



HAL
open science

**PÉTROLOGIE ET GÉOCHRONOLOGIE DES
GRANULITES DE ULTRA-HAUTES
TEMPÉRATURES DE L'UNITÉ BASIQUE
D'ANDRIAMENA (CENTRE-NORD
MADAGASCAR). Apport de la géochronologie in-situ
U-Th-Pb à l'interprétation des trajets P-T.**

Philippe Goncalves

► **To cite this version:**

Philippe Goncalves. PÉTROLOGIE ET GÉOCHRONOLOGIE DES GRANULITES DE ULTRA-HAUTES TEMPÉRATURES DE L'UNITÉ BASIQUE D'ANDRIAMENA (CENTRE-NORD MADAGASCAR). Apport de la géochronologie in-situ U-Th-Pb à l'interprétation des trajets P-T.. Géologie appliquée. Université Blaise Pascal - Clermont-Ferrand II, 2002. Français. NNT: . tel-00003569

HAL Id: tel-00003569

<https://theses.hal.science/tel-00003569v1>

Submitted on 14 Oct 2003

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.

Numéro d'Ordre : D.U. 1375

UNIVERSITÉ BLAISE PASCAL
(U.F.R. De Recherche Scientifique et Technique)

ECOLE DOTORALE DES SCIENCES FONDAMENTALES
N° 359

THÈSE

présentée pour obtenir le grade de

DOCTEUR D'UNIVERSITÉ
(spécialité: Pétrologie)

par

Philippe GONCALVES

Diplomé d'Études Approfondies

PÉTROLOGIE ET GÉOCHRONOLOGIE DES GRANULITES DE ULTRA-HAUTES TEMPÉRATURES DE L'UNITÉ BASIQUE D'ANDRIAMENA (CENTRE-NORD MADAGASCAR)

**Apport de la géochronologie in-situ U-Th-Pb à
l'interprétation des trajets P-T.**

Soutenue publiquement le 18 Octobre 2002, devant la commission d'examen composée de:

M. Ballèvre	Rapporteur	Professeur, Université de Rennes I
I. Villa	Rapporteur	Professeur, Université de Berne
J. E. Martelat	Examineur	MCF, Université de Grenoble
J. M. Montel	Examineur	Professeur, Université de Toulouse II
D. Vielzeuf	Examineur	DR, Université de Clermont-Ferrand II - CNRS
C. Nicollet	Directeur de Thèse	Professeur, Université de Clermont-Ferrand II
J. M. Lardeaux	Directeur de Thèse	Professeur, Université de Lyon I

- Résumé -

La compréhension des processus orogéniques nécessite l'acquisition de données permettant de suivre les variations de pression (P), température (T) et déformation (D) au cours du temps (t). La construction de trajets P-T-D-t implique nécessairement une approche pluridisciplinaire, qui combine une analyse pétrologique et structurale à l'acquisition de données géochronologiques. Dans ce mémoire, une telle approche est appliquée à des granulites polymétamorphiques de Ultra-Hautes Températures de l'unité basique d'Andriamena (Centre-Nord Madagascar). Une attention particulière a été portée sur la corrélation entre les données pétrologiques et géochronologiques afin de discuter la signification des trajets P-T et des âges obtenus en contexte polymétamorphique.

L'évolution thermomécanique de l'unité d'Andriamena est marquée par la superposition d'au moins quatre événements thermiques distincts: ~ 2.7 Ga, 2.52-2.54 Ga, 790-730 Ma et 530-500 Ma. Si la signification de l'événement Archéen à 2.7 Ga reste encore problématique, l'événement fini-Archéen à 2.5 Ga correspond sans ambiguïté au métamorphisme de UHT ($\sim 1050^\circ\text{C}$, 11.5 kbar). Le Néoprotérozoïque moyen (790-730 Ma) est marqué par la mise en place d'un important complexe basique-ultrabasique contemporain d'un épisode de fusion partielle et d'un métamorphisme granulitique (~ 850 - 900°C , 7 kbar). Cet événement thermique majeur, à l'échelle du Centre-Nord Madagascar, est interprété comme le témoin d'un contexte tectonique du type arc continental lié à la fermeture de l'océan Mozambique lors de la fragmentation du supercontinent Rodinia. Le dernier événement affectant l'unité d'Andriamena (530-500 Ma) est à l'origine du champ de déformation finie, qui résulte de la superposition de deux phases D1 et D2 synchrones d'un métamorphisme amphibolitique à granulitique de basse pression (650 - 700°C , 5-6 kbar). La déformation Cambrienne observée dans le Centre-Nord Madagascar est compatible avec un raccourcissement horizontal Est-Ouest qui résulterait de la convergence de cratons lors de la consolidation finale du Gondwana.

Par leur caractère réfractaire, les Mg-granulites de UHT préservent de nombreuses textures minéralogiques permettant de retracer un trajet PT pétrographique complexe et apparemment continu. Néanmoins, les données géochronologiques obtenues par la méthode de datation in-situ sur monazite à la microsonde électronique montrent que le trajet pétrographique ne doit pas être considéré comme issu d'un seul et même événement thermique, mais plutôt comme un trajet discontinu résultant de la superposition de deux événements distincts à 2.5 Ga et 790-730 Ma. D'autre part, nous montrons qu'une partie du trajet pétrographique (décompression isotherme) correspond à un trajet apparent sans signification tectonique. Nous suggérons que cette décompression apparente résulte de l'équilibration des paragenèses réfractaires de UHT (2.5 Ga) à plus basses pressions, lors de l'événement Néoprotérozoïque moyen (790-730 Ma), sans que les conditions P-T des réactions minéralogiques observées n'aient été atteintes.

La distinction qui existe entre trajet pétrographique et trajet P-T réel montre l'importance de déterminer l'âge absolu des différents assemblages et réactions métamorphiques, afin de dater différentes portions du trajet P-T. Cet objectif est atteint grâce aux méthodes de datations ponctuelles et in-situ qui permettent de dater des minéraux dans leur contexte textural et donc de corréler âge et assemblage métamorphique. Ainsi, nous avons développé une nouvelle méthode de datation in-situ U-Th-Pb sur monazite, qui utilise les méthodes chimiques (microsonde) et isotopiques conventionnelles (ID-TIMS). Par ces deux méthodes, on combine une haute résolution spatiale ($\sim 3\mu\text{m}$ - microsonde) à une haute précision analytique (ID-TIMS). La particularité de cette nouvelle approche est que la datation isotopique est réalisée sur des grains individuels extraits par micro-forage directement sur lame mince et qui ont été au préalable caractérisés à la microsonde électronique (imagerie, datation chimique...). La position texturale de chaque grain daté est ainsi retenue.

- Remerciements -

Je commencerai par ne pas remercier cette satanée couverture latéritique qui nous a causé bien des soucis sur le terrain. Sans elle, Madagascar posséderait sans aucun doute les plus beaux affleurements de la planète et même de l'Univers... Tu ne me contrediras sûrement pas Christian. Christian Nicollet, mon directeur de thèse qui est devenu un collègue de travail et surtout un ami. Merci beaucoup pour ces quatre très belles années mais surtout pour toute la confiance que tu as placée en moi. Ce que j'ai apprécié avant tout, c'est ton enthousiasme. Parfois, j'avais même l'impression que les rôles étaient inversés. Je veux dire par là que dans certains cas, je devais canaliser ton enthousiasme : On aurait dit un « jeune » étudiant. J'espère, et j'en suis sûr, que nous continuerons à travailler ensemble. Jean-Marc Lardeaux: mon co-directeur de thèse. Nos discussions étaient toujours très constructives, et avec toi aussi j'ai vraiment senti que tu me faisais entièrement confiance. Avec Stéphane Guillot, vous m'aviez proposé un DEA sur les roches de HP-BT de la Marge Nord-Caraïbes. A l'époque, je nous voyais déjà travaillant à quelques mètres des eaux chaudes et turquoises des Caraïbes. Malheureusement, le projet n'a pas abouti mais je ne désespère pas qu'un jour...

Evidemment, je tiens à remercier les membres de la commission d'examen, Igor Villa et Michel Ballèvre (Rapporteur) et Daniel Vielzeuf (Président) d'avoir accepté de juger ce travail et aussi pour la passionnante discussion qui a suivi mon exposé. Les deux autres membres de mon jury sont Jean-Marc Montel et Jean-Emmanuel Martelat. Jean-Marc Montel (le Eugène Sacomano de la géologie : il est capable de vous énumérer le nombre de buts marqués par le LOSC à l'extérieur et par temps de pluie lors de la saison 1956-1957). Je te remercie pour m'avoir fait découvrir ce domaine passionnant de la géologie qu'est la géochronologie et plus particulièrement la Monazite. Jean-Emmanuel Martelat (Manou): mon prédécesseur à Madagascar. Ça n'a pas été facile de passer derrière toi. J'ai vraiment beaucoup apprécié ton accueil au début de ma thèse et par la suite nos discussions sur la déformation à Madagascar. Ça m'a beaucoup rassuré de savoir que dans le jury il y avait quelqu'un autant (voir plus d'après toi) stressé que moi.

Ce travail a également été le fruit de nombreuses collaborations au sein du laboratoire Magmas et Volcans de Clermont-Ferrand. En premier lieu, je tiens à remercier Jean-Louis Paquette. Une bonne partie de ce travail (datation isotopique) je te le dois. D'autres part, grâce à nos discussions, j'ai beaucoup appris dans le domaine de la géochronologie et je crois que j'ai ainsi pu garder suffisamment de recul quant à l'interprétation des données sondes. Je crois que nous avons formé un bon tandem et j'espère que dans le futur nous continuerons à collaborer. A ce tandem, je dois ajouter Bertrand Devouard. Nous avons passé quelques longues soirées au labo à extraire ces monazites. Je remercie également l'autre tandem du labo: Briec Lefèvre et Christian Pin. Nos discussions étaient toujours passionnantes et se finissaient bien souvent en excursion géologique à travers le monde. Dans le labo j'ai également collaboré avec l'équipe volcanologie. Merci en particulier à Jean-Luc Froger pour m'avoir autorisé à poser les doigts sur Ophelia (c'est un ordinateur !!!) pour la partie traitement d'images satellitales. Je n'oublie pas non plus les heures que tu as passé sur Matlab pour mettre en forme quelques programmes de calcul d'âges et d'erreurs. Promis je vais m'y mettre et moi aussi j'aurai une carte de membre Matlab. Enfin, un grand merci à Anne-Magali Seydoux (de l'université de Clermont-Ferrand, du GFZ de Potsdam et de l'université de Munster) pour tes interminables emails ou tu me répètes sans cesse « moi j'y crois pas à la diffusion dans le monazite ou ch'ais pas moi ou tu vois ce que je veux dire... »

Au cours de ma thèse, j'ai eu la chance et le plaisir d'être moniteur puis ATER. Je me suis réellement senti intégré parmi les enseignants. Merci en particulier aux coureurs : Philippe Labazuy (le coach), Benjamin Van Wyck de Vries (Ben), Jean-Luc Froger (petit ... caramel) et Karim

Kelfoun (jambes de pue). Un très grand merci à l'équipe Métamorphisme, Christian Nicollet et Tahar Hammouda et enfin à l'équipe Terrain, Jacky Boulotton (mon premier encadrant en Maîtrise) et Olivier Merle. Ce privilège d'être moniteur, car c'en est un, m'a aussi permis de côtoyer les étudiants en cours ou sur le terrain. Evidemment ce sont toujours des moments très intenses. Merci tout particulièrement aux promos DEUG98-99, Licence99-00, Maîtrise 00-01 (c'est la même) et Licence 01-02. Parmi tous ces étudiants, il y en a deux qui ont un peu plus d'importance: Mary-Alix et Loïc, les deux étudiants de Maîtrise que j'ai eu le plaisir d'encadrer pour leur TER.

Aaaaaaaaaahhhh les thésards (anciens et nouveaux) !!! Je ne vous remercie pas. C'est de votre faute si j'ai mis quatre ans... Il existe à Clermont une ambiance formidable et une vraie solidarité parmi les thésards, pourvu que ça dure. Merci à tous : Yvan (cette thèse est un peu la tienne étant donné que c'est toi qui l'a imprimée, MERCI et n'oublie pas la règle des 3P, Physique, Psychologie et Presque !!!), Michon (ton fils travaillera chez Total ou chez Mc-Do, promis), Sophie (tu les remettras un jour tes collants suédois j'espère ?), Pierre (PPPPPPP, AAAAAAA, RRRRRR, IIIIIIII, Paris Paris et « tu ferais mieux de te taire avant de parler »), Claire (un jour tu seras mienne oh oui), Briec (a te a proxima se deus quisere), Pablo (tu as vu la dernière film de Guuuudi ?), David (on va prendre le café) Hugues (jésus reviens jésus reviens parmi les siens), Tahar (Tu peux venir m'aider à déménager, j'ai juste 2 ou 3 millions de cartons), Karim (flowers of scotland, until we seeeeeeee), François (alors là, facile : « tu manges au RU ? »), Finizool (It's Liiiiife, go back to zi erfe), Nathalie (bon je reprend du gâteau vu que je vais à la gym ce soir. Gourmande !!!), Fabien (il est 16h, tu fais le café ?), GROM (bon je vais là où tu sais et « chirome, tu as fini de cheparer las apatitesss »), Anne Line (Purée il fait 100000°C dehors), Estelle (elles sont rares à l'avoir vu), Etienne (Je sais que tu votes Arlette), Séverine et Vinciane (allez faites moi un mètre).

Enfin pour finir je remercie toute ma famille: Amandio, Helena e Silvina: Merci entre autres pour la tête de veau du dimanche ou le confit de canard du samedi soir ou encore les méchouis de l'été... Un énorme Merci pour le fabuleux pot que vous avez préparé avec l'aide de tous les gens que je vais citer : Rosa, Silverio et Christina, Fernande et Céleste, Madeleine et Luis, José tous les amis de Crouzol : Françoise, Georges, Franck, Sandrine, Paula, Yvonne, Coco, Marinnette et Robert, et enfin Seb, Fred Laurence et Jade, Bruno, Jean-Phi, Stéphane.

Et bien sûr le meilleur pour la fin : Merci boryssette ! (Béatrice Borys). Si ces quatre années ont été si agréables, c'est beaucoup grâce à toi.

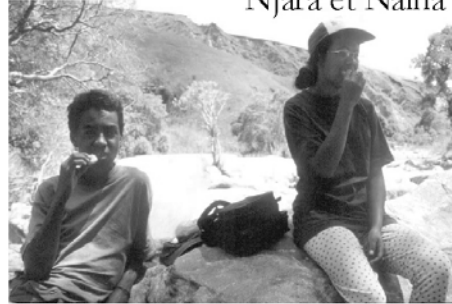
Enfin, je finirai par remercier tous les malgaches qui nous ont accompagné sur le terrain ou aidé à préparer la mission : Vohanguy, Njara, Raymond, Nirina, ainsi que tous les gens qui nous ont si chaleureusement accueillis. La page qui suit vous est spécialement dédiée.

Merci

Mr Julie-Eloi et sa famille (Brieville)



Njara et Naina

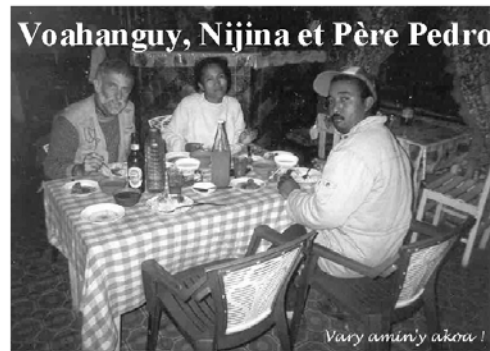


Le Maire et sa femme (Manakana)



Sérafine, Hubert et sa famille (Andriamena)

Voahanguy, Nijina et Père Pedro

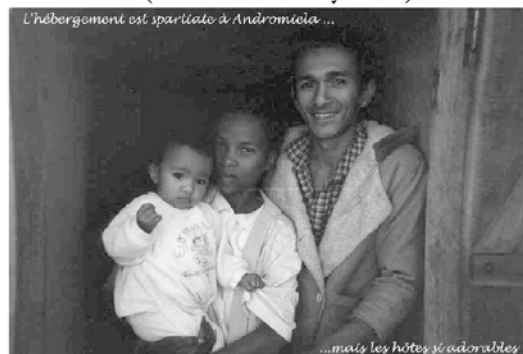


Vary amin'y akora !



Drina (Brieville)

Njaka et sa famille (Andranomiely Sud)



L'hébergement est spartiate à Anàromiela ...

...mais les hôtes si adorables !

- Table des matières -

Résumé	3
Remerciements	5
Introduction	15
Partie I: Un aperçu de la géologie Précambrienne de Madagascar	19
I. Madagascar et les supercontinents	21
1. Le Rodinia	21
2. Gondwana	24
II. Madagascar	26
1. Le craton Archéen de l'Antongil	29
2. Le socle granito-gneissique	29
3. Le groupe basique de Beforona	32
4. La série Schisto-Quartzo-Calcaire (SQC)	34
5. Le Nord-Madagascar	35
Partie II: Caractérisation du champ de déformation finie Cambrien du Centre-Nord Madagascar	37
I. Introduction	39
II. Analyse d'images satellitales	41
1. Les images SPOT	41
2. Traitement d'images	43
III. Evolution thermomécanique fini-Protérozoïque – Cambrienne du Centre-Nord Madagascar	46
1. La déformation dans le Centre-Nord Madagascar - zone d'Andriamena	46

"article accepté à Precambrian Research, 2002": Finite Strain Pattern in Andriamena unit (North-Central Madagascar): Evidence for Late Neoproterozoic-Cambrian Thrusting during Continental Convergence.

1. <i>Introduction</i>	49
2. <i>Geological setting</i>	50
2.1 <i>The Andriamena unit</i>	52
2.2 <i>The gneissic-granitic basement</i>	53
3. <i>Strain pattern and related structures</i>	54
3.1 <i>Method</i>	54
3.2 <i>The Andriamena unit</i>	55
3.3 <i>The gneissic-granitic basement</i>	59
3.3.1 <i>The Kiangara area: large scale type II fold interference patterns</i>	59
3.3.2 <i>The Ambakireny area: dome-and-basin structures</i>	60
3.4 <i>The western Magali/basement contact: a major mylonitic zone</i>	62
4. <i>Metamorphism and Geochronology of the Andriamena unit</i>	64
4.1. <i>Migmatites and metapelites</i>	64
4.2. <i>Metabasites</i>	71
5. <i>Interpretation</i>	72
5.1. <i>D1 event : Andriamena nappe emplacement</i>	72
5.2. <i>D2 event : Cambrian east-west horizontal shortening</i>	74
5.2.1 <i>The D2 event in the Andriamena unit</i>	74
5.2.2. <i>The D2 event in the basement</i>	75
6. <i>Discussion and conclusions</i>	76

2. Métamorphisme associé aux déformations D1 et D2	93
a. Les métapelites et migmatites	94
Migmatite pélitique: C98-C99	94
Métapélite: C70	102
b. Les metabasites	107
c. Conclusion	115
3. La déformation du Centre-Nord Madagascar - "zone de la virgation de Tana"	117
a. Introduction	117
b. Les trajectoires de foliation	118
La "zone de cisaillement" de l'Angavo	119
La virgation de Tana s.s.	119
Zone du Carion	120
La zone de Mahitsy	121
c. interprétation	124

Partie III: Evolution P-T-t des granulites de UHT et de leurs roches associées _____ **127**

I. Introduction _____ **121**

II. Pétrologie des granulites de UHT et de leurs roches associées _____ **123**

1. Le métamorphisme de UHT _____ 123

a.	Définition	123
b.	Composition chimique des granulites de UHT	124
c.	Assemblages minéralogiques et relations de phases dans les systèmes MAS, FMAS et KFMASH	128
	Le système MAS	128
	Le système FMAS	130
	Le système KFMASH	134
d.	Contexte géodynamique et métamorphisme de UHT	136
2.	Evolution P-T des granulites de UHT de l'unité basique d'Andriamena	139

"article soumis à Journal of Petrology": Ultrahigh temperature granulite metamorphism from the Andriamena mafic unit, north-central Madagascar. Part I: Evidences for various petrographical PT paths in a polymetamorphic context.

	<i>Introduction</i>	142
	<i>Geological setting</i>	143
	<i>Outcrop description</i>	145
	<i>Petrography</i>	147
	<i>Mg-granulites (sapphirine-bearing and orthopyroxene-sillimanite-bearing gneisses)</i>	147
	<i>Preserved peak metamorphic assemblages</i>	148
	<i>Coronitic and symplectitic textures</i>	151
	<i>Mg-granulites (orthoamphibole-bearing gneisses)</i>	154
	<i>Pelitic migmatite</i>	155
	<i>Silica-saturated layer (assemblage A)</i>	156
	<i>Silica-poor alumina-rich layer (assemblage B)</i>	156
	<i>Sillimanite-rich (\pm ilmenite, biotite) layer (assemblage C)</i>	157
	<i>Quartzofeldspathic leucosome (assemblage D)</i>	157
	<i>Mineral chemistry</i>	158
	<i>Interpretation of reaction textures</i>	166
	<i>Mg-granulites: FMAS system</i>	166
	<i>Destabilization of the initial peak metamorphic assemblage</i>	168
	<i>Secondary reaction textures: orthopyroxene (opx0-1) and garnet (grt0-1) breakdown</i>	169
	<i>Textures post-dating the formation of cordierite (crd2)</i>	170
	<i>Mg-granulites (orthoamphibole-bearing gneisses): FMASH system</i>	171
	<i>Pelitic migmatite</i>	172
	<i>Prograde biotite dehydration melting</i>	172
	<i>Partial back melting reactions and late chemical reequilibration</i>	173
	<i>PT evolution</i>	175
	<i>Mg-granulites: a continuous complex petrographical path</i>	175
	<i>Thermobarometric estimates</i>	175
	<i>FMASH petrogenetic grid and role of fluid</i>	177
	<i>Metapelitic granulites: Heating-cooling path</i>	183
	<i>Thermobarometric estimates</i>	183

	184
<i>KFMASH petrogenetic grid</i>	186
<i>Discussion</i>	196
<hr/>	
III. Géochronologie U-Th-Pb des granulites de UHT et de leurs roches associées	196
<hr/>	
1. La méthode de datation chimique U-Th-Pb sur monazite à la microsonde électronique	197
a. La monazite	198
b. Principe de la méthode de datation chimique U-Th-Pb sur monazite à la microsonde électronique	199
c. Procédure analytique	201
2. Géochronologie U-Th-Pb des granulites de UHT et de leurs roches associées	205
<hr/>	
<i>"article soumis à Journal of Petrology": Ultrahigh temperature granulite metamorphism from the Andriamena mafic unit, North-Central Madagascar. Part II: In-situ U-Th-Pb monazite geochronology and signification of a petrographical path in a polymetamorphic context.</i>	
<i>Introduction</i>	208
<i>Geological setting and sample description</i>	211
<i>The Andriamena mafic unit</i>	211
<i>Sample description</i>	211
<i>Inferred petrographical PT path</i>	213
<i>U-Th-Pb geochronology</i>	214
<i>Analytical procedure</i>	214
<i>U-Th-Pb dating results</i>	216
<i>Mg-granulite C21 and A4-5</i>	216
<i>Mg-granulite An4c</i>	223
<i>Mg-granulites A4-31 and C17</i>	225
<i>Mg-granulites C6</i>	228
<i>Pelitic migmatite C61</i>	229
<i>Interpretation of the geochronological data</i>	230
<i>Early late Archaean episode of monazite growth: UHT metamorphic conditions</i>	231
<i>Second middle Neoproterozoic episode of monazite growth or resetting: ITD and late IBC</i>	231
<i>Variations in composition</i>	233
<i>Discussion</i>	234
<i>Regional correlation</i>	234
<i>Signification of a petrographical PT path in a polymetamorphic context</i>	235
<hr/>	
Partie IV: Complémentarité des méthodes de datation chimique U-Th-Pb par microsonde électronique et U-Pb par ID-TIMS	242

I. Introduction	242
II. Datations chimiques et isotopiques U-Th-Pb des granulites de UHT d'Andriamena	245
<hr/>	
<i>"article soumis à Geochimica Cosmochimica Acta": In situ EMP and ID-TIMS combined U-Th-Pb dating of single monazites: a new method to unravel complex polymetamorphic evolutions. Application to the UHT granulites of Andriamena (North-Central Madagascar)</i>	
<i>Introduction</i>	248
<i>Geological setting and petrography of sampled material</i>	250
<i>Analytical methods</i>	253
<i>Presentation and discussion of the conventional ID-TIMS dating results</i>	255
<i>Combined EMP and ID-TIMS dating of monazites</i>	259
<i>Sample description and monazite petrography</i>	259
<i>EMP U-Th-Pb chemical dating results</i>	265
<i>Monazite included in garnet</i>	265
<i>Monazite from the matrix (quartz)</i>	267
<i>Monazite located in the coronitic reaction (oamph, crd, bt)</i>	270
<i>Chemical composition of monazite</i>	274
<i>ID-TIMS U-Pb dating of micro-drilled single monazites</i>	280
<i>Interpretation of the combined EMP and ID-TIMS dating results</i>	283
<i>Discussion and conclusion</i>	283
<i>Geological interpretation of the four distinct thermal events</i>	283
<i>Relationships between monazite textural position and isotopic resetting</i>	285
<i>Conclusion and future applications</i>	287
<hr/>	
Conclusions générales	293
Références bibliographiques	297

- Introduction -

L'observation détaillée des terrains et roches métamorphiques à différentes échelles (images satellitales, cartes, échantillons, lames minces) fournit un ensemble d'informations indispensables pour la caractérisation de l'évolution thermomécanique d'un orogène. Une des données de base, utilisée par l'ensemble des pétrologues est le suivi des changements de pression (P) et température (T) enregistrés par un échantillon au cours d'un intervalle de temps (t), à partir de l'observation de la minéralogie et des microstructures et une analyse élémentaire ou isotopique. Autrement dit, quel trajet P-T-t a suivi un échantillon donné au cours d'un ou plusieurs orogènes?

Même si les roches ne préservent minéralogiquement qu'une infime partie du trajet P-T-t qu'elles ont suivi (généralement l'évolution post-pic du métamorphisme), l'accumulation des données et les prédictions des modèles physiques ont permis d'identifier une série de trajets P-T relativement simples et caractéristiques de contextes géodynamiques bien précis (voir revue de Ernst (1988) pour les trajets marqueurs de zones de subduction, Bohlen (1987) et Harley (1989) pour le métamorphisme en base de croûte en contexte d'épaississement crustal ou de sous-plaquage de magma...). Néanmoins, ces dix dernières années ont vu une augmentation significative de la complexité des trajets P-T grâce, en outre, à l'affinement des données thermodynamiques et le développement en parallèle de la thermobarométrie (méthodes des multi-équilibres, grilles pétrogénétiques, pseudo-sections) et des modèles physiques d'évolution thermomécanique de la lithosphère (e. g. Berman, 1988, 1991, 1996; Powell et Holland, 1988; Holland et Powell, 1990, 1998; Connolly, 1990). La complexité de ces trajets rend, bien évidemment, les interprétations géodynamiques plus délicates. D'autre part, l'identification récente de conditions métamorphiques extrêmes dans la croûte continentale (UHP et UHT) a eu des implications fondamentales pour la compréhension de la géodynamique de la lithosphère continentale au cours d'un orogène (e. g. Chopin, 1984; revue de Harley, 1998). Quels types de contexte tectonique sont susceptibles de produire de telles conditions? Si dans les modèles numériques ou analogiques, on intègre désormais le fait que la lithosphère continentale peut être subductée jusqu'à environ 100 kilomètres de profondeur, c'est, entre autres, grâce à la thermobarométrie et les études de pétrologie expérimentale (Chemenda *et al.*, 1995).

Le raffinement des trajets P-T-t est aussi le résultat d'une meilleure précision sur le paramètre temps (t) grâce aux développements analytiques récents en géochronologie (ID-TIMS, SIMS, LA-ICPMS). Même si la durée absolue des processus métamorphiques ou magmatique, comme la formation d'un magma granitique par fusion partielle, reste encore mal connue, de nombreux thermo-chronomètres permettent de dater les conditions proches du pic de métamorphisme et l'évolution rétrograde. Ils sont basés sur des phases accessoires, comme le zircon ou la monazite, ou des phases majeures communes dans les roches métamorphiques, comme le grenat, l'amphibole et la muscovite. Cependant, avec les roches métamorphiques nous restons confronté au problème récurrent de la signification des âges: "qu'est-ce qu'on date?". Ceci est d'autant plus vrai dans les contextes polymétamorphiques, où les zircons et les monazites peuvent conserver un héritage et développer plusieurs domaines d'âges différents à l'échelle cristalline, ce qui rend l'interprétation des analyses isotopiques conventionnelles délicate (e.g. Williams *et al.*, 1999). De plus, la difficulté d'interprétation des âges obtenus à partir des phases accessoires est accentuée par la méconnaissance de leur réaction de cristallisation et de déstabilisation (et de leurs conditions P-T) en relation avec les phases métamorphiques majeures utilisées en thermobarométrie (Foster *et al.*, 2000). Les récents progrès d'analyses in-situ et de datation par SIMS, LA-ICPMS ou EMP permet de distinguer ces domaines d'âges différents au sein d'un même cristal et, en principe, de corréliser les données géochronologiques obtenues sur les phases accessoires avec l'évolution métamorphique: on peut ainsi calibrer en temps différentes portions des trajets PT.

En somme, il apparaît assez clairement que la compréhension des processus orogéniques ne peut se concevoir désormais que par une approche complémentaire qui combine une étude pétrologique métamorphique et une acquisition de données géochronologiques adéquates. Ceci est particulièrement vrai dans les contextes Précambriens qui sont susceptibles d'avoir été affectés par plusieurs cycles tectono-métamorphiques. Il faut être capable d'évaluer l'effet de la superposition de plusieurs événements sur la minéralogie et les microstructures en obtenant des âges absolus sur les différentes paragenèses et/ou phases de déformation.

Nous avons appliqué une telle approche complémentaire (pétrologie, géochronologie et structurale) à une portion du socle Précambrien du Centre-Nord Madagascar: l'unité basique-ultrabasique de Ultra-Haute Température d'Andriamena. Cette

zone est particulièrement bien adaptée à cette application complémentaire pour deux raisons principales. (1) Son intérêt pétrologique: en effet, cette zone a été affectée par un métamorphisme de Ultra-Haute Température (UHT) (2) Son intérêt géochronologique: l'unité d'Andriamena se caractérise par une évolution polycyclique impliquant, au moins, quatre événements thermiques distincts, ce qui en fait un objet particulièrement bien adaptée à l'application de la méthode de datation ponctuelle à la microsonde électronique (Montel *et al.*, 1996). Enfin à ces deux points peut s'ajouter un intérêt plus "géologique" puisque l'unité d'Andriamena est une unité particulière qui se distingue, par ses caractéristiques lithologiques et métamorphiques, de l'ensemble du socle Malgache et sur laquelle les données tant structurales, que pétrologiques et géochronologiques sont presque totalement inexistantes.

Le présent travail est donc une contribution à la connaissance de la géologie malgache par l'apport de nouvelles données structurales, pétrologiques et géochronologiques. Nous nous appuyons sur cette étude régionale pour développer une réflexion sur des problèmes très généraux auxquels sont confrontés la plupart des géologues, et ceux du Précambrien en particulier, (pétrologues et géochronologistes) lors de la construction de trajet P-T-t. Madagascar et ses granulites de UHT sont ici considérés comme un support naturel pour des discussions plus générales qui sont:

- la signification des trajets pétrographiques en contexte polycyclique. Nous tentons de démontrer l'effet de la superposition de plusieurs événements métamorphiques sur la minéralogie et la différence qu'il peut exister entre un trajet déduit uniquement à partir de données pétrographiques et le trajet thermique "réel".

- le problème de l'acquisition de données géochronologiques adéquates en contexte polycyclique. Nous avons utilisé la méthode de datation chimique in-situ à la microsonde électronique sur monazite que nous avons comparée et couplée à la méthode isotopique conventionnelle par Dilution Isotopique et Thermo-Ionisation Mass Spectrometry (ID-TIMS).

Le mémoire s'organise en quatre parties. La partie I constitue un aperçu géologique rapide du socle Précambrien de Madagascar. Nous replaçons également Madagascar dans un cadre géodynamique plus global, à l'échelle des supercontinents Rodinia et Gondwana. Dans la partie II, nous caractérisons le champ de déformation finie Cambrien du Centre-

Nord Madagascar, à partir de l'analyse d'une série de sept images satellitales *SPOT* couplée à une étude de terrain. Ce travail structural est complété par une analyse pétrologique et géochronologique. Le but de cette partie est, d'une part, de comprendre l'évolution thermique et mécanique du Centre-Nord Madagascar et, d'autre part, de fournir un contexte géométrique bien contraint pour l'étude ultérieure des granulites de UHT. Dans la partie III, nous présentons les résultats de l'étude pétrologique détaillée des granulites de UHT et des roches associées, combinée avec une datation systématique par la méthode de datation chimique in-situ U-Th-Pb sur monazite à la microsonde électronique. Ces résultats permettent de discuter la signification et la validité des trajets pétrographiques en contexte polymétamorphique et de mettre en avant l'importance de la géochronologie in-situ, c'est-à-dire de l'intérêt de préserver les relations texturales pour l'interprétation des âges. Enfin, dans la partie IV, nous démontrons la complémentarité des méthodes de datation chimique à la microsonde électronique et datation isotopique par DI-TIMS lorsqu'elles sont réalisées sur les mêmes grains de monazites extraits directement en lame mince. Cette méthode est appliquée à une granulite polymétamorphique de UHT de l'unité d'Andriamena et vient compléter les données obtenues par datation chimique U-Th-Pb à la microsonde électronique de la partie III. Finalement, l'ensemble des résultats est synthétisé dans une conclusion générale.

- Partie I -

**Un aperçu de la géologie
Précambrienne de Madagascar**

Nous présentons dans cette partie un aperçu de la géologie du socle Précambrien malgache en tentant de replacer Madagascar dans les cycles orogéniques Archéens et Protérozoïques.

I. Madagascar et les supercontinents

De nombreuses évidences géologiques, tant paléontologiques que tectoniques ou géochronologiques, suggèrent l'existence de deux supercontinents à deux époques du Néoproterozoïque: Le Rodinia (~1100-750 Ma) et le Gondwana (~550-500 Ma). La connaissance de la géométrie et de l'âge de la formation et de la fragmentation de ces supercontinents est cruciale pour une meilleure compréhension de la géologie Précambrienne. Nous verrons que Madagascar occupe dans les différentes reconstitutions hypothétiques du Rodinia et du Gondwana une position clé. En ce qui concerne la configuration des continents aux Paléoproterozoïque et Archéen et la localisation de Madagascar dans ceux-ci, les connaissances sont encore très limitées.

1. Le Rodinia

Les quinze dernières années ont vu apparaître le concept d'un supercontinent au Méso-Néoproterozoïque (1000-750 Ma) (e.g. Bond *et al.*, 1984; McMenamin et McMenamin, 1990; Dalziel, 1991, Hoffman, 1991, Powell *et al.*, 1993), dénommé Rodinia par McMenamin et McMenamin (1990). De nombreux travaux focalisés sur l'âge et la géométrie de ce supercontinent ont abouti à des reconstitutions très hypothétiques qui sont en constante évolution au fur et à mesure de l'acquisition de nouvelles données géochronologiques et paléomagnétiques. Le concept simpliste d'un seul et unique supercontinent à cette période deviendra probablement obsolète dans un futur très proche, néanmoins il a le mérite de proposer un modèle géodynamique global dans lequel l'évolution du socle Malgache s'intègre bien.

