0	0	57.14	99.99	243.35	1987.435	8.308
12	244.066	0.047	0.35605	3.835	62.21	99.54	243	1985.709	15.712
13	244.285	0.035	0	0	69.5	99.99	244.27	1991.99	10.549
14	244.664	0.037	0	1.437	72.28	99.82	244.22	1991.765	10.964
15	242.026	0.034	0.07548	1.775	79.41	99.78	241.5	1978.281	5.225
16	243.026	0.033	0.02945	1.939	83.27	99.76	242.44	1982.954	6.707
17	244.125	0.036	0.12932	3.209	88.44	99.61	243.19	1986.657	10.194
18	244.254	0.033	0.22984	3.336	92.1	99.6	243.31	1987.228	8.964
19	244.431	0.033	0.04619	1.379	100	99.83	244.02	1990.752	5.31
MAN42b	<i>granodiorite</i>								
1	222.753	0.019	0.0693	29.928	3.85	96.03	213.91	1835.491	8.179
2	235.834	0.015	0.0816	2.595	11.1	99.67	235.07	1945.987	4.147
3	236.42	0.014	0	1.018	17.64	99.87	236.1	1951.213	7.301
4	235.372	0.018	0	1.432	18.91	99.81	234.93	1945.295	16.204
5	233.791	0.016	0.15296	5.58	22.18	99.29	232.16	1931.192	12.006
6	237.036	0.017	0.2675	3.197	28.99	99.6	236.14	1951.381	14.129
7	240.46	0.014	0.01427	0.619	34.53	99.92	240.27	1972.109	5.727
8	237.662	0.014	0.01585	1.41	38.73	99.82	237.23	1956.909	4.084
9	236.026	0.013	0	0.167	40.48	99.97	235.96	1950.494	6.609
10	239.755	0.014	0	0	45.01	99.99	239.74	1969.481	5.924
11	237.494	0.013	0	0.173	48.65	99.97	237.43	1957.885	5.995
12	237.473	0.013	0	0.785	51.98	99.9	237.23	1956.87	12.915
13	235.16	0.014	0	0	55.83	99.99	235.14	1946.363	8.063
14	238.277	0.016	0	1.513	59.61	99.81	237.81	1959.833	13.268
15	238.756	0.015	0.10432	2.564	63.56	99.68	238.01	1960.801	8.294
16	229.319	0.016	0.10539	3.368	67.64	99.56	228.33	1911.532	13.444
17	237.661	0.015	0	2.044	72.02	99.74	237.04	1955.946	5.825

Step n°	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (10^{-3})	Cum. % ^{39}Ar	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{K}$	Age (Ma)	$\pm 1\sigma$ (Ma)
J= 0.008256									
18	218.157	0.018	0.15434	2.47	79.84	99.66	217.44	1854.433	31.228
19	235.817	0.014	0	0	85.37	99.99	235.8	1949.688	8.741
20	238.315	0.015	0	4.559	88.15	99.43	236.95	1955.495	9.559
21	234.362	0.016	0.01741	2.69	91.5	99.65	233.56	1938.3	7.12
22	235.754	0.015	0	3.715	93.56	99.53	234.64	1943.811	13.162
23	235.438	0.014	0.00307	1.443	100	99.81	235	1945.612	6.933
MAN48	<i>granodiorite</i>								
1	193.912	0.023	0.0019	32.36	2.62	95.06	184.33	1668.77	7.332
2	238.875	0.014	0	2.292	10.44	99.71	238.18	1961.68	8.862
3	241.483	0.014	0	1.369	19.02	99.83	241.06	1976.089	6.083
4	242.626	0.013	0.08334	1.573	26.36	99.8	242.16	1981.569	6.453
5	244.888	0.015	0	3.829	29.03	99.53	243.74	1989.375	9.299
6	242.517	0.014	0	1.123	36.71	99.86	242.17	1981.591	9.367
7	244.916	0.013	0	1.123	42	99.86	244.57	1993.468	7.464
8	244.112	0.015	0	0.986	47.08	99.87	243.81	1989.696	9.514
9	242.72	0.014	0	0.24	53.9	99.96	242.63	1983.893	7.301
10	246.5	0.013	0.14714	1.079	57.78	99.87	246.2	2001.495	11.609
11	244.609	0.016	0	0.539	60.29	99.93	244.43	1992.8	14.287
12	245.141	0.016	0.15944	1.988	63.91	99.76	244.58	1993.499	8.783
13	243.425	0.015	0.14611	1.758	68.65	99.78	242.92	1985.332	6.872
14	244.246	0.012	0	2.154	69.88	99.73	243.59	1988.65	21.342
15	243.596	0.014	0	0.975	71.84	99.88	243.29	1987.157	9.931
16	243.771	0.015	0	1.356	76.1	99.83	243.35	1987.468	9.199
17	242.108	0.013	0	0	79.62	99.99	242.09	1981.21	6.199
18	245.301	0.016	0	1.784	85.9	99.78	244.76	1994.399	10.051
19	244.434	0.011	0.28763	1.27	88.5	99.85	244.11	1991.203	10.871
20	243.211	0.014	0.0384	4.219	90.73	99.48	241.96	1980.537	13.452
21	245.916	0.017	0	2.464	92.75	99.7	245.17	1996.443	5.917
22	243.649	0.015	0.07601	1.47	100	99.82	243.22	1986.783	4.497
MAN51	<i>tonalite</i>								
1	212.947	0	0.00005	0.002	0.27	99.99	212.93	1830.218	62.556
2	205.159	0	0.00003	14.672	0.71	97.88	200.81	1763.533	41.618
3	219.323	0.018	0.44455	10.533	6.3	98.59	216.29	1848.273	11.123
4	230.637	0.02	0.18555	4.524	19.57	99.42	229.33	1916.657	7.085
5	230.596	0.023	0.6971	14.014	22.76	98.22	226.59	1902.54	20.629
6	233.516	0.018	0.22212	5.164	40.86	99.35	232.02	1930.494	10.092
7	233.579	0.019	0.32548	3.827	54.79	99.52	232.51	1932.954	15.416
8	223.14	0.02	0.46059	8.601	63.4	98.87	220.68	1871.607	17.871
9	219.438	0.021	1.0595	5.624	68.1	99.27	217.99	1857.341	16.882
10	220.926	0.02	1.26664	11.384	73.27	98.51	217.82	1856.438	9.73
11	222.305	0.024	0.8764	10.462	79.65	98.63	219.39	1864.761	14.994
12	220.934	0.02	0.00261	4.938	89.99	99.33	219.46	1865.139	11.064
13	217.354	0.018	0.02729	5.727	100	99.22	215.65	1844.855	33.952
Man53a	<i>trondhjemite</i>								
1	135.535	0.054	0.00003	96.809	0.22	78.88	106.91	1141.426	45.767
2	225.443	0.019	0	20.277	3.92	97.34	219.44	1865.013	7.905
3	240.87	0.015	0.40519	5.31	14.27	99.35	239.38	1967.682	10.403
4	247.02	0.016	0.07842	0.435	27.68	99.94	246.89	2004.901	4.75
5	247.696	0.013	0	0.746	41.3	99.9	247.46	2007.673	6.315
6	249.719	0.016	0.49907	3.572	50.7	99.59	248.77	2014.057	7.914
7	249.212	0.015	0.50423	3.304	59.07	99.62	248.34	2011.975	8.325
8	243.601	0.016	0.67812	4.419	65.59	99.48	242.44	1982.921	10.006
9	241.644	0.016	0.71318	3.765	68.14	99.56	240.68	1974.183	11.95
10	243.104	0.015	0.5565	4.917	72.51	99.41	241.76	1979.581	12.539
11	246.597	0.016	0.0723	1.383	80.85	99.83	246.19	2001.445	8.181
12	246.725	0.015	0.0727	2.073	88.01	99.75	246.11	2001.071	8.867
13	242.08	0.013	0.0482	1.075	93.26	99.86	241.76	1979.544	9.738