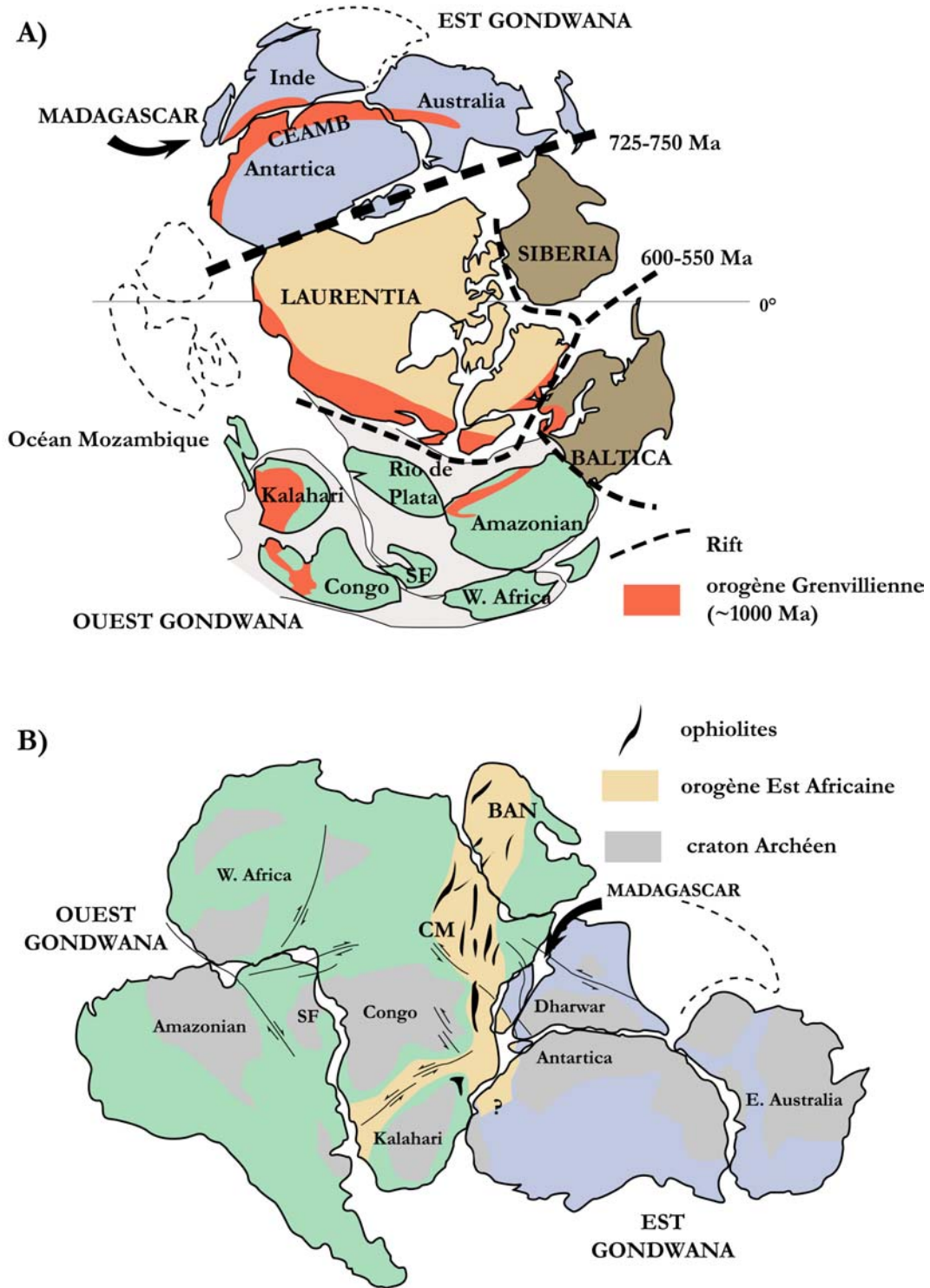


Fig. I-1: a) Reconstitution paléogéographique du Rodinia à 750 Ma (Dalziel, 1997). Dans les reconstitutions plus récentes de Torsvik *et al.* (1996) le bloc Ouest Gondwana est éclaté en plusieurs fragments et les cratons du Kalahari et Congo sont localisés approximativement à la jonction Antarctique-Laurentia (en pointillé sur la figure). b) Reconstitution paléogéographique du Gondwana à ~500 Ma (Piper, 2000) CEAMB: Circum East Antarctica Mobile Belt; BAN: Bouclier Arabo-Nubien; CM: Chaîne Mozambicaine.

Nous prenons comme exemple de reconstitution du Rodinia celle décrite par Dalziel, 1997 (Fig. I-1a). Un point commun à la majorité des reconstitutions est la juxtaposition de la marge Est du continent Laurentia (Amérique du Nord) avec le craton d'Amazonie et la juxtaposition de la marge Ouest Laurentia avec le bloc Est Gondwana (Australie, Est Antarctique, Inde, Madagascar et Sri Lanka). La consolidation du supercontinent Rodinia est marquée par un ensemble d'orogènes d'âge Mésoprotérozoïque à Néoprotérozoïque inférieur (~1400-900 Ma) dénommés sous le terme d'orogènes Grenvilliennes. Une des principales sutures Grenvilliennes dans le Rodinia correspondrait à la CEAMB (Circum-East Antarctica Mobile Belt) qui serait à l'origine du bloc Est Gondwana composé de l'Australie, l'Est Antarctique, l'Inde, Madagascar et Sri Lanka (Hoffman, 1991). Néanmoins, Fitzsimons (2000) remet sérieusement en cause l'existence de la CEAMB et par conséquent l'hypothèse de formation du bloc Est Gondwana dès la fin du Mésoprotérozoïque. Il suggère plutôt que le bloc Est Gondwana se soit formé à la fin du Néoprotérozoïque - Cambrien par juxtaposition de fragments d'âge Grenvillien le long de chaînes panafricaines (~500 Ma). La fragmentation du Rodinia est marquée par une extension crustale et la formation de bassins sédimentaires en Australie et Laurentia. La séparation finale du bloc Est Gondwana du Laurentia est estimée à environ ~750 Ma (Powell, 1993).

Dans cette configuration hypothétique, Madagascar, les Seychelles et l'Inde seraient localisés en bordure du supercontinent Rodinia (Fig. I-1a) au début de sa fragmentation au Néoprotérozoïque moyen (~750 Ma) (Torsvik *et al.*, 2001). Les données géochronologiques et géochimiques obtenues sur ces différentes provinces sont compatibles avec une telle localisation en bordure. En effet, Handke *et al.* (1999) décrit une importante activité magmatique d'affinité calco-alcaline dans le Centre et Centre-Nord de Madagascar datée entre 780 et 800 Ma et confirmée par Kröner *et al.* (2000). Sur la base d'arguments géochimiques et géochronologiques, Ashwal *et al.* (2002) étend cette activité magmatique au Nord de Madagascar, aux Seychelles et à la province de Malani dans le Nord-Ouest de l'Inde (Fig. I-2). La signature géochimique de ce magmatisme est compatible avec un magmatisme de marge active de type arc continental Andin qui résulterait de la subduction de l'océan Mozambique sous la bordure Ouest du Rodinia au début de la fragmentation marquée par la formation de rift continentaux à environ 750 Ma (Fig. I-1a et I-2) (Handke *et al.*, 1999; Kröner *et al.*, 2000; Ashwal *et al.*, 2002).

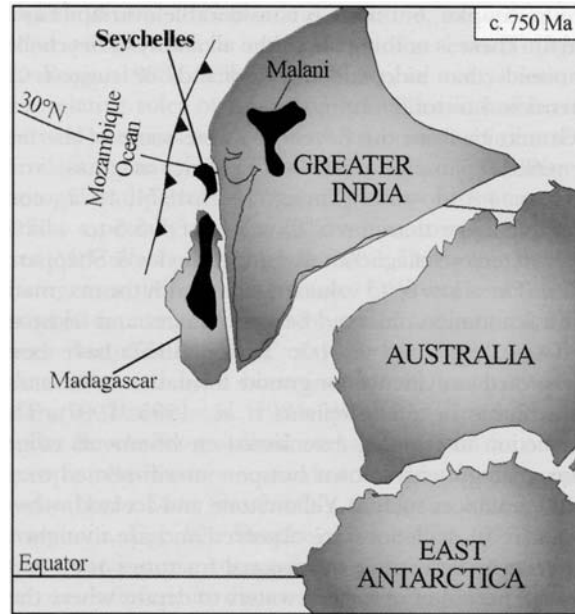


Fig. I-2: Reconstitution paléogéographique de la bordure Ouest du supercontinent Rodinia composée de Madagascar, Inde, Seychelles, Australie et Est Antarctique à ~750 Ma. Les domaines en noir correspondent à la localisation des roches d'affinité calco-alcaline faisant partie d'un vaste arc magmatique continental de type Andin résultant de la subduction de l'océan Mozambique lors de la fragmentation du Rodinia au Néoprotérozoïque moyen (Ashwal *et al.*, 2002).

2. Gondwana

L'existence du supercontinent Gondwana durant le Paléozoïque et sa fragmentation au cours du Mésozoïque à l'origine des continents Afrique (+ Madagascar), Amérique du Sud, Antarctique, Australie et Inde est désormais très bien établie. Par contre, la naissance de ce supercontinent reste problématique.

La fragmentation du Rodinia et la fermeture de l'océan Mozambique aboutirait à la consolidation du supercontinent Gondwana au Néoprotérozoïque (Hoffman, 1991; Powell, 1993; Meert et Van der Voo, 1997) et la formation de la chaîne Mozambicaine qui correspondrait à la suture majeure entre les blocs Est et Ouest Gondwana (Shackleton, 1986) (Fig. I-1b). La chaîne Mozambicaine correspond à une structure Nord-Sud qui s'étend depuis le Mozambique jusqu'aux Kenya et Uganda, relayée au nord par le bouclier

Arabo-Nubien (Fig. I-1b). Stern (1994) associe ces deux structures (chaîne Mozambicaine et bouclier Arabo-Nubien) sous le même nom d'Orogène Est Africaine (650-800 Ma).

L'âge du métamorphisme granulitique montre une variation spatiale au sein de l'orogénèse Est Africaine. En supposant que le métamorphisme granulitique observé marque la collision continentale, celle-ci serait estimée entre 640-700 Ma dans le bouclier Arabo-Nubien (Stern, 1994). De même, plus au Sud, en Tanzanie et Mozambique, la fin de la collision est datée entre 615 et 650 Ma (Kröner *et al.*, 1997; Appel *et al.*, 1998; Muhongo *et al.*, 2001). Par contre dans les fragments de l'Est Gondwana (Inde, Sri Lanka, Madagascar, Est Antarctique), le métamorphisme granulitique est significativement plus jeune, daté entre ~500 et 570 Ma (Paquette *et al.*, 1994; Kröner *et al.*, 1996; Braun *et al.*, 1998; Fitzsimons, 2000).

Deux modèles tectoniques de consolidation du Gondwana au Néoprotérozoïque sont proposés:

1) Le premier est un modèle de collision unique qui implique les blocs Est et Ouest Gondwana après fermeture complète de l'océan Mozambique. Le bloc Est Gondwana subirait une rotation anti-horaire par rapport à un axe localisé approximativement à l'Ouest du Laurentia (Fig. I-1). L'accrétion de terrains juvéniles de type arc et la collision continentale aurait lieu entre 640 et 700 Ma (Stern, 1994). L'événement tectonométamorphique tardi-Néoprotérozoïque et Cambrien (570-500 Ma) résulterait de la convergence continentale des blocs Est et Ouest Gondwana qui se poursuit pendant environ 150 Ma après le début de la collision continentale. Cette convergence est marquée par le développement d'une intense déformation granulitique au Sud de l'Inde, Sri Lanka ou Madagascar, liée à une tectonique d'extrusion (Stern, 1994). Une caractéristique majeure de ce modèle est qu'il suggère que les blocs Est et Ouest Gondwana correspondent à des entités à part entière dès le Néoprotérozoïque.

2) Meert et Van der Voo (1997) proposent un modèle de collision en deux étapes qui permet de rendre compte des données paléomagnétiques montrant que les fragments Australie et Antarctique du bloc Est Gondwana ne sont pas consolidés avec le reste du Gondwana avant ~550 Ma. D'autre part, ce modèle est compatible avec l'apparente distribution bimodale des âges: métamorphisme antérieur à 620 Ma au niveau de l'Orogène Est Africaine et 550-500 Ma dans les fragments du bloc Est Gondwana. L'événement initial et majeur correspond à l'Orogène Est Africaine entre 650 et 800 Ma qui implique l'accrétion des terrains du bouclier Arabo-Nubien contre le bloc Ouest Gondwana

suivie de la collision continentale de l'Inde, Madagascar, Sri Lanka et du craton du Kalahari au niveau du craton du Congo. Le second évènement plus récent (~500-550 Ma) affecte la région du Mozambique, Sud Inde, Madagascar, Sri Lanka, Antarctique et Ouest Australie. Meert et Van der Voo (1997) ont dénommé ce second évènement tectonométamorphique l'Orogène de Kuunga qui résulte de la collision continentale du bloc Australie-Antarctique avec le reste du Gondwana. Le supercontinent Gondwana n'est pas totalement consolidé avant le Cambrien (~530 Ma) (Powell, 1993). Ce modèle implique donc que le bloc Est Gondwana (Inde, Sri Lanka, Madagascar, Australie est Antarctique) ne correspond pas une entité avant le Cambrien, comme le suggère Fitzsimons (2000).

Quoi qu'il en soit, dans les différents modèles proposés, Madagascar occupe une position clé, au cœur du Gondwana, sur la bordure Est de la chaîne Mozambicaine. L'acquisition de nouvelles données géochronologiques, pétrologiques et structurales sur Madagascar semble donc être fondamentale pour une meilleure compréhension de la géodynamique précambrienne.

II. Madagascar

Le socle Précambrien malgache constitue approximativement les deux tiers de l'île. Il est recouvert dans la partie occidentale de l'île par des sédiments déposés lors de la séparation de Madagascar et des grandes Indes (Sri Lanka, Inde et Seychelles) du continent Africain, depuis la fin du Paléozoïque et pendant tout le Mésozoïque. Cette séparation s'est accompagnée de la formation d'une lithosphère océanique au Jurassique: le Bassin de Somalie et du Mozambique (Fig. I-3). Madagascar et les grandes Indes, initialement juxtaposés avec le Kenya et la Tanzanie, se sont déplacés vers le Sud le long de la faille transformante de Davie jusqu'à sa position actuelle acquise au début du crétacé (~130 Ma) (Fig. I-3). La séparation de Madagascar et des Grandes Indes a eu lieu à la fin du Crétacé (~90 Ma) lors de l'ouverture de l'Océan Indien, qui résulterait du début de fonctionnement du point chaud de Marion sous le Sud de Madagascar (Torsvik et al., 2001). Cet évènement est marqué à Madagascar par la mise en place de roches volcaniques (basaltes et rhyolites) et plutoniques (gabbros) datées à 92 Ma (Torsvik et al., 1998).

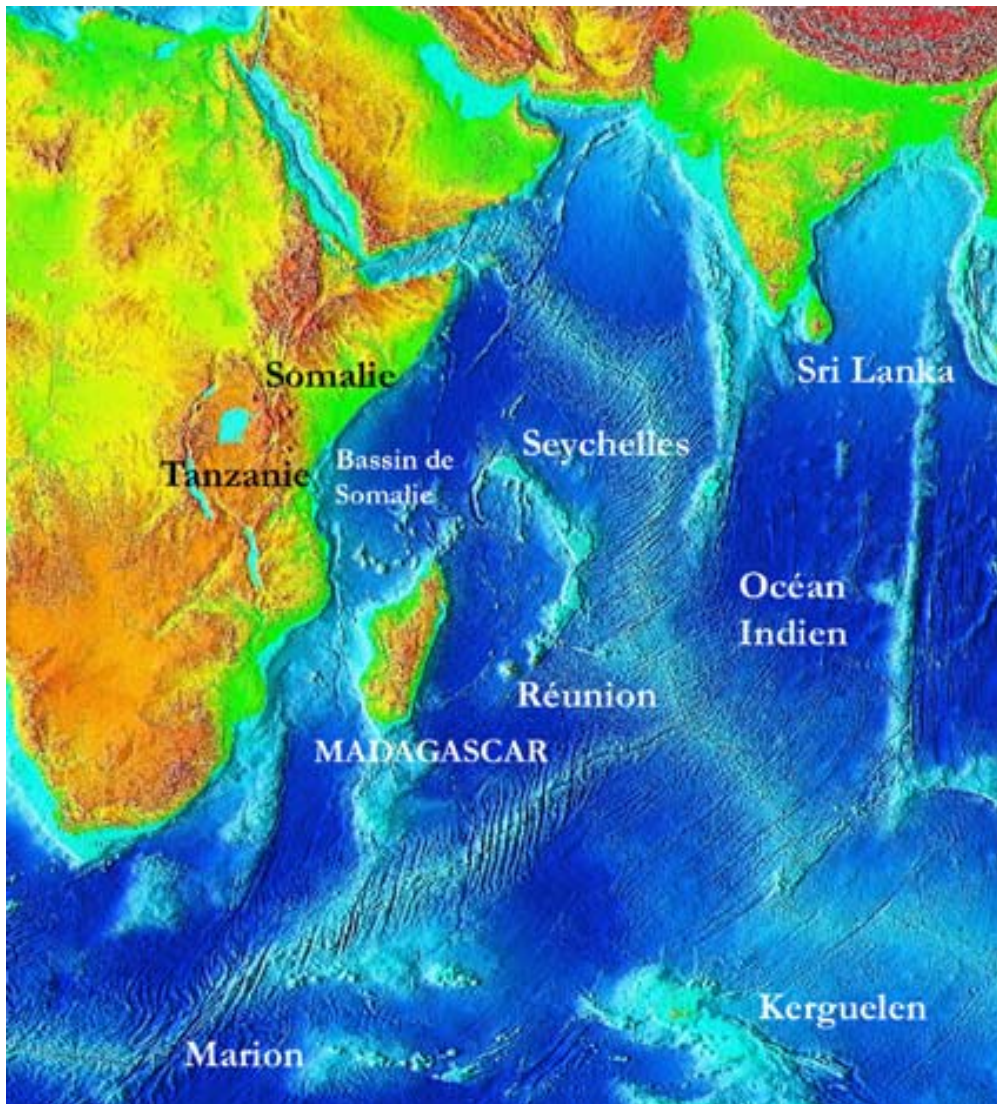


Fig. I-3: Modèle Numérique de Terrain de l'Océan Indien montrant la localisation de Madagascar et des autres localités ou structures tectoniques cités dans le texte.

Le socle Précambrien, qui se compose d'une grande variété de lithologies d'âge Archéen à fini-Protérozoïque (~3.2 Ga à 530 Ma), a été subdivisé en plusieurs unités lithotectoniques dès les travaux pionniers de Bésairie (1963, 1970). Cette classification a été reprise plus récemment par Windley (1994) et Collins et Windley (2002). Cinq grands ensembles sont distingués en fonction de leur lithologie, âge et position structurale (Fig. I-4):

- le craton Archéen de l'Antongil
- le socle granito-gneissique
- les unités basiques de Beforona
- la série Schisto-Quartzo-Calcaire(SQC)
- le Nord Madagascar (les unités de Bemarivo)

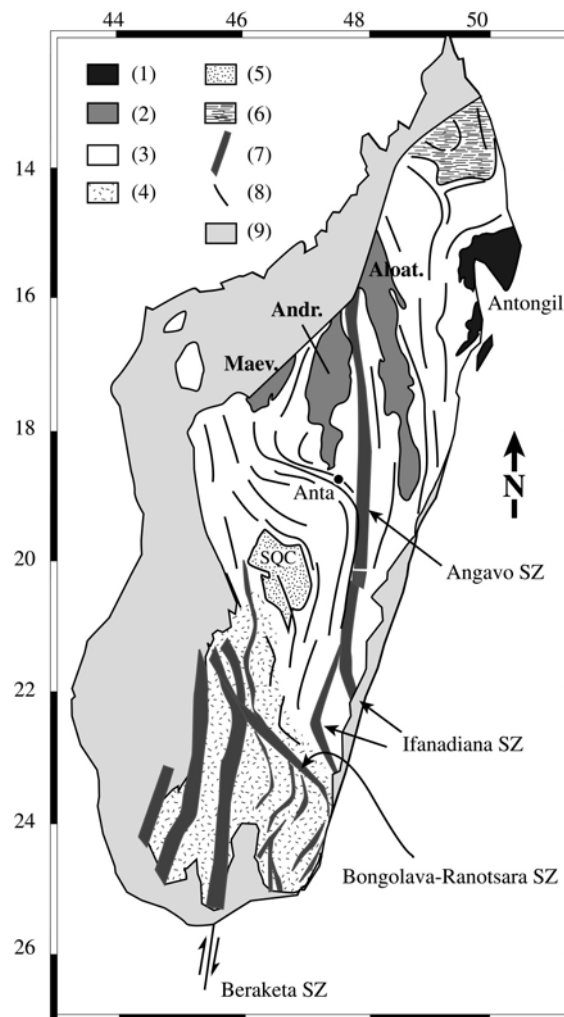


Fig. I-4: Carte géologique simplifiée de Madagascar montrant les 5 grands ensembles lithologiques et structuraux du socle Précambrien et les traits structuraux majeurs (Bésairie, 1964; Martelat, 1998). (1) Craton Archéen de l'Antongil; (2) Unités basiques de Beforona incluant Maevatanana (Maev.), Andriamena (Andr.) et Aloatra-Beforona (Aloa.); (3) socle granito-gneissique Archéen-Néoprotérozoïque; (4) socle granito-gneissique Néoprotérozoïque; (5) Série Schisto-Quartzo-Calcaire (SQC); (6) Unités de Bemarivo; (7) traces de foliations majeures; (8) zones de cisaillement fini-Néoprotérozoïques - Cambriennes; (9) sédiments phanérozoïques.

1. Le craton Archéen de l'Antongil

Le craton de l'Antongil situé sur la bordure Nord-Est de Madagascar constitue l'unité la plus ancienne de Madagascar. Elle se compose essentiellement de migmatites et gneiss tonalitiques datés à 3187 ± 2 Ma et de granites intrusifs mis en place à 2522 ± 4 Ma (U-Pb sur zircons - Tucker *et al.*, 1999a). Ces données sont compatibles avec les âges Rb-Sr sur roches totales de Caen-Vachette (1979) qui propose un âge de mise en place de 3190 ± 244 Ma, affecté par un événement à 2600 Ma. Cette unité est métamorphisée dans les conditions du faciès schistes vert (Hottin, 1976). Sur la base de données géochimiques et géochronologiques, le craton d'Antongil a été interprété comme un fragment du craton de Dharwar (SW Inde), suggérant que le Nord-Est de Madagascar et le Sud-Ouest de l'Inde aient subi la même évolution depuis l'Archéen (3.2 Ga) jusqu'à la fin du Crétacé (90 Ma) et l'ouverture de l'Océan Indien.

2. Le socle granito-gneissique

Le socle granito-gneissique est généralement subdivisé en deux unités délimitées par la zone de cisaillement de Bongolova-Ranotsara (Fig. I-4). Cette subdivision est essentiellement basée sur la différence d'âge observée entre les deux unités. Au Sud du cisaillement, l'empreinte du métamorphisme fini-Néoprotérozoïque – Cambrien (580-500 Ma) prédomine et tend à oblitérer toutes traces antérieures (Martelat *et al.*, 2000). Alors qu'au Nord du cisaillement, le socle se compose de roches fini-Archéennes (~2.5 Ga) affectées par plusieurs événements thermiques Néoprotérozoïques (~820-720 Ma, 630 Ma et 580-500 Ma) (Paquette et Nédélec, 1998; Tucker *et al.*, 1999a; Kröner *et al.*, 2000)

Les lithologies dans le Sud sont extrêmement variées : métapélites, granites, amphibolites, quartzites, anorthosites, cipolins. L'ensemble de ces roches sont métamorphisées dans les conditions du faciès granulite ($>750^{\circ}\text{C}$) avec un gradient régional de pression d'Est en Ouest (de 5 à 12 kbar) (Nicollet, 1988, 1990; Martelat *et al.*, 1997, 2000). La caractéristique majeure du Sud est l'intense déformation marquée par le

développement d'un réseau de zones de cisaillement anastomosées verticalement globalement orientées Nord-Sud (Fig. I-5). Le champ de déformation finie, contemporain du métamorphisme granulitique (580-520 Ma) est compatible avec un raccourcissement horizontal Est-Ouest en régime transpressif qui résulterait de la convergence de cratons lors de la fin de la consolidation du Gondwana (Martelat, 1998; Martelat *et al.*, 2000).

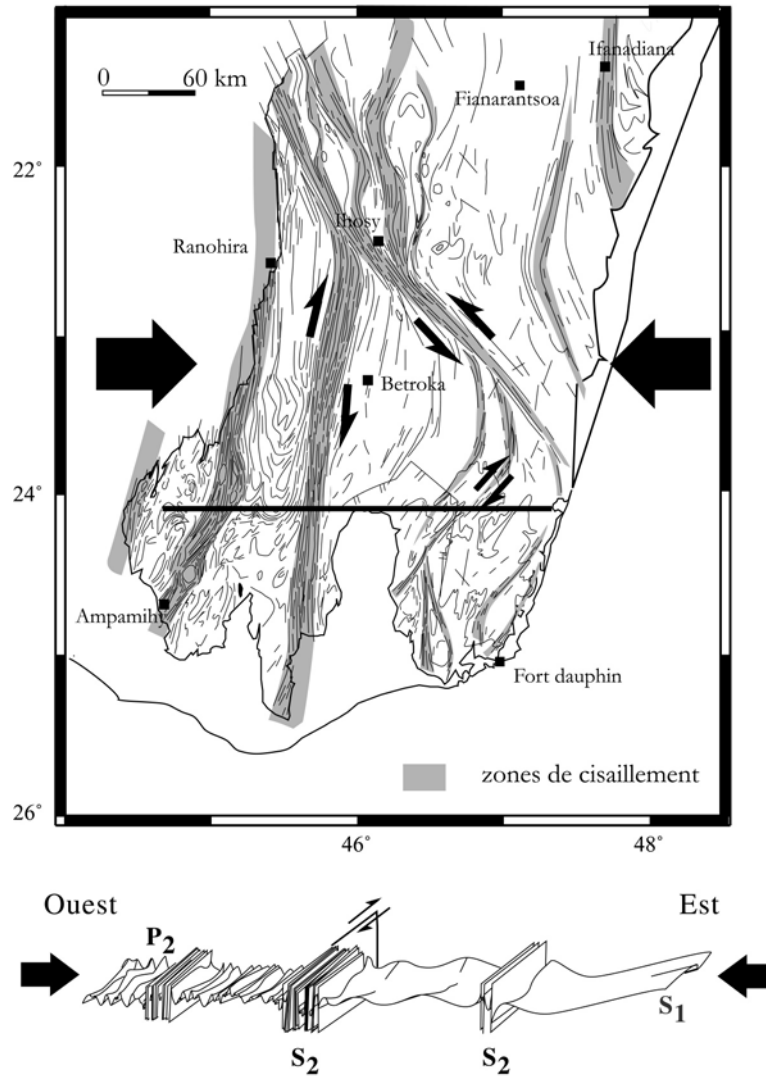


Fig. I-5: Carte structurale du Sud Madagascar et coupe schématique Est-Ouest (Martelat, 1988).

Le socle au Nord du cisaillement de Bongolova-Ranotsara se compose de granitoïdes à biotite et/ou amphibole de composition granitique à tonalitique d'âge fini-Archéen (~2.5 Ga) associés à des gneiss migmatitiques, des métasédiments à sillimanite et cordiérite et des quartzites (Tucker *et al.*, 1999a; Kröner *et al.*, 2000). Ce socle a été

intensément restructuré au cours de trois événements thermiques Néoprotérozoïques (720-820 Ma, 630 Ma et 520-580 Ma) contemporains d'une intense activité magmatique granitique (Paquette et Nédélec, 1998; Tucker *et al.*, 1999a; Kröner *et al.*, 2000). Actuellement, l'essentiel des travaux réalisés sur le Centre et Centre-Nord Madagascar sont focalisés sur les caractéristiques du magmatisme (pétrologie, géochimie et géochronologie).

L'événement Néoprotérozoïque moyen (720-820 Ma) correspond à un événement magmatique majeur interprété comme un magmatisme d'arc continental résultant de la subduction de l'océan Mozambique sous Madagascar lors de la fragmentation du Rodinia (Tucker *et al.*, 1999a; Kröner *et al.*, 2000). Ce magmatisme granitique est contemporain de la mise en place de massifs basiques-ultrabasiques dans les unités de Beforona et du SQC (Guérrot *et al.*, 1993, Handke *et al.*, 1999) (cf. chapitre II-3 et II-4).

L'événement magmatique à 630 Ma est marqué par la mise en place de granites à affinité alcaline dénommés "granites stratoïdes", au Nord-Ouest d'Antananarivo, dans la zone des hauts plateaux (Emberger, 1958; Nédélec *et al.*, 1995; Paquette et Nédélec, 1998). Ces granites très caractéristiques forment des "lames" d'épaisseurs très variables (de quelques centimètres à plusieurs centaines de mètres) intercalés de manière concordante dans les gneiss du socle (Emberger, 1958). Nédélec *et al.* (1994) propose que les granites stratoïdes se soient mis en place dans un contexte d'extension post-orogénique. Mais cette hypothèse n'est pas argumentée et reste soumise à discussion. A titre d'exemple, d'importantes incertitudes subsistent quant à l'âge de mise en place des granites. En effet, les premières données géochronologiques ont été obtenues par la méthode Rb-Sr sur roches totales par Vachette et Hottin (1976) sur des gneiss et charnockites localisés dans la zone des granites stratoïdes: 590 ± 108 Ma et 550 ± 30 Ma. Cet âge a ensuite été confirmé par Nédélec *et al.* (1994) par la méthode d'évaporation du plomb sur monozircon: 585 ± 8 Ma, interprété comme l'âge minimum de cristallisation. Paquette et Nédélec (1998) ont daté une série de trois granites stratoïdes par la méthode U-Pb sur zircons pour aboutir à un âge de mise en place de 630 Ma. Enfin, plus récemment, Kröner *et al.* (2000) a obtenu un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 764 ± 1 Ma sur un échantillon de granite stratoïde localisé à proximité (~15 km) de ceux datés par Nédélec...

Enfin, le dernier événement magmatique est contemporain du métamorphisme granulitique observé dans le Sud. Il est marqué par la mise en place de pluton granitique, comme le massif du Carion à l'est d'Antananarivo daté à 532 ± 5 Ma (U-Pb SHRIMP) et interprété comme un granite syn- à tardi-orogénique (Meert *et al.*, 2001), et de filons

granitiques au sud d'Antananarivo (filon d'Ambatomiranty) daté à 561 ± 4 Ma (U-Pb) (Paquette et Nédélec, 1998). L'ensemble de ces âges sont compatibles avec ceux de Tucker *et al.* (1999a) (540 ± 3 Ma, U-Pb) et Kröner *et al.* (2000) (537-589 Ma, Pb-Pb) sur des granites intrusifs de la même région. Ce magmatisme fini-Néoprotérozoïque - Cambrien marquerait la fin de la consolidation du Gondwana (Tucker *et al.*, 1999a; Kröner *et al.*, 2000; Meert *et al.*, 2001).

La déformation du socle granito-gneissique sera discutée dans la partie II, chapitre III-3. On peut néanmoins déjà noter la prédominance de structures Nord-Sud, tel que le cisaillement de l'Angavo qui s'étire sur plus de 1000 km du nord au sud de l'île (Fig. I-3).

3. Le groupe basique de Beforona

Le groupe basique de Beforona (ou Tsaratanana sheet de Collins et Windley (2002)) se localise dans le Centre-Nord de Madagascar au Nord d'Antananarivo. Il se compose de trois unités formant de larges synformes subméridiens qui reposent sur le socle granito-gneissique. On trouve, d'Ouest en Est: les unités de Maevatanana, Andriamena et Aloatra-Beforona, (Bésairie, 1963). Ce mémoire est focalisé sur l'étude de la déformation, la pétrologie et géochronologie de l'unité d'Andriamena.

Les lithologies de ces trois unités sont comparables et correspondent à des gneiss quartzo-feldspathiques de composition tonalitique et granodioritique associés à une proportion importante de gneiss amphibolitiques, de métasédiments, de quartzites à magnétite. Elles renferment en outre de très nombreuses lentilles basiques-ultrabasiques intrusives dans les formations citées précédemment. Ce type d'association lithologique a amené certains auteurs à comparer les unités de Beforona aux ceintures de roches vertes Archéennes. Les massifs basiques-ultrabasiques forment des complexes stratifiés intrusifs pouvant atteindre 5 à 10 kilomètres de longueur, souvent sous forme de lentilles étirées et boudinées. Ils se composent de péridotites, à nombreuses minéralisations chromifères, surmontées par une alternance de gabbros noritiques, pyroxénites et orthoamphibolites. Ces roches préservent des textures magmatiques malgré la superposition d'un métamorphisme amphibolitique à granulitique et une déformation très intense (Bésairie, 1963). De plus ces massifs sont largement altérés en schistes à talc et chlorite et soapstones.

L'unité d'Andriamena se caractérise aussi par la présence de très larges massifs granitiques parfaitement circulaires, comme le massif du Vohombohitra (Fig. II-1 - image satellite). Le mode de gisement de ce granite est très controversé. Les différentes hypothèses proposées sont dans l'ordre chronologique de leur publication: granite intrusif, structure annulaire en forme de ring-dyke ou lame intrusive discordante (voir revue dans Bésairie, 1963). Enfin, l'unité d'Andriamena contient de nombreuses pegmatites potassiques à biotite, muscovite, microcline et parfois béryl. Elles forment le plus souvent des filons qui sont sécants sur la foliation régionale.

L'unité de Maevatanana est essentiellement affectée par un métamorphisme schistes verts, alors que les unités d'Andriamena et d'Aloatra-Beforona montrent un métamorphisme amphibolitique à granulitique (gneiss à cordiérite-sillimanite-grenat). Nicollet (1988, 1990) décrit aussi un métamorphisme de Ultra-Haute Température (>1000°C) dans des sédiments alumineux de la série d'Andriamena composés d'orthopyroxène, sillimanite, cordiérite, grenat. Dès 1963, Bésairie décrivait "un curieux gabbro à cordiérite et sapphirine" qui correspond sans aucun doute à une granulite de UHT.

Les données Rb-Sr sur roches totales de Vachette et Hottin (1975, 1976) obtenus sur des gneiss de Maevatanana et Aloatra-Beforona démontrent clairement l'âge tardi-Archéen des unités de Beforona (2588 ± 154 Ma, 2560 ± 325 Ma, 2669 ± 341 Ma, 2798 ± 293 Ma). Tucker *et al.* (1999a) a obtenu des âges U-Pb sur zircon de 2502 ± 4 et 2518 ± 5 Ma sur un gneiss tonalitique et un gabbro de l'unité de Maevatanana, interprétés comme l'âge de mise en place dans une séquence plus ancienne. Cette hypothèse d'un magmatisme fini-Archéen affectant un socle est confirmée par des données préliminaires de Collins (com. pers.) qui a daté un gneiss tonalitique d'Andriamena à ~ 2.75 Ga. Le magmatisme basique-ultrabasique intrusif dans le socle Archéen est quant à lui daté à 787 ± 16 Ma dans l'unité d'Andriamena (Guérrot *et al.*, 1993) et 779 ± 2 Ma dans l'unité de Maevatanana (Tucker *et al.* 1999a). Enfin, les pegmatites et minéralisations d'Andriamena ont été associées au cycle de 500 Ma (Bésairie, 1963).

Les données structurales sur le groupe de Beforona sont encore quasiment inexistantes. Nous présentons, dans la partie II, une étude structurale dans l'unité d'Andriamena. On peut néanmoins rappeler que le groupe de Beforona se localise structurellement au-dessus du socle granito-gneissique. Collins et Windley (2002) ont émis

l'hypothèse que le groupe de Beforona correspond aux fragments d'une unité chevauchante vers l'Est.

4. La série Schisto-Quartzo-Calcaire (SQC)

Dans le Centre Madagascar, au sud d'Antananarivo, les gneiss et granites du socle sont surmontés par la série peu métamorphique (faciès schistes verts) Schisto-Quartzo-Calcaire (SQC) (Moine, 1974). Elle se compose essentiellement de micaschistes, quartzites et carbonates préservant des structures sédimentaires telles que des stratifications entrecroisées ou ripple-marks. Ces formations se seraient déposées entre 1855 et 804 Ma dans un contexte de marge passive (Cox *et al.*, 1998, Handke *et al.*, 1999).

De nombreux massifs noritiques, dioritiques et granitiques se sont mis en place dans la séquence sédimentaire du SQC entre 804 et 774 Ma dans un contexte d'arc continental (Handke *et al.*, 1999). Ce magmatisme Néoproterozoïque est corrélé à celui observé dans les unités basiques de Beforona et dans le socle.

Le champ de déformation finie observée dans le SQC résulterait de la superposition de deux phases de déformation distinctes (Fernandez *et al.*, in press). La première serait associée à la mise en place du SQC sur le socle. Elle est marquée par un contact tectonique chevauchant à l'interface SQC-socle et est associée à de grands plis couchés (Fig. I-6). La seconde phase de déformation se caractérise par le développement de zones de cisaillement et d'un plissement à plan axial vertical sub-méridien (Fig. I-6). Ces dernières structures sont comparables avec celles observées dans le sud de Madagascar et compatibles avec un raccourcissement horizontal Est-Ouest. Fernandez *et al.* (in press) suggèrent que la déformation dans le SQC est fini-Néoproterozoïque (~580 Ma) et qu'elle traduit la fin de la consolidation du Gondwana.

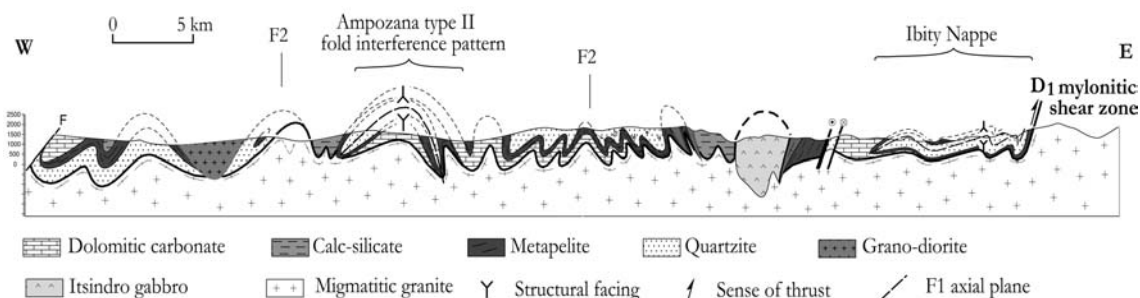


Fig. I-6: Coupe schématique Est-Ouest à travers la série Schisto-Quartzo-Calcaire (SQC) montrant le contact tectonique D1 affecté par un plissement F2 vertical Nord-Sud (Fernandez, com. pers.)

5. Le Nord-Madagascar

La partie la plus septentrionale de l'île est caractérisée par l'unité de Bemarivo dont l'orientation NO-SE recoupe les structures régionales Nord-Sud majeures de l'île. Elle se compose de plusieurs ensemble montrant des degrés métamorphiques très variables. L'unité de plus haut grade (groupe d'Andriba - Bésairie, 1964) se compose de paragneiss, migmatites et de gneiss de composition granodioritique. Une unité de plus bas degré, métamorphisée dans les conditions du facies schistes verts (groupe de Daraina-Milanoa; Bésairie, 1964), surmonte l'unité d'Andriba. Elle se compose de sédiments volcanoclastiques et de conglomérats sur lesquels reposent des roches volcaniques de composition très variable (basaltes à rhyolites).

Un gneiss de composition granodioritique et un granite à biotite ont été datés entre 715 et 754 Ma (U-Pb, Tucker *et al.*, 1999b). La déformation et le pic de métamorphisme ont été datés à partir de données U-Pb sur monazite à 520 ± 2 Ma (Tucker *et al.*, 1999b).

A partir des signatures isotopiques des roches magmatiques, Tucker *et al.* (1999b) suggèrent que les unités de Bemarivo représentent un fragment d'arc magmatique Néoprotérozoïque moyen affecté au Cambrien par une collision arc-continent.

- Partie II-

**Caractérisation du champ de déformation finie
Cambrien du Centre-Nord Madagascar**

I. Introduction

La première étape de notre travail a été de caractériser le champ de déformation finie du Centre-Nord Madagascar. L'objectif principal de cette analyse structurale, pétrographique et géochronologique, est de fournir un contexte géologique pour l'étude ultérieure des granulites de Ultra-Haute Température (UHT) et des roches associées.

Nous avons vu dans la partie précédente que par la présence des unités basiques et ultrabasiques de Maevatanana, d'Andriamena et d'Aloatra-Beforona (groupe de Beforona), le Centre-Nord de Madagascar se distingue clairement de l'ensemble du socle Précambrien malgache et plus particulièrement du Sud Madagascar. Par conséquent, il est fondamental de savoir si la déformation enregistrée dans le Centre-Nord de Madagascar est comparable à celle décrite dans le Sud par Martelat (1998). Autrement dit, le Centre-Nord Madagascar correspond-t-il à une unité géologique particulière avec une histoire tectonique distincte de l'ensemble du socle Malgache ou bien peut-il s'intégrer dans un modèle géodynamique unique à l'échelle de Madagascar?

La caractérisation du champ de déformation finie du Centre-Nord Madagascar a été réalisée à partir de l'analyse d'une série d'images satellitales *SPOT*, combinée avec l'étude des cartes géologiques au 1/100000^{ème} et d'une analyse de terrain. En parallèle, les conditions métamorphiques associées à la déformation ont été quantifiées sur différentes lithologies. Enfin, le dernier point crucial de cette partie a été de dater l'événement thermique associé à la déformation, afin de corréliser éventuellement notre modèle avec celui proposé dans le Sud Madagascar (Martelat *et al.*, 2000).

Dans cette partie, on présente tout d'abord succinctement l'apport de l'analyse d'images satellitales pour la caractérisation de structures ductiles d'échelle kilométrique. Dans une seconde partie, les principaux résultats obtenus sur l'unité d'Andriamena sont présentés sous forme d'un **article accepté à Precambrien Research (Volume special -**

Evolution of the East African and Related Orogens, and the Assembly of Gondwana). Cet article est complété par une série de planches photos montrant les structures caractéristiques à l'échelle de l'affleurement et par une présentation plus précise du métamorphisme associé à la déformation. Enfin, dans le dernier chapitre sont présentés des résultats préliminaires consacrés à la déformation dans le socle granito-gneissique localisé au sud de l'unité d'Andriamena.

II. Analyse d'images satellitales

Les travaux réalisés dans le Sud de Madagascar par Martelat (1998) ont montré très clairement que les structures tectoniques dans la croûte inférieure atteignent des dimensions pluri-kilométriques. Par exemple les zones de cisaillement correspondent à des structures d'échelle lithosphérique qui font de 15 à 25 km de large par plus de 1000 km de long. Par conséquent, l'étude de la déformation dans la croûte inférieure nécessite d'avoir une vision à grande échelle. L'analyse d'images satellitales est une technique particulièrement bien adaptée pour visualiser les structures d'échelle kilométriques quelles soient fragiles, comme les failles, ou ductiles comme les plis ou zones de cisaillement (voir revue dans Martelat, 1998). En domaine ductile, l'analyse d'images satellitales permet d'approcher la direction du plan d'aplatissement. Néanmoins, pour caractériser le champ de déformation finie une étude de terrain complémentaire est indispensable afin de déterminer les directions de l'ellipsoïde de déformation (en particulier la direction d'étirement maximale) et la cinématique de la déformation. La réalisation d'un schéma structural à très grande échelle permet d'identifier les zones clés sur lesquelles se focaliseront les études de terrains.

1. Les images SPOT

Notre zone d'étude couvre une surface importante, qui atteint approximativement 25 000 km². La couverture partielle de cette zone a nécessité l'acquisition de 7 images satellitales. La figure II-1 représente la mosaïque des 7 images SPOT. Les images utilisées ont été acquises par les satellites SPOT 2 et SPOT 4. Chacune d'entre elles couvre une surface de 60 km de long sur 60 à 80 km de large selon l'angle de prise de vue. La résolution de l'image est de 20 m (1 pixel = 20 m).

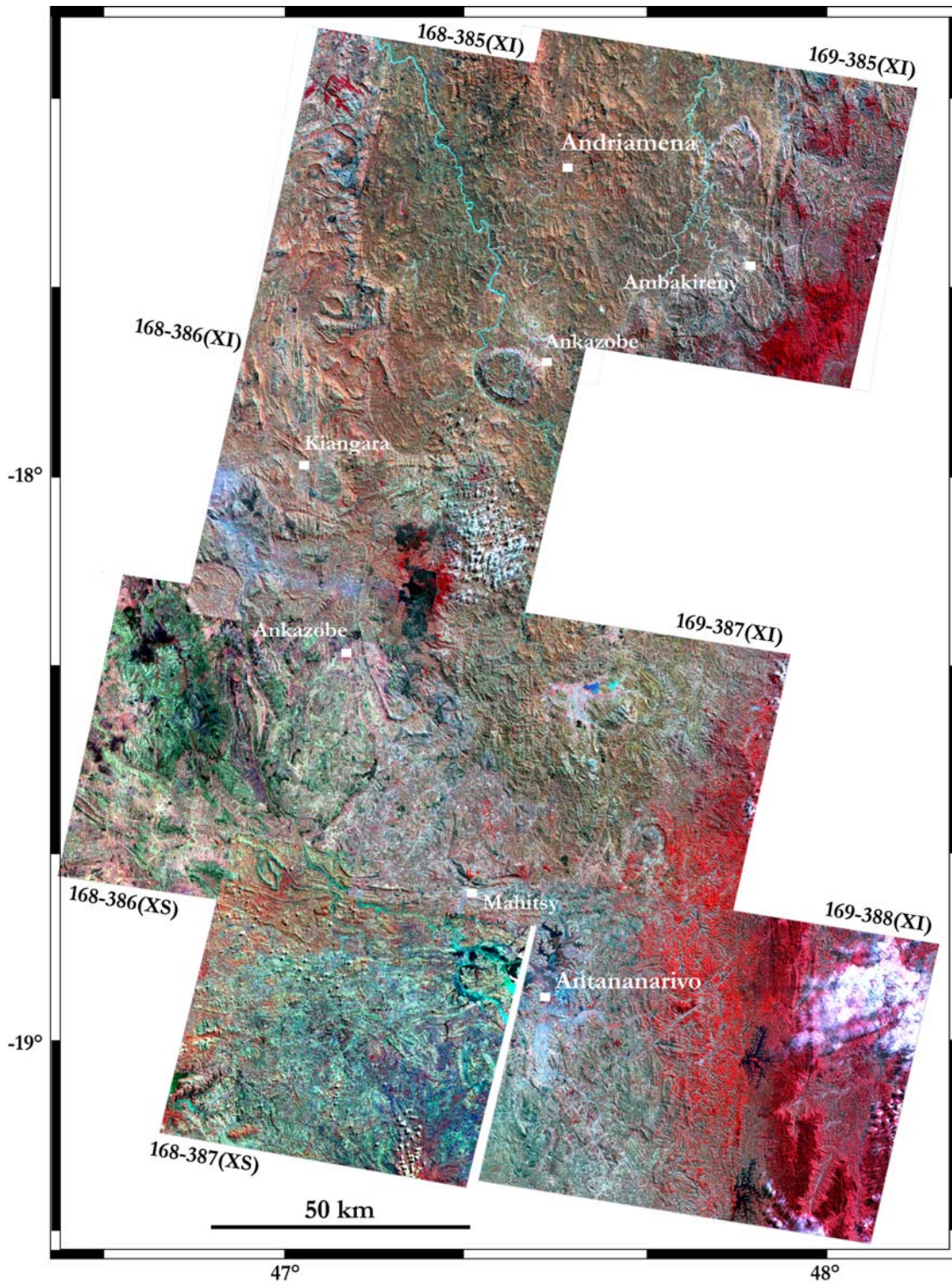


Fig. II-1: Mosaique des 7 images SPOT utilisées pour l'élaboration du schéma structural de la figure 2 (article Prec. Res.). Les nombres sous chaque image (169-388(XI)) correspondent aux KJ et le type d'image. Les caractéristiques sommaires de chaque image sont présentées dans le tableau 1 (article Prec. Res.).

Les images sont des compositions colorées élaborées à partir de la combinaison de 3 bandes spectrales pour les images SPOT 2 (images XS) et 4 bandes pour les images SPOT 4 (images XI). Chaque bande couvre une gamme étroite de longueur d'onde du rayonnement électromagnétique du soleil réfléchi par les objets à la surface de la Terre. Les trois bandes spectrales des images XS couvrent des longueurs d'ondes du visible et proche infrarouge (vert: 0.50-0.59 μm ; rouge: 0.61-0.68 μm ; proche infrarouge: 0.78-0.89 μm). Les images XI incluent les trois bandes XS et une bande dans le moyen infrarouge (1.58-1.75 μm).

L'ensemble des images ont été acquise avec un prétraitement 1B qui correspond à une correction radiométrique des défauts dus aux écarts de sensibilité entre les détecteurs et une correction géométrique des distorsions internes dues aux conditions de prise de vue : variation d'altitude du satellite, effet panoramique, courbure et rotation de la terre, etc....

2. Traitement d'images

Afin de faciliter et d'optimiser le travail de photo-interprétation pour la réalisation du schéma structural (carte de trajectoire de foliation), il est nécessaire d'améliorer la dynamique des images. Pour ce faire, nous avons effectué une série de traitements d'images classiques à partir du logiciel *ENVI*, qui est un logiciel de visualisation et d'analyse d'images issues de la télédétection. Les traitements utilisés sont: l'égalisation et l'étalement de la dynamique, l'analyse en composante principale, rapport de bandes et le filtrage.

Les principes des traitements que nous avons utilisé sont détaillés dans de nombreux ouvrages et dans la thèse de Martelat (1998). Nous présentons ici qu'un exemple de traitement particulièrement efficace: l'analyse en composante principale (ACP).

Les images satellitales utilisées correspondent à la combinaison de 3 ou 4 bandes spectrales: on parle d'image multispectrale. Dans ce type d'image, il peut exister une corrélation entre les radiométries des pixels de chaque bande. L'ACP est une transformation par translation et rotation de données initiales d'un système de coordonnées à n dimensions en un nouveau système de coordonnées toujours à n dimensions, mais dans lequel les données seront décorréllées (on maximise la variance). On obtient alors n images avec des informations différentes pour chacune d'elles. Dans la figure II-2 est illustrée un

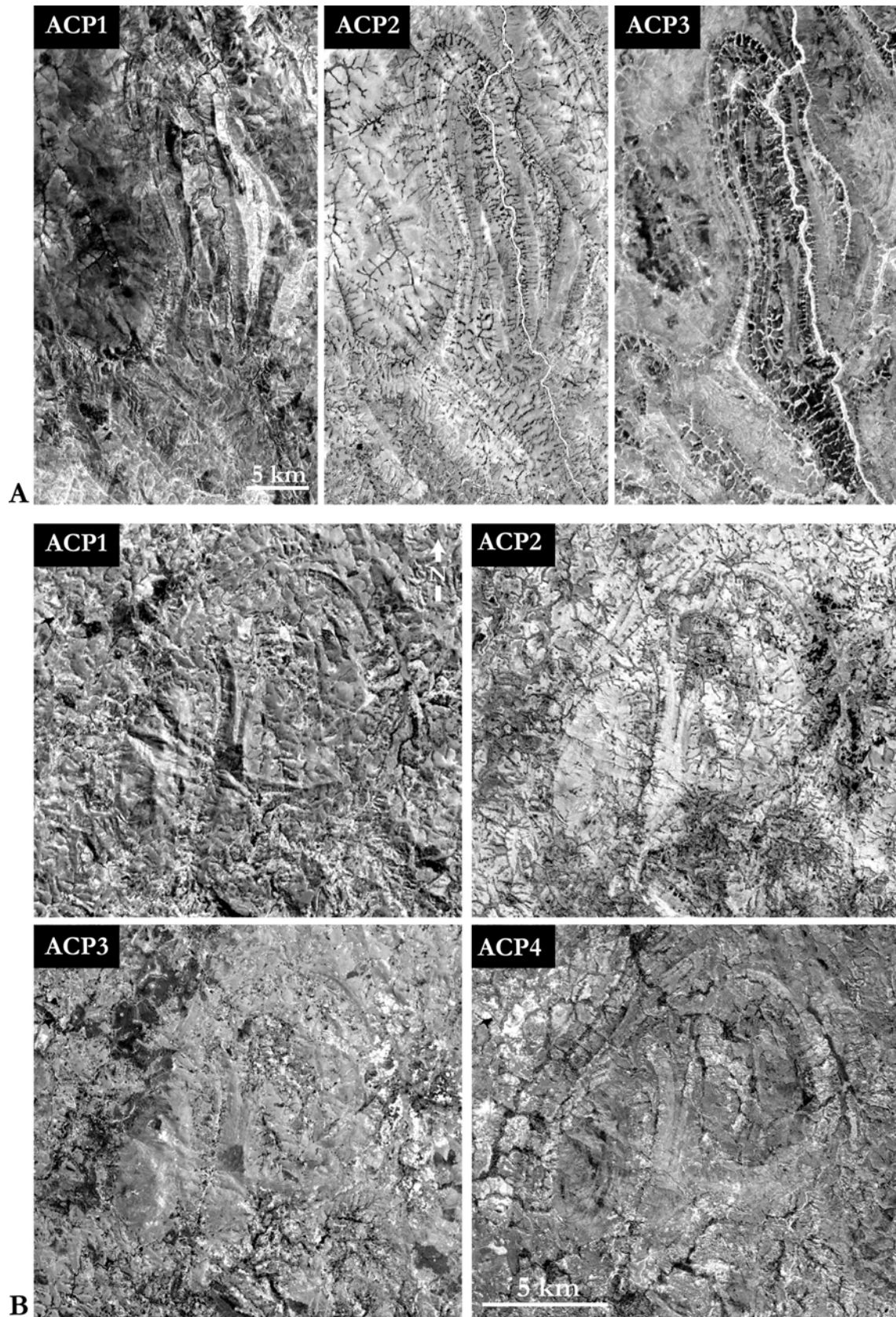


Fig. II-2: Exemples de traitement par Analyse en Composante Principale (ACP) sur des images XS (3 bandes spectrales) et XI (4 bandes spectrales).

exemple de traitement par analyse en composante principale sur des images XS (3 bandes) et sur des images XI (4 bandes). Les images ACP2 permettent de faire ressortir le réseau hydrographique alors que les images ACP3 (XS) et ACP4 (XI) favorisent la visualisation des différences de lithologie. Les zones sombres au cœur du pli et dans les structures fermées (Fig. II-2) correspondent à des granites. L'intégration de l'ensemble des informations fournies par ces différentes images permet de cartographier précisément la géométrie des objets.

III. Evolution thermomécanique fini-Protérozoïque - Cambrienne du Centre-Nord Madagascar

Dans ce chapitre, nous décrivons la déformation dans le Centre-Nord Madagascar que l'on subdivise en deux grandes zones. La première correspond à la "zone d'Andriamena" (partie nord de notre zone d'étude) et constitue la région où la part la plus importante du travail de terrain a été réalisée. La seconde zone correspond à la "zone de la virgation de Tana" (partie sud) sur laquelle nous présentons succinctement des résultats préliminaires.

1. La déformation dans le Centre-Nord Madagascar - zone d'Andriamena

Les résultats obtenus sont présentés sous forme d'un article accepté dans la revue **Precambrian Research** - volume special - Evolution of the East African and Related Orogens, and the Assembly of Gondwana:

Finite Strain Pattern in Andriamena unit (North-Central Madagascar): Evidence for Late Neoproterozoic-Cambrian Thrusting during Continental Convergence.

L'analyse structurale réalisée sur cette zone permet de proposer un modèle tectonique qui rend compte des différentes structures observées dans l'unité basique - ultrabasique d'Andriamena et dans le socle granito-gneissique adjacent.

Les planches présentées à la fin de cet article sont des illustrations des différentes structures observées sur le terrain et des images en électrons rétrodiffusés de trois monazites de l'échantillon B39 dont les données U-Th-Pb sont présentées dans l'article.

**Finite Strain Pattern in Andriamena unit (North-Central Madagascar):
Evidence for Late Neoproterozoic-Cambrian Thrusting during
Continental Convergence.**

Philippe GONCALVES ⁽¹⁾, Christian Nicollet ⁽¹⁾ and Jean-Marc Lardeaux ⁽²⁾

(1) Laboratoire Magmas et Volcans, Université Blaise Pascal-CNRS.

5, rue Kessler, 63 038 Clermont-Ferrand cedex, FRANCE.

(2) Laboratoire de Dynamique de la Lithosphère, Université Claude Bernard-CNRS.

27, boulevard du 11 Novembre, 69 622 Villeurbanne cedex, FRANCE.

Abstract

This paper deals with the late Neoproterozoic - Cambrian tectonic evolution of a part of North-Central Madagascar, which is characterized by the occurrence of a mafic-ultramafic sequence (the Andriamena unit) overlying a gneissic-granitic basement. The finite strain pattern has been determined by carrying out a SPOT satellite image analysis, structural mapping of specific areas and kinematic analyses of shear zones. Structural investigations reveal the presence of two superposed finite strain patterns, D1 and D2. The D1 event is related to the emplacement of the Andriamena unit on the top of the gneissic-granitic basement. The western contact between these units is a major mylonitic zone characterized by a non-coaxial strain regime consistent with a top-to-the-east displacement. We suggest that the Andriamena unit originated as a lower crustal fragment of a middle Neoproterozoic continental magmatic arc related to the closure of the Mozambique Ocean. This fragment was thrust onto the gneissic-granitic basement after 630 Ma, i.e. the age of emplacement of characteristic stratoid granites found only in the lower unit. The D2 event is related to east-west horizontal shortening mainly accommodated by F2 upright folds. In-situ electron microprobe dating of monazites from the Andriamena unit constrains the age of the D1 and D2 events to between 530-500 Ma under amphibolite to granulite facies conditions (5-7 kbar, 650-700°C). The eastward thrust emplacement of the Andriamena unit (D1) followed by the horizontal shortening (D2) are ascribed to the same Cambrian tectonic regime (i. e. east-west convergence). Such D1-D2 bulk strain pattern has been recognized throughout Madagascar and at various structural levels of the crust: in the lower crust in Southern Madagascar and in the uppermost crustal level in the SQC unit (Central Madagascar). The D1-D2 event is interpreted to result from the continental convergence of the Australia - Antarctica block and the Madagascar, India, Sri Lanka block during the final amalgamation of Gondwana.

Keywords: Madagascar; Mozambique belt; Crustal shortening; Thrust; Electron microprobe dating; Monazite

1. Introduction

Knowledge of the timing of structural evolution is fundamental for understanding orogenic processes in collision zones. Thus, direct coupling of geochronological data with structural and petrologic information is essential to unravel the evolution of a huge orogenic belt like the Mozambique Belt. Before Mesozoic opening of the Mozambique channel, Madagascar was located adjacent to Kenya and Tanzania, close to the eastern front of the Mozambique Belt. The recognition of important variations in ages of peak-metamorphic conditions across the Mozambique belt has demonstrated that such belt does not simply result from the collision of the supercontinents East and West Gondwana. It was rather formed by multiple continents, micro-continents and arc terranes collision during Neoproterozoic (Stern, 1994; Meert and Van der Voo, 1997). Consequently, it is fundamental to recognize and constrain the geometry and timing of collision zones that bound these accreted terranes. In north-central Madagascar, the identification of juxtaposed crustal blocks, including the Andriamena unit, with contrasted lithological, metamorphic and geochronological characteristics (Bésairie, 1963; Collins and Windley, in press) raises the problem of how and when these tectonic blocks accreted. The Andriamena unit is known to have crucial geodynamic significance in the Precambrian evolution of Madagascar, owing to the occurrence of late Archaean UHT metamorphism (Nicollet, 1990; Goncalves et al., 2000, 2001) and middle Neoproterozoic intrusive gabbros. These rocks have been interpreted as remnants of the root of a continental magmatic arc (Guérrot et al., 1993; Handke et al., 1999).

The aim of this paper is to constrain the structural evolution of a part of north-central Madagascar. Numerous geochronological studies have recently been performed in this area (Caen-Vachette, 1979; Guérrot et al., 1993; Nicollet et al., 1997; Paquette and Nédélec, 1998; Tucker et al., 1999; Kröner et al., 2000; Goncalves et al., 2000), but almost no modern structural studies have been done, except in the area of the stratoid granites west of Andriamena (Nédélec et al., 1994) and in the Antananarivo virgation area (Nédélec et al., 2000). Combining the structural data with P-T metamorphic estimates and in-situ geochronology, we discuss the thermo-tectonic evolution of a portion of the north-central Malagasy basement, including the Andriamena unit.

2. Geological setting

The Malagasy basement is classically divided into two parts. The southern part, south of the Bongolava-Ranotsara shear zone (Fig. 1) is characterized by a generalized late Neoproterozoic tectonothermal imprint with no record of Archaean ages (Andriamarofahatra et al., 1990; Paquette et al., 1994; Kröner et al., 1996; Montel et al., 1996; Nicollet et al., 1997; Martelat et al., 2000; de Wit et al., 2001). The finite strain pattern results in the superposition of two Neoproterozoic deformation events D1 and D2, which are characterized by a flat lying foliation (S1) bearing an east-west lineation (L₁) and by a network of kilometer-scale vertical shear zones (S2) bounding folded domains (Fig. 1). The D2 structures have been interpreted as the result of late Neoproterozoic east-west horizontal shortening in a transpressive regime under granulite facies conditions (see discussions in Pili et al., 1997; Martelat et al., 1997, 2000).

Since the 1970s and the studies of Besairie (1963), two main lithological units have been recognized in north-central Madagascar: a basement mainly composed of late Archaean (~2.5 Ga) granitoids and migmatitic gneisses containing a significant Neoproterozoic juvenile component (Tucker et al., 1999; Kröner et al., 2000) (the Antananarivo block of Collins et al., 2000), which is structurally overlain by a late Archaean mafic sequence. This latter sequence occurs as three north-south elongated units, named respectively from west to east: Maevatanana, Andriamena, and Aloatra-Beforona (Fig. 1). They are interpreted as a part of the same lithostratigraphic unit: the "Beforona group" of Besairie (1963) or the same tectonic unit: the "Tsaratanana thrust sheet" of Collins et al. (2000). Our study is focussed on the Andriamena mafic unit and the surrounding gneissic-granitic basement.

Geochronological results show that the late Archaean basement and the mafic sequence record a complex Neoproterozoic polymetamorphic and magmatic history (Guérrot et al., 1993; Nicollet et al., 1997; Paquette and Nédélec, 1998; Tucker et al., 1999; Kröner et al., 2000, Goncalves et al., 2000). A widespread and voluminous magmatic activity is characterized by the emplacement of gabbroic and granitoid rocks at ~820-720 Ma (Guérrot et al., 1993; Tucker et al., 1999; Kröner et al., 2000). This Neoproterozoic igneous activity, which also affected the SQC unit (Schisto-Quartzo-Calcaire unit or alternatively named Itremo Group) of central Madagascar (see location in Fig. 1), is interpreted as the

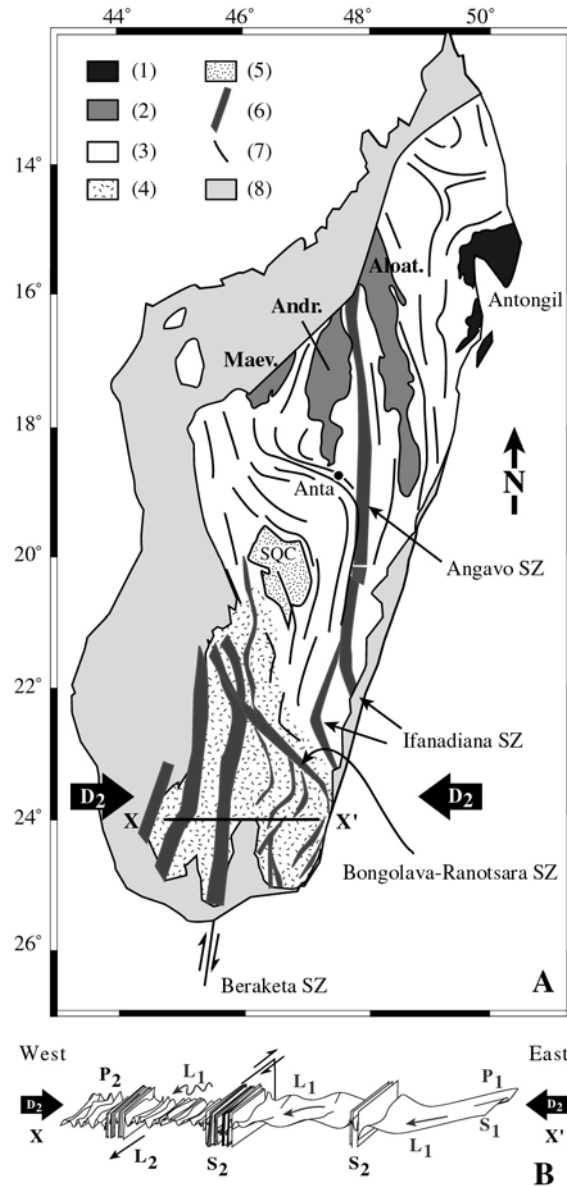


Fig. 1. (A) Simplified geological map of Madagascar, with the main structural features (modified after Martelat, 1998), highlighting the north-south trending structures. In southern Madagascar, the deformation is related to an east-west horizontal shortening (D₂). (1) middle and late Archaean gneisses and granitoids, (2) late Archaean and Neoproterozoic mafic gneisses and metapelites, (3) late Archaean and Neoproterozoic gneisses and granitoids (the gneissic-granitic basement in the text), (4) late Neoproterozoic granulite-facies metabasites and metapelites, (5) greenschist-amphibolite facies metasedimentary rocks and middle Neoproterozoic intrusions (SQC unit), (6) late Neoproterozoic-Cambrian shear zones, (7) major structural trend, (8) Late Paleozoic-Mesozoic sediments and volcanic rocks, Maev.: Maevatanana unit, Andr.: Andriamena unit, Aloa.: Aloatra-Beforona unit, Anta: Antananarivo. (B) Schematic cross section of southern Madagascar showing the main structures related to the D₁ and D₂ tectonic event (Martelat et al., 1999).

result of continental arc magmatism related to the closure of the Mozambique ocean at about the same time as the break-up of the supercontinent Rodinia (Tucker et al., 1999; Handke et al., 1999). North-west of Antananarivo, the late Archaean gneissic basement was intruded under LP-HT conditions by the "stratoid granites" at 630 Ma (Paquette and Nédélec, 1998). Finally, the finite strain pattern observed in north-central Madagascar is related to a late Neoproterozoic tectonic event (Kröner et al., 2000; Nédélec et al., 2000), contemporaneous with a period of high-grade metamorphism and intrusive igneous activity (580-520 Ma) (Tucker et al., 1999; Kröner et al., 2000).

2.1 *The Andriamena unit*

The Andriamena unit located north of Antananarivo (see location in Fig. 2), consists mainly of interlayered mafic and tonalitic gneisses (biotite-hornblende and biotite gneisses), metapelitic migmatites (garnet-sillimanite bearing rocks) and quartzites associated with numerous large, deformed, mafic to ultramafic bodies. These mafic bodies include dunites, peridotites and pyroxenites associated with chromite mineralisations and gabbros equilibrated under PT conditions of about 4-5 kbar, 500-800°C and with preserved igneous textures (Cocherie et al., 1991; Guérrot et al., 1993). The few available geochronological data highlight the high grade polymetamorphic evolution of the Andriamena unit between late Archaean to Neoproterozoic times (Guérrot et al., 1993; Nicollet et al., 1997; Goncalves et al., 2000). Relict high Al-Mg granulites preserve ultra-high temperature assemblages (garnet-sapphirine-quartz, orthopyroxène-sillimanite-quartz), suggesting minimal PT conditions of about 1050°C and 11 kbar, which have been dated at 2.5 Ga using electron microprobe dating of monazites (Nicollet, 1990; Nicollet et al., 1997; Goncalves et al., 2000). A second widespread granulitic event, coeval with partial melting, occurred at peak conditions of about 850°C, 6-7 kbar and has been dated to about 730-770 Ma (Nicollet et al., 1997; Goncalves et al., 2000). This second granulitic event could be associated with the emplacement of the mafic-ultramafic intrusions at 787 ± 16 Ma (Guérrot et al., 1993; Goncalves et al., 2000). Finally, the Andriamena unit was reworked with the rest of Madagascar during late Neoproterozoic times.

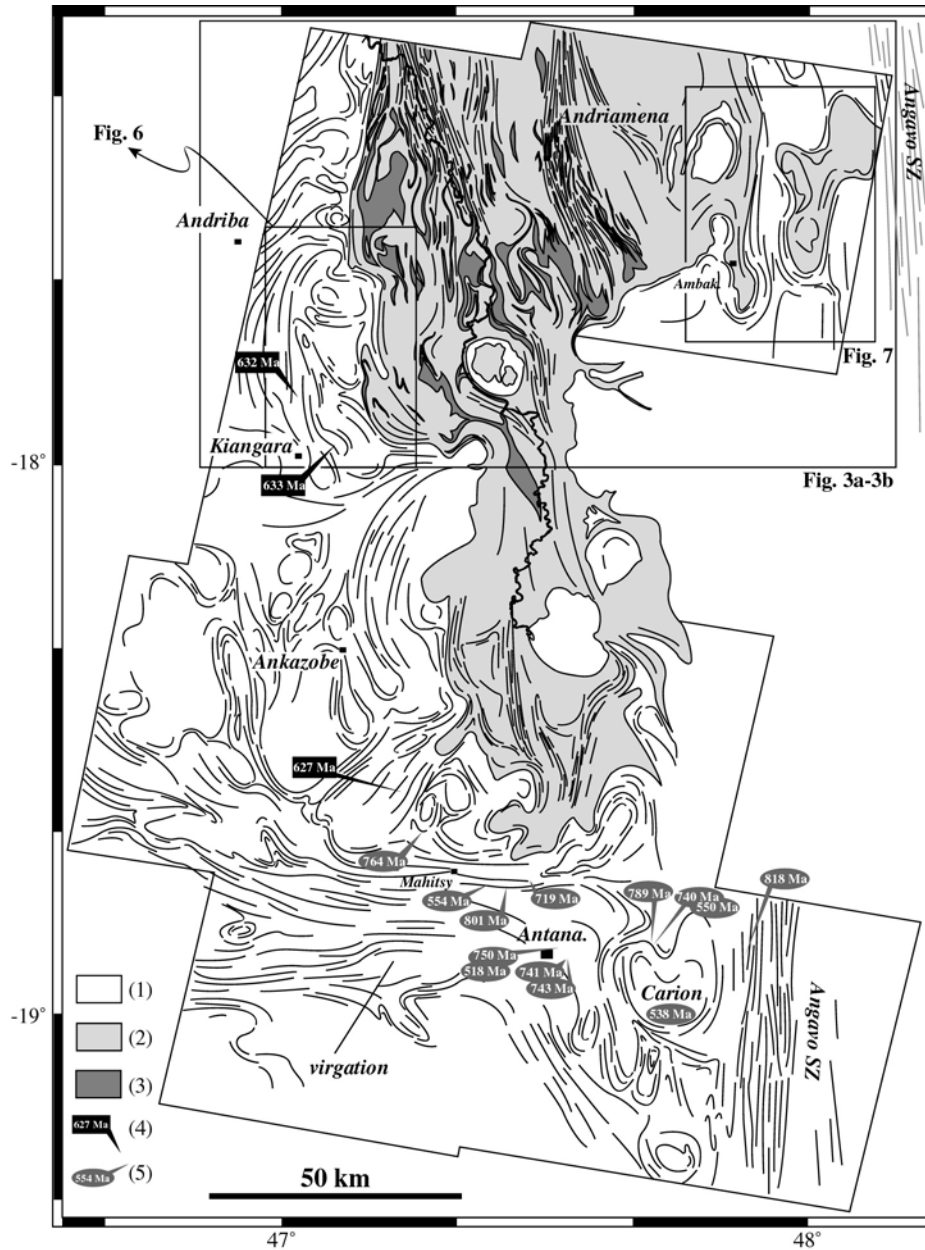


Fig. 2. Simplified geological map with the foliation trajectories obtained from 7 SPOT satellite images and 1/100000 geological maps. (1) gneissic-granitic basement, (2) Andriamena unit (mafic gneisses, biotite gneisses, migmatites), (3) mafic-ultramafic intrusions, (4) U-Pb ages from the stratoid granites (Paquette and Nédélec, 1998), (5) Pb-Pb evaporation ages from granites, and hornblende-biotite gneiss (Kröner et al., 2000).

2.2 The gneissic-granitic basement

The basement in north-central Madagascar, and more particularly west and south-west of the Andriamena unit, is composed mainly of alternating layers with variable

thicknesses of biotite-hornblende-rich gneisses locally associated with sillimanite-bearing metapelites and alkaline granites (stratoid or sheet-like granites). These granites have been interpreted as syn-tectonic granites emplaced at 630 Ma in a post-collisional extensional setting (Nédélec et al., 1994; Paquette and Nédélec, 1998). However, such specific tectonic setting is poorly constrained and remain unclear. Indeed, post-collisional extension should be associated with a high thermal regime, and thus a regional HT metamorphism. Up to now, this 630 Ma event has been recognized only in the stratoid granites located west of the Andriamena unit and in one intrusive hornblende-granodiorite gneiss located within the Aloatra-Beforona unit, east of Antananarivo (637 ± 1 Ma) (Tucker et al., 1999). Another uncertainty exists about the real timing of their emplacement. Indeed, near Antananarivo, Paquette and Nédélec (1998) have dated a stratoid granite at 627 ± 2 Ma using U-Pb zircon method (sample MG 65). In contrast about 15 kilometers south-east, Kröner et al. (2000), obtained a mean $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of 764 ± 1 Ma from a sample (MAD 80) interpreted by Kröner et al. (2000) as a "charnockite partly retrogressed into a granite-gneiss". According to the outcrop features and the petrography, we suggest that this partly retrogressed charnockite corresponds to a stratoid granite similar to the one dated by Paquette and Nédélec (1998). This assumption is also well supported by the major and trace element composition of sample MAD 80 (Kröner et al., 2000) which is consistent with the mildly alkaline suite defined by Nédélec et al. (1995) and from which sample MG 65 is derived. Thus, the recognition of contradictory ages for emplacement of the stratoid granites led us to be very careful with subsequent tectonic interpretations.