Step n°	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (10^{-3})	Cum. % ^{39}Ar	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{K}$	Age (Ma)	$\pm 1\sigma$ (Ma)
J= 0.008256									
14	246.721	0.015	0.10895	0.748	95.55	99.91	246.51	2003.021	18.564
15	247.47	0.014	0.19599	1.737	100	99.79	246.99	2005.362	15.611
MAN53c <i>aplite</i>									
1	222.138	0.019	0	20.738	13.02	97.23	215.99	1846.689	9.58
2	239.672	0.014	0	0.396	32.91	99.94	239.54	1968.485	7.287
3	239.863	0.013	0.13273	1.178	45.43	99.85	239.53	1968.436	6.503
4	240.317	0.013	0	1.777	58.82	99.77	239.78	1969.668	8.309
5	241.853	0.013	0.00075	1.451	76.08	99.82	241.41	1977.808	10.121
6	239.72	0.013	0.23008	2.562	84.32	99.68	239	1965.787	9.644
7	240.618	0.014	0.02636	5.1	88.22	99.37	239.1	1966.289	21.926
8	237.951	0.015	0	2.191	92.31	99.72	237.29	1957.188	9.071
9	237.352	0.011	0.08415	4.184	95.34	99.48	236.12	1951.296	10.854
10	239.639	0.011	0	0	97.92	99.99	239.62	1968.904	10.718
11	241.204	0.008	0.00001	0	100	99.99	241.19	1976.713	12.716
MAN53d <i>métabasite</i>									
1	66.287	0	0.88437	171.616	0.64	23.57	15.63	219.014	47.314
2	49.182	0.025	0	49.401	3.65	70.29	34.57	452.945	19.23
3	68.841	0.023	0.0513	23.701	39.13	89.81	61.83	744.012	7.704
4	104.674	0.021	0.03287	20.706	49.91	94.14	98.54	1073.971	3.988
5	103.616	0.013	0.05836	18.96	56.39	94.58	98.01	1069.543	6.664
6	92.658	0.017	0.00461	14.224	64.84	95.45	88.44	989.017	5.607
7	91.437	0.016	0.04358	21.437	72.37	93.06	85.09	959.968	6.663
8	87.586	0.021	0.06327	23.088	79.82	92.2	80.76	921.625	7.809
9	77.074	0.023	0.01847	16.966	95.12	93.48	72.05	842.07	4.678
10	88.141	0.022	0.04519	0.001	96.28	99.98	88.13	986.361	20.713
11	139.194	0.057	0.67447	8.269	100	98.27	136.85	1363.93	12.954
MAN57 <i>tonalite</i>									
1	200.411	0.024	0.06224	37.438	2.03	94.47	189.34	1698.12	7.722
2	234.817	0.013	0	7.508	5.08	99.05	232.58	1933.344	7.918
3	246.07	0.014	0.02956	3.024	7.79	99.63	245.17	1996.418	7.425
4	244.979	0.015	0	3.87	8.95	99.53	243.82	1989.77	13.783
5	245.617	0.014	0	2.739	12.33	99.66	244.79	1994.569	9.61
6	242.572	0.014	0.01026	3.378	16.16	99.58	241.56	1978.565	7.345
7	243.588	0.014	0	1.398	20.11	99.82	243.16	1986.502	6.993
8	245.116	0.014	0.05015	2.873	24.09	99.65	244.26	1991.957	9.259
9	245.098	0.015	0.06881	2.833	25.44	99.65	244.26	1991.95	12.268
10	244.927	0.014	0.11312	4.014	26.54	99.51	243.75	1989.431	6.496
11	244.592	0.016	0.01225	0.449	30.57	99.94	244.45	1992.862	8.303
12	245.166	0.013	0.02182	1.752	34.16	99.78	244.64	1993.806	4.593
13	245.736	0.014	0	1.304	38.1	99.84	245.34	1997.246	5.75
14	244.635	0.015	0.41511	1.791	40.14	99.79	244.19	1991.585	10.834
15	245.643	0.014	0	0.345	43.61	99.95	245.53	1998.182	12.223
16	244.232	0.014	0.16845	0.743	47.35	99.91	244.04	1990.838	7.78
17	242.752	0.015	0.02814	0.693	49.26	99.91	242.54	1983.423	10.837
18	246.236	0.014	0.02964	0.705	53.24	99.91	246.02	2000.609	6.659
19	244.924	0.014	0.12057	3.56	54.98	99.57	243.88	1990.087	7.865
20	244.259	0.015	0.06574	1.685	57.87	99.79	243.76	1989.477	8.854
21	243.546	0.013	0.0327	2.427	61.18	99.7	242.82	1984.825	7.214
22	243.811	0.014	0.03194	2.066	64.9	99.74	243.19	1986.663	6.156
23	243.796	0.014	0.06182	2.115	68.04	99.74	243.17	1986.555	7.92
24	246.345	0.014	0	1.995	69.65	99.75	245.74	1999.235	9.518
25	245.963	0.014	0.06561	0.572	72.53	99.93	245.79	1999.501	6.344
26	243.089	0.013	0.2414	3.384	75.09	99.59	242.13	1981.393	5.932
27	243.476	0.013	0.0044	0.424	79.23	99.94	243.34	1987.376	6.939
28	244.542	0.013	0.09106	1.863	82.62	99.77	244	1990.643	6.893
29	242.124	0.015	0.00441	3.019	85.44	99.63	241.22	1976.857	4.89
30	243.943	0.014	0.05741	2.411	88.19	99.7	243.23	1986.843	7.561

Step n°	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (10^{-3})	Cum. % ^{39}Ar	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{K}$	Age (Ma)	$\pm 1\sigma$ (Ma)
J= 0.008256									
31	244.452	0.013	0.13125	3.348	90.51	99.59	243.48	1988.075	9.706
32	243.598	0.013	0.20206	4.747	92.55	99.42	242.23	1981.875	8.149
33	242.781	0.015	0.41151	4.961	95.53	99.4	241.4	1977.741	7.532
34	243.051	0.014	0.71536	4.904	96.63	99.42	241.75	1979.519	12.796
35	242.985	0.014	0.45166	2.581	100	99.69	242.31	1982.3	4.643
MAN59	<i>tonalite</i>								
1	215.556	0.031	0	33.852	3.55	95.35	205.54	1789.838	18.359
2	230.763	0.03	0.03643	0.903	5.01	99.88	230.49	1922.633	18.24
3	221.26	0.028	0.01565	1.613	14.15	99.78	220.77	1872.072	6.33
4	214.39	0.021	0	0	20.46	99.99	214.37	1837.997	45.215
5	244.226	0.029	0.09673	0	22.73	99.99	244.23	1991.809	10.32
6	243.691	0.026	0.02635	0.404	27.65	99.95	243.56	1988.496	9.493
7	243.148	0.028	0.01481	0.406	33.1	99.94	243.02	1985.789	7.976
8	245.12	0.027	0	1.453	37.77	99.82	244.67	1993.99	8.541
9	246.147	0.029	0.02631	0.429	43.56	99.94	246.01	2000.567	10.938
10	243.96	0.029	0.09618	1.545	46.95	99.81	243.51	1988.237	12.446
11	246.046	0.027	0.17244	2.113	52.59	99.75	245.45	1997.792	7.228
12	246.578	0.025	0.14342	1.445	57.02	99.82	246.17	2001.345	8.219
13	246.422	0.029	0.1698	1.548	60.09	99.81	245.99	2000.459	14.891
14	243.436	0.028	0.2223	3.684	62.78	99.55	242.38	1982.653	12.122
15	244.808	0.027	0	2.186	65.16	99.73	244.15	1991.383	10.722
16	242.747	0.03	1.11924	11.267	66.18	98.66	239.66	1969.092	16.311
17	243.28	0.028	0.03194	1.107	70.29	99.86	242.94	1985.438	8.215
18	241.294	0.027	0.08573	0.998	73.13	99.87	241	1975.79	8.682
19	245.965	0.029	0.11235	0.881	77.26	99.89	245.72	1999.116	15.039
20	241.318	0.027	0.18844	1.954	81.59	99.76	240.77	1974.621	12.27
21	228.115	0.024	0.05881	1.185	84.96	99.84	227.76	1908.592	8.721
22	244.517	0.024	0	0.515	87.17	99.93	244.35	1992.384	9.811
23	241.239	0.027	0.25809	0.979	91.75	99.88	240.99	1975.742	6.374
24	238.293	0.029	0.64881	4.732	93.87	99.43	237.03	1955.875	8.534
25	238.624	0.028	0.5602	0.373	100	99.96	238.63	1963.914	4.556
MAN60	<i>tonalite</i>								
1	180.847	0.086	0.00001	210.36	0.36	65.62	118.67	1232.118	26.2
2	194.593	0.035	0	24.883	1.41	96.21	187.22	1685.758	12.19
3	221.777	0.027	0	6.935	4.6	99.07	219.71	1866.475	6.592
4	231.811	0.027	0	2.665	5.59	99.65	231.01	1925.293	21.876
5	234.832	0.027	0	1.353	10.65	99.82	234.42	1942.675	4.871
6	235.201	0.025	0.01809	0.49	15.24	99.93	235.04	1945.857	8.441
7	236.023	0.026	0	0	19.51	99.99	236.01	1950.731	11.182
8	237.831	0.025	0.0674	2.614	24.31	99.67	237.06	1956.032	5.387
9	237.528	0.024	0	0	28.72	99.99	237.51	1958.317	8.989
10	234.335	0.023	0	0.524	33.4	99.93	234.16	1941.397	7.235
11	235.098	0.03	0.02763	0.698	38.3	99.91	234.88	1945.037	5.627
12	235.658	0.025	0	0	43.2	99.99	235.64	1948.885	8.23
13	234.733	0.025	0	2.694	45.28	99.65	233.92	1940.158	10.717
14	238.345	0.025	0.05742	1.338	48.56	99.83	237.95	1960.501	11.426
15	238.151	0.025	0	2.998	49.75	99.62	237.25	1956.994	11.275
16	238.737	0.027	0.07412	4.378	51.17	99.45	237.44	1957.974	16.11
17	235.58	0.025	0.11956	0.992	54.26	99.87	235.3	1947.142	11.711
18	236.78	0.025	0.25851	2.864	56.88	99.64	235.98	1950.578	11.379
19	236.733	0.026	0.23313	1.438	61.73	99.82	236.35	1952.436	3.695
20	234.985	0.023	0.17727	0	64.57	99.99	235.01	1945.682	6.473
21	234.986	0.022	0	0	69.43	99.99	234.97	1945.481	7.673
22	235.378	0.022	0.06192	1.142	73.62	99.85	235.04	1945.831	8.858
23	247.403	0.032	1.05254	28.648	74.57	96.6	239.17	1966.61	12.027
24	236.146	0.025	0.19399	1.568	79.39	99.8	235.71	1949.231	9.553
25	234.993	0.024	0.04931	0.852	84.26	99.89	234.74	1944.298	6.745
26	235.977	0.023	0	0	88.44	99.99	235.96	1950.495	7.431

Step n°	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	³⁸ Ar/ ³⁹ Ar	³⁷ Ar/ ³⁹ Ar	³⁶ Ar/ ³⁹ Ar (10 ⁻³)	Cum. % ³⁹ Ar	% ⁴⁰ Ar*	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ K	Age (Ma)	± 1σ (Ma)
J= 0.008256									
27	235.836	0.026	0.37716	4.388	91.03	99.46	234.61	1943.653	6.822
28	237.465	0.024	0	2.313	94.17	99.71	236.77	1954.554	9.16
29	184.979	0.023	0.30421	0	100	99.99	185.02	1672.833	54.03
MAN63	<i>tonalite</i>								
1	228.717	0.031	0.07892	63.611	1.64	91.78	209.92	1813.893	13.457
2	239.515	0.019	0	11.346	6.26	98.59	236.15	1951.43	9.659
3	244.554	0.019	0	5.43	7.78	99.34	242.93	1985.383	20.542
4	243.494	0.02	0.20496	3.532	12.13	99.57	242.48	1983.143	10.758
5	238.531	0.016	0.14182	4.118	16.76	99.49	237.33	1957.403	10.479
6	238.393	0.017	0.08244	1.739	22.34	99.78	237.88	1960.178	6.643
7	242.19	0.017	0	0.163	28.05	99.97	242.13	1981.377	11.364
8	244.681	0.016	0.14835	2.746	31.24	99.67	243.89	1990.11	12.61
9	242.363	0.017	0	1.665	36.23	99.79	241.85	1980.028	6.709
10	243.687	0.018	0.08217	2.584	41.31	99.68	242.93	1985.352	10.471
11	244.352	0.018	0.05605	1.555	46.34	99.81	243.89	1990.116	7.772
12	244.783	0.017	0.09355	1.74	50.39	99.79	244.28	1992.018	10.879
13	245.282	0.018	0.53081	3.776	52.97	99.55	244.27	1992.014	10.754
14	242.307	0.018	0.1913	2.073	55.2	99.75	241.72	1979.374	10.072
15	242.809	0.02	0.0236	0.97	57.74	99.88	242.51	1983.293	10.698
16	243.336	0.019	0.15639	1.393	63.1	99.83	242.94	1985.436	6.621
17	242.942	0.016	0.14777	2.436	69.22	99.7	242.24	1981.947	7.532
18	244.257	0.017	0.21069	4.323	71.82	99.48	243.01	1985.775	9.78
19	241.984	0.017	0.06752	1.62	76.29	99.8	241.51	1978.289	5.776
20	241.572	0.017	0.20011	1.446	80.16	99.82	241.18	1976.651	11.269
21	240.934	0.018	0	0	82.44	99.99	240.92	1975.37	11.584
22	242.945	0.017	0.01742	2.492	87.74	99.69	242.2	1981.727	8.001
23	239.648	0.017	0	0.417	90.91	99.94	239.51	1968.331	7.648
24	238.739	0.016	0	1.884	93.65	99.76	238.17	1961.602	11.132
25	241.641	0.016	0	0.533	100	99.93	241.47	1978.106	6.306
MAN65	<i>granite</i>								
1	101.443	0.025	0	31.539	1.99	90.8	92.11	1020.323	9.237
2	139.935	0.02	0	11.604	3.9	97.54	136.49	1361.447	12.516
3	219.914	0.017	0.01942	6.546	11.69	99.11	217.97	1857.222	6.944
4	234.479	0.016	0	3.485	18.22	99.55	233.43	1937.679	6.71
5	238.394	0.016	0.05232	3.445	23.27	99.57	237.37	1957.611	6.382
6	235.634	0.015	0.08245	1.92	30.19	99.76	235.07	1945.984	8.528
7	241.204	0.016	0.4648	4.537	33.42	99.45	239.95	1970.56	12.603
8	240.501	0.015	0.17334	3.247	39.48	99.6	239.57	1968.615	10.08
9	240.714	0.012	0	3.661	41.53	99.54	239.62	1968.869	9.771
10	238.107	0.012	0.26992	1.37	45.47	99.83	237.75	1959.503	7.895
11	240.63	0.015	0.26773	3.505	50.81	99.57	239.64	1968.991	8.469
12	245.978	0.014	0.11421	1.357	53.46	99.83	245.59	1998.49	6.805
13	242.024	0.013	0	0.903	55.09	99.88	241.74	1979.465	10.937
14	242.915	0.013	0.0514	1.96	57.76	99.76	242.33	1982.397	13.704
15	245.956	0.016	0.12627	3.024	64.19	99.63	245.08	1995.972	6.628
16	243.101	0.015	0	1.948	69.01	99.76	242.51	1983.282	5.75
17	247.649	0.015	0	3.239	72.56	99.61	246.68	2003.835	9.281
18	243.973	0.016	0	0.586	79.4	99.92	243.78	1989.594	4.432
19	243.315	0.012	0	0.359	85.64	99.95	243.19	1986.67	8.526
20	236.811	0.019	0.32336	2.075	90.17	99.74	236.26	1951.985	9.81
21	240.159	0.017	0.16127	1.147	92.81	99.86	239.84	1969.996	11.544
22	240.709	0.015	0.14508	0.668	100	99.92	240.53	1973.43	6.984
MAN68	<i>tonalite</i>								
1	238.907	0.048	0.57974	151.206	0.67	81.31	194.33	1726.841	20.713
2	227.565	0.022	0	22.21	2.91	97.11	220.99	1873.207	10.151
3	236.98	0.018	0	8.113	7.99	98.98	234.57	1943.436	9.061
4	238.4	0.016	0.15272	4.167	15.46	99.48	237.19	1956.684	6.756

Step n°	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (10^{-3})	Cum. % ^{39}Ar	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{K}$	Age (Ma)	$\pm 1\sigma$ (Ma)
J= 0.008256									
5	236.245	0.015	0.11726	2.746	19.97	99.65	235.44	1947.883	7.71
6	239.106	0.015	0	1.589	27.4	99.8	238.62	1963.88	10.237
7	238.991	0.015	0.01568	1.273	33.08	99.84	238.6	1963.793	6.486
8	240.419	0.016	0.18243	4.078	36.14	99.5	239.24	1966.986	9.533
9	240.33	0.016	0	4.146	38.44	99.48	239.09	1966.231	11.382
10	235.406	0.013	0	0.557	43.21	99.92	235.23	1946.777	10.327
11	235.79	0.015	0.01284	1.824	51.02	99.77	235.24	1946.842	9.807
12	236.289	0.014	0.00333	3.699	54.75	99.53	235.18	1946.549	8.293
13	233.957	0.014	0	0.778	60.92	99.9	233.71	1939.093	4.405
14	236.717	0.014	0	2.324	63.99	99.7	236.01	1950.764	10.249
15	234.699	0.014	0	3.159	66.77	99.6	233.75	1939.289	9.93
16	239.279	0.017	0.22964	4.247	70.01	99.48	238.06	1961.073	8.484
17	237.754	0.017	0	4.93	72.88	99.38	236.28	1952.114	12.451
18	236.555	0.015	0	0.895	79.51	99.88	236.27	1952.077	6.39
19	235.66	0.016	0.04749	1.691	86.57	99.78	235.16	1946.419	7.167
20	236.835	0.017	0	1.928	89.66	99.75	236.25	1951.954	10.408
21	236.827	0.018	0.03748	2.366	92.78	99.7	236.12	1951.299	10.267
22	236.126	0.015	0.36288	2.66	96.81	99.67	235.41	1947.694	5.576
23	237.566	0.014	0.00353	4.828	98.12	99.39	236.12	1951.32	17.366
24	235.063	0.016	0	3.513	100	99.55	234.01	1940.605	10.922

Tableau 3.2b : Datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur amphibole pour les échantillons de la Mana.

Step n°	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (10^{-3})	Cum. % ^{39}Ar	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{K}$	Age (Ma)	$\pm 1\sigma$ (Ma)
J= 0.008256									

MAN04 *méta-dacite à amphibole*

1	4584.338	1.68	3.55516	698.818	0.25	95.5	4388.24	6525.523	85.444
2	983.461	0.345	5.90331	180.413	0.36	94.62	934.17	3905.388	118
3	816.117	0.178	49.60984	352.358	0.4	87.7	739.59	3537.697	368.361
4	252.359	0.316	0.00011	74.47	0.44	91.27	230.34	1921.855	228.768
5	359.564	0.072	0.22347	9.52	6.57	99.22	356.8	2476.356	7.39
6	222.308	0.019	0.21875	4.31	19.68	99.43	221.07	1873.631	6.661
7	221.971	0.015	0	1.462	23.08	99.8	221.52	1876.036	18.506
8	243.742	0.189	1.46013	0	39.12	99.99	244.07	1990.992	7.22
9	249.55	0.633	4.03091	0.861	54.45	99.99	250.24	2021.223	3.673
10	244.633	0.547	3.08537	0.62	70.79	99.99	245.16	1996.37	6.872
11	236.737	0.157	1.19563	0	83.33	99.99	237	1955.712	11.396
12	242.597	0.206	1.52965	12.604	87.29	98.51	239.21	1966.833	17.801
13	257.293	0.463	4.54958	6.493	100	99.38	256.46	2051.195	10.497

MAN32a *méta-andésite à amphibole*

1	271.592	0.045	0.73489	188.199	0.23	79.54	216.12	1847.372	107.972
2	217.072	0.117	0.40365	56.759	1.04	92.28	200.37	1761.06	25.541
3	238.663	0.095	1.8383	16.979	5.88	97.95	234.05	1940.801	7.408
4	249.68	0.193	4.23666	3.169	18.24	99.75	249.74	2018.775	5.684
5	250.625	0.232	5.52184	0	37.86	99.99	251.93	2029.421	9.046
6	250.272	0.195	4.33238	4.077	50.36	99.64	250.08	2020.464	4.817
7	252.186	0.191	4.40075	5.283	60.41	99.51	251.66	2028.119	12.663
8	247.5	0.143	2.97075	0	63.71	99.99	248.19	2011.229	8.716
9	247.838	0.212	4.86108	0	72.96	99.99	248.97	2015.074	9.713

Step n°	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Cum. % ^{39}Ar	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{K}$	Age (Ma)	$\pm 1\sigma$ (Ma)	
				(10^{-3})						
				J= 0.008256						
10	249.015	0.174	4.6377	5.75	76.85	99.45	248.4	2012.259	7.795	
11	244.088	0.183	5.247	25.011	78.66	97.13	237.89	1960.205	12.877	
12	240.024	0.252	6.6511	0	100	99.99	241.55	1978.527	7.75	

MAN32b méta-andésite à amphibole

1	138.194	0.164	1.88801	270.949	1.87	42.15	58.33	709.155	85.721
2	175.728	0.181	1.92027	232.08	3.88	61.05	107.41	1145.362	56.215
3	246.495	0.983	5.86728	42.427	20.84	95.09	235.28	1947.055	18.155
4	252.847	0.2	5.39391	18.991	50.64	97.93	248.5	2012.741	20.179
5	247.118	0.217	5.28798	21.565	86.76	97.58	241.96	1980.549	11.439
6	190.149	0.222	4.51433	167.62	91.26	74.12	141.36	1395.2	46.082
7	217.07	0.19	4.45	91.435	100	87.7	190.92	1707.263	31.054

MAN53d métabasite

1	244.537	0.098	3.54133	27.7	0.67	96.75	237.15	1956.483	48.498
2	255.248	0.075	4.33402	13.754	4.32	98.53	252.2	2030.749	14.674
3	255.156	0.078	4.36394	8.462	7	99.14	253.69	2037.905	20.897
4	258.866	0.084	4.18086	0.051	28.85	99.99	259.86	2067.351	10.939
5	259.408	0.088	4.19147	0.345	50.14	99.99	260.32	2069.525	16.443
6	258.149	0.107	4.13876	25.141	51.83	97.24	251.69	2028.278	12.752
7	251.198	0.095	3.99488	1.923	75.25	99.89	251.57	2027.671	12.564
8	256.585	0.09	4.22309	6.998	79.17	99.31	255.52	2046.705	9.583
9	249.864	0.086	3.70594	4.769	83.26	99.54	249.32	2016.749	8.646
10	251.455	0.113	4.16827	0	84.76	99.99	252.44	2031.87	12.835
11	259.285	0.089	4.33553	6.098	100	99.42	258.52	2061.026	7.928