3. Strain pattern and related structures

3.1 Method

The finite strain pattern was derived from the study of satellite images (7 SPOT scenes-table 1), combined with the analysis of the geological maps (scale 1/100000) and field investigations. Such combined approach has been successfully used in southern Madagascar to deduce the crustal-scale finite strain pattern (Martelat et al., 1995, 1997, 2000) and allow an analyse at various scales. Satellite imagery was also used to propose a

consistent large-scale structural map integrating the Andriamena unit into north-central Madagascar.

KJ	SPOT	Date	Spectral mode	Scene center location
168-385	4	98/06/20	XI	-17°31'11" / 47°17'25"
169-385	4	98/07/21	XI	-17°31'11" / 47°44'43"
168-386	4	98/06/20	XI	-18°01'09" / 47°10'36"
168-386	2	99/10/02	XS	-18°29'47" / 47°00'20"
169-387	4	98/07/21	XI	-18°31'07" / 47°31'36"
168-387	2	96/04/10	XS	-18°56'30" / 47°07'20"
169-388	4	98/07/21	XI	-19°01'04" / 47°47'25"

Table 1. Reference and scene center location of the 7 SPOT satellite images used to draw the map of foliation trajectories (Fig. 2).

The map of foliation trajectories (Fig. 2) outlines a clear predominance of N160° to N180° directions, and more particularly in the Andriamena unit where these directions are accentuated by the north-south elongate shape of the Andriamena unit and the mafic-ultramafic bodies in the northern part of studied area. These directions are consistent with the general orientation of the main late Neoproterozoic structures observed at the scale of Madagascar (Fig. 1). In the gneissic-granitic basement, the trajectories of the regional foliation are more irregular and define complex folded and elliptical structures. South of the study area, near Antananarivo, the foliation trajectories form a complex pattern that includes the east-west trending of the Antananarivo virgation, the north-south Angavo shear zone and the highly folded domains close to the Carion granite and north of Mahitsy (Fig. 2). Our study is mainly focussed in the northern part of Fig. 2, where two different domains have been defined with respect to their lithological and structural characteristics: The Andriamena unit (Fig. 3a and 3b) and the gneissic-granitic basement, which is illustrated by Figure 6 for the western Kiangara area and Figure 7 for the eastern Ambakireny area.

3.2 *The Andriamena unit*

The foliation in the Andriamena unit corresponds to a gneissic layering composed by parallel layers of mafic and quartzofeldspathic gneisses and mafic-ultramafic bodies. At the regional scale, the foliation plane, denoted as S1, is folded at various scales by F2 folds

with steeply dipping north-south axial planes and sub-horizontal axes (Fig. 3b-stereonet a, c, d and Fig. 4).

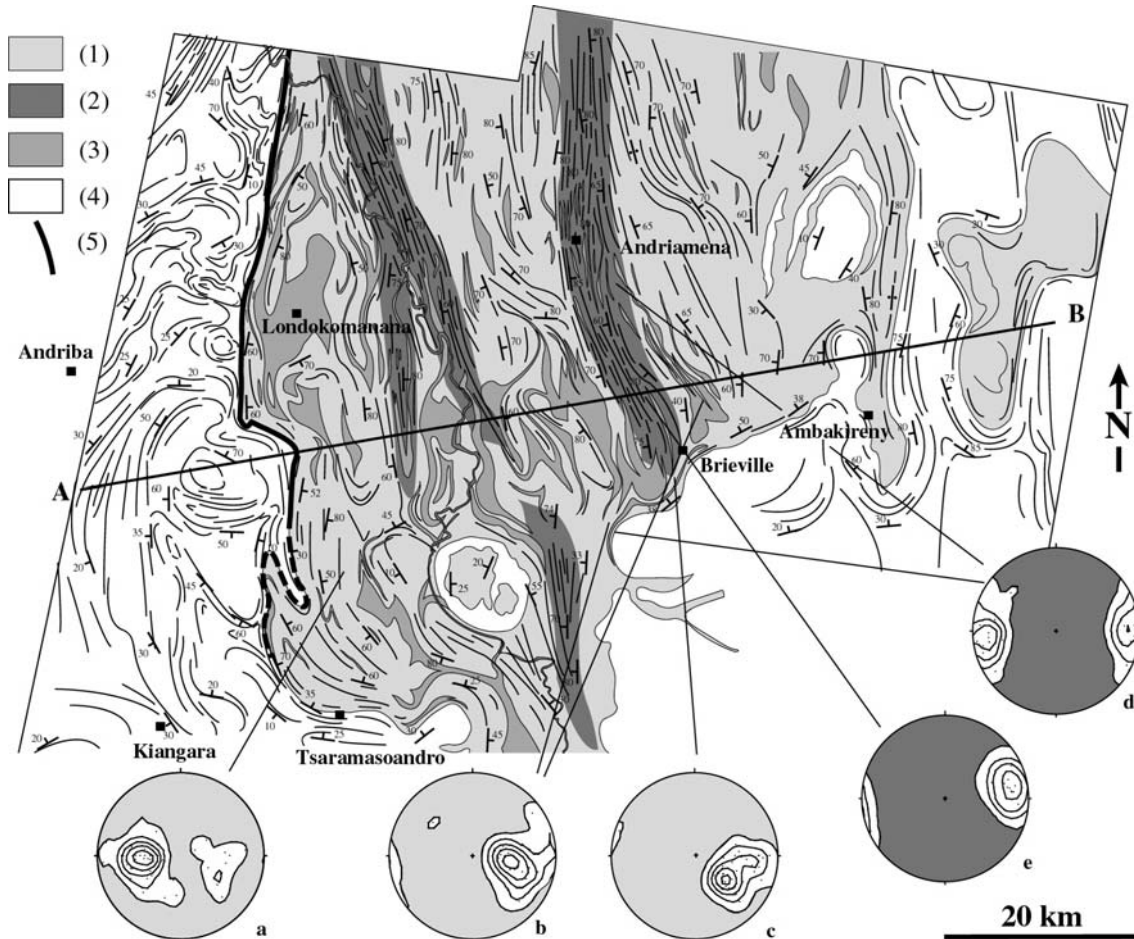


Fig. 3a. Map of foliation trajectories in the central Andriamena unit (from our field investigations and 1/100000 geological maps). (1) D2 low strain zone, (2) D2 high strain zone, (3) mafic-ultramafic intrusions, (4) gneissic-granitic basement, (5) mylonitic zone. Equal area stereograms with projection onto the lower hemisphere: for the low strain zones (a) 47 data, (b) 31 data, (c) 41 data; for the high strain zones (d) 24 data, (e) 12 data.

The N160°-N180° trending structures (Fig. 3a) and the north-south synformal structure of the Andriamena unit (Fig. 4) are related to such (F2) folding, which is consistent with east-west horizontal shortening (D2). The D2 deformation is heterogeneous and shows strain partitioning between extensive low strain zones (zones in light grey in Fig. 3a and Fig. 3b) bounded by an anastomosing network of high strain zones dominantly oriented N160°-N180° with widths up to 10 km (zones in dark grey in Fig. 3a and Fig. 3b). In the low strain zones, the S1 foliation and the mafic-ultramafic intrusions are gently folded by F2

kilometric-scale open folds, without any related axial plane foliation (Fig. 3a-b and Fig. 4). Locally, granite veins intrude parallel to the F2 axial planes. In the high strain zones, the foliation is sub-vertical (Fig. 3a-stereonet d, e) and was formed either by the rotation of S1 to vertical or by the formation of a second penetrative foliation (S2). Mafic-ultramafic intrusions located in the high strain zones are characterized by high aspect ratios ($10 < H/L < 40$) consistent with strong sub-horizontal shortening (D2) in these zones (Fig. 3a).

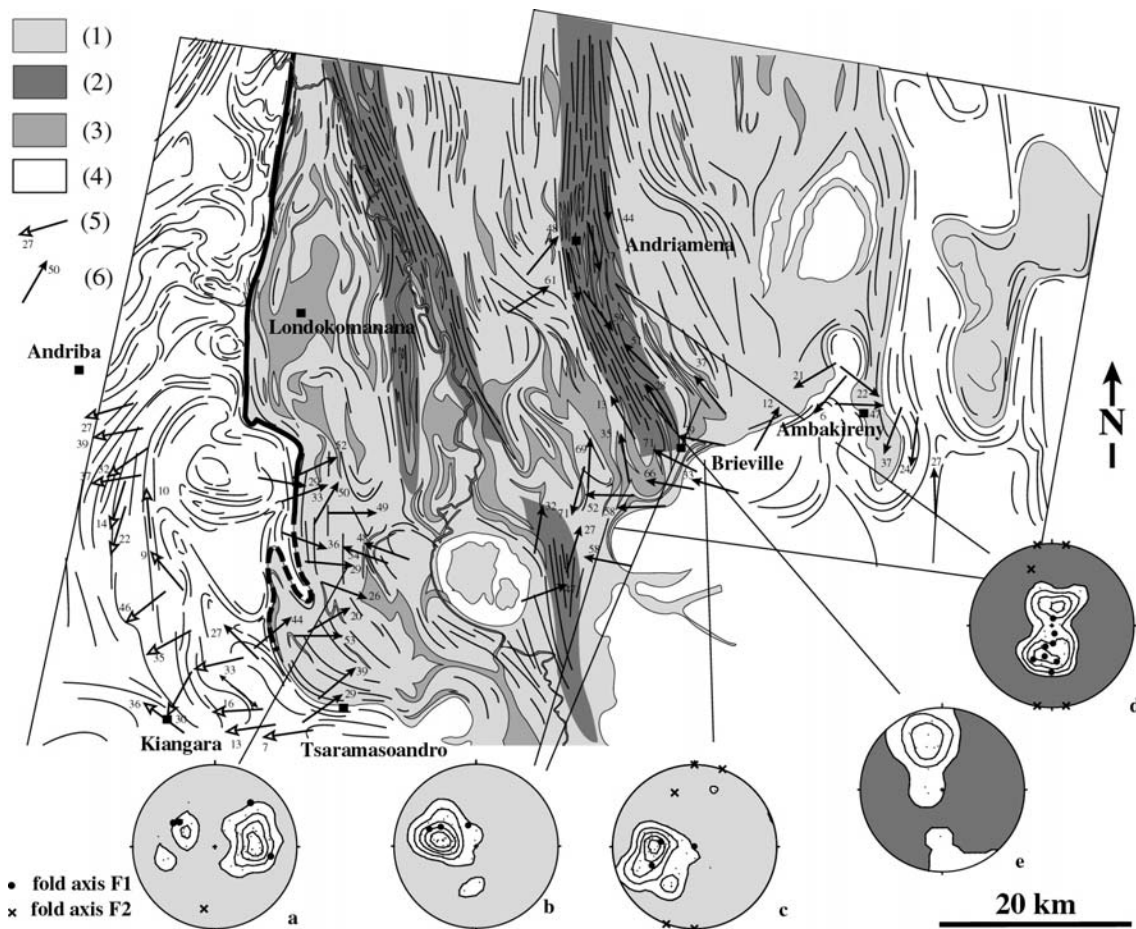


Fig. 3b. Map of mineral lineation trajectories and F1-F2 fold axes in the central Andriamena unit. Equal area stereograms with projection onto the lower hemisphere: for the low strain zones (a) 48 data, (b) 31 data, (c) 41 data; for the high strain zones (d) 28 data, (e) 11 data. (1), (2), (3), (4): same as Fig. 3a; (5) lineations from Nédélec et al. (1994); (6) lineations from this work, numbers refer to plunge amount.

In the low strain zones, where D2 strain is moderate, the L_1 stretching lineation, marked by biotite or amphibole, defines a regular east-west trend, perpendicular to the

Andriamena/basement contact, with a pitch around 90° (Fig. 3b-stereonet a, b, c). In the high strain zones, where the S1 foliation is rotated to vertical, the L₁ lineations are steeply plunging due to their passive rotation during the F2 folding (Fig. 3b-stereonet d). Near Brieville, where S1 is transposed into a new foliation (S2), the L₁ lineation is replaced by a new sub-horizontal lineation (L₂) broadly oriented N170 (Fig. 3b-stereonet e).

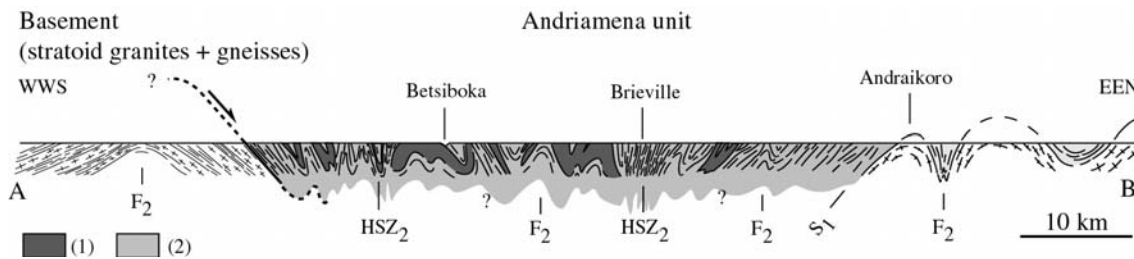


Fig. 4. Cross-section showing the F2 open to upright folds affecting the S1 foliation in the Andriamena unit and the stratoid granites. The F2 folds also affect the mafic-ultramafic intrusions. The western mylonitic contact between the Andriamena unit and the gneissic-granitic basement shows a top-to-the-east sense of shear. (1): Neoproterozoic mafic-ultramafic intrusions; (2): mafic and quartzofeldspathic gneisses of the Andriamena unit; (2): HSZ₂: high strain zone (D2). For location see Fig. 3a.

Structures related to the D1 deformation can be observed more easily outside the D2 high strain zones. At the outcrop scale, numerous isoclinal intrafolial folds occur with hinges parallel to the L₁ lineation and sub-horizontal axial planes (Fig. 3b-stereonet a, b, c and Fig. 5). The initially horizontal S1 foliation is also affected by boudinage compatible with the east-west stretching lineation direction (Fig. 5). All these structures suggest that the D1 event included a significant amount of vertical shortening. The D2 high strain zones are characterized by numerous upright F2 folds, which locally deform the F1 isoclinal folds. The lack of asymmetric structures in the zones characterized by intense transposition, as shown by the very high aspect ratio of the mafic-ultramafic bodies, is consistent with a strong component of coaxial strain associated with a horizontal east-west shortening during the D2 event.

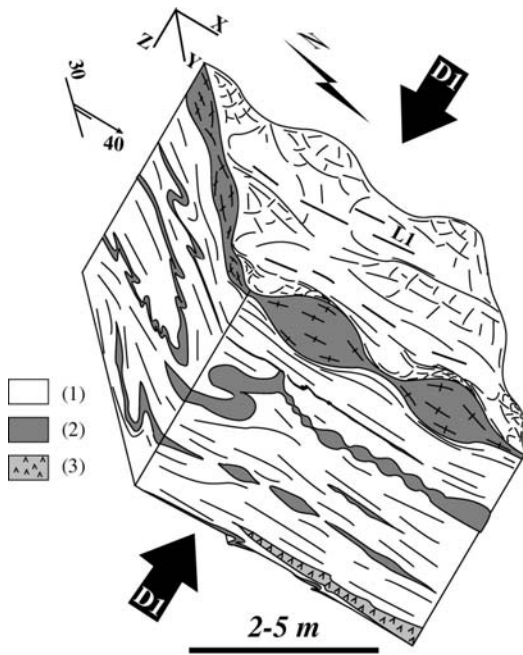


Fig. 5. Schematic block diagram showing the different types of structures related to the D1 event, at outcrop scale. In the YZ section: isoclinal folds with axes parallel to the L_1 lineation; in the XZ section: boudinage structures associated with scarce folds with axes perpendicular to the L_1 lineation; in the XY section: chocolate-block boudinage surface with a lineation L_1 . All these structures are consistent with a vertical shortening. The actual orientation of the block diagram is related to the later D2 folding. (1): biotite gneiss; (2): pegmatite; (3): metabasite.

3.3 The gneissic-granitic basement

3.3.1 The Kiangara area: large scale type II fold interference patterns

In the western Kiangara area (Fig. 2 and 6), the foliation in the basement is defined by an alternation, at various scales, of gneisses with foliation parallel stratoid granites. Close to Andriba and Kiangara, the structural pattern is characterized by a constant and west dipping foliation bearing a sub-horizontal WSW trending lineation (Fig. 3a-3b) (Nédélec et al., 1994). The foliation and its mineral lineation have been interpreted as magmatic structures developed during the emplacement of the magma under amphibolitic facies conditions (4-5 kbar and $\sim 750^\circ\text{C}$) at 630 Ma (Paquette and Nédélec, 1998).

A highly complex fold pattern domain of 15 km in width is observed from satellite images, bounded at the east by the Andriamena unit and at the west by the monoclinial stratoid granites (Fig. 3a and 6). The foliation trajectories define kilometric "boomerang" structures (Fig. 6) typical of a type II fold-interference patterns (Ramsay, 1967). The axial trace of the late generation is oriented $\text{N}150^\circ\text{-N}180^\circ$ (Fig. 6) and corresponds to open folds with vertical axial planes and sub-horizontal axes. These folds are consistent with the F2 folding event defined in the Andriamena unit. The first fold generation, which have not been observed at the outcrop scale, should correspond to kilometric isoclinal folds with

gently dipping axial planes and N90° axes according to the type II fold-interference pattern model (Ramsay, 1967). Such orientation is consistent with axial trace oriented N90° in Fig. 6.

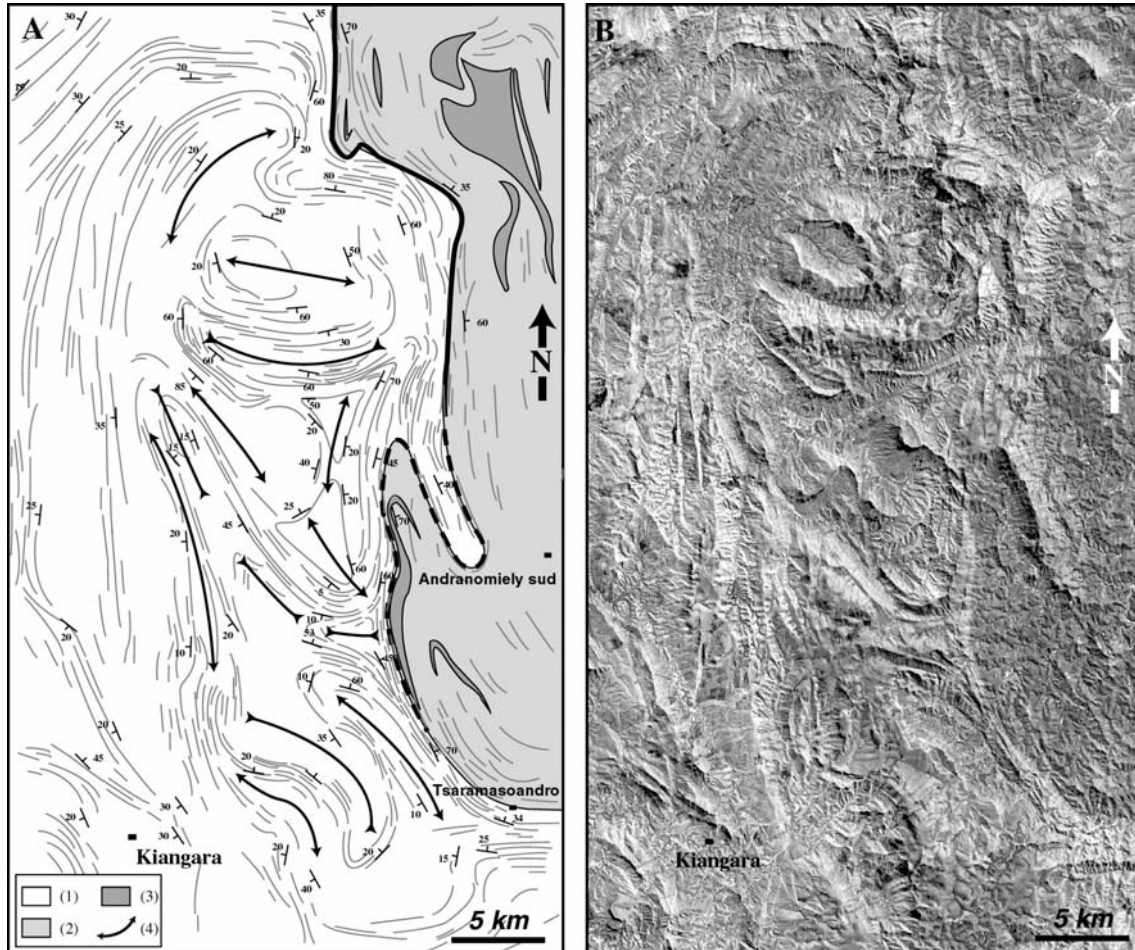


Fig. 6. (A) Detailed map of foliation trajectories with fold axial traces defining type II fold interference patterns, in the Kiangara area. (1) gneissic-granitic basement; (2) Andriamena unit; (3) mafic-ultramafic intrusions; (4) fold axial traces. (B) part of the SPOT satellite images 168-385 and 168-386.

3.3.2. The Ambakireny area: dome-and-basin structures

The Ambakireny area is located east of the Andriamena unit and is bounded at the east by the north-south Angavo shear zone (Fig. 2). The S1 regional foliation pattern in this area defines typical dome-and-basin structures (Fig. 7). The main features are:

1) The S1 foliation is parallel to the lithologic contact between the mafic gneisses (Andriamena unit) and the underlying gneissic and granitic basement. Furthermore, the dense mafic gneisses of the Andriamena unit are systematically located in the basins whereas the less dense gneissic basement defines the domes.

2) In the foliation map (Fig. 7), we observe that the structures are elliptical with their long axis oriented N160° to N180° (Fig. 7). In the central parts of the gneissic domes, the foliation is sub-horizontal and becomes steeper at the boundaries. In the basins, where the mafic gneisses crop out, the foliation is sub-vertical and folded by the upright F2 folds with north-south steeply dipping axial planes and sub-horizontal axes (Fig. 4). This folding, as well as the elliptical shape of the structures, is in agreement with the D2 regional east-west horizontal shortening inferred from the Andriamena unit structures.

3) The contacts between the Andriamena unit and the underlying basement are generally steeply dipping, but close to the synformal closures they shallow out. There is an increase in strain as the contact is approached, but no kinematic indicators were observed here. Locally, around the Andraikoro dome, just north of Ambakireny, the steeply plunging lineations display a radial pattern broadly centered on the core of the dome (Fig. 7).

The main feature observed here is the predominance of F2 folding. The superposition of such folds on an earlier fold generation with east-west vertical axial surfaces and horizontal axes, can yield dome-and-basin fold interference pattern (type I from Ramsay, 1967). However, we cannot ruled out that the high density contrast between the mafic gneisses of the Andriamena unit located in the basins and the granitic rocks of the basement forming the domes could also favor the formation of dome-and-basin structures by relative vertical displacements resulting from gravitational instabilities.

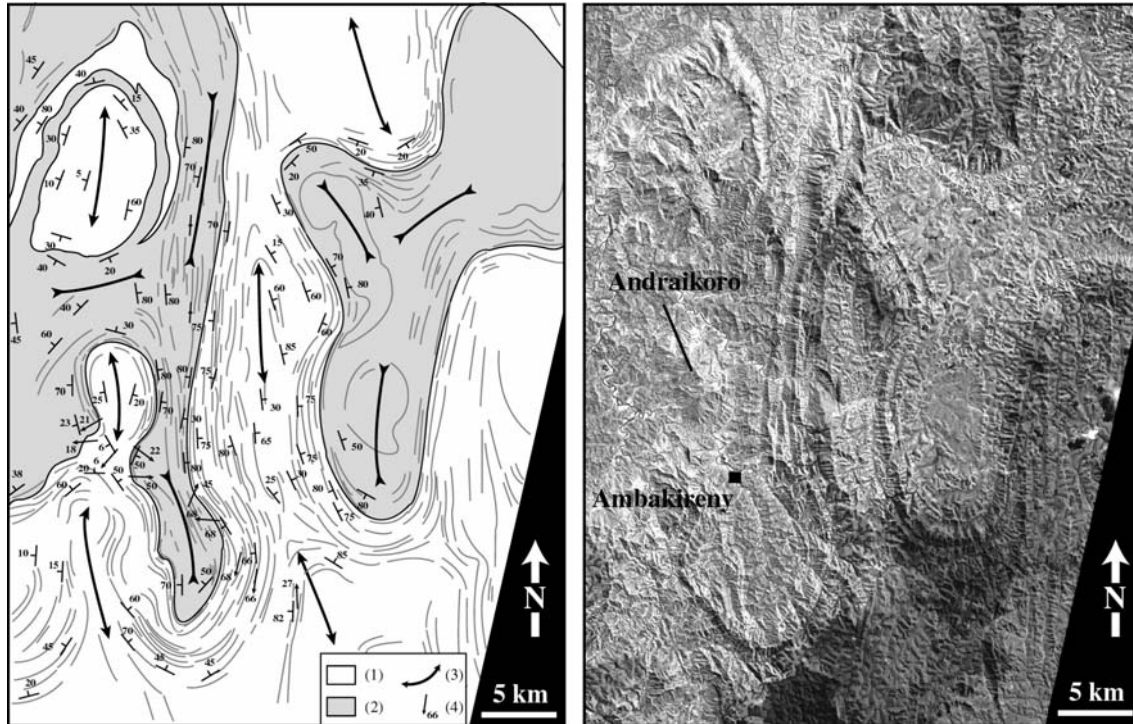


Fig. 7. (A) Detailed map of foliation and lineation trajectories with fold axial traces defining dome-and-basin structures in the Ambakireny area. The denser mafic gneisses of Andriamena are systematically located in the basins while the granitoids form the domes. Note the elliptical shape of the structures consistent with an east-west horizontal shortening. (1) Gneissic-granitic basement; (2) mafic gneisses of the Andriamena unit; (3) fold axial traces; (4) stretching lineations. (B) part of the SPOT satellite image 169-385.

3.4 *The western Andriamena/basement contact: a major mylonitic zone*

A major mylonitic zone occurs between the Andriamena unit and the underlying gneissic-granitic basement (Fig. 3a). This north-south trending structure extends over more than 200 km, suggesting that the Andriamena/basement contact acted as a major deformation zone during the tectonic evolution of north-central Madagascar. It lies parallel to S1 foliation, dipping east (Fig. 4), with a thickness ranging from one to several meters. The stretching lineation associated with the mylonitic foliation is defined by the elongation of quartz aggregates and the preferred orientation of syn-kinematic biotite and plunges east.

Numerous kinematic indicators occurring at various scales, including sheath folds developed in the YZ section of the finite strain ellipsoid, C/S structures, asymmetric microfolds, and asymmetric boudins in the XZ section (Fig. 8), indicate a non-coaxial deformation regime (Fig. 8). The sense of shear in the mylonitic zone is consistent a top-to-

the-east sense of shear. The late folding (D2 event) of this contact impede a direct kinematic interpretation of these shear sense indicators.

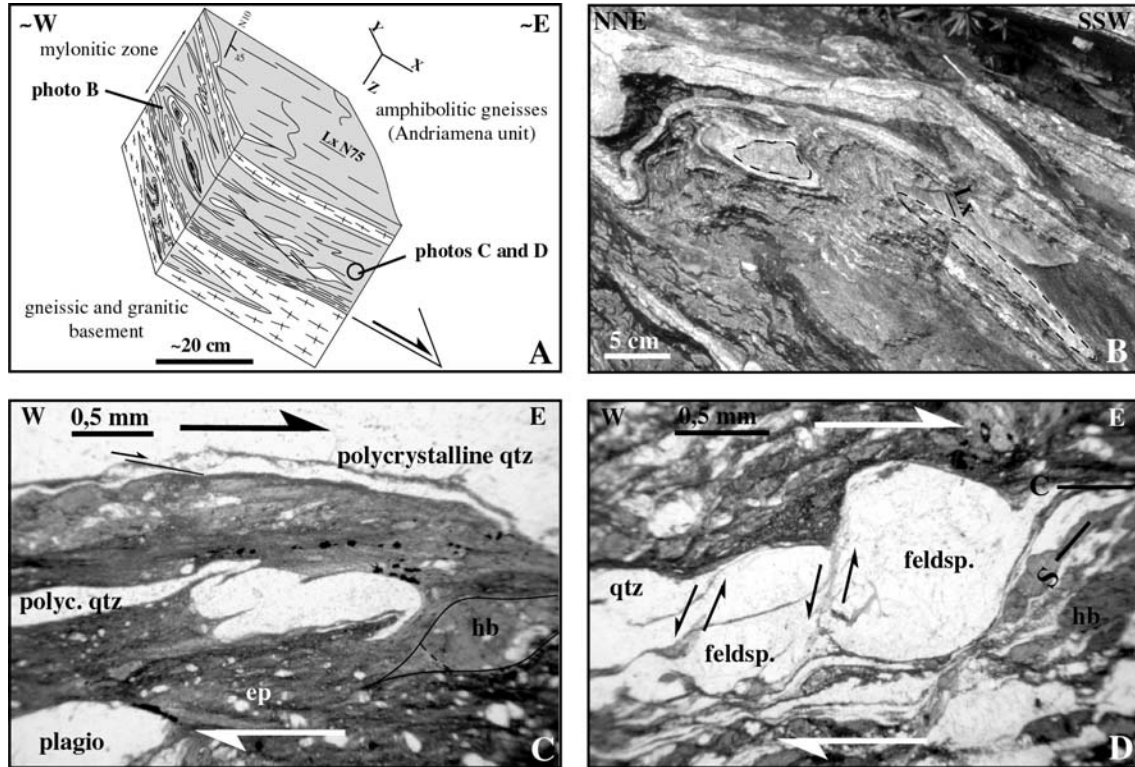


Fig. 8. The basal mylonitic Andriamena/basement contact. All the kinematic indicators are consistent with a top-to-the-east sense of shear. (A) Schematic block diagram showing the various structures observed in all the sections of the finite strain ellipsoid. (B) Outcrop view of the YZ section of the strain ellipsoid showing sheath-folds consistent with a high strain regime at the Andriamena/basement contact. (C) Microstructures observed in thin-sections parallel to the lineation (XZ section of the strain ellipsoid). The asymmetric microfolds associated with the σ and C/S type structures imply a non-coaxial strain regime consistent with a top-to-the-east sense of shear. (D) Fractured feldspar porphyroclast in thin-section in the XZ plane of the strain ellipsoid, indicating antithetic shears within a top-to-east shear zone.

The mylonite is composed of a quartzite-phyllite alternation at cm-scale. The metamorphic mineral assemblage (hornblende + feldspar + epidote + biotite and + quartz) is compatible with deformation under epidote-amphibolite facies conditions and probably until greenschist facies conditions. Quartzite layers are composed of elongate monocrystalline quartz ribbons with undulatory extinction, and/or polycrystalline quartz ribbons. The micaceous layers contain rounded fragments of feldspar, which are locally disrupted by antithetic shears (Fig. 8).

4. Metamorphism and Geochronology of the Andriamena unit

Petrology of migmatites, metapelites and associated metabasites has been investigated in order to estimate the regional conditions of metamorphism in the study area. Geochronologic constraints have been carried out using electron microprobe dating technique on migmatites and metapelites from distinct structural positions in the Andriamena unit.

In-situ chemical U-Th-Pb ages and the associated statistical treatment follow the analytical procedure detailed by Montel et al. (1996). Analyses were performed directly on thin sections on a Cameca SX100 electron microprobe at the laboratoire Magmas et Volcans of Clermont-Ferrand, France. Individual ages were calculated from the U, Th and Pb concentrations assuming that non-radiogenic lead in the monazite is negligible. The 2σ errors given on individual ages are calculated by propagating the uncertainties on U, Th, and Pb concentrations (with 95% confidence level) into the decay equation of Montel et al. (1996). According to the relatively less precision with respect to isotopic methods, numerous ages are obtained in a single crystal or thin-section, in order to obtain a statistical confident age. The age population is graphically presented in weighted histogram representation corresponding the sum of all individual ages and their uncertainties represented by bell-shaped probability curves. The calculated mean age and its associated error (with 95% confidence level) is based on a least-squares modeling, which allows to identify eventual multiple age populations. The quality of the modeling is assessed from the mean square weighted deviation (MSWD).

4.1. *Migmatites and metapelites*

Migmatite C98 sampled about 10 kilometers southwest of Brieville (Fig. 9), outside the D2 high strain zones, consists of alternating melanosomes and leucosomes which correspond to the gneissic layering (S1). The melanosome is composed of centimeter-sized resorbed garnet porphyroblast, biotite, sillimanite, plagioclase and quartz. Biotite occurs either as small inclusions in garnet porphyroblasts or as euhedral crystals up to 1 mm forming aggregates with large sillimanite dispersed in the matrix or around garnet. The leucosome is characterized by the presence of aggregates of perfectly euhedral muscovite

associated with biotite and sillimanite, dispersed in a matrix composed of quartz and plagioclase. Garnet is scarce and occurs as strongly resorbed grains. According to the NaKFMASH petrogenetic grid of Spear et al. (1999), the lack of K-feldspar in the both layers and crystallization of hydrous phases like biotite + muscovite with sillimanite at the expense of garnet and crystallizing from melt, implies a cooling under PT conditions of 4-7 kbar at 650-700°C. Temperatures estimated with various calibrations of the Fe-Mg exchange garnet-biotite geothermometer on garnet rim and matrix biotite are highly variable, but remain consistent with the petrogenetic grid constraints. For instance, temperatures calculated with the calibration of Ferry and Spear (1978) are between 700-840°C in the melanosome and 660-720°C in the leucosome. Pressure of the cooling path estimated with the garnet-sillimanite-plagioclase-quartz barometer (Hodges and Crowley, 1985; Koziol, 1989) or the garnet-plagioclase-biotite-muscovite-quartz, ranges between 4.8 ± 0.1 and 6.1 ± 0.2 kbar (at 700°C). This result is consistent with the pressure estimated from the NaKFMASH petrogenetic grid.

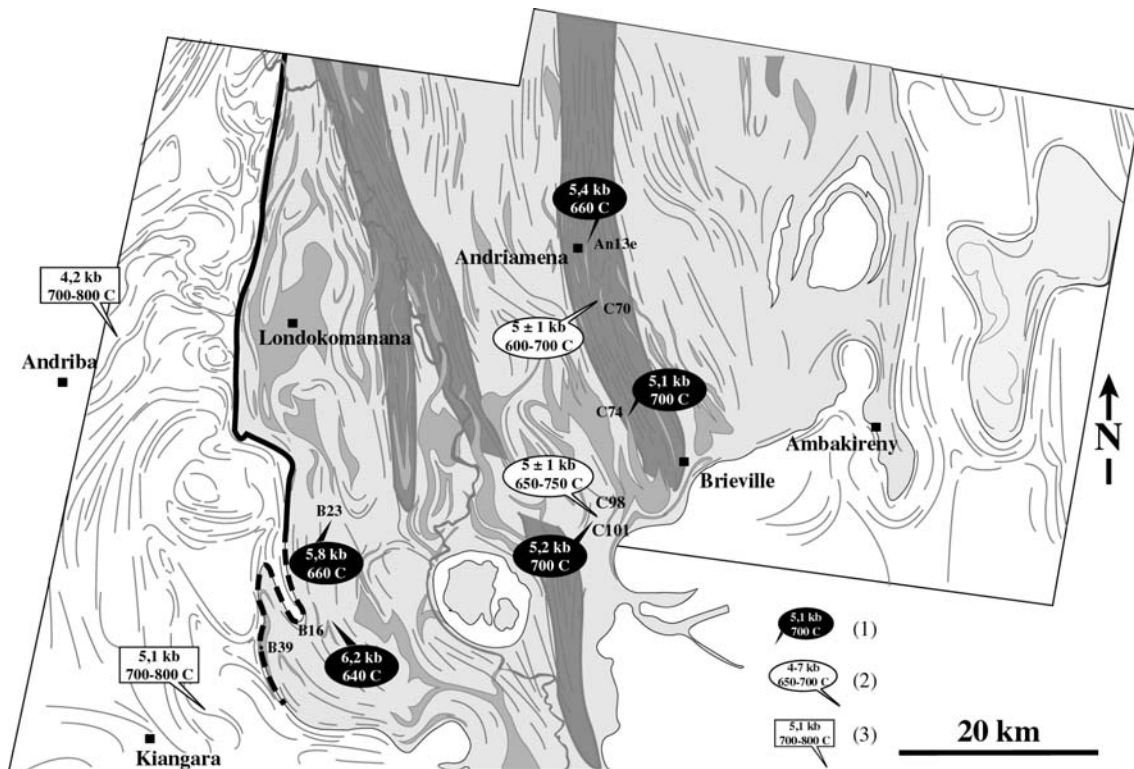


Fig. 9. Sample locations and PT conditions. (1) metabasites; (2) migmatites and metapelites; (3) migmatites and stratoid granodiorite from Nédélec et al. (1994).