Tableau 3.3a : Datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur les échantillons collectés sur l'Oyapok

Step n°	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ x 1000	$^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	% ^{39}Ar	% Atm.	Age (Ma)	$\pm 1\sigma$ (Ma)
BIOTITE								
ARM001								
1	11.839	3.075	0.0076	0	0	90.8	243.04	290.12
2	115.252	0.539	0.0072	0	0.6	15.9	1582.33	52.52
3	152.495	0.04	0.0064	0	5.9	1.2	1894.21	8.12
4	159.58	0.006	0.0061	0	13.5	0.2	1947.89	7.88
5	159.536	0.018	0.0061	0	19.8	0.5	1947.56	7.87
6	159.248	0.017	0.0061	0	24.4	0.5	1945.41	23.63
7	156.229	0.027	0.0063	0	29.4	0.8	1922.7	7.91
8	158.641	0.028	0.0061	0	35.4	0.8	1940.86	9.14
9	159.288	0.002	0.0061	0	41.2	0	1945.71	7.4
10	160.367	0	0.0061	0	47.7	0	1953.75	9.82
11	158.554	0.02	0.0061	0	55.6	0.6	1940.22	7.63
12	158.76	0.002	0.0061	0	62.6	0	1941.76	7.76
13	159.317	0.004	0.0061	0	69.5	0.1	1945.93	4.8
14	156.105	0.033	0.0063	0	75.1	0.9	1921.76	8.47
15	155.872	0.034	0.0063	0	80.2	1	1919.99	12.94

Step n°	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ x 1000	$^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	% ^{39}Ar	% Atm.	Age (Ma)	$\pm 1\sigma$ (Ma)
			J=0.01218					
16	154.913	0.017	0.0064	0	84.9	0.5	1912.71	5.71
17	153.758	0.004	0.0064	0	88.9	0.1	1903.9	8.29
18	154.315	0.006	0.0064	0	91.5	0.1	1908.15	7.18
19	158.216	0.01	0.0063	0	93.2	0.3	1937.68	13.13
20	156.887	0.002	0.0063	0	100	0	1927.68	5.81

STG179a

1	169.711	0.963	0.0042	0	1	28.4	2021.97	28.26
2	160.992	0.108	0.006	0	5	3.2	1958.4	10.84
3	161.78	0.025	0.0061	0	16.3	0.7	1964.24	4.33
4	160.284	0.033	0.0061	0	23	0.9	1953.13	8.19
5	163.463	0.031	0.006	0	28.2	0.9	1976.64	9.96
6	161.012	0.02	0.0061	0	32.5	0.5	1958.55	6.31
7	166.469	0.005	0.0059	0	36.4	0.1	1998.6	7.47
8	162.733	0.022	0.0061	0	41.5	0.6	1971.27	9.16
9	158.762	0.097	0.0061	0	45.9	2.8	1941.77	9.359999
10	161.294	0.064	0.006	0	51.1	1.9	1960.64	10.54
11	161.909	0.069	0.006	0	58.2	2	1965.19	5.12
12	166.723	0.002	0.0059	0	67.3	0	2000.44	5.15
13	163.729	0.002	0.0061	0	77	0	1978.6	6.9
14	165.475	0.007	0.006	0	80.1	0.2	1991.36	9.12
15	161.286	1.00E-03	0.0061	0	100	0	1960.58	4.91

ARM216

1	70.14	0.386	0.0126	0	0.7	11.4	1114.11	20.92
2	161.258	0.039	0.0061	0	2.3	1.1	1960.37	9.91
3	169.542	0.003	0.0058	0	7.5	0.1	2020.76	9.47
4	166.557	0.002	0.0059	0	13.6	0	1999.23	6.84
5	168.548	9.90E-04	0.0059	0	18.6	0	2013.62	11.48
6	168.243	0.01	0.0059	0	22.7	0.3	2011.43	4.8
7	168.855	9.90E-04	0.0059	0	32.5	0	2015.83	5.37
8	168.196	0.054	0.0058	0	33.7	1.6	2011.08	22.21
9	166.189	8.90E-03	0.006	0	41.6	0.2	1996.56	5.19
10	171.662	0.015	0.0057	0	47.5	0.4	2035.9	8.64
11	171.035	0.015	0.0058	0	52.6	0.4	2031.44	5.95
12	169.767	0.021	0.0058	0	58.1	0.6	2022.37	5.87
13	169.472	0.018	0.0058	0	63.9	0.5	2020.26	11.39
14	169.951	0.016	0.0058	0	69.3	0.4	2023.69	5.93
15	168.499	0.019	0.0058	0	73.8	0.5	2013.27	7.21
16	168.795	0.022	0.0058	0	78.2	0.6	2015.4	5.67
17	170.99	0.015	0.0058	0	82.3	0.4	2031.11	14.41
18	169.754	0.002	0.0058	0	85.8	0	2022.28	9.78
19	169.151	0.021	0.0058	0	90.1	0.6	2017.95	10.49
20	168.737	0	0.0059	0	99.9	0	2014.98	4.16

Step n°	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ x 1000	$^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	% ^{39}Ar	% Atm.	Age (Ma)	$\pm 1\sigma$ (Ma)
---------	-----------------------------------	---	---------------------------------	---------------------------------	--------------------	-----------	----------	--------------------

J=0.01218

AMPHIBOLE

STG 179a A1

1	205.43	0.043	0.0048	122.542	0.6	1.2	2261.29	73.07
2	181.138	0	0.0055	9.896	37.3	0	2102.04	8.68
3	178.076	0	0.0055	12.788	80.7	0	2080.93	5.73
4	188.367	0.013	0.0052	35.394	92.2	0.4	2150.92	21.81
5	187.058	0.008	0.0053	60.79	94.9	0.2	2142.16	19.22
6	186.897	9.99E-04	0.0053	82.484	100	0	2141.08	21.41

STG179a A2

1	835.107	0.034	0.0011	4246.693	0.1	1	4354.04	1192.6
2	213.108	0.007	0.0046	24.276	5.7	0.2	2308.83	21.52
3	183.133	9.99E-04	0.0054	3.965	40.4	0	2115.66	7.35
4	179.783	0.005	0.0055	4.363	71.9	0.1	2092.73	8.24
5	186.845	0	0.0053	46.341	86.7	0	2140.73	15.4
6	186.135	0.002	0.0053	45.61	95.7	0	2135.96	22.46
7	202.769	8.99E-03	0.0049	166.831	100	0.2	2244.51	63.26

ARM216

1	1.501	1.748	0.3219	0	0.8	51.6	32.68	40.8
2	79.511	0.011	0.0125	11.814	2.6	0.3	1221.87	13.86
3	127.582	0.091	0.0076	11.068	4	2.6	1691.67	16.55
4	158.668	0.021	0.0061	0	5.9	0.6	1941.07	14.03
5	158.176	0.058	0.0061	1.992	9.6	1.7	1937.38	10.95
6	164.862	0.029	0.006	8.609	12.8	0.8	1986.89	12.44
7	170.392	0.018	0.0058	16.89	16.2	0.5	2026.84	9.6
8	170.081	0.019	0.0058	0	22.3	0.5	2024.62	7.41
9	171.122	0.011	0.0058	0	31	0.3	2032.05	7.75
10	169.428	9.90E-04	0.0058	3.163	47.5	0	2019.95	7.61
11	169.915	0	0.0058	4.241	59.7	0	2023.44	5.33
12	170.166	0.01	0.0058	0.153	68.6	0.3	2025.23	7.07
13	168.658	0.005	0.0059	0	75.5	0.1	2014.41	7.42
14	163.333	0.002	0.0061	3.052	78.5	0	1975.69	10.78
15	163.022	0.016	0.0061	0	80.7	0.4	1973.4	16.74
16	168.417	0.039	0.0058	3.026	85.2	1.1	2012.68	8.36
17	171.732	0	0.0058	3.087	99.9	0	2036.39	7.91

Tableau 3.3a : Datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur les échantillons collectés sur l'Amapá

Step n°	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$	$^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	% ^{39}Ar	% Atm.	Age (Ma)	$\pm 1\sigma$ (Ma)
	x 1000		J=0.013337					
BIOTITE								
BA13d								
1	80.11	0.458	0.0107	0	1.8	13.5	1311.21	16.75
2	143.896	0.091	0.0067	0	7.7	2.6	1932.72	9.109999
3	149.325	0.041	0.0066	0	13.5	1.2	1976.92	7.6
4	144.695	0.079	0.0067	0	20.2	2.3	1939.3	12.04
5	145.374	0.088	0.0066	0	26.1	2.6	1944.86	8.68
6	148.062	0.084	0.0065	0	50.4	2.4	1966.74	4.45
7	149.175	0.079	0.0065	0	56.8	2.3	1975.72	7.59
8	147.411	0.119	0.0065	0	61.2	3.5	1961.46	8.99
9	148.268	0.128	0.0064	0	65.1	3.8	1968.4	8.54
10	147.451	0.1	0.0065	0	68.5	2.9	1961.79	4.76
11	147.641	0.075	0.0066	0	75.5	2.2	1963.33	8.43
12	148.53	0.051	0.0066	0	85.7	1.5	1970.52	5.58
13	147.016	0.058	0.0066	0	90.8	1.7	1958.25	11.13
14	149.542	0.056	0.0065	0	99.9	1.6	1978.67	6.85
BA24a								
1	60.125	1.456	0.0094	0	0.3	43	1062.32	36.43
2	127.943	0.227	0.0072	0	1.8	6.7	1796.19	9.37
3	142.304	0.065	0.0068	0	6.8	1.9	1919.55	8.66
4	142.563	0.078	0.0068	0	11	2.3	1921.7	7.65
5	144.973	0.047	0.0068	0	17.9	1.4	1941.58	9.21
6	147.196	0.056	0.0066	0	23.5	1.6	1959.72	5.62
7	142.446	0.08	0.0068	0	27.6	2.3	1920.73	6.68
8	142.264	0.079	0.0068	0	31.7	2.3	1919.22	8.55
9	144.057	0.075	0.0067	0	36	2.2	1934.05	6.12
10	140.69	0.047	0.007	0	40.3	1.4	1906.1	10.54
11	143.104	0.056	0.0068	0	46.1	1.6	1926.18	9.04
12	145.886	0.044	0.0067	0	53.3	1.3	1949.05	11.29
13	145.155	0.055	0.0067	0	59.2	1.6	1943.07	9.26
14	145.278	0.036	0.0068	0	68.1	1	1944.08	4.19
15	144.133	0.034	0.0068	0	77.5	1	1934.67	7.57
16	143.583	0.043	0.0068	0	85.1	1.2	1930.14	4.83
17	142.652	0.05	0.0069	0	87.8	1.4	1922.44	11.91
18	139.983	0.05	0.007	0	89.6	1.4	1900.17	21.38
19	146.033	0.031	0.0067	0	99.9	0.9	1950.25	6.48
BA24b								
1	141.463	0.166	0.0067	3.278	0.1	4.9	1912.55	61.08
2	117.567	0.275	0.0078	2.515	0.4	8.100001	1701.5	37.67
3	126.833	0.112	0.0076	0.691	1.8	3.3	1786.3	15.42
4	129.893	0.063	0.0075	0.33	4.2	1.8	1813.44	13.13
5	132.668	0.048	0.0074	0.305	7.3	1.4	1837.72	9.37
6	138.975	0.055	0.007	0.298	9.899999	1.6	1891.7	7.66
7	142.132	0.061	0.0069	0.329	12.2	1.8	1918.12	9.42
8	151.35	0.023	0.0065	0.203	20.9	0.6	1993.14	10.27
9	141.43	0.023	0.007	0.002	27	0.7	1912.28	6.87
10	146.348	0.032	0.0067	0.036	31.3	0.9	1952.82	10.35
11	145.832	0.021	0.0068	0.079	37.7	0.6	1948.61	13.21
12	143.504	0.011	0.0069	0.212	49.6	0.3	1929.49	6.57

Step n°	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ x 1000	$^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	% ^{39}Ar	% Atm.	Age (Ma)	$\pm 1\sigma$ (Ma)
			J=0.013337					
13	145.207	0.01	0.0068	0.232	62.5	0.3	1943.49	6.24
14	145.524	0.046	0.0067	0.42	65.5	1.3	1946.09	15.07
15	148.086	0.025	0.0067	0.215	70.7	0.7	1966.93	9.46
16	146.337	0.005	0.0068	0.314	78.3	0.1	1952.73	7.93
17	146.57	0.025	0.0067	0.815	83.6	0.7	1954.63	11.2
18	146.377	0.032	0.0067	1.007	87.6	0.9	1953.06	12.72
19	150.003	0.059	0.0065	0.558	89.9	1.7	1982.37	10.49
20	147.812	0.027	0.0067	0.4	100	0.8	1964.72	8.57

Annexe 4

Tableau 4.1 : Analyse à la microsonde électronique des biotites des échantillons prélevés sur la Mana.

MAN02							MAN03			MAN12			
Sample	2.1	2.2	2.3	2.4	2.5	2.6	Sample	3.1	Sample	12.1	12.2	12.3	12.4
SiO2	35.9	34.7	35.1	35.8	35.8	35.91	SiO2	36.4	SiO2	36.7	36.9	36.7	36.8
TiO2	2.82	2.74	2.9	2.84	2.9	2.74	TiO2	4.22	TiO2	1.93	1.97	2.08	2.12
Al2O3	16.8	16.2	16.4	16.3	16.7	16.55	Al2O3	14	Al2O3	16	16.2	16.3	16.3
Cr2O3	0.02	0.02	0	0.02	0.01	0	Cr2O3	0.01	Cr2O3	0	0	0.02	0.02
Fe2O3	0	0	0	0	0	0	Fe2O3	0	Fe2O3	0	0	0	0
FeO	23.9	24.1	24.1	23.9	24.6	24.03	FeO	20.3	FeO	20.1	19.7	19.7	19.3
MnO	0.72	0.75	0.72	0.68	0.65	0.62	MnO	0.1	MnO	0.33	0.29	0.32	0.33
MgO	6.23	6.6	6.46	6.29	6.09	6.27	MgO	10.4	MgO	10.2	10.1	9.84	9.93
CaO	0.09	0.01	0	0	0	0.06	CaO	0.03	CaO	0.02	0.03	0.01	0.02
Na2O	0.07	0.05	0.08	0.05	0.04	0.09	Na2O	0.09	Na2O	0.08	0.06	0.07	0.08
K2O	9.87	9.93	10.1	10	10.2	9.95	K2O	9.66	K2O	10.3	10.2	10.3	10.2
Totals	96.3	95.2	95.8	95.9	96.9	96.23	Totals	95.2	Totals	95.6	95.4	95.4	95.2
Oxygens	11	11	11	11	11	11	Oxygens	11	Oxygens	11	11	11	11
Si	2.78	2.74	2.75	2.79	2.77	2.788	Si	2.81	Si	2.81	2.83	2.82	2.82
Ti	0.16	0.16	0.17	0.17	0.17	0.16	Ti	0.24	Ti	0.11	0.11	0.12	0.12
Al	1.53	1.51	1.51	1.5	1.52	1.515	Al	1.27	Al	1.45	1.46	1.48	1.48
Cr	0	0	0	0	0	0	Cr	0	Cr	0	0	0	0
Fe3	0	0	0	0	0	0	Fe3	0	Fe3	0	0	0	0
Fe2	1.55	1.59	1.58	1.56	1.59	1.56	Fe2	1.31	Fe2	1.29	1.26	1.26	1.24
Mn	0.05	0.05	0.05	0.05	0.04	0.041	Mn	0.01	Mn	0.02	0.02	0.02	0.02
Mg	0.72	0.78	0.75	0.73	0.7	0.726	Mg	1.19	Mg	1.17	1.15	1.12	1.14
Ca	0.01	0	0	0	0	0.005	Ca	0	Ca	0	0	0	0
Na	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.014	Na	0.01	Na	0.01	0.01	0.01	0.01
K	0.98	1	1.01	1	1.01	0.986	K	0.95	K	1	0.99	1	1
Sum	7.79	7.85	7.83	7.8	7.81	7.795	Sum	7.8	Sum	7.86	7.83	7.83	7.83

MAN14					MAN25											
Sample	14.1	14.2	14.3	14.4	14.5	Sample	25.1	25.2	25.3	25.4	25.5	25.6	25.7	25.8	25.9	25.1
SiO2	37.1	35.6	37.1	36.5	36.3	SiO2	36.62	36.2	36.16	36.3	37.1	36.4	36.8	36	36.1	36.3
TiO2	2.07	1.38	2.12	2.05	1.86	TiO2	2.12	2.12	2.01	2.13	2.3	2.28	1.94	2.31	2.58	2.47
Al2O3	16	16.2	16.9	16.7	16.1	Al2O3	16.46	16.3	15.52	16	16.4	16.2	16.4	16	16.1	15.9
Cr2O3	0.08	0.05	0.04	0.03	0.05	Cr2O3	0.02	0	0	0.02	0.01	0.02	0.02	0.04	0.02	0
Fe2O3	0	3.23	0	0	0	Fe2O3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
FeO	18.7	16.5	17	18	18.7	FeO	20.76	21.2	20.38	20.9	20.6	21.2	20.5	20.5	20.2	20.6
MnO	0.2	0.21	0.2	0.18	0.24	MnO	0.44	0.47	0.44	0.44	0.44	0.45	0.43	0.39	0.43	0.43
MgO	11.1	12.2	11.4	9.94	11.4	MgO	9.16	9.17	9.39	9.09	9.07	9.08	9.41	9.14	8.95	9.03
CaO	0.03	0.06	0.04	0.06	0.07	CaO	0.03	0.04	0.01	0	0.04	0	0.01	0.02	0.02	0.02
Na2O	0.09	0.1	0.18	0.02	0.19	Na2O	0.08	0.07	0.07	0.08	0.09	0.03	0.04	0.07	0.05	0.07
K2O	9.87	8.77	9.44	9.48	9.74	K2O	10.04	10.2	10.1	10.3	10.1	10.2	10.2	10.1	9.91	10.1
Totals	95.2	94.3	94.3	92.9	94.6	Totals	95.74	95.9	94.09	95.3	96.1	95.9	95.6	94.7	94.3	95
Oxygens	11	11	11	11	11	Oxygens	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11
Si	2.83	2.73	2.82	2.83	2.79	Si	2.808	2.79	2.826	2.81	2.83	2.8	2.82	2.8	2.8	2.81
Ti	0.12	0.08	0.12	0.12	0.11	Ti	0.122	0.12	0.118	0.12	0.13	0.13	0.11	0.14	0.15	0.14
Al	1.43	1.46	1.51	1.53	1.46	Al	1.488	1.48	1.43	1.46	1.47	1.47	1.48	1.47	1.48	1.45
Cr	0.01	0	0	0	0	Cr	0.001	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe3	0	0.19	0	0	0	Fe3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe2	1.19	1.05	1.08	1.17	1.2	Fe2	1.332	1.37	1.332	1.35	1.31	1.37	1.31	1.33	1.31	1.34
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	Mn	0.028	0.03	0.029	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
Mg	1.26	1.4	1.29	1.15	1.31	Mg	1.046	1.05	1.094	1.05	1.03	1.04	1.08	1.06	1.04	1.04
Ca	0	0.01	0	0.01	0.01	Ca	0.003	0	0.001	0	0	0	0	0	0	0
Na	0.01	0.02	0.03	0	0.03	Na	0.012	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
K	0.96	0.86	0.92	0.94	0.95	K	0.982	1	1.007	1.02	0.99	1	0.99	1.01	0.98	1
Sum	7.83	7.8	7.78	7.76	7.87	Sum	7.823	7.86	7.85	7.85	7.8	7.84	7.83	7.84	7.8	7.82