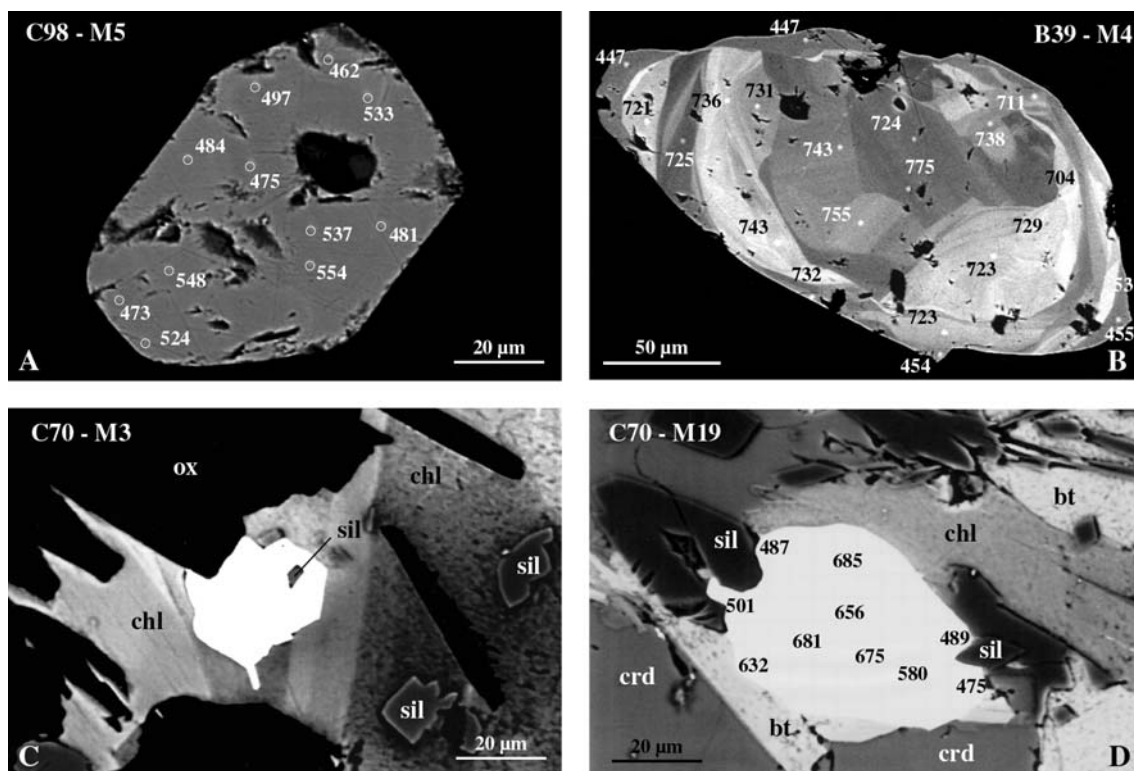


Fig. 10. Backscattered electron image of selected monazite grains of sample C98, B39 and C70. Circles or white dots mark the position of electron microprobe analyses labelled with measured age in million years. (A) Euhedral unzoned monazite from a migmatite (sample C98) yielding a mean age of 499 ± 19 Ma (2σ errors for each individual ages is about 100 Ma); (B) monazite from a migmatite (sample B39) exhibiting a complex internal patchy zoning which is truncated by secondary overgrowths in the rim. Core of the grain yields a calculated mean age of 724 ± 5 Ma whereas overgrowths yield systematically youngest ages of 457 ± 7 Ma (2σ errors for each individual ages is about 25 Ma); (C) euhedral monazites from metapelite (C70) containing an inclusion of sillimanite and in textural equilibrium with chlorite formed during the cooling stage. Such monazite (M3) yields a mean age of 501 ± 10 Ma; (D) sub-euhedral monazite from metapelite (C70) showing textural evidences of its final growth sub-contemporaneous with the crystallisation of the euhedral sillimanites formed during the cooling stage. Calculated individual ages range from 685 Ma in the core to 475 Ma in the rims (2σ errors for each individual ages is about 50 Ma).

Monazites occur predominantly in the melanosome as sub-euhedral grains from 40 to ~ 100 μm in size with well developed crystal faces (Fig. 10a). They are systematically located in the matrix and are in textural equilibrium with the metamorphic assemblage. It suggests that monazite growth is coeval with partial melting. Backscattered electron images do not reveal clear zoning (Fig. 10a). Thirty-six analyses have been carried out in 6 grains. Monazites are characterized by very low ThO_2 and UO_2 concentrations (< 2.9 wt. % and < 0.3 wt. %) and in some grains, the Pb contents are below the detection limit (< 130 ppm)

(Table 2). Twenty-five calculated individual ages range between 342 ± 120 Ma and 561 ± 181 Ma and define an unimodal population at 499 ± 19 Ma (MSWD = 0,56) (Fig. 11a). The large errors on individual ages are related to the very low lead contents. The euhedral morphology of most of the monazite grains, and the unimodal age population, suggest that the age of 499 ± 19 Ma is the age of partial melting.

crystal	analyse	Th (ppm)	U (ppm)	Pb (ppm)	T (Ma)
M1	37	14250 ± 401	1900 ± 166	480 ± 67	519 ± 95
	38	5320 ± 327	990 ± 161	<D.L.	n.d.
	39	7710 ± 346	570 ± 161	<D.L.	n.d.
	40	17580 ± 421	1650 ± 164	520 ± 69	502 ± 86
	41	9620 ± 364	2760 ± 170	370 ± 68	441 ± 100
	42	19770 ± 436	2430 ± 170	640 ± 69	511 ± 71
	43	14920 ± 406	2180 ± 168	500 ± 67	503 ± 87
	44	25580 ± 473	2570 ± 171	720 ± 69	471 ± 58
	45	11490 ± 375	1080 ± 164	230 ± 67	342 ± 120
	46	8990 ± 360	1540 ± 167	290 ± 68	459 ± 134
M2	47	7350 ± 345	530 ± 162	<D.L.	n.d.
	48	25260 ± 470	920 ± 163	640 ± 69	502 ± 71
M3	49	5890 ± 335	1990 ± 168	300 ± 68	534 ± 154
	50	3640 ± 312	2000 ± 167	230 ± 66	499 ± 179
M4	51	340 ± 289	3260 ± 172	250 ± 66	501 ± 163
	52	3250 ± 306	290 ± 156	<D.L.	n.d.
	53	3750 ± 313	660 ± 162	<D.L.	n.d.
	54	3260 ± 311	580 ± 162	<D.L.	n.d.
	55	1290 ± 289	1120 ± 164	<D.L.	n.d.
	56	2680 ± 305	860 ± 164	<D.L.	n.d.
	57	2510 ± 302	680 ± 163	<D.L.	n.d.
	59	6170 ± 334	1240 ± 164	260 ± 64	561 ± 181
	60	1900 ± 296	1200 ± 164	130 ± 63	494 ± 301
	M5	62	12400 ± 386	910 ± 164	320 ± 66
63		24850 ± 470	930 ± 166	670 ± 69	533 ± 73
64		20950 ± 447	1780 ± 167	600 ± 68	497 ± 74
65		9280 ± 364	1640 ± 167	320 ± 66	484 ± 128
66		12900 ± 388	2470 ± 169	520 ± 67	548 ± 93
67		14630 ± 404	1470 ± 167	460 ± 68	524 ± 101
68		2260 ± 300	2450 ± 168	220 ± 66	473 ± 175
69		14850 ± 405	1890 ± 167	510 ± 68	537 ± 94
70		9900 ± 366	2090 ± 168	420 ± 68	554 ± 116
71		11930 ± 381	1980 ± 167	400 ± 67	481 ± 103
M6	72	13330 ± 394	2210 ± 169	440 ± 66	475 ± 91
	73	0 ± 0	1480 ± 164	<D.L.	n.d.
	74	270 ± 278	460 ± 161	<D.L.	n.d.

Table 2. U-Th-Pb electron microprobe analyses and calculated individual ages from migmatite C98. Errors at 2σ . <D.L.:below the detection limit. Backscattered image of monazite M5 is shown in Fig. 10a.

Migmatite B39 was collected very close to the western Andriamena/basement contact (Fig. 9). Such sample displays a gneissic foliation, involving leucosomes and aligned biotite, which is parallel to the major mylonite zone. Furthermore, stretching lineation in sample B39, which is marked by the preferred orientation of biotite, is also consistent with the mylonitic lineation related to the D1 event. The migmatite consists of strongly resorbed garnet, euhedral biotite, plagioclase, K-feldspar and elongated quartz parallel to the biotite foliation. Garnet contains rounded inclusions of spinel, sillimanite, quartz, ilmenite and scarce biotite, which are never in mutual contact. Due to the relatively poor mineralogy, PT estimates cannot be constrained. Temperature of the retrograde evolution calculated with the garnet-biotite geothermometer of Ferry and Spear (1978) using garnet rim and matrix biotite are about $740 \pm 40^\circ\text{C}$.

Two distinct populations of monazites have been observed: (1) small monazites (10-20 μm) in textural equilibrium with aggregates of biotite forming the S1 foliation. (2) large elliptical monazites (100-200 μm) located in the matrix and aligned with the main foliation (S1). Back-scattered electron imaging reveals in some large grains complex internal patchy zoning, truncated by secondary domains at the grain margins (Fig. 10b). Such rims have been observed in all grains either as irregular narrow domains or small overgrowths (<10 μm) with well-developed crystalline faces. The both populations of monazite grains can also be distinguished according to their ThO_2 content. Indeed, the small monazites grains associated with the biotite are characterized by the lowest ThO_2 contents (< 4.1 wt. %), whereas the large grains (including the cores and the secondary overgrowths) have significantly higher ThO_2 contents (in M4: $9.4 < \text{ThO}_2 < 14.4$ wt. %). UO_2 content of the both groups is very low (< 0.3 wt. %) leading a Th/U ratio between 7-19 for the small monazites associated with the biotite and 37-85 for the large grains. Monazites associated with the biotite are also characterized by low lead contents, which is very close to the detection limit (~ 120 ppm) (Table 3). Nine grains were analyzed yielding 88 individual ages, which range from 215 ± 92 Ma to 775 ± 32 Ma (Table 3). Monazites associated with biotite also yield the youngest ages, until 215 ± 92 . Due to the very low lead content, such ages must be considered with cautions and were not used in the calculation of the mean ages. The weighted histogram clearly shows two main populations at 724 ± 5 Ma (n=62) and 457 ± 7 Ma (n=19) (MSWD = 0.81) (Fig. 11b). The core of the large grains yield homogeneous middle Neoproterozoic ages without any relation with the zoning (Fig. 10b). We interpret the 724 ± 5 Ma age as the age of partial melting. The early Paleozoic ages were systematically recorded in the overgrowths (Fig. 10b) and in the small euhedral monazites associated with the biotite. According to the microtextural features, we suggest that this Cambro-Ordovician age reflects the biotite crystallisation. Finally, three individual ages define a poorly constrained population at about 526 ± 17 Ma (Fig. 11b).

crystal	analyse	Th (ppm)	U (ppm)	Pb (ppm)	T (Ma)
M1	1	29600 ± 495	1520 ± 166	650 ± 67	418 ± 55
M2	2	21220 ± 441	1510 ± 165	380 ± 64	324 ± 66
M5	3	11190 ± 376	1680 ± 165	160 ± 60	215 ± 92
M6	4	16330 ± 410	1440 ± 163	340 ± 65	360 ± 84
	5	15450 ± 403	1380 ± 163	260 ± 62	291 ± 83
M7	7	13470 ± 393	1000 ± 164	180 ± 60	240 ± 93
M11	21	35580 ± 526	1020 ± 164	730 ± 67	417 ± 49
M4	17	84130 ± 743	2000 ± 172	3190 ± 89	775 ± 32
	18	87460 ± 756	1970 ± 171	3080 ± 89	724 ± 30
	19	93050 ± 776	1620 ± 170	3290 ± 90	738 ± 29
	20	94490 ± 780	1320 ± 169	3180 ± 89	711 ± 29
	21	127080 ± 890	1620 ± 172	4220 ± 101	704 ± 24
	22	116720 ± 856	2000 ± 174	4070 ± 100	729 ± 25
	23	104140 ± 813	1590 ± 172	2620 ± 84	531 ± 23
	24	102060 ± 807	1400 ± 169	3490 ± 93	723 ± 28
	25	105340 ± 819	2100 ± 172	3780 ± 96	743 ± 27
	26	111830 ± 843	2590 ± 175	4120 ± 100	755 ± 26
	27	100140 ± 801	2170 ± 172	3610 ± 94	743 ± 28
	28	124500 ± 881	2070 ± 173	4420 ± 104	743 ± 25
	29	100800 ± 803	2300 ± 173	3590 ± 94	731 ± 28
	30	115870 ± 856	2420 ± 174	4130 ± 100	736 ± 26
	31	79800 ± 729	1100 ± 169	2740 ± 85	725 ± 33
	32	109860 ± 834	1380 ± 169	3730 ± 96	721 ± 26
	33	84600 ± 746	1540 ± 169	1800 ± 76	447 ± 25
	34	88310 ± 758	1480 ± 169	1870 ± 77	447 ± 24
	30'	84480 ± 745	1390 ± 170	1820 ± 76	455 ± 25
	31'	86140 ± 750	1610 ± 169	1870 ± 76	454 ± 24
	32'	93770 ± 778	1150 ± 167	3230 ± 90	731 ± 29

Table 3. U-Th-Pb electron microprobe analyses and calculated individual ages of selected monazites from migmatite B39. Monazites M1, M2, M5, M6, M7, M11 correspond to small grains in textural equilibrium with biotite. Monazite M4 is a large grain strongly zoned and showing small overgrowths (<10 µm) in the rims. Backscattered image of monazite M4 is shown in Fig. 10b.

crystal	analyse	Th (ppm)	U (ppm)	Pb (ppm)	T (Ma)
M3	2' r	32500 ± 511	1490 ± 168	860 ± 67	510 ± 53
	3' r	32400 ± 510	1530 ± 166	830 ± 67	493 ± 53
	4' r	35640 ± 529	1830 ± 168	970 ± 68	517 ± 48
	5' r	34180 ± 520	1580 ± 167	850 ± 66	479 ± 49
	1 c	33250 ± 516	1590 ± 168	860 ± 66	497 ± 51
	2 c	33480 ± 516	1500 ± 167	890 ± 67	514 ± 52
	3 r	36260 ± 531	1610 ± 168	950 ± 67	508 ± 48
M7	13' r	33360 ± 515	1980 ± 169	1260 ± 69	697 ± 56
	8 c	38110 ± 541	1950 ± 170	1440 ± 70	713 ± 51
	9 c	40310 ± 554	1420 ± 166	1390 ± 70	683 ± 50
	10 c	34370 ± 523	1660 ± 168	1220 ± 69	676 ± 55
	11 c	30030 ± 500	2830 ± 172	1300 ± 69	727 ± 56
	12 c	41440 ± 560	1740 ± 169	1480 ± 71	693 ± 48
	13 r	31020 ± 503	2730 ± 172	1240 ± 69	684 ± 55
	14 r	31610 ± 507	2970 ± 172	1340 ± 70	713 ± 54
	15 c	35350 ± 526	1190 ± 164	1190 ± 68	670 ± 55
	16 r	29180 ± 492	1120 ± 166	1050 ± 67	706 ± 66
	17 r	35010 ± 525	1650 ± 168	1220 ± 69	667 ± 54
	18 r	34120 ± 521	1510 ± 167	1130 ± 68	639 ± 55
M10	20 o	30420 ± 500	1670 ± 168	800 ± 66	495 ± 54
	21 c	28020 ± 484	2010 ± 169	1020 ± 67	651 ± 61
	22 c	26110 ± 475	2560 ± 171	1100 ± 67	702 ± 62
	24 c	13710 ± 395	1610 ± 165	420 ± 63	491 ± 96
	25 c	10670 ± 371	1360 ± 165	300 ± 62	441 ± 115
	26 o	30470 ± 500	1520 ± 166	790 ± 66	495 ± 55
	27 r	16530 ± 410	2490 ± 169	710 ± 65	634 ± 80
	28 c	17060 ± 417	1460 ± 166	580 ± 64	587 ± 89
	29 c	13310 ± 391	1690 ± 166	530 ± 64	620 ± 103
	30 r	15200 ± 403	1690 ± 167	540 ± 64	575 ± 93
M16	38 o	43330 ± 567	1600 ± 167	1180 ± 69	539 ± 43
	39 c	31250 ± 507	1550 ± 167	1200 ± 68	727 ± 61
	40 c	34930 ± 525	1840 ± 168	1270 ± 69	684 ± 54
	41 r	40410 ± 553	2120 ± 169	1470 ± 71	684 ± 48
M19	21' r	33810 ± 520	1600 ± 168	860 ± 66	489 ± 50
	22' r	36360 ± 536	1460 ± 169	880 ± 66	475 ± 47
	23' r	36100 ± 531	1380 ± 167	890 ± 67	487 ± 49
	24' r	37640 ± 539	2040 ± 170	1000 ± 67	501 ± 45
	25' r	27890 ± 486	1520 ± 168	940 ± 66	632 ± 63
	58 c	34140 ± 521	1680 ± 168	1230 ± 69	685 ± 55
	59 c	32910 ± 512	1270 ± 166	1100 ± 68	656 ± 58
	60 c	34990 ± 524	1090 ± 166	1190 ± 68	681 ± 57
	61 c	35560 ± 529	1620 ± 168	1250 ± 69	675 ± 54
	62 c	40050 ± 552	1530 ± 169	1180 ± 69	580 ± 47

Table 4. U-Th-Pb electron microprobe analyses and calculated individual ages of selected monazites from metapelite C70. Position of microprobe analyses; c: core

Sample C70 is a metapelite collected about 5 km south of Andriamena, in a D2 high strain zone (Fig. 9). The outcrop is characterized by the development of a second penetrative foliation (S2) at the expense of the previous S1 foliation. Metapelite C70 is characterized by numerous local assemblages suitable to constrain the PT evolution. It consists of few strongly resorbed garnet located in aggregates of cordierite, plagioclase, biotite, needles or prismatic sillimanite \pm chlorite. Cordierite is also associated with small euhedral staurolite, biotite and sillimanite. Others domains are composed by abundant chlorite with needles of sillimanite and euhedral staurolite. Textural observations suggest the formation of the successive assemblages (quartz and plagioclase in excess): (1) grt-bt-sil; (2) grt-crd-bt-sil; (3) crd-bt-sil-st; (4) chl-sil-st. Such sequence of assemblages is consistent with a near isobaric cooling from about 700 to 600°C, at pressure of 5 ± 1 kbar, according to topology of the PT grid for pelites in the KFMASH system (Spear, 1999).

The monazites of C70 are very abundant and usually occur as euhedral grains up to 50 μ m with well defined faces. Microtextural features clearly indicate that the final growth of the monazites is sub-contemporaneous with chlorite, biotite or sillimanite (Fig. 10c-d). Dates from the rims of monazites in textural equilibrium with the above-mentioned phases should correspond to the timing of the near isobaric cooling under amphibolite facies conditions. Back scattered imaging reveals in some grains a slight zoning, which consists of an inherited large core partly rimmed by secondary euhedral overgrowths. Eighteen monazites were analyzed yielding 98 measurements. Monazites are moderately radioactive and display very homogeneous ThO₂ and UO₂ contents (1.0-5.3 wt. % and 0.1-0.4 wt. % respectively). Individual ages range continuously from 412 ± 51 Ma to 734 ± 65 Ma but we can define two main age groups at 680 ± 8 Ma and 501 ± 10 Ma (MSWD = 1.51). In contrast to sample B39 where the two distinct age populations (724 ± 5 Ma and 457 ± 7 Ma) are clearly separated by a "age gap" of about 150 Ma, numerous intermediate ages lie between the 680 and 501 Ma population (Fig. 11b-c). Cambrian age (501 ± 10 Ma) was reported in euhedral monazites in equilibrium with chlorite (monazite M3, Fig. 10c and Table 4) and in rims or secondary overgrowths of monazites located in aggregates of cordierite, biotite and staurolite (monazite M10, M16, M19, Fig. 10d). Such Cambrian age reflects a new episode of monazite crystallization during the near isobaric cooling event, from about 700 to 600°C, at pressure of 5 ± 1 kbar. Monazites which belong to the 680 Ma age group display a large age spreading, commonly exceeding 100 Ma, observed in a same grain (e.g. M10: from 441 ± 115 to 702 ± 62 or M7: from 639 ± 55 Ma to 727 ± 56 Ma,

table 4). The maximal age preserved in these monazites (734 ± 65 Ma) is consistent with the middle Neoproterozoic age obtained on the migmatite B39 (724 ± 5 Ma). Consequently, we interpret the 680 Ma age populations as apparent ages which result of partial lead loss of 730 Ma old monazites during the Cambrian event.

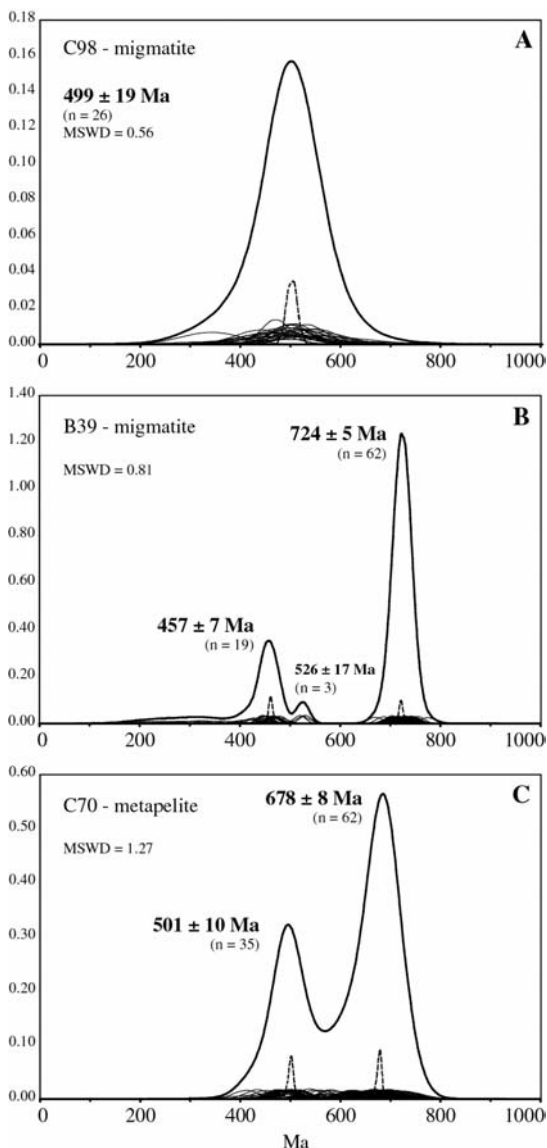


Fig. 11. Weighted-histogram representation of the age data. Each small bell-shaped curve corresponds to Gaussian representation of individual age and its 2σ error calculated from U, Th, Pb analysis. The thick curve corresponds to the sum of all small bell-shaped curves. The dotted curve is the statistically calculated mean age. There is no unit for vertical axe. (A) C98 migmatite located in a D1 preserved area; (B) B39 migmatite located near the Andriamena/basement contact; (C) C70 metapelite from a D2 high strain zone.

4.2. Metabasites

Metamorphic conditions have been also evaluated using metabasites from the D1 low strain zones (samples B16, B23 and C101) and the D2 high strain zones (samples C74

and An13e) (Fig. 9). These metabasites are characterized by amphibolite-facies and granulite-facies assemblages (opx-cpx-grt-pl-qtz; opx-cpx-amph-pl-qtz). In these rocks, post-peak garnet coronas are produced by reactions like: $\text{opx} + \text{pl} = \text{cpx} + \text{grt} + \text{qtz}$; $\text{cpx} + \text{pl} = \text{grt} + \text{qtz}$; $\text{hb} + \text{pl} = \text{grt} + \text{qtz}$, which are indicative of near-isobaric cooling following peak granulite facies metamorphism. Multi-equilibrium thermobarometric calculations (TWEEQU software, version 2.02; Berman, 1991) have been used on these coronas where the assumption of local chemical equilibrium is satisfied (Nicollet, 1988; St-Onge and Ijewliw, 1996). Average PT estimates are 5-6 kbar and 650-700°C and are homogeneous at the scale of the Andriamena unit (Fig. 9). These results are in good agreement with metamorphic conditions derived from the metapelites and migmatites. The age of these metabasites is unknown, but the occurrence of migmatites and metapelites dated at about 500 Ma displaying the same PT conditions (e.g. migmatite C98 and metabasite C101) suggest that the amphibolite to granulite-facies conditions recorded in the metabasites of Andriamena are Cambrian (~500 Ma).

5. Interpretation

The finite strain pattern and the structures recognized in a part of north-central Madagascar result from the superposition of two major episodes of deformation (D1 and D2).

5.1. D1 event : *Andriamena nappe emplacement*

The D1 event corresponds to the main fabric-forming event. D1 structures consist of a sub-horizontal gneissic layering denoted as the S1 foliation, bearing an east-west stretching lineation (L_1). This foliation is coeval with F1 isoclinal folds with N90° horizontal axes parallel to the L_1 lineation. Boudinage structures are consistent with the extension direction derived from the lineation (L_1). These structures are consistent with a sub-vertical shortening. Towards the contact with the underlying gneissic-granitic basement, in the western part of the Andriamena unit, the amount of finite strain increases

and clear non-coaxial strain markers are observed in the major mylonitic zone, with a top-to-east shear sense.

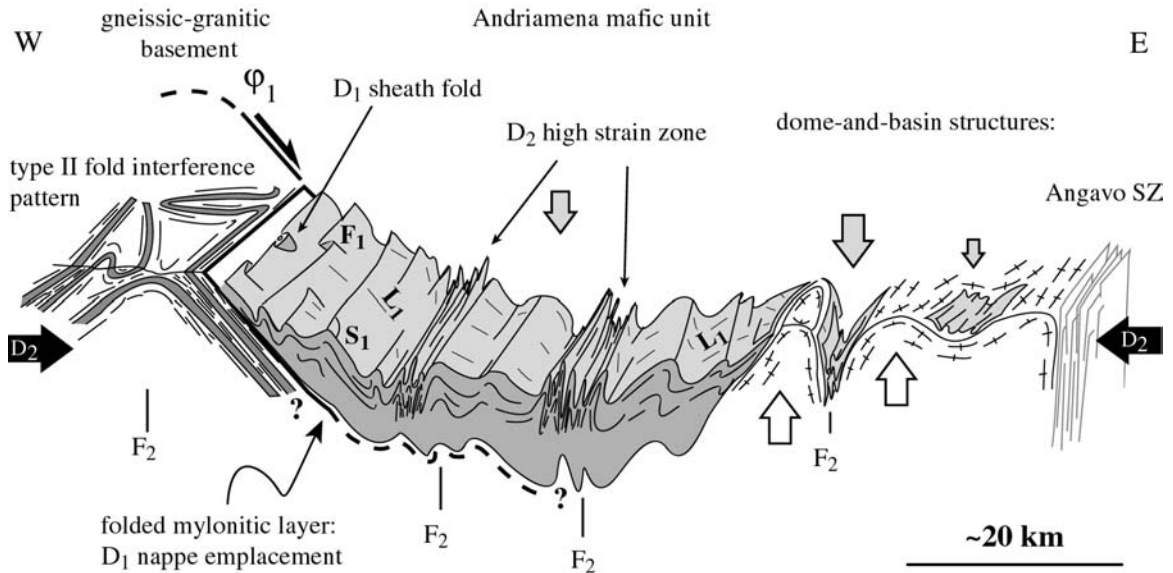


Fig. 12. Schematic E-W cross-section through the Andriamena unit showing the main structural features related to the D1 and D2 tectonic events. The D1 structures (S1 foliation bearing an east-west lineation (L_1), isoclinal folding (F1) and sheath folds observed in the western mylonitic contact (ϕ_1) are related to a Cambrian (530-500 Ma) top-to-the-east nappe emplacement of the Andriamena unit upon the gneissic-granitic basement. The D1 structures have been reworked during the D2 east-west horizontal shortening at about 500 Ma. The Angavo shear zone and F2 folding, which also affects the stratoid granites, accommodate the D2 shortening.

The Andriamena unit forms part of a mafic sequence (Maevatanana, Andriamena and Aloatra-Beforona) called by Collins et al. (2000) as the Tsaratanana thrust sheet. It is characterized by the occurrence of numerous middle Neoproterozoic intrusive mafic-ultramafic bodies that do not intrude the underlying gneissic-granitic basement. The lithologic contrast between the Andriamena unit and the basement and the high non-coaxial strain at the Andriamena/basement contact suggests that the Andriamena unit is an allochthonous unit with respect to the gneissic-granitic basement, emplaced with a top-to-east displacement. We interpret the mylonitic contact zone between the mafic unit and the basement as a thrust zone, which has been subsequently folded during the D2 event.

The stratoid granites emplaced at 630 Ma (Paquette and Nédélec, 1998) do not intrude the Andriamena unit, suggesting that nappe overthrusting (D1 event) occurred after 630 Ma. Monazite ages associated with D1 structures (flat-lying foliation (sample C98) and the mylonite contact (sample C70)) range from about 530 Ma to 460 Ma. The age of 499 ± 19 Ma recorded in euhedral monazites from migmatite C98 is interpreted as the age of partial melting which is also coeval with the development of the S1 foliation under minimal PT conditions of about 5 kbar, 700°C. Near the main tectonic contact, overgrowths of middle Neoproterozoic monazites (724 ± 5 Ma) from sample B39, yield a youngest age of 457 ± 7 Ma. Petrologic observations indicate that the mylonite deformation occurred under epidote-amphibolite facies conditions ($\sim 500^\circ\text{C}$) and probably until lower temperature. Thus, the 457 Ma age is interpreted as a cooling age or as resulting from late fluid circulation, following the nappe emplacement. In contrast, the poorly constrained age of 526 ± 17 Ma, recorded in the rims of the Neoproterozoic monazites could correspond to the initial mylonite deformation (i. e. the nappe emplacement).

5.2. D2 event : Cambrian east-west horizontal shortening

5.2.1 The D2 event in the Andriamena unit

The finite strain pattern of the Andriamena unit results from partial overprinting of the earlier D1 structures by late north-south upright folding (F2) and locally transposition of the gneissic layering (S1) into a new penetrative north-south vertical foliation (S2). Structures related to this D2 event are consistent with an east-west horizontal shortening. Such D2 shortening gives rise to strain partitioning between high-strain zones bounding large domains where the D1 structures are better preserved. The formation of large-scale dome-and-basin structures near the eastern boundary of the Andriamena unit is also related to the D2 event. We suggest that such dome-and-basin pattern could result from the combination of type I fold interference structures with minor gravitational instabilities, according to the high density contrast between the mafic gneisses of the Andriamena unit and the underlying less dense granites and gneisses of the basement.

Sample C70 from the D2 high strain zone records a late episode of monazite growth (euhedral unzoned grains and secondary overgrowths) and a partial resetting of

middle Neoproterozoic monazite (~ 730 Ma) at 501 ± 10 Ma. This age is interpreted as the age of the D2 deformation which is coeval with cooling from about 700°C to 600°C at pressures of 5 ± 1 kbar.

In summary, it appears that metamorphic conditions (amphibolite to granulite conditions) and ages of the D1 and D2 event (530-500 Ma) are indistinguishable. We suggest that the eastward thrust emplacement of the Andriamena unit (D1) followed by the horizontal shortening (D2) are ascribed to the same Cambrian strain regime (east-west convergence) related to arc convergence and assembly. The east-west shortening is firstly accommodated by sub-horizontal structures (D1) localized at the boundaries of distinct crustal terranes (Andriamena and gneissic-granitic basement). Then, the strain is accommodated by upright folding and kilometer-scale vertical shear zones (D2) (Angavo shear zone located east of the Andriamena unit).

5.2.2. The D2 event in the basement

In the Andriba area, the occurrence of a kilometer scale interference pattern is related to the superposition of F1 folds with open F2 folds characterized by vertical north-south axial planes and horizontal axes. Foliation map of the Fig. 2 clearly shows that south of the study area (near Ankazobe or the Carion granite), the foliation pattern exhibits kilometer-scale elliptical and tight folded structures corresponding to type I fold interference patterns (Ramsay, 1967). The main axial traces of these folds are oriented north-south, parallel to the Angavo shear zone and are consistent with the D2 horizontal shortening. The Carion granite, which is characterized by magmatic to sub-magmatic foliation, without solid state deformation (Madison Razanatseheno, 1998; Nédélec et al., 2000), is concordant with the foliation of the gneissic basement and displays the same N-S structural directions as those observed in the basement (Fig. 2). As proposed by Nédélec et al. (2000), the Carion granite was emplaced in a fold interference structure, contemporaneous with the last north-south F2 folding under granulite facies conditions (~ 3 kbar, $750\text{-}800^\circ\text{C}$).

Numerous geochronologic studies carried out in the basement rocks allow us to constrain the age of the D2 event. U-Pb SHRIMP dating of the syntectonic D2 Carion granite yields an age of emplacement of 532 ± 5 Ma (Meert et al., 2001) and a Pb-Pb

evaporation age of 538 ± 1 Ma (Kröner et al., 2000). The emplacement is followed by a slow cooling constrain by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages on hornblende and biotite at 513 Ma and 479 Ma respectively (Meert et al., 2001). Numerous charnockites and granites from the Antananarivo area yield U-Th-Pb electron microprobe monazite ages of about 500 Ma (Ramasiarino, 1998). Kröner et al. (2000) dated granulite facies metamorphism that affects the basement close to 550 Ma. All these ages constrain the deformation in the basement at about 550-500 Ma, which is in good agreement with the age obtained from the Andriamena unit.

The north-south Angavo shear zone, located to the east of the Andriamena unit and the Antananarivo virgation, has been interpreted as the northern extension of the Ifanadiana shear zone in the south east Madagascar (Fig. 1) (Martelat, 1998). Martelat et al. (2000) interpreted it to have formed by east-west horizontal shortening in a transpressive regime under granulitic facies conditions at 530-500 Ma.

6. Discussion and conclusions

Combined structural, petrological and geochronological data allow us to constrain the Cambrian tectonic evolution of a part of north-central Madagascar around the Andriamena unit. The basement in this area is mainly composed of late Archaean and middle Neoproterozoic rocks, which have been strongly reworked during the Cambrian. The tectonic evolution consists of two superposed tectonic episodes D1 and D2.

The first one (D1) is related to the thrust emplacement of the Andriamena unit on top of the gneissic-granitic basement with a top-to-east displacement at about 530-500 Ma under amphibolite to granulite facies conditions. The Andriamena unit, which is characterized by mafic bodies unknown in the surrounding gneissic-granitic basement, is thus allochthonous and was originally located west of its present position. The mafic-ultramafic intrusions dated at 790 Ma are interpreted as the juvenile products of a continental arc magmatism related to the closure of the Mozambique ocean during the middle Neoproterozoic (Guérrot et al., 1993; Handke et al., 1999; Tucker et al., 1999). Therefore, we suggest that the Andriamena unit corresponds to a fragment of the lower

continental magmatic arc, which has been thrust upon the gneissic-granitic basement at 530-500 Ma.

The second tectonic episode (D2) is related to an east-west horizontal shortening at ~500 Ma, contemporaneous with amphibolitic to granulitic facies metamorphism. Such final east-west shortening has been widely recognized in southern Madagascar and in central Madagascar (SQC unit) (Lardeaux et al., 1999; Martelat et al., 1997, 2000; Fernandez et al., 2002, this volume). In southern Madagascar, this tectonic event is coeval with granulite facies conditions and affects a large part of the lower crust, from 12 kbar to 5 kbar (Martelat et al., 2000). In central Madagascar, it is contemporaneous with greenschist facies conditions corresponding to an uppermost crustal level (Fernandez et al., 2002, this volume). The recognition of the D2 bulk strain pattern, at the scale of Madagascar and at various structural levels of the crust, suggest that the D2 event results from the final amalgamation of Gondwana during late Neoproterozoic - Cambrian collision of the Australia-Antarctica block with the rest of Gondwana (Madagascar, southern India, Sri Lanka).