suite tab.4.1

MAN32a					MAN32b					MAN32d					
Sample	32a.1	32a.2	32a.3	32a.4	Sample	32b.1	32b.2	32b.3	32b.4	32b.5	Sample	32d.1	32d.2	32d.3	32d.4
SiO2	39.7	36.7	36.67	36.2	SiO2	37	37.5	36.7	36.6	43.7	SiO2	36.77	36.3	36.3	36.5
TiO2	1.63	2.09	2.03	1.89	TiO2	1.85	2.01	2.16	2.2	0.72	TiO2	2.88	2.93	2.99	2.86
Al2O3	16.7	16	16	15.7	Al2O3	15.5	15.6	15.5	15.3	10.7	Al2O3	16.21	16.2	16.1	16.4
Cr2O3	0	0.03	0	0	Cr2O3	0.11	0.06	0.03	0.03	0.03	Cr2O3	0.01	0	0.01	0
Fe2O3	0	0	0	0	Fe2O3	0	0	0	0	0	Fe2O3	0	0	0	0
FeO	15.1	17.7	17.41	17.9	FeO	17.9	18	17.6	17.8	18	FeO	21.57	21.4	21.1	21
MnO	0.18	0.2	0.2	0.19	MnO	0.22	0.21	0.2	0.23	0.32	MnO	0.28	0.29	0.24	0.27
MgO	9.42	11.8	12.02	11.6	MgO	12	11.8	12.1	11.9	9.77	MgO	8.77	8.56	8.44	8.95
CaO	1.05	0.03	0.04	0.14	CaO	0.08	0.03	0.02	0.01	12	CaO	0	0	0	0
Na2O	1.17	0.08	0.05	0.1	Na2O	0.09	0.06	0.05	0.06	1.24	Na2O	0.05	0.07	0.09	0.04
K2O	7.67	10	10.07	9.71	K2O	9.74	9.96	9.92	10	1.13	K2O	10.26	10.4	10.3	10.2
Totals	92.6	94.6	94.49	93.4	Totals	94.4	95.3	94.3	94.3	97.6	Totals	96.82	96.1	95.6	96.3
Oxygens	11	11	11	11	Oxygens	11	11	11	11	11	Oxygens	11	11	11	11
Si	3.01	2.8	2.804	2.81	Si	2.83	2.85	2.82	2.82	3.16	Si	2.799	2.79	2.8	2.79
Ti	0.09	0.12	0.117	0.11	Ti	0.11	0.12	0.12	0.13	0.04	Ti	0.165	0.17	0.17	0.16
Al	1.49	1.44	1.442	1.44	Al	1.4	1.4	1.4	1.39	0.91	Al	1.455	1.47	1.47	1.48
Cr	0	0	0	0	Cr	0.01	0	0	0	0	Cr	0.001	0	0	0
Fe3	0	0	0	0	Fe3	0	0	0	0	0	Fe3	0	0	0	0
Fe2	0.96	1.13	1.114	1.16	Fe2	1.14	1.14	1.13	1.15	1.09	Fe2	1.374	1.37	1.36	1.34
Mn	0.01	0.01	0.013	0.01	Mn	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	Mn	0.018	0.02	0.02	0.02
Mg	1.06	1.35	1.37	1.34	Mg	1.37	1.33	1.38	1.37	1.05	Mg	0.995	0.98	0.97	1.02
Ca	0.09	0	0.003	0.01	Ca	0.01	0	0	0	0.93	Ca	0	0	0	0
Na	0.17	0.01	0.008	0.02	Na	0.01	0.01	0.01	0.01	0.17	Na	0.007	0.01	0.01	0.01
K	0.74	0.98	0.982	0.96	K	0.95	0.96	0.97	0.98	0.1	K	0.997	1.01	1.01	0.99
Sum	7.62	7.85	7.853	7.86	Sum	7.84	7.83	7.85	7.86	7.48	Sum	7.811	7.82	7.81	7.81

MAN32d			MAN42b									MAN48			
Sample	32d.5	32d.6	Sample	42b.1	42b.2	42b.3	42b.4	42b.5	42b.6	42b.7	42b.8	Sample	48.1	48.2	48.3
SiO2	36.3	36	SiO2	36.2	35.5	36.3	36.2	36.2	35.7	36.5	37.05	SiO2	36.6	37	36.8
TiO2	2.68	2.9	TiO2	2.82	2.58	2.29	2.68	2.66	2.71	2.1	2.46	TiO2	2.32	2.31	2.32
Al2O3	16.3	15.7	Al2O3	15.9	15.67	15.8	16.3	16.4	16	16.3	16.46	Al2O3	15.9	15.8	16
Cr2O3	0.01	0	Cr2O3	0.01	0.01	0	0	0	0	0	0	Cr2O3	0.03	0.03	0.01
Fe2O3	0	0	Fe2O3	0	0	0	0	0	0	0	0	Fe2O3	0	0	0
FeO	21	21.8	FeO	21	20.7	21	21.3	20.8	21.2	21	19.83	FeO	21.2	21.3	21.5
MnO	0.27	0.32	MnO	0.35	0.33	0.34	0.33	0.34	0.35	0.3	0.35	MnO	0.5	0.49	0.55
MgO	8.54	8.42	MgO	9.45	9.24	9.2	8.9	8.92	8.68	9.03	8.75	MgO	9	9.14	9.12
CaO	0.02	0.07	CaO	0.02	0.02	0.03	0.07	0.01	0.06	0.04	0.06	CaO	0.05	0.03	0.04
Na2O	0.02	0.1	Na2O	0.06	0.04	0.06	0.14	0.06	0.07	0.04	0.09	Na2O	0.07	0.06	0.09
K2O	10.2	10.1	K2O	10.2	10.16	9.86	10.2	10.2	9.92	10.1	10.26	K2O	10.2	10.3	10.2
Totals	95.3	95.3	Totals	96	94.27	94.9	96.1	95.5	94.6	95.5	95.32	Totals	95.9	96.4	96.6
Oxygens	11	11	Oxygens	11	11	11	11	11	11	11	11	Oxygens	11	11	11
Si	2.8	2.79	Si	2.78	2.779	2.81	2.78	2.79	2.78	2.81	2.839	Si	2.81	2.83	2.81
Ti	0.16	0.17	Ti	0.16	0.152	0.13	0.16	0.15	0.16	0.12	0.142	Ti	0.13	0.13	0.13
Al	1.49	1.44	Al	1.44	1.446	1.44	1.48	1.49	1.47	1.48	1.487	Al	1.44	1.42	1.44
Cr	0	0	Cr	0	0.001	0	0	0	0	0	0	Cr	0	0	0
Fe3	0	0	Fe3	0	0	0	0	0	0	0	0	Fe3	0	0	0
Fe2	1.36	1.41	Fe2	1.35	1.355	1.36	1.37	1.34	1.38	1.35	1.271	Fe2	1.36	1.36	1.38
Mn	0.02	0.02	Mn	0.02	0.022	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.022	Mn	0.03	0.03	0.04
Mg	0.98	0.97	Mg	1.08	1.078	1.06	1.02	1.02	1.01	1.04	1	Mg	1.03	1.04	1.04
Ca	0	0.01	Ca	0	0.002	0	0.01	0	0.01	0	0.005	Ca	0	0	0
Na	0	0.01	Na	0.01	0.007	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.013	Na	0.01	0.01	0.01
K	1	1	K	1	1.014	0.98	1	1	0.99	0.99	1.003	K	1	1	0.99
Sum	7.8	7.83	Sum	7.84	7.857	7.82	7.84	7.82	7.83	7.83	7.784	Sum	7.84	7.83	7.84

suite tab.4.1

MAN48					MAN51						MAN53a				
Sample	48.4	48.5	48.6	48.7	Sample	51.1	51.2	51.3	51.4	51.5	51.6	Sample	53a.1	53a.2	53a.3
SiO2	36.5	36.5	37	36.4	SiO2	35.8	35.56	36.2	36.7	36.5	35.4	SiO2	33.2	33.3	35.2
TiO2	2	2.33	2.14	2.29	TiO2	2.48	2.45	2.08	1.67	2.28	2.36	TiO2	2.39	2.39	2.28
Al2O3	16.1	16	16	15.7	Al2O3	15.9	15.52	16.2	17	16.4	15.4	Al2O3	15.1	15.2	15.3
Cr2O3	0.01	0.02	0	0	Cr2O3	0	0	0.02	0.01	0.01	0	Cr2O3	0.03	0.01	0.02
Fe2O3	0	0	0	0	Fe2O3	0	0	0	0	0	0	Fe2O3	0	0	0
FeO	21.1	21.5	20.9	21.1	FeO	21.1	21.2	20.5	19.6	20.6	20.2	FeO	21.2	21.1	20.9
MnO	0.5	0.5	0.53	0.57	MnO	0.36	0.38	0.36	0.38	0.42	0.4	MnO	0.4	0.41	0.4
MgO	9.04	8.98	9.17	8.94	MgO	8.76	8.79	8.94	9.18	9.39	9.51	MgO	7.65	7.79	8.1
CaO	0.02	0.03	0.02	0.04	CaO	0.21	0.24	0.06	0.07	0.11	0.05	CaO	0	0.01	0.13
Na2O	0.06	0.1	0.08	0.08	Na2O	0.09	0.12	0.08	0.04	0.09	0.07	Na2O	0.03	0.07	0.06
K2O	10.2	10.2	10.2	10.2	K2O	9.55	9.43	9.35	8.98	9.88	10	K2O	10.1	10	9.92
Totals	95.5	96.2	96	95.4	Totals	94.2	93.69	93.8	93.6	95.7	93.4	Totals	90.1	90.3	92.2
Oxygens	11	11	11	11	Oxygens	11	11	11	11	11	11	Oxygens	11	11	11
Si	2.82	2.8	2.83	2.82	Si	2.8	2.798	2.82	2.84	2.8	2.79	Si	2.76	2.75	2.82
Ti	0.12	0.13	0.12	0.13	Ti	0.15	0.145	0.12	0.1	0.13	0.14	Ti	0.15	0.15	0.14
Al	1.46	1.45	1.44	1.44	Al	1.46	1.44	1.49	1.55	1.48	1.43	Al	1.47	1.48	1.44
Cr	0	0	0	0	Cr	0	0	0	0	0	0	Cr	0	0	0
Fe3	0	0	0	0	Fe3	0	0	0	0	0	0	Fe3	0	0	0
Fe2	1.36	1.38	1.34	1.37	Fe2	1.38	1.395	1.34	1.27	1.32	1.33	Fe2	1.47	1.46	1.4
Mn	0.03	0.03	0.04	0.04	Mn	0.02	0.026	0.02	0.03	0.03	0.03	Mn	0.03	0.03	0.03
Mg	1.04	1.03	1.05	1.03	Mg	1.02	1.031	1.04	1.06	1.07	1.12	Mg	0.95	0.96	0.97
Ca	0	0	0	0	Ca	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0	Ca	0	0	0.01
Na	0.01	0.01	0.01	0.01	Na	0.01	0.019	0.01	0.01	0.01	0.01	Na	0	0.01	0.01
K	1	1	1	1.01	K	0.95	0.947	0.93	0.89	0.97	1.01	K	1.07	1.06	1.02
Sum	7.84	7.85	7.83	7.85	Sum	7.81	7.821	7.78	7.74	7.82	7.86	Sum	7.9	7.89	7.83