Acknowledgements

This work was financially supported the "Service des Relations Internationales" from Université Blaise Pascal. We acknowledge the © CNES 96-99 - distribution Spot Image and the ISIS9912-5 program for the SPOT satellite images. Many thanks are due to V. Ramasiarino, N. Ramiandrisoa, R. Rakotondrazafy for their support in the field, and to M. Veschambre for its technical assistance during the electron microprobe work. Helpful and useful reviews of Alan Collins and Rónadh Cox have been greatly appreciated. Finally we are also grateful to T.M. Kusky, M. Abdelsalam, R. Tucker, and R. Stern for the invitation to contribute to this special volume.

References

- Andriamarofahatra, J., Boisse, H.D.L., Nicollet, C., 1990. Datation U-Pb sur monazites et zircons du dernier épisode tectono-métamorphique granulitique majeur dans le Sud-Est de Madagascar. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 310, 1643-1648.
- Berman, R.G., 1991. Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique, with petrological applications. *Canadian Mineralogist* 29, 833-856.
- Bésairie, H., 1963. Description géologique du massif ancien de Madagascar. Premier volume Centre Nord et Centre Nord-Est. Service Géologique Tananarive.
- Caen-Vachette, M., 1979. Le Précambrien de Madagascar. Radiochronométrie par isochrones Rb/Sr sur roches totales. *Revue de géologie dynamique et de géographie physique* 21, 331-338.
- Cocherie, A., Guérrot, C., Ohnenstetter, M., 1991. Contraintes géochimiques (terres rares et isotopes du néodyme) sur l'origine et l'évolution des complexes ultra-basiques pan-africains de Madagascar (W-Andriamena). Principaux résultats scientifiques et techniques du BRGM 97-99.
- Collins, A.S., Razakamanana, T., Windley, B.F., 2000. Neoproterozoic extensional detachment in central Madagascar: implications for the collapse of the East African orogen. *Geological Magazine* 137, 39-51.
- Collins, A.S., Windley, B.F., 2001. The tectonic evolution of central and northern Madagascar and its place in the final assembly of Gondwana. *Journal of Geology* in press
- de Wit, M.J., Bowring, S.A., Ashwal, L.D., Randrianasolo, L.G., Morel, V.P.I., Rabeloson, R.A., 2001. Age and tectonic evolution of Neoproterozoic ductile shear zone in southwestern Madagascar, with implications for Gondwana studies. *Tectonics* 20, 1-45.
- Fernandez, A., Huber, S., Schreurs, G., 2002. Tectonic evolution of the Itremo Region (Central Madagascar) and implications for Gondwana assembly. *Precambrian Research*, this issue.
- Ferry, J.M., Spear, F.S., 1978. Experimental calibration of the partitioning between biotite and garnet. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 66, 113-117.

- Goncalves, P., Nicollet, C., Lardeaux, J.M., 2000. In-situ electron microprobe monazite dating of the complex retrograde evolution of UHT granulites from Andriamena (Madagascar) : apparent petrographical path vs PTt path. Geological Society of America, Annual Meeting, Reno, USA.
- Goncalves, P., Nicollet, C., Montel, J.M., Lefevre, B., Paquette, J.L., Lardeaux, J.M., Pin, C., 2001. Is the petrographical PTt path consistent with the real thermal path ? The example of the polymetamorphic Ultra-High Temperature granulites of Andriamena (Madagascar). EUG XI, Strasbourg, France. Journal of Conference Abstracts 6, 376.
- Guérot, C., Cocherie, A., Ohnenstetter, M., 1993. Origin and evolution of the West Andriamena Pan-African mafic-ultramafic complex in Madagascar as shown by U-Pb, Nd isotopes and trace element constraints. Terra Abstract 5, 387.
- Handke, M.J., Tucker, R.D., Ashwal, L.D., 1999. Neoproterozoic continental arc magmatism in west-central Madagascar. *Geology* 27, 351-354.
- Hodges, K.V., Crowley, P.D., 1985. Error estimation and empirical geothermobarometry for pelitic systems. *American Mineralogist* 70, 702-709.
- Koziol, A.M., 1989. Recalibration of the garnet-plagioclase-Al₂SiO₅-quartz (GASP) geobarometer and application to natural parageneses. EOS Transactions, American Geophysical Union 70, 493.
- Kröner, A., Braun, I., Jaeckel, P., 1996. Zircon geochronology of anatectic melts and residues from high-grade pelitic assemblages at Ihosy, southern Madagascar: evidence for Pan-African granulite metamorphism. *Geol. Mag.* 133, 311-323.
- Kröner, A., Hegner, E., Collins, A.S., Windley, B.F., Brewer, T.S., Razakamanana, T., Pidgeon, R.T., 2000. Age and magmatic history of the Antananarivo block, central Madagascar, as derived from zircon geochronology and Nd isotopic systematics. *American Journal of Science* 300, 251-288.
- Lardeaux, J.M., Martelat, J.E., Nicollet, C., Rakotondrazafy, R., Cardon, H., 1999. Metamorphism and tectonics in southern Madagascar: an overview. *Gondwana Research* 2, 355-362.
- Madison Razanatseheno, M.O., 1998. Granite de Carion: approches pétrologiques et structurales. MSc thesis, Université d'Antananarivo, Madagascar.
- Martelat, J.E., Vidal, G., Lardeaux, J.M., Nicollet, C., Rakotondrazafy, R., 1995. Satellite images and tectonics of the lower continental crust: The example of south-western Madagascar. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 321, 325-332.

- Martelat, J.E., Nicollet, C., Lardeaux, J.M., Vidal, G., Rakotondrazafy, R., 1997. Lithospheric tectonic structures developed under high-grade metamorphism in the southern part of Madagascar. *Geodinamica Acta* 10, 94-114.
- Martelat, J.E., 1998. Evolution Thermomécanique de la croûte inférieure du Sud de Madagascar. Ph. D. thesis, Université Blaise Pascal - Clermont-Ferrand II, France.
- Martelat, J.E., Lardeaux, J.M., Nicollet, C., Rakotondrazafy, R., 1999. Exhumation of granulites within a transpressive regime: an example from southern Madagascar. *Gondwana Research* 2, 363-367.
- Martelat, J.E., Lardeaux, J.M., Nicollet, C., Rakotondrazafy, R., 2000. Strain pattern and late Precambrian deformation history in southern Madagascar. *Precambrian Research* 102, 1-20.
- Meert, J.G., Van der Voo, R., 1997. The assembly of Gondwana 800-550 Ma. *Journal of Geodynamics* 23, 223-235.
- Meert, J.G., Nédélec, A., Hall, C., Wingate, M.T.D., Rakotondrazafy, M., 2001. Paleomagnetism, geochronology and tectonic implications of the Cambrian-age Carion granite, Central Madagascar. *Tectonophysics* 340, 1-21.
- Montel, J.M., Foret, S., Veschambre, M., Nicollet, N., Provost, A., 1996. Electron microprobe dating of monazite. *Chemical Geology* 131, 37-53.
- Nédélec, A., Paquette, J.L., Bouchez, J.L., Olivier, P., Ralison, B., 1994. Stratoid granites of Madagascar : structure and position in the Pan-African orogeny. *Geodinamica Acta* 7, 48-56.
- Nédélec, A., Stephens, W.E., Fallick, A.E., 1995. The panafrican stratoid granites of Madagascar: alkaline magmatism in a post-collisional extensional setting. *Journal of Petrology* 36, 1367-1391.
- Nédélec, A., Ralison, B., Bouchez, J.L., Grégoire, V., 2000. Structure and metamorphism of the granitic basement around Antananarivo: A key to the Pan-African history of central Madagascar and its Gondwana connections. *Tectonics* 19, 997-1020.
- Nicollet, C., 1988. Metabasites granulitiques, anorthosites et roches associées de la croûte inférieure: Exemple pris à Madagascar et dans le Massif Central Français. Arguments en faveur d'un métamorphisme associé à l'extension lithosphérique. Thèse d'Etat, Université Blaise-Pascal, Clermont-Ferrand, France.

- Nicollet, C., 1990. Crustal evolution of the granulites of Madagascar. In: Vielzeuf, D. and Vidal, P. (Eds), *Granulites and Crustal Evolution*. Kluwer Academic publishers, pp. 391-310.
- Nicollet, C., Montel, J.M., Foret, S., Martelat, J.E., Rakotondrazafy, R., Lardeaux, J.M., 1997. E-Probe monazite dating in Madagascar : a good example of the usefulness of the in-situ dating method. UNESCO-IUGS-IGCP 348/368. Internal Symposium and field workshop on proterozoic geology of Madagascar. pp. 65.
- Paquette, J.L., Nédélec, A., Moine, B., Rakotondrazafy, M., 1994. U-Pb, single zircon Pb-evaporation, and Sm-Nd isotopic study of a granulite domain in SE Madagascar. *Journal of Geology* 102, 523-538.
- Paquette, J.L., Nédélec, A., 1998. A new insight into Pan-African tectonics in the east-west Gondwana collision zone by U-Pb zircon dating of granites from central Madagascar. *Earth and Planetary Science Letters* 155, 45-56.
- Pili, E., Ricard, Y., Lardeaux, J.M., Sheppard, S.M.F., 1997. Lithospheric shear zones and mantle-crust connections. *Tectonophysics* 280, 15-29.
- Ramasiarinoro, V.J., 1998. Etudes des charnockites et granitoïdes des environs d'Antananarivo. MSc thesis, Université d'Antananarivo, Madagascar.
- Ramsay, J.G., 1967. *Folding and fracturing of rocks*. McGraw-Hills, New-York.
- Spear, F.S., 1999. Real-time AFM diagrams on your Macintosh. *Geological Materials Research* 1, 1-18.
- Spear, F.S., Kohn, M.J., Cheney, J.T., 1999. P-T paths from anatexitic pelites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 134, 17-32.
- St-Onge, M.R., Ijewliw, O.J., 1996. Mineral corona formation during high-P retrogression of granulitic rocks, Ungava orogen, Canada. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 37, 553-582.
- Stern, R.J., 1994. Arc assembly and continental collision in the Neoproterozoic East African Orogen: Implications for the consolidation of Gondwanaland. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 22, 319-351.
- Tucker, R.D., Ashwal, L.D., Handke, M.J., Hamilton, M.A., Grange, M.L., Rambeloson, R.A., 1999. U-Pb geochronology and isotope geochemistry of the Archean and Proterozoic rocks of north-central Madagascar. *The Journal of Geology* 107, 135-153.

Exemples de structures observées à l'échelle de l'affleurement

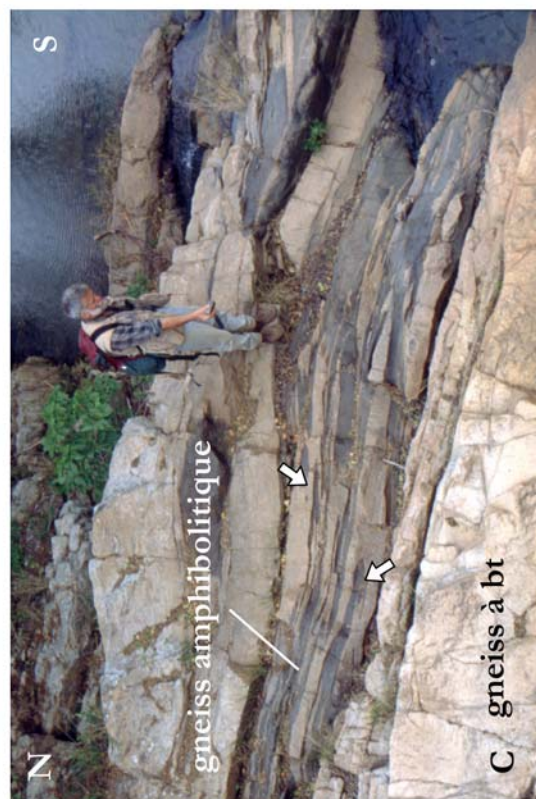
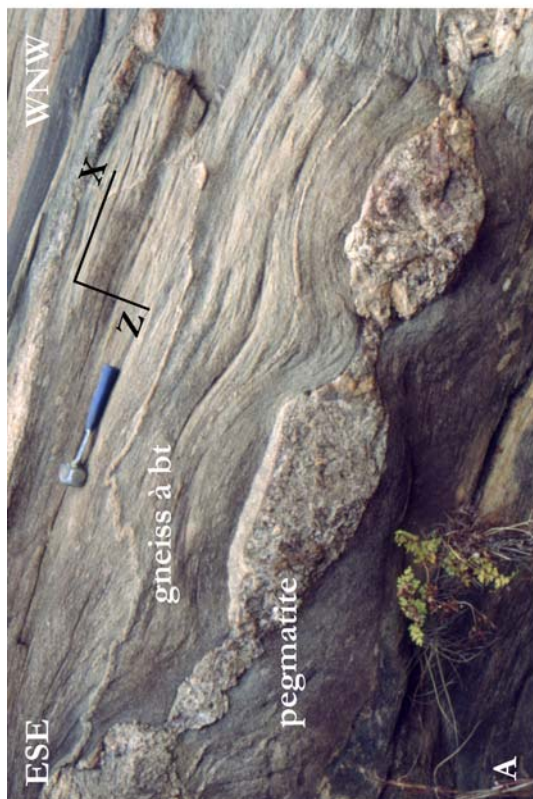


Fig. II-3: Exemples de structures D1 observées à l'échelle de l'affleurement.

A) Niveau pegmatitique boudiné dans un gneiss à biotite. Cette structure est interprétée comme le résultat du raccourcissement vertical D1. La direction de la linéation est donnée par le marteau. Ce type de structure est schématisée sur le bloc diagramme de la figure 5 (article prec. res.).

B) Même affleurement que la photo A). Structures en dômes et bassins de la foliation (section XY) résultant d'une déformation par double-boudinage. Ce type de structure est schématisée sur le bloc diagramme de la figure 5 (article prec. res.).

C) Exemple de plis P1 déracinés dans des niveaux basiques. La section observée correspond au plan YZ de l'ellipsoïde de déformation. L'axe des plis est parallèle à la linéation indiquée par la direction du marteau. Cette déformation illustre le processus de transposition tectonique à l'origine de la foliation gneissique S1.

D) Exemple de plis P1 isoclinaux déracinés dans des niveaux acides. Le plan horizontal d'observation correspond à la section YZ de l'ellipsoïde de déformation. L'axe des plis est parallèle à la linéation



Fig. II-4: Exemples de structures D1 observées sur le contact mylonitique entre l'unité basique d'Andriamena et le socle granito-gneissique.

A) Zone mylonitique observée sur la bordure Ouest de l'unité d'Andriamena à la base de l'unité au contact avec le socle granito-gneissique.

B) Section YZ de la zone mylonitique de la photo A) montrant des plis en fourreaux et des plis à axes parallèles à la linéation. Le crayon indique la direction de la linéation.

C) Agrandissement de la photo B)

D) Exemple de plis dans la zone mylonitique montrant des axes courbes - stade anté fourreau. Le stylo matérialise la direction de la linéation d'étirement (ce bloc n'est pas en place).

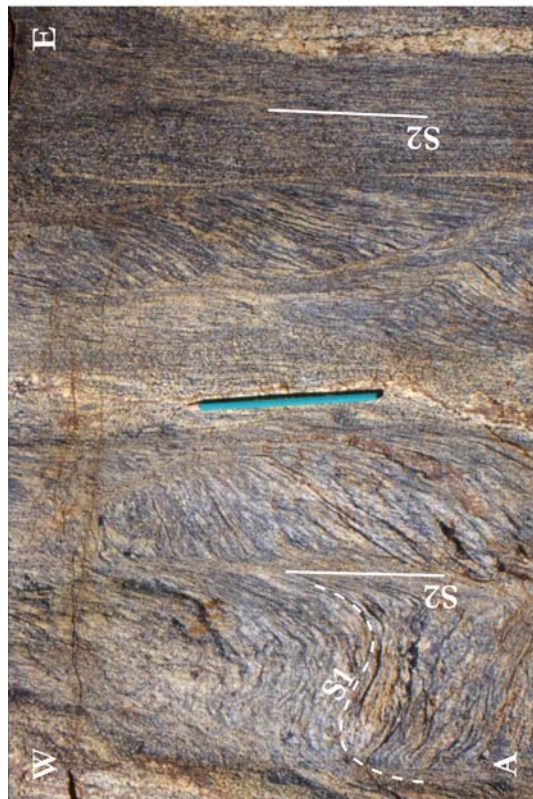
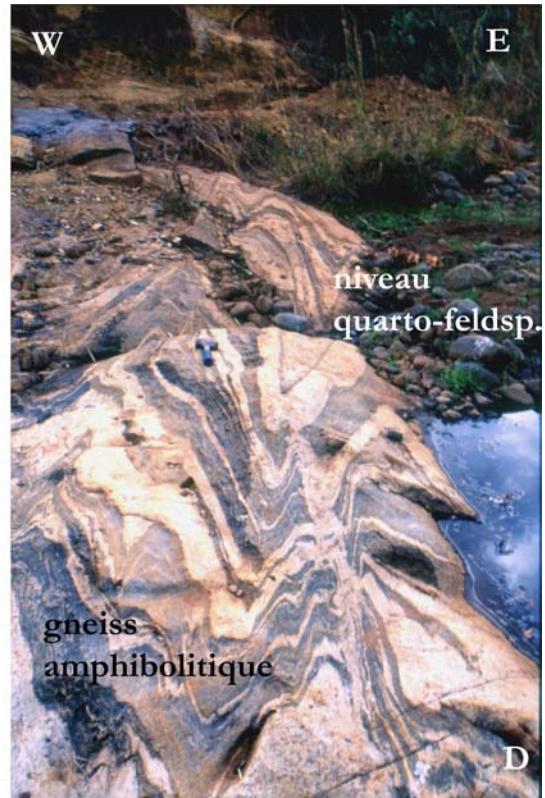
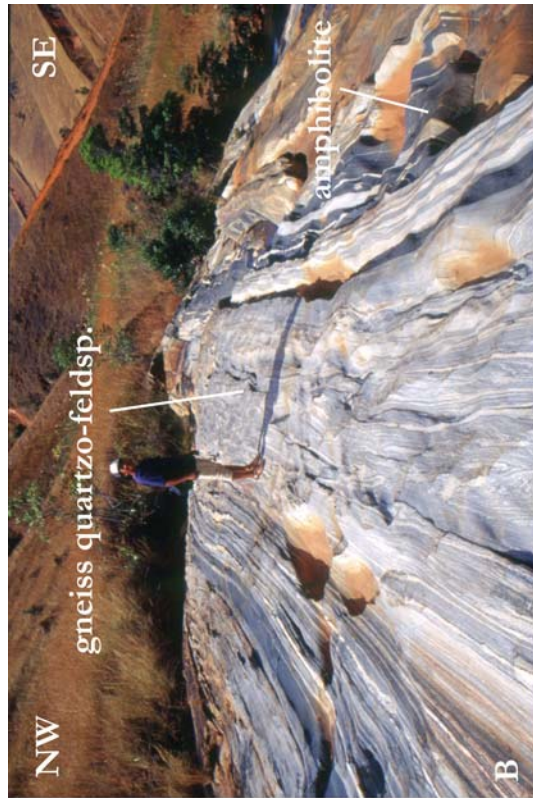


Fig. II-5: Exemples de structures D2 observées dans l'unité basique d'Andriamena

A) Formation d'une nouvelle schistosité pénétrative S2 au dépend d'une schistosité S1. L'orientation de S2 (N180° verticale) est compatible avec le raccourcissement horizontal Est-Ouest D2. La zone à droite de la photo est totalement transposée en S2.

B) Alternance lithologique illustrant la très forte transposition caractéristique des zones à fort gradient de déformation D2. La foliation gneissique est marquée par une alternance de niveaux basiques et quartzo-feldspathiques. La foliation est verticale.

C) Exemple de pli P2 d'échelle centimétrique dans un niveau quartzo-feldspathique. L'axe de ces plis (N160 N60) est parallèle à la linéation d'étirement (N142 N57).

D) Exemple de plis P2 d'échelles métriques de plan axial vertical N180 et d'axe sub-horizontal dans des gneiss amphibolitiques et quartzo-feldspathiques résultant d'un raccourcissement horizontal Est-Ouest (D2).



Fig. II-6: Mylonite et structures associées observées dans une zone à fort gradient de déformation D2.

A) Zone à fort gradient de déformation D2 montrant un plissement P2 de plan axial vertical

B) Pli en fourreau provenant de l'affleurement de la photo A). La section est approximativement perpendiculaire à la linéation d'étirement (N150 SE67).

C) Ultra-Mylonite provenant de l'affleurement de la photo A) à proximité de la photo B). Les gros "galets" correspondent à des feldspaths potassiques.

Monazites de l'échantillon B39 et données U-Th-Pb

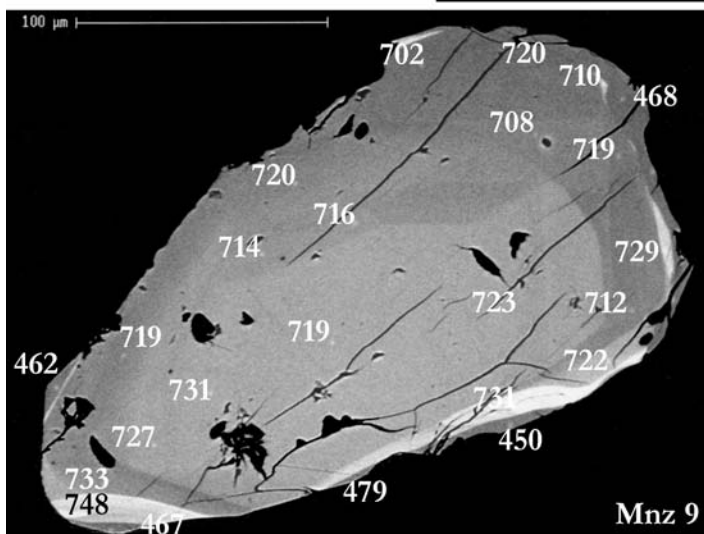
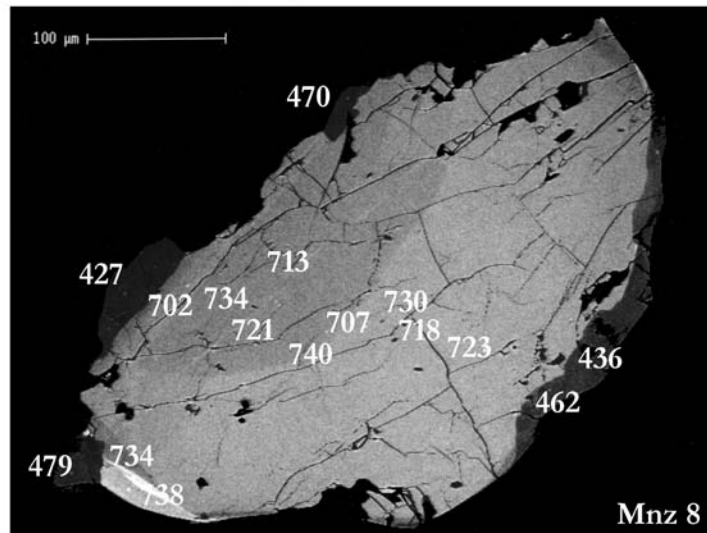
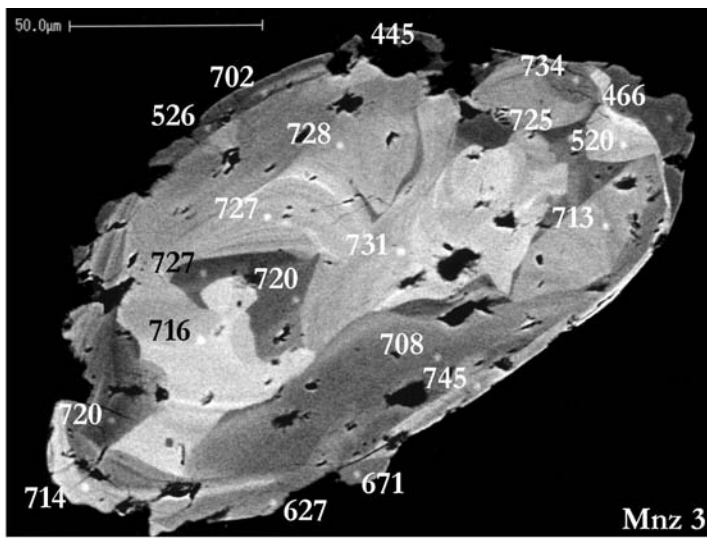


Fig. II-7: Images en électrons rétrodiffusés de monazites de l'échantillon B39 et données U-Th-Pb

L'échantillon B39 provient du contact entre l'unité basique d'Andriamena et le socle granitique. Les âges chimiques U-Th-Pb obtenus sur cet échantillon ont été utilisés pour contraindre l'âge de mise en place de l'unité d'Andriamena, développé dans l'article Prec. Res.. Les concentrations en U, Th, Pb, les âges et les intervalles de confiance associés pour ces trois monazites sont présentés dans le tableau (Tab. II-1). Les histogrammes d'âges sont visibles sur la figure II-8.

crystal	analyse	Th (ppm)	U (ppm)	Pb (ppm)	T (Ma)
	1	106970 ± 825	1350 ± 170	3600 ± 94	714 ± 27
	2	76030 ± 711	1320 ± 166	2620 ± 83	720 ± 33
	3	116280 ± 854	1620 ± 171	3940 ± 98	716 ± 25
	4	84840 ± 745	2260 ± 171	3040 ± 88	727 ± 30
	5	94010 ± 779	2110 ± 171	3290 ± 91	720 ± 28
	6	108560 ± 830	2190 ± 171	3810 ± 97	727 ± 26
	7	87690 ± 756	1290 ± 168	2920 ± 86	702 ± 30
	8	111200 ± 839	2330 ± 173	3940 ± 98	731 ± 26
	9	86350 ± 748	1360 ± 168	2910 ± 86	708 ± 30
M3	10	95470 ± 782	1370 ± 168	3370 ± 91	745 ± 29
	11	95950 ± 787	1910 ± 170	3300 ± 91	713 ± 28
	12	97820 ± 795	2390 ± 172	3470 ± 93	725 ± 28
	13	99060 ± 795	1940 ± 171	2470 ± 82	520 ± 23
	14	85000 ± 744	1550 ± 168	1890 ± 76	466 ± 25
	15	96830 ± 790	1580 ± 169	3170 ± 89	687 ± 27
	16	103900 ± 813	2090 ± 171	3650 ± 95	728 ± 27
	26'	90670 ± 768	1470 ± 168	1910 ± 76	445 ± 23
	27'	84230 ± 742	1060 ± 166	2660 ± 83	671 ± 30
	28'	81110 ± 732	1380 ± 168	2030 ± 78	526 ± 27
	29'	95350 ± 785	1270 ± 168	3310 ± 91	734 ± 29
	8'	98160 ± 789	1890 ± 170	3490 ± 93	738 ± 28
	9'	109190 ± 828	1300 ± 169	3770 ± 96	734 ± 27
	10'	60200 ± 644	1310 ± 165	1390 ± 72	479 ± 33
	11'	56450 ± 628	1390 ± 166	1290 ± 71	470 ± 34
	35	51760 ± 608	1400 ± 167	1080 ± 69	427 ± 35
	36	93260 ± 777	1300 ± 168	3100 ± 89	702 ± 29
	37	92630 ± 774	1090 ± 168	3200 ± 89	734 ± 30
M8	38	93060 ± 777	1270 ± 167	3170 ± 89	721 ± 29
	39	93690 ± 778	1100 ± 168	3260 ± 90	740 ± 30
	40	101870 ± 807	1200 ± 168	3380 ± 92	707 ± 27
	41	103200 ± 811	1260 ± 169	3550 ± 93	730 ± 28
	42	101760 ± 805	1250 ± 169	3440 ± 92	718 ± 28
	43	102120 ± 808	1280 ± 168	3480 ± 93	723 ± 28
	44	61520 ± 652	1650 ± 168	1390 ± 72	462 ± 31
	45	55430 ± 625	1470 ± 167	1180 ± 71	436 ± 34
	46	83460 ± 743	1690 ± 169	1890 ± 77	472 ± 25
	47	94190 ± 782	1230 ± 170	3170 ± 89	713 ± 29
	13'	80500 ± 726	1880 ± 169	1820 ± 75	467 ± 26
	14'	102640 ± 805	1550 ± 168	3650 ± 94	748 ± 28
	15'	81310 ± 729	1100 ± 167	2820 ± 85	733 ± 32
	16'	113660 ± 844	1560 ± 169	3920 ± 97	729 ± 26
	17'	100220 ± 798	1740 ± 169	3400 ± 92	709 ± 27
	18'	119640 ± 860	1450 ± 170	4110 ± 99	730 ± 25
	19'	80640 ± 726	1840 ± 168	1750 ± 74	449 ± 25
	20'	85800 ± 749	1370 ± 168	1950 ± 78	480 ± 25
48	94600 ± 781	1340 ± 168	3260 ± 90	727 ± 29	
49	81590 ± 733	1330 ± 167	2800 ± 85	719 ± 32	
50	97210 ± 790	1400 ± 168	3370 ± 91	731 ± 29	
M9	51	96870 ± 793	1280 ± 168	3290 ± 90	719 ± 28
	52	92070 ± 772	1300 ± 169	3120 ± 88	716 ± 29
	53	85980 ± 750	1460 ± 169	2960 ± 87	720 ± 31
	54	76900 ± 714	1120 ± 167	2560 ± 83	702 ± 33
	55	77000 ± 716	1190 ± 167	2640 ± 84	720 ± 33
	56	80940 ± 730	1190 ± 167	2720 ± 84	708 ± 32
	57	79800 ± 729	1420 ± 168	2750 ± 85	719 ± 32
	58	84920 ± 748	1470 ± 168	2890 ± 86	712 ± 31
	59	89760 ± 767	1280 ± 169	3070 ± 88	722 ± 30
	60	93960 ± 781	1500 ± 168	3240 ± 90	723 ± 29
	61	91760 ± 774	1390 ± 168	3110 ± 88	714 ± 29
33	84120 ± 744	1640 ± 170	1860 ± 76	462 ± 25	
34	80570 ± 729	1680 ± 168	1810 ± 76	468 ± 26	

Tab. II-1: Données U-Th-Pb et âges calculés sur 3 monazites de l'échantillon B39. On distingue nettement la présence d'un large cœur (zoné ou homogène) daté à environ 730 Ma et de petites surcroissances datés à 460 Ma. Pour plus de détail voir article Prec. Res.

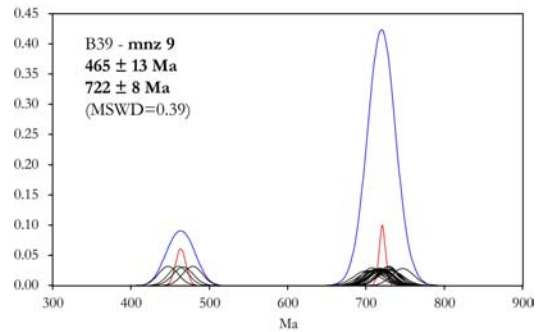
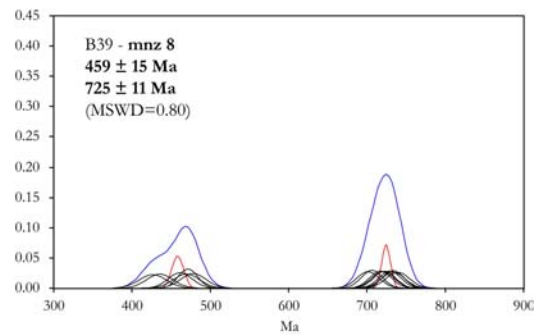
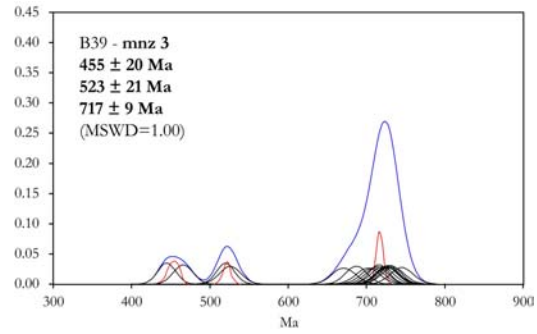


Fig. II-8: Histogramme des âges U-Th-Pb obtenus sur les monazites M3, M8 et M9 de l'échantillon B39. Les données sont détaillées dans le tableau ci-contre.

2. Métamorphisme associé aux déformations D1 et D2

Dans ce chapitre, nous reprenons en détail la pétrographie de certains échantillons utilisés, dans le chapitre précédent (article Precambrian Research), pour évaluer les conditions métamorphiques associées aux déformations Cambriennes D1 et D2.

Une difficulté majeure dans l'estimation des paramètres intensifs du métamorphisme associés aux déformations D1 et D2, a été de sélectionner les échantillons marqueurs de ces deux événements tectoniques. En effet, les mauvaises conditions d'affleurement empêchent souvent d'avoir un contrôle structural précis. D'autre part, nous verrons dans les parties suivantes (partie III et IV) que l'unité d'Andriamena se caractérise par une histoire polymétamorphique qui implique au moins 3 événements thermiques distincts antérieurs à la déformation Cambrienne (2.7 Ga, 2.5 Ga et 790-730 Ma) et de degré métamorphique significativement plus élevé. Par conséquent, à partir des seuls critères structuraux, il est souvent très difficile de distinguer des roches associées aux phases de déformation D1 et D2 (500-530 Ma) de roches préexistantes. De telles confusions pourraient aboutir à de mauvaises interprétations, comme l'association du métamorphisme de Ultra-Haute Température à la déformation Cambrienne, ce qui a évidemment des implications géodynamiques fondamentales.

Afin de nous affranchir de ces problèmes, nous avons estimé les conditions P-T associées aux déformations D1 et D2 sur des échantillons datés provenant d'affleurements où les critères structuraux sont sans ambiguïtés.

- C98-C99: migmatites localisées en dehors des zones à fort gradient de déformation D2 et datée à 499 ± 19 Ma.
- B39: migmatite localisée à proximité du contact mylonitique majeur entre l'unité d'Andriamena et le socle, interprété comme une structure associée à la mise en place de la nappe d'Andriamena au cours de l'événement D1. La déformation dans cette zone mylonitique est contrainte entre 526 ± 17 Ma, interprété comme l'âge de mise en place initiale, et 457 ± 7 Ma interprété comme un âge de refroidissement ou d'un rejeu tardif associé à des circulations de fluides.

- C70: métapélite localisée dans une zone D2. A l'échelle de l'affleurement, on observe une forte transposition de la schistosité S1 en une schistosité S2 orienté N170-sub-verticale, compatible avec l'orientation de la zone de déformation D2. Les données géochronologiques obtenues sur cet échantillon, permettent de contraindre l'âge de la déformation D2 à 501 ± 10 Ma.

Nous détaillerons dans cette section que les échantillons C98-C99 et C70 qui sont les plus intéressants d'un point de vue pétrologique. Les conditions métamorphiques ont été également évaluées à partir de metabasites. L'absence de données géochronologiques sur ce type de lithologies ne nous permet pas de nous affranchir du problème soulevé précédemment. Néanmoins, on verra que les conditions métamorphiques calculées sur les metabasites sont compatibles avec les données obtenues sur les métapélites et migmatites, suggérant que ces roches se sont au moins partiellement rééquilibrées à 530-500 Ma.

a. Les métapélites et migmatites

Migmatite pélitique: C98-C99

L'affleurement où ont été échantillonnées les roches C98 et C99 montre une foliation gneissique, marquée par une alternance de leucosomes et de mélanosomes, interprétée comme la foliation S1. Cette interprétation est basée sur la localisation de cet affleurement en dehors des zones cartographiées comme étant des zones D2 (Fig. 9 – Prec. Res.). Les échantillons C98 et C99 appartiennent respectivement au leucosome et mélanosome.

Pétrographie et composition minéralogique:

Le mélanosome C99 se compose de grenat, biotite, sillimanite, plagioclase et quartz. Le grenat forme de larges porphyroblastes de taille centimétrique contenant de nombreuses

inclusions de biotite, plagioclase et quartz. Sa composition est homogène et correspond essentiellement à une solution solide almandin-pyrope ($\text{alm}_{81-84}\text{pyr}_{11-13}\text{gros}_{04}\text{spess}_{01}$) (Tab. II-2). La biotite est très abondante et apparaît en inclusion dans le grenat ou dans la matrice sous forme de larges cristaux automorphes (Fig. II-9a). Ces deux générations de biotite ne se distinguent pas chimiquement. Leur X_{mg} est constant, de l'ordre de 0.35-0.36. Le plagioclase, qui est très abondant dans la matrice a une composition de type $\text{Ab}_{70}\text{An}_{30}$ (Tab. II-2). Enfin, la sillimanite forme de larges cristaux parfois à l'équilibre textural avec la biotite de la matrice (Fig. II-9a).

	grenat		biotite			muscovite	plagio		
	C99	C98	C99		C98	C98	C99	C98	
	83	69	matrice	inclusion	matrice	75	94	55	
SiO ₂	35,31	35,95	34,13	33,43	33,62	44,57	59,59	60,63	
TiO ₂	0,02	0,00	2,79	2,20	2,33	0,71	0,00	0,01	
Al ₂ O ₃	21,21	21,14	19,11	18,65	19,85	35,85	25,05	24,80	
Fe ₂ O ₃	5,29	2,68	0,33	1,62	0,00	1,52	0,04	0,04	
FeO	34,38	34,04	22,92	22,94	24,27	0,26	0,00	0,00	
MnO	0,47	3,53	0,00	0,00	0,09	0,01	0,00	0,00	
MgO	3,15	2,04	6,98	7,10	5,65	0,33	0,00	0,00	
CaO	1,26	1,26	0,03	0,00	0,02	0,00	7,15	6,24	
Na ₂ O	0,00	0,02	0,13	0,15	0,09	0,57	8,37	8,25	
K ₂ O	0,05	0,01	9,61	9,55	9,63	10,98	0,14	0,17	
F	0,02	0,10	0,31	0,15	0,21	0,00	0,00	0,00	
H ₂ O	-	-	3,74	3,77	3,73	4,46	-	-	
Total	101,17	100,76	100,07	99,57	99,50	99,26	100,33	100,15	
Si	2,84	2,91	2,64	2,61	2,63	3,00	2,63	2,69	
Ti	0,00	0,00	0,16	0,13	0,14	0,04	0,00	0,00	
Al	2,01	2,02	1,74	1,72	1,83	2,84	1,30	1,30	
Fe ₃	0,32	0,16	0,02	0,10	0,00	0,08	0,00	0,00	
Fe ₂	2,31	2,31	1,48	1,50	1,59	0,01	0,00	0,00	
Mn	0,03	0,24	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	
Mg	0,38	0,25	0,80	0,83	0,66	0,03	0,00	0,00	
Ca	0,11	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,34	0,30	
Na	0,00	0,00	0,02	0,02	0,01	0,07	0,72	0,71	
K	0,01	0,00	0,95	0,95	0,96	0,94	0,01	0,01	
F	0,01	0,02	0,08	0,04	0,05	0,00	0,00	0,00	
H	-	-	1,92	1,96	1,95	2,00	-	-	
xMg(Fe ₂ ⁺)	0,14	0,10	0,35	0,36	0,29	0,69	-	-	
Grossular	0,038	0,038					An	0,32	0,29
Almandine	0,82	0,79					Ab	0,67	0,70
Pyrope	0,13	0,09					Or	0,01	0,01
Spessartite	0,01	0,08							

Tab. II-2: Analyses représentatives des minéraux des migmatites C98 et C99.

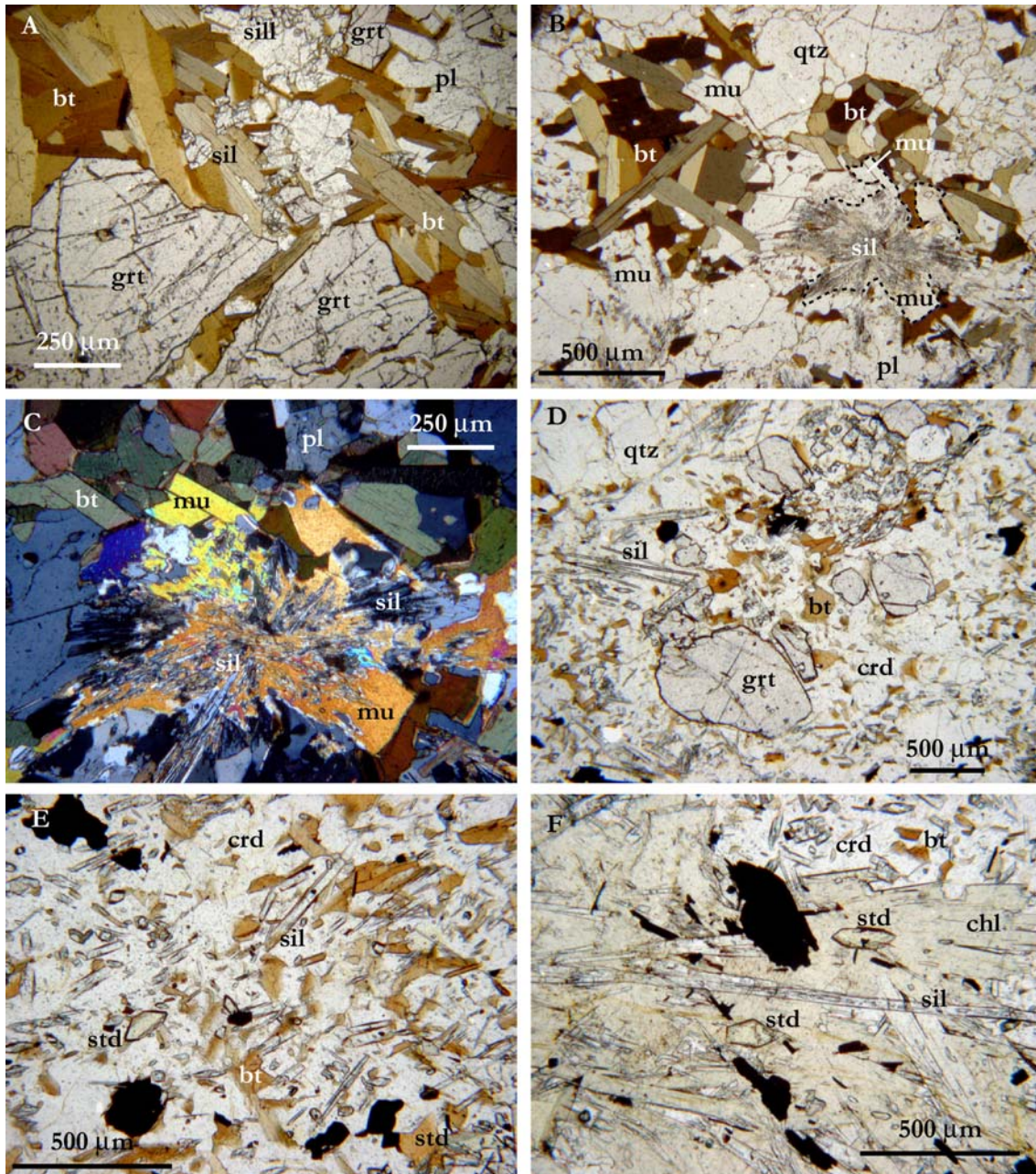


Fig. II-9: Photographies représentatives des paragenèses et textures des migmatites C98 – C99 et de la métapélite C70. A) migmatite C99 (mélanosome). Large cristal de grenat contenant de rares inclusions de biotite. Ce cristal est partiellement déstabilisé en un assemblage à biotite + sillimanite + plagioclase. B) migmatite C98 (leucosome). Agrégats tardifs de biotite + muscovite + sillimanite répartis dans le leucosome. La biotite et la muscovite forment des cristaux automorphes à l'équilibre. La sillimanite apparaît sous forme de "rosaces" partiellement déstabilisée en muscovite. C) migmatite C98 (leucosome). Photo en LP montrant la cristallisation de muscovite tardive au dépens de la sillimanite. D) métapélite C70. Reliques de grenat localisées dans un assemblage à biotite + cordierite + sillimanite. E) métapélite C70. Assemblage typique à staurotide + cordierite + biotite + sillimanite. F) métapélite C70. Assemblage tardif à chlorite + staurotide + sillimanite.

Le leucosome C98 se compose de grenat, biotite, muscovite, sillimanite, plagioclase et quartz. Le grenat forme de petits porphyroblastes largement résorbés dont la composition se distingue nettement des grenats du mélanosome. En effet, leur composition, qui est homogène, se caractérise par des teneurs plus fortes en MnO (3.5 à 3.9 wt% au lieu de 0.4-0.6 wt% dans le mélanosome). La composition moyenne de ces grenats est $\text{alm}_{80}\text{pyr}_{08}\text{gr}_{05}\text{sp}_{08}$ (Tab. II-2). La biotite correspond à des cristaux automorphes parfois associés à la muscovite, qui apparaissent sous forme d'agrégats répartis de manière homogène dans l'échantillon (Fig. II-9b). La composition de ces biotites est homogène avec un X_{mg} légèrement plus faible que les biotites du mélanosomes ($X_{\text{mg}} = 0.28-0.30$) (Tab. II-2). La muscovite apparaît sous deux habitus distincts: (1) cristaux automorphes à l'équilibre avec la biotite (Fig. II-9b) (2) cristaux qui se développent sur des "rosaces" de sillimanite (Fig. II-9c). Le plagioclase a une composition très homogène du type $\text{Ab}_{71}\text{An}_{29}$ (Tab. II-2).

Evolution métamorphique:

Spear et al. (1999) présente une grille pétrogénétique simple dans le système NaKFMASH (Fig. II-10) qui permet de rendre compte aisément des réactions majeures à l'origine de la fusion partielle et des processus rétrogrades observés dans les métapélites. Comme l'a souligné Vielzeuf et Schmidt (2001), dans ce type de grille seules sont projetées les réactions univariantes. Par conséquent, on tend à négliger l'importance des réactions divariantes, qui correspondent à des portions des domaines P-T délimités par les réactions univariantes. Or la plupart des réactions de fusions partielles dans les systèmes naturels sont des réactions divariantes et même multivariantes. Une utilisation correcte de la grille de Spear et al. (1999) implique alors que celle-ci soit combinée avec une projection chemiographique adéquate (par exemple AFM) qui permet de visualiser au moins l'ensemble des réactions divariantes.

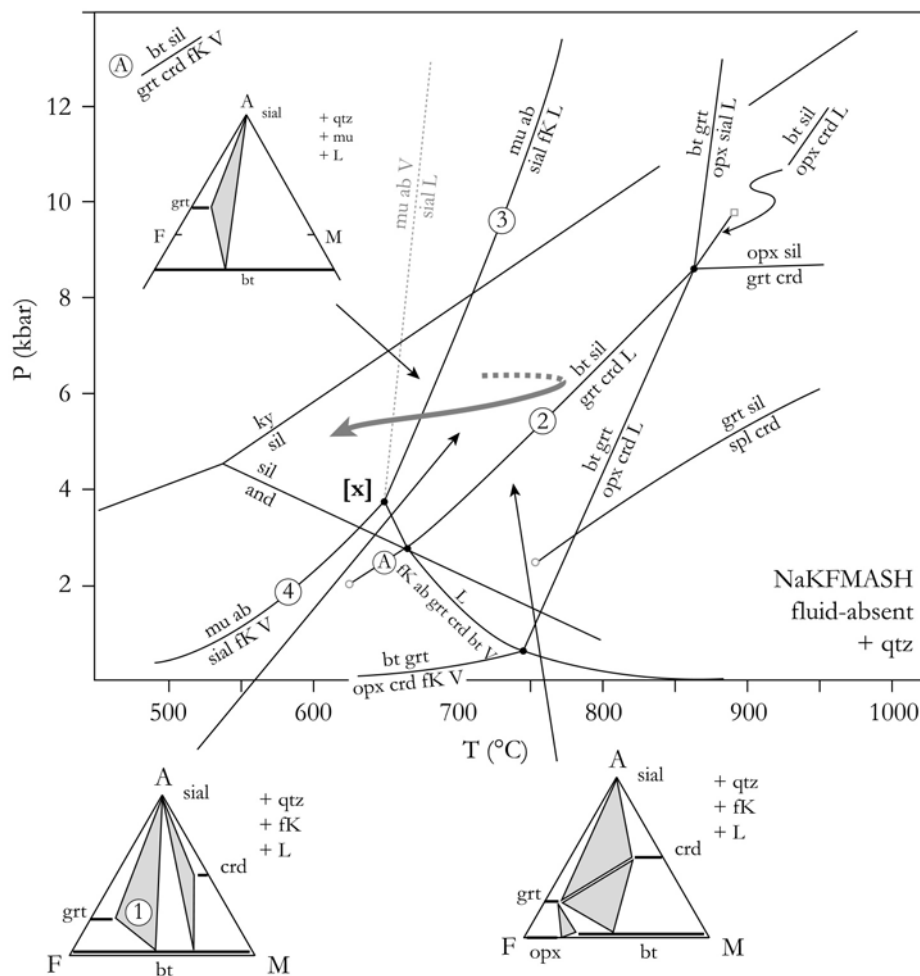
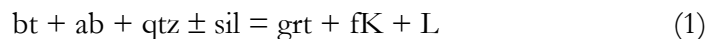


Fig. II-10: Grille pétrogénétique dans le système NaKFMASH montrant la localisation des réactions univariantes de fusion fluide-absent (lignes continues). Le quartz est en excès. Les ronds pleins correspondent à des points invariants, les ronds vides, aux points invariants dans le système KFMASH et le carré vide au point invariant dans le système KMASH. La ligne en pointillé correspond à une réaction de fusion hydratée. D'après Spear (1999). La flèche correspond au trajet P-T déduit des migmatites C98 et C99.

La construction et l'utilisation de cette grille pétrogénétique est basée sur plusieurs hypothèses et approximation des systèmes naturels. Tout d'abord, on suppose que toute l'eau disponible durant la fusion partielle provient uniquement de la déshydratation de minéraux hydratés comme la muscovite et la biotite: on parlera de fusion fluide-absent. On suppose que l'on se trouve en système clos, c'est-à-dire que toute l'eau disponible par déshydratation est dissoute dans le liquide silicaté. Enfin, on ne prend pas en compte la variation de la composition du liquide silicaté au cours de la fusion partielle (le liquide correspond à un pôle de projection dans la grille de Spear et al. (1999)). Or Vielzeuf et Schmidt (2001), ont montré par l'intermédiaire de diagramme liquidus (projection depuis

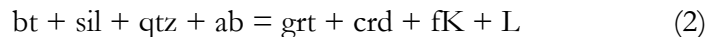
qtz-ab-fK dans le plan sial-opx-Fl), que la composition du liquide change de manière significative au cours de la fusion partielle.

L'évolution prograde dans le mélanosome (C99), et en moindre proportion dans le leucosome (C98), est marquée par la cristallisation de larges porphyroblastes de grenat répartis de manière homogène en lame mince. La présence d'inclusions de biotite, plagioclase et quartz dans ces grenats suggère que ceux-ci sont les produits de la réaction classique de fusion incongruente:



La sillimanite n'a pas été directement observée en inclusion, probablement car la composition du métasédiment approche plus une composition classique de métagreywacke que celle d'une métapélite. Autrement dit, la biotite est en excès par rapport à la sillimanite, qui est la première phase à disparaître.

La réaction (1) est une réaction divariante dans le système NaKFMASH qui est limitée à haute température par la réaction univariante (Fig. II-10):

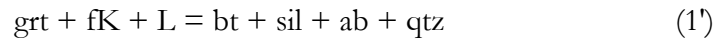


L'absence de cordierite comme phase incongruente est liée d'une part à la composition plutôt riche en fer du protolithe et d'autre part au fait que la réaction univariante (2) n'a pas été traversée. En effet, la projection AFM (Fig. II-10) montre que pour une composition de roche totale initiale avec un rapport $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg}) \approx 0.30$ et une température supérieure à la réaction (2), le système se composerait de sil, grt, crd, qtz, fK, L ou bt, grt, crd, qtz, fK, L.

De nombreux travaux expérimentaux, réalisés sur les réactions de fusion fluide absent de la biotite avec des compositions de départ très variables, permettent de calibrer la réaction (1) à environ 850 °C pour 10 kbar (Vielzeuf et Holloway, 1988; Gardien et al., 1995; Stevens et al., 1997). La grille pétrogénétique dans le système NaKFMASH permet d'estimer une température maximale de l'ordre d'environ 800°C à 6 kbar pour la réaction (1). Cette valeur doit néanmoins être considérée comme une valeur minimale, car l'addition de composant, comme le titane, étend le champ de stabilité de la biotite vers les hautes températures (e. g. Carrington et Harley, 1995).

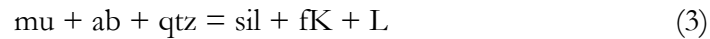
L'évolution rétrograde dans le mélanosome (C99) est marquée par la cristallisation de larges agrégats de biotite, sillimanite et plagioclase aux dépens du grenat (Fig. II-9a et b).

Ceci suggère que le liquide non-extrait du mélanosome cristallise selon la réaction inverse (1).

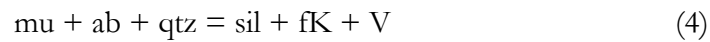


La cristallisation du liquide dans le leucosome (C98), qui est considérée comme une zone de ségrégation de liquide, est marquée par l'apparition de biotite, sillimanite, muscovite et plagioclase. La muscovite est à l'équilibre avec la biotite et, localement, elle semble se développer aux dépens de la sillimanite qui forme des reliques ou des rosaces incluses dans la muscovite (Fig. II-9b et c). Une autre caractéristique majeure de l'évolution rétrograde, en plus de la cristallisation importante de muscovite, est l'absence totale de feldspath alcalin.

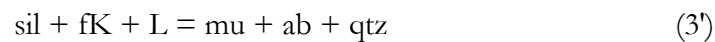
D'après la grille pétrogénétique (Fig. II-10), l'absence de feldspath potassique et la cristallisation tardive de muscovite permet de contraindre l'épisode de fusion partielle prograde et le refroidissement à une pression supérieure à ~ 4 kbar, c'est-à-dire la pression du point invariant [x] (Spear et al. 1999). En effet, à $P > P[x]$ et dans des conditions de fluide absent, la déstabilisation de l'assemblage muscovite + quartz selon la réaction:



produit peu de feldspath potassique car le potassium est préférentiellement dissous dans le liquide. Au contraire à $P < P[x]$, la déstabilisation de muscovite + quartz selon la réaction:



produit d'importante quantité de fK. De la même manière, si le liquide n'a pas été extrait du système, un refroidissement à $P > P[x]$ se caractériserait par la cristallisation de muscovite selon la réaction inverse (3):



Ce type de réaction est compatible avec les textures montrant le développement de muscovite aux dépens de la sillimanite (Fig. II-9b et c). Par contre, la cristallisation de liquide à une pression inférieure au point invariant [x], ne produirait pas de muscovite tardive (en considérant toujours qu'aucune phase fluide externe n'est additionnée au système).

L'assemblage stable, composé de biotite, muscovite, sillimanite, plagioclase, quartz et grenat est compatible avec une température inférieure à la réaction (3').

Estimation des conditions P-T

Les conditions du métamorphisme ont également été estimées sur le mélanosome et le leucosome par thermobarométrie conventionnelle (Tab. II-3). Différentes calibrations du thermomètre basé sur les échanges Fe-Mg entre grenat et biotite ont été testées: Ferry et Spear (1978), Hodge et Spear (1982), Ganguly et Saxena (1984). La pression a été contrainte à partir du baromètre grt-pl-sil-qtz (GASP) calibré par Koziol (1989) et Hodges et Crowley (1985).

Ces résultats, qui sont discutés dans l'article Precambrian Research, permettent de contraindre des conditions d'équilibre à environ $700 \pm 100^\circ\text{C}$ pour une pression de 5-6 kbar. Ces estimations sont en accord avec les données obtenues à partir de la grille pétrogénétique (Fig. II-10).

échantillon	thermomètre grt-bt (Fe-Mg)					baromètre GASP			
	n	P _{ref} (kbar)	F&S (78)	H&S (82)	G&S (84)	n	T _{ref} (°C)	K (89)	H&C (85)
C98 - leucosome	8	5	680 (20)	700 (20)	740 (10)	10	700	6.0 (0.2)	5.2 (0.2)
C99 - mélanosome	4	5	780 (60)	800 (60)	740 (40)	8	700	6.2 (0.2)	5.1 (0.2)

Tab. II-3: Estimations des conditions métamorphiques des migmatites C98 (leucosome) et C99 (mélanosome). Thermomètres Fe-Mg grenat-biotite: F&S (78), Ferry et Spear (1978); H&S (82), Hodges et Spear (1982); G&S (84), Ganguly et Saxena (1984). Baromètres GASP (Grenat-Aluminosilicate-Silice-Plagioclase): K (89), Koziol (1989); H&C (85), Hodges et Crowley (1985). n: nombre de couples. Les valeurs entre parenthèses correspondent à un écart type.

Conclusion

En conclusion, l'ensemble des observations pétrographiques suggèrent que les échantillons C98 et C99 ont subi un trajet PT qui consiste en un réchauffement suivi d'un refroidissement à $P > 4$ kbar, sans changement significatif de la pression (Fig. II-10). Les conditions maximales du pic du métamorphisme n'ont pas dû excéder 800°C (pour $P = 6$ kbar). Enfin, on peut noter la quantité relativement importante d'hydratation au cours de l'évolution rétrograde. Néanmoins, la cristallisation de minéraux hydratés comme la biotite et muscovite n'implique pas forcément une hydratation tardive par l'apport de fluide externe. En effet, on a vu que la cristallisation in-situ du liquide s'accompagne d'un

ensemble de réactions de fusion inverse (back-melting réactions de Kriegsman et Hensen, 1998). C'est au moment de la cristallisation du liquide silicaté que l'eau dissoute dans celui-ci lors de la fusion partielle est exsolvée. Cette eau est alors utilisée pour la cristallisation tardive de la muscovite et biotite.

Ce type d'évolution marquée par une hydratation tardive selon des réactions inverses de fusion nécessite que le liquide silicaté n'ait pas été extrait du système, comme le montre la présence de leucosomes. Dans ces conditions, Kriegsman et Hensen (1998) et Spear et al. (1999) suggèrent que ce type de processus doit être relativement commun dans les migmatites et que certaines évolutions rétrogrades interprétées comme le résultat d'une hydratation tardive par une phase fluide externe, pourrait être réinterprétées en terme de réaction inverse de fusion.

Métapélite: C70

L'échantillon C70, qui provient d'une zone à fort gradient de déformation D2, (voir localisation Fig. 9 – Prec. Res.) correspond à une métapélite montrant une multitude d'assemblages minéralogiques à l'échelle de la lame mince qui permettent de contraindre efficacement l'évolution P-T de cet échantillon.

Pétrographie et composition minéralogique:

L'échantillon C70 se compose de grenat, cordierite, biotite, sillimanite, staurotide, chlorite, plagioclase et quartz. Le grenat est très peu abondant et forme des cristaux de petites tailles (<500 μm) largement résorbés et localisés dans des agrégats composés essentiellement de cordierite, biotite, sillimanite (\pm staurotide) (Fig. II-9d). La matrice se compose essentiellement de deux grands types d'assemblages distincts: (1) des agrégats composés de petits cristaux de staurotide parfaitement automorphes et biotite associées à de fines aiguilles de sillimanite dans une matrice de cordierite et/ou plagioclase (Fig. II-9e); (2) des plages de chlorite contenant de longues aiguilles de sillimanite et des petits cristaux automorphes de staurotide (Fig. II-9f). Dans ces seconds agrégats, la biotite n'apparaît jamais tandis que la cordierite est très rare et sous forme de relique.

Grenat: la composition des grenats est homogène et correspond à une solution solide almandin - pyrope - spessartine - grossulaire avec la composition moyenne suivante: $\text{alm}_{78}\text{pyr}_{13}\text{gros}_{55}\text{spess}_{4}$. (Tab. II-4)

Cordiérite: la cordiérite est le minéral le plus magnésien de cet échantillon avec un X_{Mg} variant de 0.68 à 0.75.

Biotite: la composition de la biotite est très homogène avec un rapport $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}$ variant de 0.48 à 0.50. Leur teneur en Ti n'excède jamais les 1.7 wt%.

Staurotide: la staurotide, comme la plupart des phases de cet échantillon a une composition homogène. Son rapport $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}$ est d'environ 0.20. La concentration en ZnO n'est pas négligeable et varie de 1.54 à 1.87 wt%.

Chlorite: la chlorite a un rapport $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}$ relativement constant, variant de 0.52 à 0.54.

Plagioclase: Il correspond à la seule phase calcique et sodique. Les teneurs en anorthite et albite sont respectivement de l'ordre de 0.45 et 0.55.

minéral analyse	grenat 22	biotite 9	cordierite 4	staurotide 12	chlorite 5	plagioclase 17
SiO ₂	36,47	48,90	35,23	27,04	25,23	55,13
TiO ₂	0,06	0,06	1,44	0,37	0,05	0,00
Al ₂ O ₃	21,46	32,99	20,21	54,15	23,98	27,57
Fe ₂ O ₃	2,06	0,30	0,00	0	0	0,33
FeO	34,46	7,23	18,23	13,5	22,67	0,00
MnO	1,69	0,07	0,00	0,06	0,02	0,00
ZnO	0,00	0,00	10,53	1,87	0,07	0,00
MgO	3,04	8,70	0,01	1,83	15,18	0,00
CaO	1,62	0,02	0,22	0,02	0,02	9,81
Na ₂ O	0,00	0,12	8,89	0,00	0	6,21
K ₂ O	0,00	0,03	0,00	0,02	0,03	0,06
H ₂ O	-	-	3,95	2,13	11,42	-
Total	100,85	98,41	98,70	10,96	98,68	99,11
Si	2,92	5,01	2,68	7,61	5,30	2,49
Ti	0,00	0,00	0,08	0,08	0,01	0,00
Al	2,03	3,98	1,81	17,96	5,93	1,47
Fe ₃	0,12	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01
Fe ₂	2,31	0,62	1,16	3,18	3,98	0,00
Mn	0,11	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
Zn	0,00	0,00	1,19	0,39	0,01	0,00
Mg	0,36	1,33	0,00	0,77	4,75	0,00
Ca	0,14	0,00	0,03	0,01	0,00	0,48
Na	0,00	0,02	0,86	0,00	0,00	0,55
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
H	-	-	2,00	4,00	16,00	-
xMg(Fe ₂ +)	0,14	0,68	0,51	0,19	0,54	-
Grossular	0,05				An	0,46
Almandine	0,79				Ab	0,53
Pyrope	0,12				Or	0,00
Spessartite	0,04					

Tab. II-4: Analyses représentatives des minéraux de la métapélite C70.

Evolution métamorphique:

L'ensemble de l'évolution métamorphique enregistrée par cet échantillon peut être décrite dans le système KFMASH à partir d'une grille pétrogénétique basée sur les modèles de Spear (1999) et Zeh (2001) (Fig. II-11). Une contrainte majeure de notre échantillon est l'absence de muscovite, la seule phase potassique étant la biotite. Or, l'utilisation de la plupart des grilles dans le système KFMASH, en particulier celle de Spear (1999) représentée sur la figure II-11a ainsi que les projections AFM de type Thompson (1957), impliquent que quartz, H₂O et surtout muscovite soit en excès. Zeh (2001) propose une série de pseudosections qui prennent en compte les assemblages sans muscovite. Sur la base de cette série de pseudosections, nous avons reconstruit une grille avec l'ensemble des réactions univariantes (Fig. II-11b). La différence majeure par rapport à la grille de Spear (1999) (Fig. II-11a) est la création d'un point invariant supplémentaire [cld-mu-bt], ne faisant pas intervenir la muscovite et la biotite. Ce point se localise dans le champ du disthène à environ 7 kbar, 650°C (Fig. II-11b). Nous verrons par la suite que ce point invariant a une importance capitale dans l'interprétation de nos assemblages puisqu'il permet d'expliquer la stabilité de l'assemblage staurotide + cordiérite + biotite (\pm sillimanite). En effet, dans le cas où la muscovite serait en excès, l'ensemble des grilles pétrogénétiques publiées dans le système KFMASH (voir références dans Pattison et al., 1999) prédisent que l'assemblage muscovite + staurotide + cordiérite + biotite est métastable ou qu'il est restreint à un champ P-T très limité dans le domaine de la sillimanite (Fig. II-11a).

Comme nous l'avons signalé précédemment, cette métapélite (C70) se caractérise par la présence de nombreux assemblages locaux différents, qui permettent de contraindre précisément une portion de l'évolution métamorphique. La portion du trajet P-T est illustrée sur la figure II-12. Le plagioclase étant la seule phase calcique dans cet échantillon, il ne sera plus considéré par la suite.

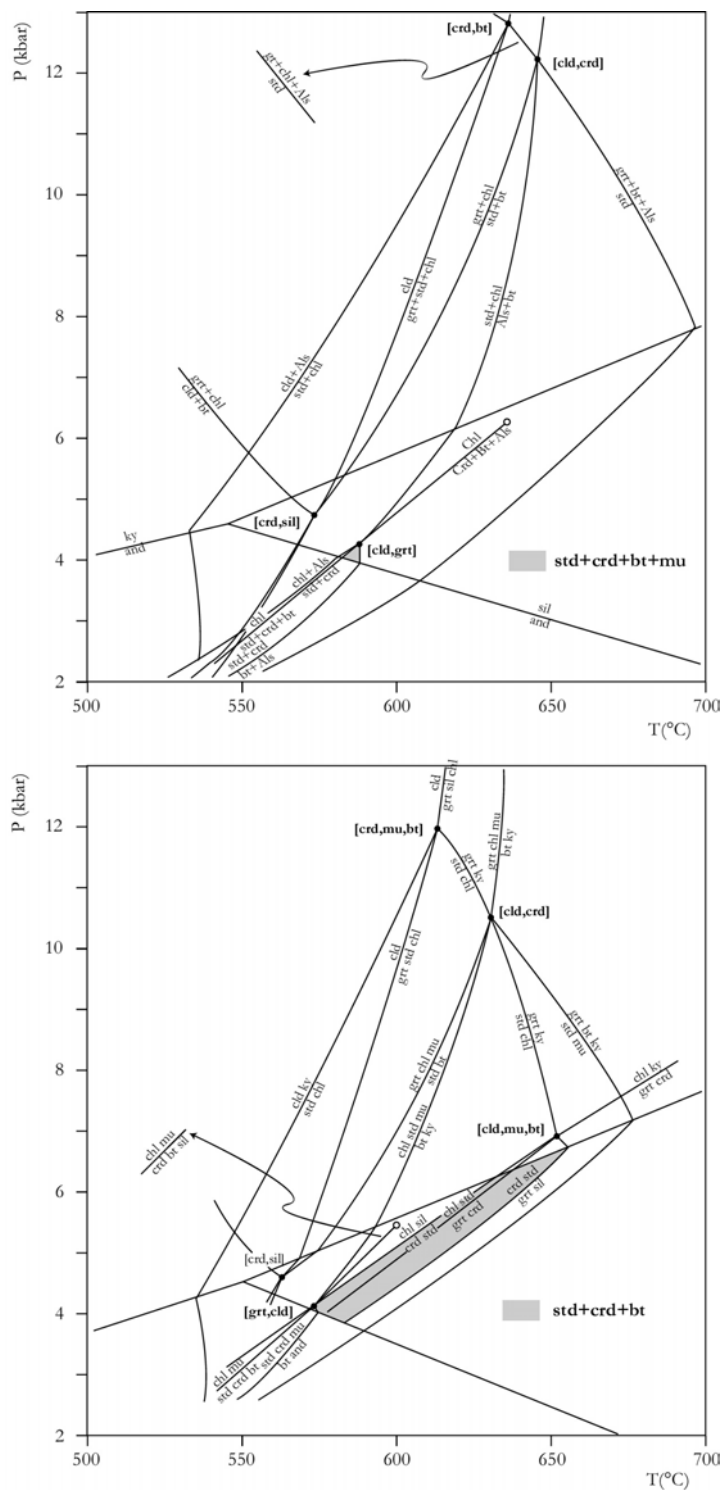


Fig. II-11: (a) Grille pétrogénétique dans le système KFMASH montrant la position des réactions univariantes (Spear, 1999). Quartz, muscovite et H₂O sont excès. Les points noirs correspondent aux points invariants et le point blanc à l'extrémité de la réaction $\text{chl} + \text{mu} + \text{qtz} = \text{crd} + \text{bt} + \text{sil}$, correspond à un point invariant dans le système KFMASH. Dans cette grille, l'assemblage $\text{crd} + \text{std} + \text{bt} + \text{mu}$ n'est stable que dans un champ PT très restreint dans le domaine PT de la sillimanite (zone grisée). (b) Grille pétrogénétique dans le système KFMASH, modifié d'après Zeh (2001). Quartz et H₂O en excès. La différence majeure est la présence d'un point invariant supplémentaire [cld,mu,bt]. Ce point invariant permet d'expliquer la stabilité de l'assemblage $\text{std} + \text{crd} + \text{bt}$ dans le champ de la sillimanite (zone grisée).

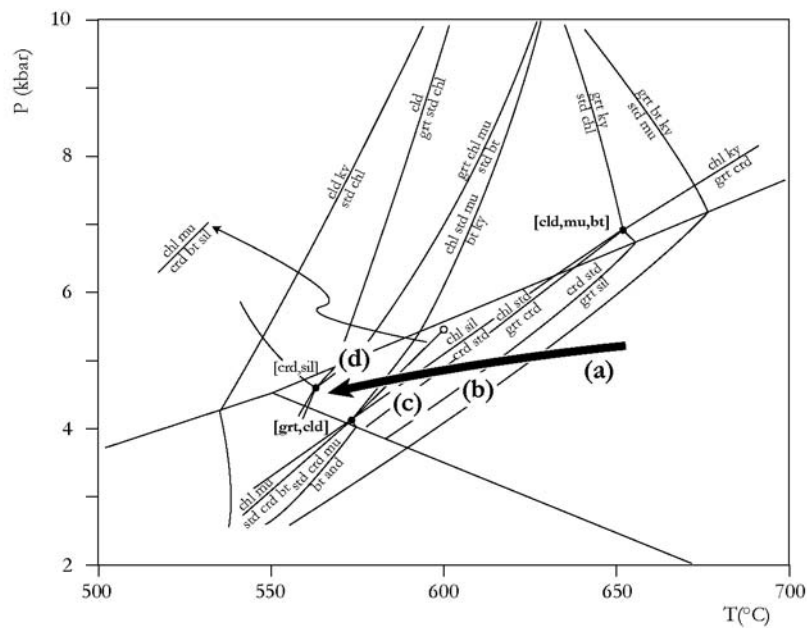


Fig. II-12: trajet P-T déduit de la métapélite C70. Les lettres entre parenthèses se réfèrent aux discussions dans le texte.

Les observations texturales permettent de définir la succession de paragenèses suivantes:

(a) Le pic du métamorphisme est marqué principalement par la présence de grenat. Due à l'importante rétro-morphose, les relations texturales ne sont pas suffisantes à elles seules pour déterminer avec exactitude l'assemblage au pic du métamorphisme. Néanmoins, nous suggérons qu'il se compose de grt-sil-bt. Cet assemblage est typique des conditions amphibolitiques ($>650^{\circ}\text{C}$ pour $P \sim 6\text{kbar}$) pour une très large gamme de composition métapélitique.

(b) Le grenat est largement résorbé et se localise dans des agrégats à crd-bt-sil. Cet assemblage divariant dans le système KFMASH (grt-crd-sil (+bt)) est délimité à basse température par la réaction univariante (Fig. II-12):



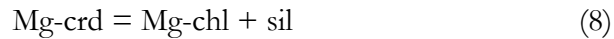
Localement, la présence de staurotide dans les zones de déstabilisation du grenat suggère que la première réaction d'apparition de la staurotide dans le système FAS a été franchie:



(c) La matrice se caractérise par l'association std-crd-bt (+sil). La stabilité de cet assemblage n'est possible que si le point invariant [cld,mu,bt] est stable (Fig. II-12). Cet assemblage est délimité à haute température par la réaction (5) et à basse température par la réaction univariante:



(d) Le dernier assemblage observé dans la matrice correspond à l'association std-chl-sil qui résulte de la déstabilisation de l'association crd-std par la réaction (7) et de la cordiérite par la réaction univariante dans le système MAS



Cet assemblage à chl-std est stable jusqu'à basse température ($\sim 540^\circ\text{C}$ - réaction std + chl = cld + sil) au-delà du domaine de stabilité de la sillimanite (Fig. II-12).

Conclusion

En conclusion, la succession d'assemblages observée dans la métapélite C70 permet de définir une portion de trajet PT rétrograde approximativement isobare à une pression de 4-5 kbar de $\sim 700^\circ\text{C}$ à 550°C (Fig. II-12). Cette évolution est comparable au trajet PT déduit des migmatites C98 et C99: pic de métamorphisme inférieur à 800°C pour une pression de 6 kbar suivi d'un refroidissement isobare à une pression supérieure à 4 kbar.

b. Les metabasites

L'unité d'Andriamena est essentiellement composée de gneiss tonalitiques et granodioritiques associés à une proportion significative de metabasites. Ce dernier type de lithologie est particulièrement bien adaptée pour quantifier les conditions P-T. En effet, ces metabasites contiennent des assemblages minéralogiques propices à l'utilisation de nombreux géothermobaromètres bien calibrés et de la méthode des réactions multi-équilibres (logiciel *TWEEQU*) développée par Berman (1991). On détaille dans la partie suivante des exemples de quantification des conditions P-T de ces lithologies à partir du logiciel *TWEEQU*.