MAN53a							MAN53c								
Sample	53a.4	53a.5	53a.6	53a.7	53a.8	53a.9	Sample	53c.1	53c.2	53c.3	53c.4	53c.5	53c.6	53c.7	53c.8
SiO2	33.9	34.5	33.8	34.2	33.75	32.4	SiO2	36.3	36.5	36	36.4	37.16	36.4	36.9	37.1
TiO2	2.26	2.13	2.09	1.35	1.75	1.73	TiO2	2.77	2.74	2.88	2.15	2.38	2.52	1.76	2.8
Al2O3	15.2	15.3	15.1	15.9	15.57	14.7	Al2O3	15.6	15.6	15.4	15.6	16.29	15.3	16.6	15.7
Cr2O3	0	0	0	0.01	0.01	0.01	Cr2O3	0	0.03	0.02	0.04	0.02	0.02	0	0
Fe2O3	0	0	0	0	0	0	Fe2O3	0	0	0	0	0	0	0	0
FeO	21.1	22	21.9	20.2	20.75	20.3	FeO	21.4	21.1	21.4	20.7	20.58	21.2	20	20.9
MnO	0.42	0.42	0.38	0.33	0.35	0.35	MnO	0.73	0.71	0.8	0.73	0.76	0.65	0.7	0.76
MgO	8.08	7.78	7.79	8.7	8.15	7.7	MgO	8.35	8.58	8.42	8.44	8.07	8.25	8.76	8.55
CaO	0.01	0.01	0.01	0.2	0.06	0.25	CaO	0.04	0	0.04	0.09	0.09	0.11	0.1	0.05
Na2O	0.03	0.06	0.03	0.11	0.07	0.1	Na2O	0.07	0.04	0.05	0.05	0.09	0.12	0.04	0.05
K2O	10.1	10.2	10.2	9.84	10.04	9.4	K2O	10.2	10.2	10.2	9.65	9.77	9.9	9.5	10.2
Totals	91.2	92.4	91.3	90.9	90.52	87	Totals	95.4	95.5	95.1	93.8	95.24	94.5	94.3	96.1
Oxygens	11	11	11	11	11	11	Oxygens	11	11	11	11	11	11	11	11
Si	2.77	2.78	2.77	2.78	2.77	2.77	Si	2.81	2.82	2.8	2.85	2.858	2.84	2.85	2.84
Ti	0.14	0.13	0.13	0.08	0.108	0.11	Ti	0.16	0.16	0.17	0.13	0.138	0.15	0.1	0.16
Al	1.46	1.46	1.45	1.52	1.507	1.48	Al	1.42	1.42	1.41	1.44	1.477	1.41	1.51	1.42
Cr	0	0	0	0	0	0	Cr	0	0	0	0	0.001	0	0	0
Fe3	0	0	0	0	0	0	Fe3	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe2	1.44	1.49	1.5	1.38	1.424	1.45	Fe2	1.39	1.37	1.39	1.36	1.324	1.39	1.29	1.34
Mn	0.03	0.03	0.03	0.02	0.024	0.03	Mn	0.05	0.05	0.05	0.05	0.049	0.04	0.05	0.05
Mg	0.98	0.94	0.95	1.05	0.997	0.98	Mg	0.97	0.99	0.98	0.99	0.925	0.96	1.01	0.98
Ca	0	0	0	0.02	0.005	0.02	Ca	0	0	0	0.01	0.008	0.01	0.01	0
Na	0.01	0.01	0	0.02	0.011	0.02	Na	0.01	0.01	0.01	0.01	0.013	0.02	0.01	0.01
K	1.05	1.05	1.06	1.02	1.052	1.03	K	1.01	1.01	1.01	0.96	0.959	0.99	0.94	1
Sum	7.89	7.89	7.91	7.89	7.9	7.9	Sum	7.82	7.82	7.83	7.79	7.752	7.81	7.76	7.79

suite tab.4.1

MAN53c			MAN53d									MAN57			
Sample	53c.9	53c.10	Sample	53d.1	53d.2	53d.3	53d.4	53d.5	53d.6	53d.7	53d.8	Sample	57.1	57.2	57.3
SiO2	36.1	35.9	SiO2	37	36.2	37.8	36	37.1	37.01	36.2	36.8	SiO2	38.5	38.3	38
TiO2	2.93	2.39	TiO2	2.13	1.94	1.95	1.97	2.18	2.14	2.06	1.99	TiO2	2.1	2.03	1.75
Al2O3	15.6	15.5	Al2O3	15.6	15.5	15.7	15	15.3	15.34	15	15.5	Al2O3	15.7	15.4	15.6
Cr2O3	0.03	0	Cr2O3	0	0	0.01	0	0.03	0	0.01	0	Cr2O3	0.02	0.03	0.01
Fe2O3	0	0	Fe2O3	0	1.11	0	0	0	0	0	0	Fe2O3	0	0	0
FeO	21.1	20.4	FeO	19.3	19.3	19.5	19.5	19.7	19.85	19.5	19.1	FeO	18.2	18.9	18.1
MnO	0.76	0.71	MnO	0.24	0.23	0.25	0.25	0.26	0.26	0.25	0.26	MnO	0.29	0.25	0.26
MgO	8.27	9.16	MgO	11.1	11	10.8	11.1	10.9	10.85	10.8	11	MgO	11.1	11.2	11.3
CaO	0.05	0.08	CaO	0.09	0.05	0.05	0.04	0.02	0.03	0.03	0.01	CaO	0.21	0.13	0.28
Na2O	0.07	0.02	Na2O	0.06	0.07	0.11	0.07	0.13	0.09	0.11	0.07	Na2O	0.11	0.06	0.11
K2O	10.1	10.1	K2O	9.96	9.21	9.83	9.75	10.1	9.9	9.75	10	K2O	9.75	10.1	10.5
Totals	95	94.2	Totals	95.4	94.5	95.9	93.7	95.8	95.47	93.8	94.8	Totals	95.9	96.4	95.8
Oxygens	11	11	Oxygens	11	11	11	11	11	11	11	11	Oxygens	11	11	11
Si	2.81	2.81	Si	2.82	2.79	2.86	2.81	2.83	2.831	2.82	2.83	Si	2.89	2.88	2.87
Ti	0.17	0.14	Ti	0.12	0.11	0.11	0.12	0.13	0.123	0.12	0.12	Ti	0.12	0.12	0.1
Al	1.43	1.43	Al	1.4	1.41	1.41	1.38	1.38	1.383	1.38	1.41	Al	1.39	1.37	1.39
Cr	0	0	Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	Cr	0	0	0
Fe3	0	0	Fe3	0	0.07	0	0	0	0	0	0	Fe3	0	0	0
Fe2	1.37	1.33	Fe2	1.23	1.24	1.23	1.28	1.26	1.27	1.27	1.23	Fe2	1.14	1.19	1.14
Mn	0.05	0.05	Mn	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.017	0.02	0.02	Mn	0.02	0.02	0.02
Mg	0.96	1.07	Mg	1.27	1.27	1.21	1.29	1.24	1.238	1.26	1.26	Mg	1.24	1.25	1.27
Ca	0	0.01	Ca	0.01	0	0	0	0	0.002	0	0	Ca	0.02	0.01	0.02
Na	0.01	0	Na	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.013	0.02	0.01	Na	0.02	0.01	0.02
K	1	1	K	0.97	0.91	0.95	0.97	0.98	0.966	0.97	0.98	K	0.94	0.97	1.01
Sum	7.81	7.84	Sum	7.85	7.82	7.81	7.88	7.86	7.844	7.86	7.85	Sum	7.77	7.81	7.85

MAN57									MAN59			
Sample	57.4	57.5	57.6	57.7	57.8	57.9	57.1	57.1	Sample	59.1	59.2	59.3
SiO2	37.4	37.7	37.47	37.6	37.1	37.4	37.1	37.6	SiO2	36.7	36.5	36.84
TiO2	2.01	2.17	2.11	2.16	1.89	1.98	1.94	1.92	TiO2	2.09	2.17	2.22
Al2O3	15.9	16.2	16.28	16.3	15.9	16.5	16.1	16.4	Al2O3	15.4	15.4	15.49
Cr2O3	0.03	0	0.02	0	0	0.02	0	0.02	Cr2O3	0.02	0.01	0.01
Fe2O3	0	0	0	0	0	0	0	0	Fe2O3	0	0	0
FeO	18.8	18.7	18.86	18.1	18.6	18.3	18.5	18.3	FeO	19	18.9	18.6
MnO	0.3	0.28	0.28	0.28	0.29	0.29	0.28	0.3	MnO	0.23	0.23	0.22
MgO	10.6	10.8	10.69	10.3	11.2	10.9	10.7	10.8	MgO	10.8	11.2	10.97
CaO	0.13	0.09	0.01	0.11	0.01	0.01	0.01	0.01	CaO	0.12	0.09	0.1
Na2O	0.09	0.08	0.11	0.07	0.03	0.09	0.08	0.09	Na2O	0.06	0.1	0.09
K2O	9.95	10.3	10.36	9.76	10.3	10.3	11.2	10.3	K2O	9.68	9.79	9.83
Totals	95.2	96.4	96.2	94.7	95.3	95.8	96	95.8	Totals	94.1	94.3	94.37
Oxygens	11	11	11	11	11	11	11	11	Oxygens	11	11	11
Si	2.85	2.84	2.831	2.86	2.83	2.83	2.83	2.85	Si	2.83	2.82	2.835
Ti	0.12	0.12	0.12	0.12	0.11	0.11	0.11	0.11	Ti	0.12	0.13	0.128
Al	1.43	1.44	1.451	1.46	1.43	1.47	1.44	1.46	Al	1.41	1.4	1.405
Cr	0	0	0.001	0	0	0	0	0	Cr	0	0	0.001
Fe3	0	0	0	0	0	0	0	0	Fe3	0	0	0
Fe2	1.2	1.18	1.192	1.16	1.19	1.16	1.18	1.15	Fe2	1.23	1.22	1.197
Mn	0.02	0.02	0.018	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	Mn	0.02	0.02	0.014
Mg	1.21	1.21	1.203	1.17	1.28	1.23	1.22	1.22	Mg	1.24	1.29	1.257
Ca	0.01	0.01	0.001	0.01	0	0	0	0	Ca	0.01	0.01	0.009
Na	0.01	0.01	0.015	0.01	0	0.01	0.01	0.01	Na	0.01	0.02	0.013
K	0.97	0.99	0.999	0.95	1	1	1.09	1	K	0.96	0.96	0.964
Sum	7.81	7.82	7.831	7.76	7.86	7.83	7.89	7.82	Sum	7.83	7.85	7.824

suite tab.4.1

MAN60								MAN63								
Sample	60.1	60.2	60.3	60.4	60.5	60.6	60.7	Sample	63.1	63.2	63.3	63.4	63.5	63.6	63.7	63.8
SiO2	37.5	37.4	36.6	36.7	36.7	36.6	36.8	SiO2	38	37.7	37.8	38	38.2	38.3	38.3	38.3
TiO2	2.11	2.27	2.28	2.49	2.76	1.98	1.9	TiO2	1.84	1.57	1.75	1.79	1.77	1.84	1.78	1.8
Al2O3	16.6	16.1	16.1	15.8	15.8	16.3	16.5	Al2O3	16.3	16.4	16.4	16.3	16.5	16.4	16.4	16.4
Cr2O3	0	0	0.04	0	0	0.02	0	Cr2O3	0.05	0.05	0.06	0.02	0.04	0.04	0.02	0.04
Fe2O3	0	0	0	0	0	0	0	Fe2O3	0	0	0	0	0	0	0	0
FeO	20.1	19.9	20.6	20.7	21.1	19.2	19.7	FeO	17.7	17.5	18	17.7	17.5	17.8	17.8	17.5
MnO	0.24	0.26	0.3	0.26	0.28	0.33	0.31	MnO	0.27	0.31	0.29	0.28	0.27	0.31	0.29	0.28
MgO	9.22	9.02	9.85	8.43	8.96	10.3	9.62	MgO	11.2	11.3	10.8	10.9	11	11	10.9	10.9
CaO	0.12	0.15	0.12	0.08	0.05	0.1	0.11	CaO	0.1	0.1	0.01	0.01	0.02	0	0.01	0
Na2O	0.08	0.11	0.11	0.1	0.1	0.13	0.12	Na2O	0.11	0.09	0.08	0.12	0.09	0.07	0.09	0.08
K2O	9.82	10.1	9.82	9.86	10.1	10.1	10.1	K2O	10.1	10	10.8	10.3	10.3	9.68	10.2	10
Totals	95.7	95.3	95.9	94.4	96	95.1	95.2	Totals	95.7	94.9	96	95.5	95.6	95.5	95.8	95.4
Oxygens	11	11	11	11	11	11	11	Oxygens	11	11	11	11	11	11	11	11
Si	2.85	2.86	2.8	2.85	2.82	2.81	2.82	Si	2.86	2.86	2.85	2.87	2.88	2.88	2.88	2.89
Ti	0.12	0.13	0.13	0.15	0.16	0.11	0.11	Ti	0.1	0.09	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Al	1.49	1.45	1.45	1.44	1.43	1.47	1.5	Al	1.45	1.46	1.46	1.45	1.46	1.46	1.45	1.46
Cr	0	0	0	0	0	0	0	Cr	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe3	0	0	0	0	0	0	0	Fe3	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe2	1.28	1.28	1.32	1.35	1.35	1.23	1.26	Fe2	1.12	1.11	1.14	1.12	1.1	1.12	1.12	1.11
Mn	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	Mn	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Mg	1.05	1.03	1.12	0.98	1.02	1.18	1.1	Mg	1.25	1.28	1.22	1.23	1.23	1.24	1.22	1.22
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0	0.01	0.01	Ca	0.01	0.01	0	0	0	0	0	0
Na	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	Na	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
K	0.95	0.99	0.96	0.98	0.99	0.99	0.99	K	0.97	0.97	1.04	1	0.99	0.93	0.98	0.96
Sum	7.77	7.78	7.83	7.78	7.81	7.85	7.82	Sum	7.8	7.81	7.84	7.81	7.79	7.76	7.79	7.77

MAN65								MAN68								
Sample	65.1	65.2	65.3	65.4	65.5	65.6	65.7	Sample	68.1	68.2	68.3	68.4	68.5	68.6	68.7	68.8
SiO2	35	34.6	35.9	35.9	35.8	35.8	36	SiO2	38	38.1	37.4	38.7	38.4	38.7	38.3	37.6
TiO2	1.56	1.78	1.79	2.01	1.98	2.22	2.19	TiO2	1.44	1.68	1.74	1.78	1.36	1.43	1.41	1.59
Al2O3	16.2	15.6	16.2	15.9	15.9	15.8	15.9	Al2O3	16.5	16.9	16.6	16.3	16.8	16.7	17	16.6
Cr2O3	0	0	0	0	0	0	0	Cr2O3	0.04	0.01	0	0.02	0.01	0	0	0
Fe2O3	0.84	0	0	0	0	0	0	Fe2O3	0	0	0	0	0	0	0	0
FeO	24.4	24.5	23.6	23.4	23.2	22.8	22.6	FeO	13.5	14.5	14.9	14.1	14.1	13.8	14.5	14.6
MnO	0.43	0.47	0.63	0.72	0.67	0.67	0.67	MnO	0.27	0.25	0.26	0.23	0.26	0.24	0.23	0.28
MgO	6.51	6.31	7.5	7.46	7.7	7.42	7.51	MgO	13.9	13.1	13.2	13.1	12.8	13.2	13	13.3
CaO	0.22	0.22	0.06	0	0.07	0.05	0.06	CaO	0.02	0.03	0.03	0.02	0.09	0.11	0.04	0.05
Na2O	0.1	0.07	0.07	0.03	0.08	0.08	0.09	Na2O	0.08	0.06	0.1	0.07	0.06	0.08	0.09	0.11
K2O	7.72	8.36	9.46	10	9.39	9.8	9.86	K2O	10.2	10.3	10.2	10.3	10.1	9.88	10.2	10.1
Totals	92.9	91.9	95.1	95.4	94.8	94.7	94.9	Totals	94	95	94.6	94.7	94	94.1	94.8	94.3
Oxygens	11	11	11	11	11	11	11	Oxygens	11	11	11	11	11	11	11	11
Si	2.8	2.81	2.81	2.81	2.81	2.81	2.82	Si	2.86	2.85	2.82	2.9	2.89	2.9	2.87	2.84
Ti	0.09	0.11	0.11	0.12	0.12	0.13	0.13	Ti	0.08	0.1	0.1	0.1	0.08	0.08	0.08	0.09
Al	1.52	1.49	1.49	1.47	1.47	1.47	1.47	Al	1.47	1.49	1.48	1.44	1.49	1.48	1.49	1.48
Cr	0	0	0	0	0	0	0	Cr	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe3	0.05	0	0	0	0	0	0	Fe3	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe2	1.63	1.67	1.54	1.53	1.52	1.5	1.48	Fe2	0.85	0.91	0.94	0.88	0.89	0.86	0.91	0.92
Mn	0.03	0.03	0.04	0.05	0.04	0.05	0.04	Mn	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02
Mg	0.78	0.76	0.88	0.87	0.9	0.87	0.88	Mg	1.56	1.46	1.49	1.46	1.44	1.47	1.45	1.5
Ca	0.02	0.02	0.01	0	0.01	0	0.01	Ca	0	0	0	0	0.01	0.01	0	0
Na	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	Na	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
K	0.79	0.87	0.95	1	0.94	0.98	0.99	K	0.97	0.99	0.98	0.98	0.97	0.94	0.98	0.97
Sum	7.72	7.77	7.82	7.85	7.82	7.82	7.82	Sum	7.82	7.81	7.84	7.78	7.78	7.77	7.8	7.83

PROCESSUS D'ACCRETION CRUSTALE ET REGIMES THERMIQUES DANS LE BOUCLIER DES GUYANES : SIGNATURES GEOCHIMIQUES ET THERMOCHRONOLOGIQUES AU TRANSAMAZONIEN (2250- 1950MA).

Ce travail de thèse s'intéresse à l'événement transamazonien en Guyane Française. Le Transamazonien constitue l'événement géodynamique majeur structurant le bouclier des Guyanes entre 2.2 et 2.0 Ga. L'évolution de l'orogénèse transamazonienne est décrite en termes de croissance crustale, prenant en compte des processus de recyclage archéen ainsi que des processus d'accrétion juvénile et de réactivation thermotectonique au Paléoproterozoïque. Notre travail axé sur une étude géochronologique (U-Pb et Ar/Ar) et une étude géochimique (éléments majeurs et éléments en trace) a permis de proposer un modèle d'évolution en quatre étapes : Une première étape avec la formation d'une croûte océanique juvénile à 2.2 Ga, une seconde étape de croissance crustale, avec la formation de série TTG entre 2.18 et 2.1Ga. Cette seconde étape présente une évolution du contexte de subduction générant les TTG, le résultat est la formation de magmas type « sanukitoïdes ». La troisième étape présente la formation de magmas calco-alcalins (2.1 à 2.08 Ga) résultant du « refroidissement » du contexte de subduction déjà initié lors de la seconde étape. Le stade final est caractérisé par la formation de granites d'anatexie crustale (2.1 à 2.06 Ga).

Plus globalement, notre étude sur le Transamazonien s'intéresse à la question clé des domaines paléoproterozoïques, qui est de définir quels types de processus étaient actifs à cette période ? Le Paléoproterozoïque se situe à la transition entre la période archéenne dominée par des processus de croissance crustale dits « archaïques » et une période récente caractérisée par des processus de croissance crustale dits « modernes ».

Mots clés : Événement transamazonien, Paléoproterozoïque, série TTG, Géochimie, Géochronologie U-Pb, Géochronologie Ar/Ar.