Les associations minéralogiques rencontrées sont variables: opx-cpx-grt-pl-qtz; cpx-grt-pl-qtz; opx-cpx-amph-pl-qtz; amph-opx-pl-qtz; amph-pl-qtz et sont caractéristiques de conditions du faciès granulite à amphibolite. Seuls les assemblages contenant du grenat ont été utilisés pour quantifier les conditions du métamorphisme. La localisation et les assemblages minéralogiques de l'ensemble des métabasites échantillonnées sont reportés sur la figure II-13. Les résultats obtenus sur 5 métabasites à grenat, ainsi que des données obtenues par Nicollet (1988) sur 2 autres métabasites sont reportés sur le tableau II-5.

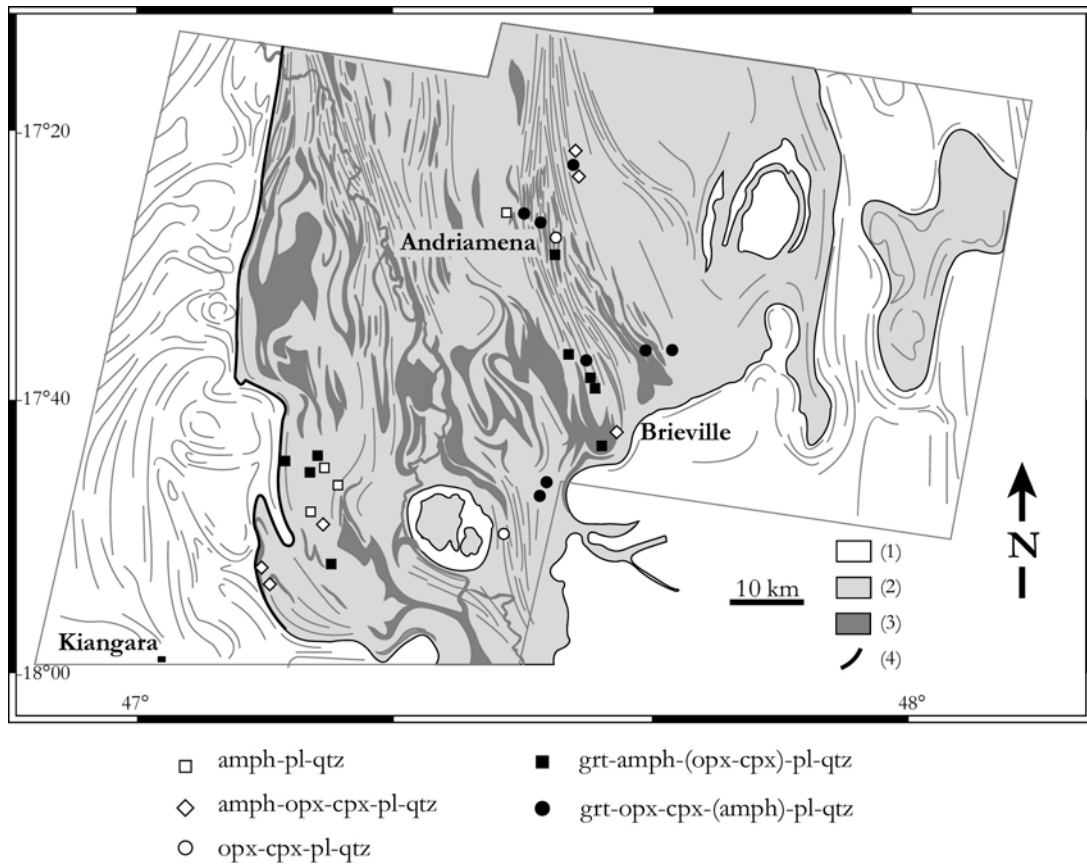


Fig. II-13: Carte de localisation des métabasites

éch.	localisation	zone de déformation	minéralogie	estimation P-T			
				thermobarométrie conventionnelle		TWEEQU	
				T (°C) ($P_{ref}=4-6$ kbar)	P (kbar) ($T_{ref}=650^{\circ}C$)	T (°C)	P (kbar)
			cpx-grt (E&G, 79)	opx-grt (H, 84 / S&B, 84)	opx-grt-pl-qtz (N&P, 82)	cpx-grt-pl-qtz (N&P, 82 / B, 91)	
An6b	Brieville	D2	opx-cpx-pl-grt(coronitique)-qtz ± hb	540-560 / 580-620	5.1 - 5.5	3.5 / -	-
An17a	Andriamena	D2	opx-pl-grt(coronitique)-qtz-hb ± bt	550-560 / 600	3.2 - 5.5	3.2 / -	-
An13e	Andriamena	D2	opx-pl-cpx-grt(coron)-qtz ± hb	590 / 640	-	- / 5.5 - 6	670 / 5.8
C74	Nord Brieville	D2	opx-pl-cpx-grt(coron)-qtz	-	-	-	700-735 / 5.1-6.7
B23	Andranomiely	D1	opx-pl-cpx(coron)-grt(coron)-qtz	-	-	-	620-660 / 5.3-5.8
B16	Andranomiely	D1	opx-pl-cpx-grt(coron)-hb-qtz	-	-	-	640-700 / 6.2-7.5
C101	Ouest Brieville	D1	opx-pl-grt(coronitique)-hb-qtz	-	-	-	645-720 / 4.8-5.2

Tab. II-5: Estimation des conditions PT sur les métabasites à grenat coronitique de l'unité d'Andriamena à partir de géothermomètres conventionnels et le logiciel TWEEQU. Les données des échantillons An6b et An17a sont de Nicollet (1988). E&G, 79: Ellis et Green, 1979; H, 84: Harley, 1984; S&B, 84: Sen et Battacharya, 1984; N&P, 82: Newton et Perkins, 1982; B, 91: Bhattacharya et al., 1991.

Nous détaillons dans la partie suivante les résultats obtenus sur deux metabasites en particulier, C101 et C74 qui proviennent respectivement d'une zone de déformation D1 et D2. Il est important de noter que la metabasite C101 a été échantillonnée sur le même affleurement que les migmatites C98 et C99 qui ont été datées à 499 ± 19 Ma. On peut donc raisonnablement penser que les conditions métamorphiques estimées à partir de cette metabasite (C101) sont associées à l'événement tectono-métamorphique Cambrien.

Pétrographie et composition minéralogique des metabasites C101 (zone D1) et C74 (zone D2)

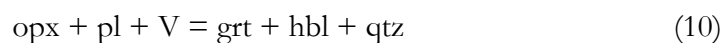
Les metabasites C101 et C74 se composent essentiellement d'orthopyroxène, clinopyroxène, plagioclase, grenat, hornblende, quartz, feldspath potassique, ilménite. La hornblende et le feldspath potassique ont été observés respectivement dans les échantillons C101 et C74. L'orthopyroxène forme systématiquement des porphyroblastes plurimillimétriques répartis de manière homogène dans une matrice composée de plagioclase (\pm fK pour C74). Le rapport X_{mg} de ces orthopyroxènes varie de 0.33 à 0.36 dans les deux échantillons C74 et C101 (Tab. II-6). Le clinopyroxène apparaît sous deux habitus bien distincts dans les deux échantillons: (1) sous forme de rares porphyroblastes dans l'échantillon C101 avec un X_{mg} d'environ 0.50 ; (2) dans des textures coronitiques, associé au grenat et quartz, autour de l'orthopyroxène dans l'échantillon C74 (Fig. II-14). Sa composition montre des X_{mg} variant de 0.51 à 0.57 (Tab. II-6). Le grenat dans les deux échantillons apparaît uniquement sous forme de petits cristaux automorphes formant une couronne plus ou moins continue séparant l'orthopyroxène et les oxydes du plagioclase (Fig. II-14). Ces grenats coronitiques séparent plus rarement le clinopyroxène du plagioclase (Fig. II-14b). Enfin, ils se caractérisent par la présence de nombreuses micro-inclusions de quartz, clinopyroxène \pm hornblende, à l'origine de cet aspect "spongieux" (Fig. II-14). Leur composition est constante est de type $pyr_{64-66}alm_{07-08}gr_{05-23}sp_{03-04}$ (Tab. II-6). La hornblende, qui est présente uniquement dans l'échantillon C101, est le plus généralement localisée dans les textures coronitiques (Fig. II-14b et c). Ces amphiboles montrent des teneurs en Si variant de 6.2 à 6.4 pfu et une teneur en $Na+K > 0.70$ (Tab. II-6). Elles correspondent pour la plupart à des hornblendes pargasitiques ferreuses d'après la classification de Leake (1978). Le plagioclase a une composition variant de $An_{50}Ab_{50}$ à

An₃₀Ab₇₀. Le feldspath potassique, présent uniquement dans l'échantillon C74 a une teneur en orthose de 79 à 82% (Tab. II-6).

minéral échantillon analyse	orthopyroxène		clinopyroxène		grenat		amphibole	feldspath			
	C101	C74	C101	C74	C101	C74	C101	C101	C74	C74	
	23	94	25	86	31	76	43	39	92	65	
SiO ₂	48,51	49,08	49,31	51,75	35,71	37,26	40,97	55,12	55,46	64,78	
TiO ₂	0,08	0,06	0,15	0,05	0,09	0,04	1,58	0,07	0,06	0,00	
Al ₂ O ₃	0,43	0,42	1,64	0,71	20,60	20,53	10,62	27,75	27,37	17,81	
Cr ₂ O ₃	-	0,04	-	0,01	-	0,02	-	-	0,01	0,00	
Fe ₂ O ₃	1,66	1,39	2,66	1,16	4,95	1,72	1,92	0,15	0,34	0,28	
FeO	37,49	36,59	14,60	14,03	27,78	30,35	21,57	0,00	0,00	0,13	
MnO	0,47	0,26	0,24	0,08	1,79	1,13	0,06	0,00	0,02	0,04	
MgO	10,87	11,79	8,68	9,88	1,78	1,94	6,61	0,02	0,00	0,06	
CaO	0,58	0,50	21,26	22,31	7,81	7,46	11,54	10,03	10,32	0,01	
Na ₂ O	0,00	0,05	0,33	0,35	0,00	0,01	1,31	5,96	5,80	0,90	
K ₂ O	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	1,59	0,26	0,11	15,49	
Total	100,07	100,19	98,87	100,33	100,51	100,47	97,77	99,36	99,49	99,50	
Si	1,96	1,97	1,93	1,98	2,87	2,98	6,37	2,49	2,51	3,01	
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,18	0,00	0,00	0,00	
Al	0,02	0,02	0,08	0,03	1,95	1,93	1,95	1,48	1,46	0,97	
Cr	-	0,00	-	0,00	-	0,00	-	-	0,00	0,00	
Fe ₃	0,05	0,04	0,08	0,03	0,30	0,10	0,22	0,01	0,01	0,01	
Fe ₂	1,27	1,23	0,48	0,45	1,87	2,03	2,81	0,00	0,00	0,00	
Mn	0,02	0,01	0,01	0,00	0,12	0,08	0,01	0,00	0,00	0,00	
Mg	0,66	0,70	0,51	0,56	0,21	0,23	1,53	0,00	0,00	0,00	
Ca	0,03	0,02	0,89	0,91	0,67	0,64	1,92	0,49	0,50	0,00	
Na	0,00	0,00	0,03	0,03	0,00	0,00	0,39	0,52	0,51	0,08	
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,32	0,01	0,01	0,92	
xMg Fe(2+)	0,34	0,37	0,51	0,56	0,10	0,10	0,35	-	-	-	
Woll	0,01	0,01	0,41	0,45	Gros	0,23	0,21	An	0,48	0,49	0,00
Enst	0,33	0,35	0,25	0,28	Alm	0,65	0,68	Ab	0,51	0,50	0,08
Ferro	0,63	0,61	0,24	0,22	Pyr	0,07	0,08	Or	0,01	0,01	0,92
					Spess	0,04	0,03				

Tab. II-6: Analyses représentatives des minéraux des metabasites C74 et C101.

Les relations texturales permettent de définir une paragenèse primaire composée d'orthopyroxène, clinopyroxène, plagioclase pour les deux échantillons. Les textures coronitiques témoignent de la déstabilisation de cet assemblage primaire par l'intermédiaire des réactions suivantes dans le système CFMASH (Fig. II-14):



D'après la pente positive des réactions (9) et (10), celles-ci sont compatibles avec un trajet rétrograde isobare.

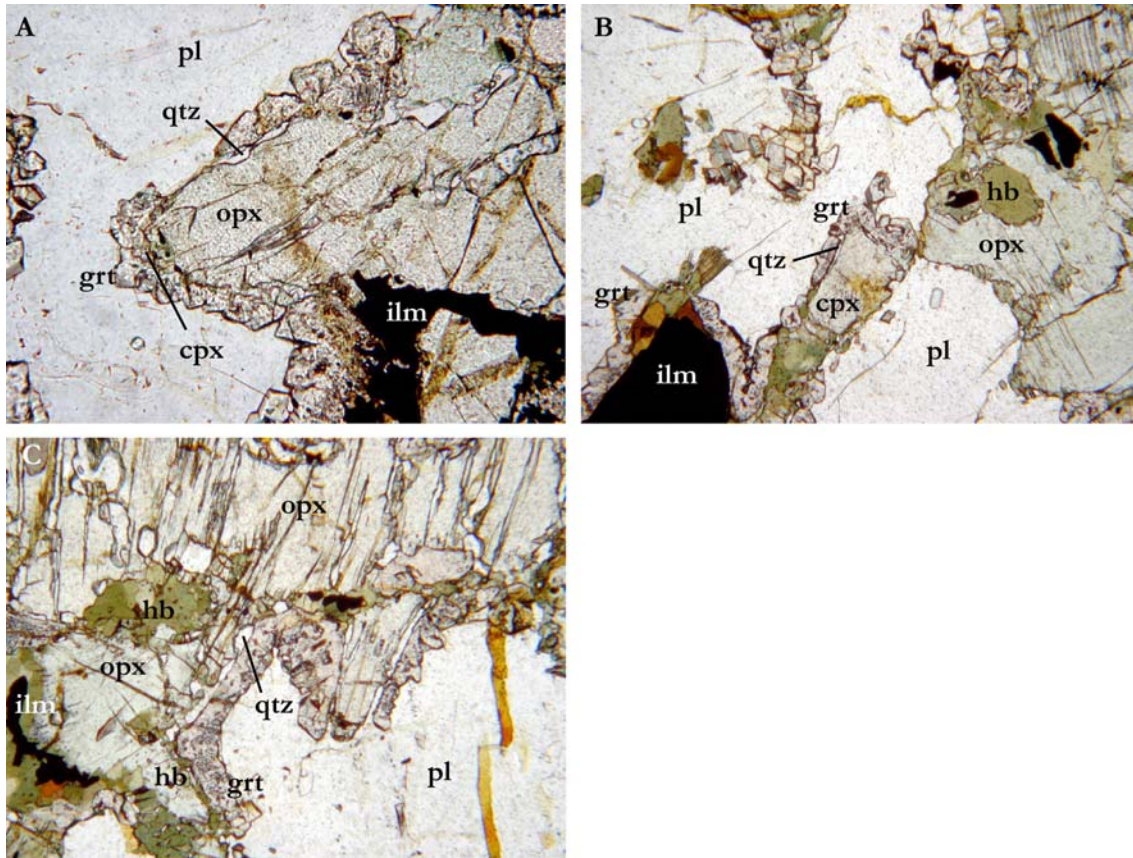


Fig. II-14: Photographies représentatives des couronnes réactionnelles observées dans les metabasites C74 et C101.

Estimation des conditions du métamorphisme des metabasites C101 et C74

Les conditions métamorphiques ont été estimées à partir du logiciel *TWEEQU* (version 2.02; Berman, 1991; updated 1997). Ce programme permet de calculer la position de l'ensemble des réactions d'équilibre possibles (stables et métastables) dans un espace P-T à partir des données thermodynamiques des pôles de phases choisies et des modèles de solution solide. La zone où s'intersectent l'ensemble des réactions correspond aux conditions P-T d'équilibre (une bonne convergence signifie que l'hypothèse d'équilibre est approchée). En parallèle, le programme *INTERSX* calcule une pression et une température moyenne et leur intervalle de confiance. Cet intervalle de confiance ne correspond pas à une erreur au sens strict sur les conditions P-T car il ne prend pas en compte les erreurs sur les analyses obtenus à la microsonde, sur les paramètres thermodynamiques ou les modèles

de solution solide (Berman, 1991). Par contre, cet intervalle de confiance permet de tester par le calcul, l'hypothèse d'équilibre entre les différentes phases choisies. Nous adopterons une erreur arbitraire de ± 1.0 kbar et $\pm 50^\circ\text{C}$ sur nos résultats où l'hypothèse d'équilibre a été approchée (Essene, 1989).

Le choix des assemblages utilisés pour le calcul des conditions P-T est basé sur les relations pétrographiques. L'absence de grenat dans l'assemblage primaire à opx-cpx-pl ne permet pas d'avoir suffisamment de réactions d'équilibre pour calculer des conditions P-T (une seule réaction: $\text{en} + \text{hed} = \text{diop} + \text{fsl}$). Par conséquent, les estimations P-T ont été réalisées sur les textures coronitiques post-pic composées d'opx, cpx, grt, pl, qtz dans le système CFMAS. Les pôles des phases choisies sont ferrosilite-enstatite-hedenbergite-diopside-almandin-pyrope-anorthite-quartz. L'ensemble de ces pôles permet de calculer 11 réactions dont trois sont indépendantes (Tab. II-7). Le grossulaire n'a pas été pris en compte dans l'ensemble des calculs. En effet, l'incorporation de ce pôle dans les calculs induit presque systématiquement une dispersion des intersections. En pratique, les conditions P-T moyennes obtenues avec le calcul "sans grossulaire" sont compatibles avec les données obtenues sur le système "avec grossulaire". Les modèles de solution solide utilisés sont: pour le grenat et l'orthopyroxène ceux de Berman et Aranovich (1996), pour le plagioclase celui de Fuhrman et Lindsley (1988) et enfin pour le clinopyroxène celui de Berman et al. (1995).

N°	Réactions d'équilibres
1	$\text{bQz} + \text{Hed} + \text{Alm} = \text{An} + 4 \text{Fsl}$
2	$\text{bQz} + \text{Di} + \text{Alm} = \text{An} + 3 \text{Fsl} + \text{En}$
3	$3 \text{bQz} + 3 \text{Di} + 4 \text{Alm} = 3 \text{An} + 12 \text{Fsl} + \text{Py}$
4	$\text{En} + \text{Hed} = \text{Di} + \text{Fsl}$
5	$\text{Alm} + 4 \text{Di} + \text{bQz} = 4 \text{En} + 3 \text{Hed} + \text{An}$
6	$\text{Alm} + 3 \text{Di} = \text{Py} + 3 \text{Hed}$
7	$\text{bQz} + \text{Py} + 4 \text{Hed} = \text{An} + 3 \text{Di} + 4 \text{Fsl}$
8	$\text{Alm} + 3 \text{En} = \text{Py} + 3 \text{Fsl}$
9	$\text{bQz} + \text{Py} + \text{Di} = \text{An} + 4 \text{En}$
10	$3 \text{bQz} + 4 \text{Py} + 3 \text{Hed} = \text{Alm} + 3 \text{An} + 12 \text{En}$
11	$\text{bQz} + \text{Py} + \text{Hed} = \text{An} + \text{Fsl} + 3 \text{En}$

Tab. II-7: Equilibres utilisés dans la figure II-15 pour l'estimation des conditions métamorphiques des metabasites à partir du logiciel TWEEQU. Trois de ces réactions sont indépendantes: les réactions 1, 4 et 9.

Les analyses choisies pour le calcul proviennent toutes des textures coronitiques. Autrement dit, la bordure des porphyroblastes d'orthopyroxène ou de clinopyroxène, le clinopyroxène coronitique, le grenat coronitique et la bordure du plagioclase en contact avec le grenat. Deux exemples d'estimations des conditions P-T obtenus sur les textures coronitiques de C101 et C74 sont illustrés sur la figure II-15. Ces résultats montrent une

bonne convergence des réactions à environ $700 \pm 50^\circ\text{C}$, 5 ± 1 kbar (Fig. II-15), suggérant que l'hypothèse de l'équilibre peut être appliquée. Ceci signifie par conséquent qu'une texture coronitique, qui correspond à une texture réactionnelle, n'implique pas forcément un déséquilibre chimique local (Nicollet, 1988; St-Onge et Ijewliw, 1996).

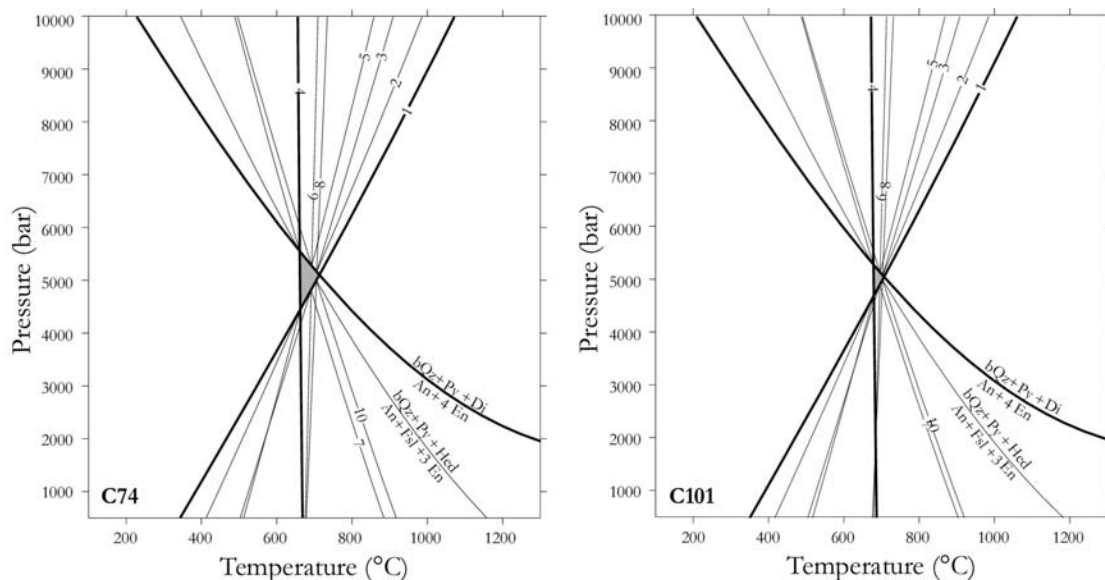


Fig. II-15: Diagramme P-T montrant les résultats obtenus à partir du logiciel TWEEQU sur les metabasites C74 et C101 en utilisant des assemblages post-pic à grenat-clinopyroxène-orthopyroxène-plagioclase-quartz. Sur les 11 réactions d'équilibres possibles pour les pôles minéralogiques choisis, 3 sont indépendantes (réactions en gras). La zone grisée est délimitée par ces 3 réactions indépendantes.

Conclusion:

Les observations pétrographiques et les estimations thermobarométriques suggèrent que les metabasites d'Andriamena se sont équilibrées à des conditions P-T de l'ordre de $650-700^\circ\text{C}$ et $5-6$ kbar, au cours d'un trajet P-T rétrograde correspondant à un refroidissement isobare. Ces résultats sont en bon accord, d'une part avec ceux de Nicollet (1988) obtenus sur trois metabasites provenant des villages de Brieville et Andriamena ($4.5-5.5$ et $\sim 650^\circ\text{C}$), et d'autre part avec ceux obtenus sur les migmatites C98/C99 et la métapélite C70. Aux vues de ces quelques résultats, les conditions P-T ne montrent pas de corrélations franches avec leur position structurale (localisation dans une zone D1 ou D2) (Fig. 9 - article préc. res. et Tab. II-5) et sont approximativement homogènes à l'échelle de l'unité d'Andriamena.

Néanmoins, la carte de répartition de l'ensemble des metabasites (Fig. II-13) montre une proportion plus importante de metabasites à grenat préservant des conditions

granulitiques dans la zone de Brieville-Andriamena par rapport à la zone Ouest Andriamena, où les conditions amphibolitiques dominent. Le caractère discontinu de notre échantillonnage, due à de mauvaises conditions d'affleurement et à des problèmes d'accessibilité, empêche de confirmer cette tendance. Néanmoins, si cette répartition régionale du métamorphisme existe, il serait intéressant de savoir si ces variations sont liées à des variations spatiales de l'activité de l'eau ou bien à des variations des conditions métamorphiques. Enfin, ces variations sont-elles progressives ou au contraire discontinues et contrôlées par les zones à fort gradient de déformation D2?

c. Conclusion

La déformation Cambrienne enregistrée dans le Centre-Nord Madagascar, et en particulier dans l'unité basique d'Andriamena, est contemporaine d'un métamorphisme dans les conditions des faciès amphibolite à granulite de basse pression. L'évolution rétrograde déduite de différentes lithologies (migmatites, métapélites et metabasites) correspond à un trajet P-T approximativement isobare depuis 800°C vers des températures de 550°C à une pression d'environ 5-6 kbar (Fig. II-16). Aucune évidence texturale de décompression n'a été observée (par exemple: couronne composée d'orthopyroxène et plagioclase autour des grenats dans les roches basiques (Harley, 1989)). Enfin, les évolutions P-T semblent uniformes à l'échelle de l'unité d'Andriamena, sans aucune relation avec les structures D1 et D2.

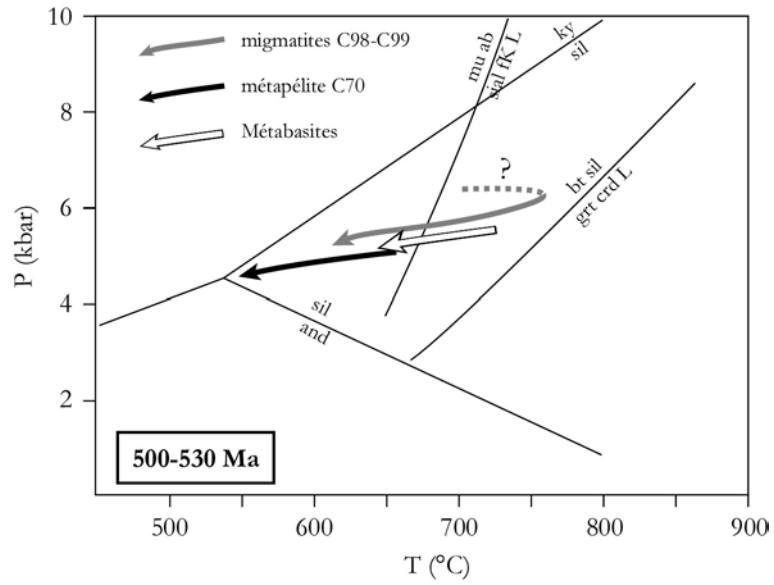


Fig. II-16: Compilation des conditions PT et trajets PT associés à la déformation Cambrienne (500-530 Ma) obtenus sur les migmatites C98-99, la métapélite C70 et les métabasites.

3. La déformation du Centre-Nord Madagascar - "zone de la virgation de Tana"

Le but de ce chapitre est de présenter une géométrie cohérente d'une portion du socle granito-gneissique située au sud de l'unité d'Andriamena, au niveau de la capitale Antananarivo (Tana en abrégé). Cette zone particulière est communément nommée dans la littérature comme "la virgation de Tana". Le schéma structural général est obtenu par photo-interprétation d'une série de 4 images SPOT, complétée par une analyse de terrain et les cartes géologiques au 1/100000^{ème}. Ce cadre géométrique pourra être utilisé comme base dans des travaux ultérieurs pour mieux cerner le champ de déformation finie et les mécanismes à l'origine de la virgation.

a. Introduction

Le socle au niveau de la virgation de Tana se compose essentiellement d'une alternance de gneiss à amphibole et biotite et de granitoïdes qui forment: (1) des "lames" d'épaisseur variant du centimètre à la centaine de mètres (granites stratoïdes, Emberger, 1958) intercalées dans les gneiss et (2) des dômes ou massifs elliptiques tel que le granite du Carion. L'alternance gneiss-granite définit une foliation gneissique dont les trajectoires peuvent être cartées à partir de l'analyse d'images satellitales.

Alors que sur l'ensemble de l'île les structures tectoniques majeures sont globalement orientées Nord-Sud, les trajectoires de foliation montrent des variations très importantes jusqu'à des directions Est-Ouest au niveau de la virgation de Tana. (Fig. II-17). L'origine de cette flexure reste problématique et a été interprétée récemment comme une zone de chevauchement avec une composante décrochante senestre formée dans un contexte en transpression (Nédélec *et al.*, 2000).

b. Les trajectoires de foliation

La structure de la virgation de Tana est caractérisée par des trajectoires de foliation régionales complexes qui définissent deux grands types de structures:

- (1) des zones avec des directions régulières, comme la virgation au sens strict qui montre des directions Est-Ouest ou la "zone de cisaillement" de l'Angavo orientée Nord-Sud.
- (2) des zones montrant des géométries fermées et plissées où se localisent les massifs granitiques, comme la zone de Carion (Fig. II-18) ou la zone de Mahitsy au Nord-Ouest d'Antananarivo (Fig. II-19).

L'ensemble de ces zones sont visibles sur le schéma structural de la figure II-17.

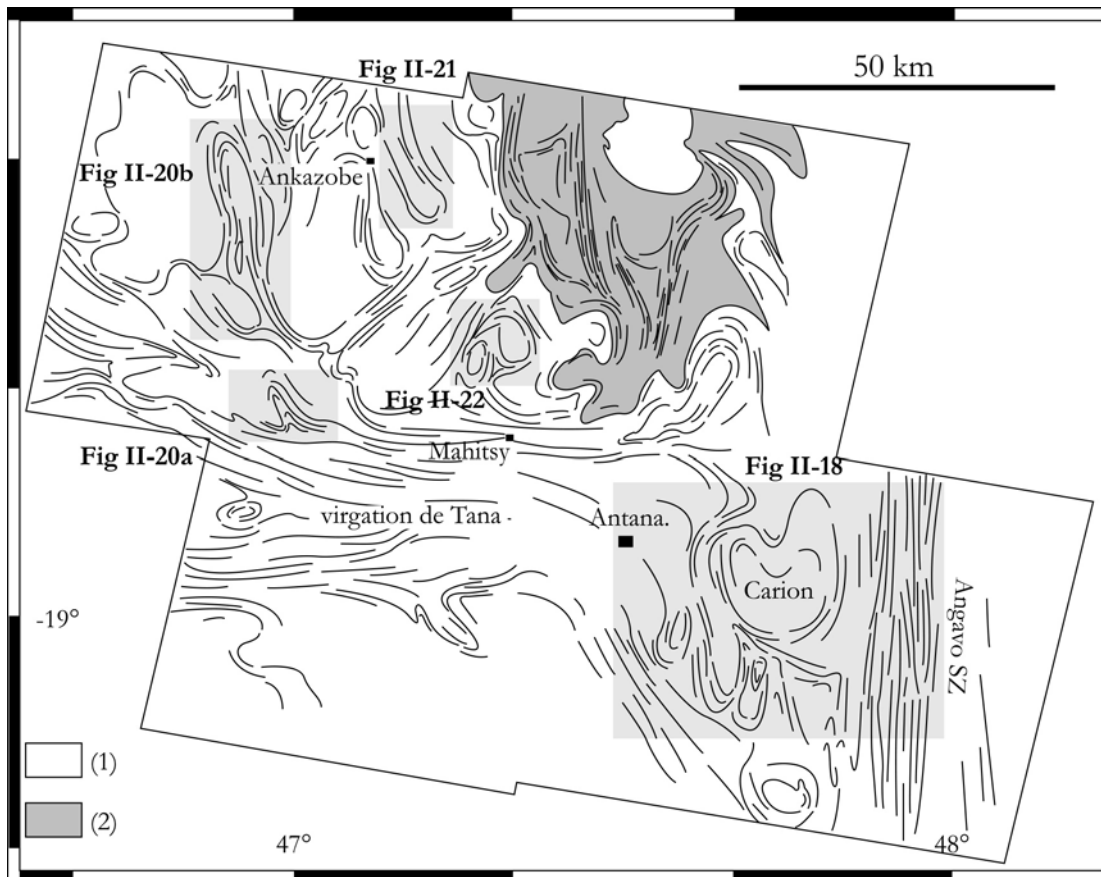


Fig. II-17: Carte simplifiée des trajectoires de foliation de la zone de la virgation de Tana obtenue par photo-interprétation de 4 images satellitales SPOT.

La "zone de cisaillement" de l'Angavo

Au niveau de la zone de l'Angavo, les directions de foliation sont régulières et d'orientation N0 (Fig. II-18). Les pendages obtenus le long de la route Tana-Moramanga sont systématiquement pentés vers l'ouest avec des pendages variant 25° à 80°. Cette structure est limitée à l'ouest par la zone plissée du Carion et par l'unité basique d'Andriamena qu'elle suit sur plus de 250 km vers le Nord (observations faites à partir d'images satellitales ASTER acquises en juin 2002). On rappellera que cette zone de cisaillement est le prolongement vers le Nord de la zone de cisaillement d'Ifanadiana, localisée dans le sud de Madagascar (Martelat, 1998). La linéation associée à la foliation gneissique est orientée N10 à N170 subhorizontale. L'orientation N0° de cette structure est compatible avec le raccourcissement Est-Ouest D2 mise en évidence dans l'unité d'Andriamena et le Sud Madagascar.

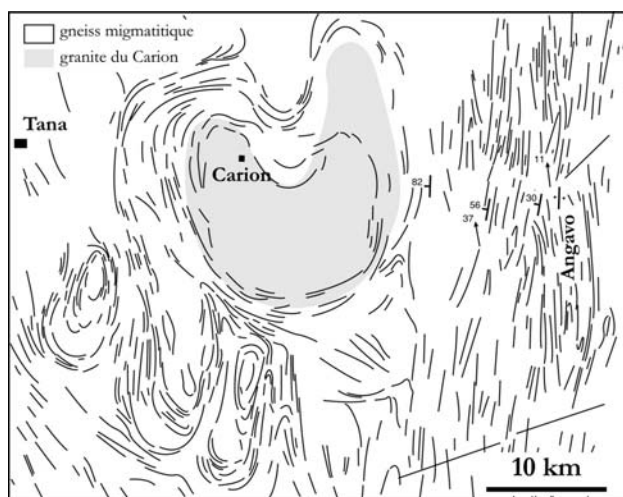


Fig. II-18: Carte des trajectoires de foliation de la zone de l'Angavo et de la zone plissée du Carion. Les trajectoires de foliation dans la zone du Carion soulignent des structures elliptiques fermées qui sont interprétées comme des figures d'interférences de plis de type I (dôme et bassins). L'axe long de ces structures est orienté N0° parallèlement à la structure de l'Angavo, en accord avec le raccourcissement horizontal Est-Ouest D2. La géométrie du granite de Carion suggère que celui-ci s'est mise en place dans une structure d'interférence.

La virgation de Tana s.s.

La virgation de Tana se caractérise par des trajectoires de foliation globalement N90° qui passe progressivement à des directions N180° au niveau de la zone de l'Angavo sur laquelle elle se raccorde (le raccord virgation/Angavo se situe en dehors de nos images satellites) (Fig. II-17). Cette continuité structurale entre la ZC Angavo et la virgation est en désaccord avec les observations de Nédélec et al. (2000) qui suggère que "la virgation de Tana est recoupée à l'Est par la ZC de l'Angavo" et donc que la virgation est une structure

tectonique antérieure à la zone de cisaillement de l'Angavo. D'autre part, les directions N90° de la virgation ne réapparaissent pas à l'Est de la zone de cisaillement de l'Angavo. A notre sens, ceci est en contradiction avec l'hypothèse de superposition de phases tectoniques à l'origine de la virgation de Tana puis de la zone de cisaillement de l'Angavo. La partie Nord de la virgation montre deux domaines distincts: dans la partie Ouest, les trajectoires de foliation passent progressivement de directions N90° à N140° puis ~N0° tandis qu'à l'Est, au niveau de la ville de Mahisty, les foliations montrent une transition brutale depuis une direction N90° à ~N40° (Fig. II-17).

La foliation majeure qui est orientée ~N90° et systématiquement pentée vers le Nord d'environ 30 à 50°, porte une linéation orientée ~N100° avec un léger plongement vers l'ouest.

Zone du Carion

La zone du Carion est délimitée à l'Est par la structure de l'Angavo et à l'Ouest et Sud-Ouest par la virgation de Tana qui vient se raccorder sur l'Angavo. Les trajectoires de foliation dans cette zone forment des structures elliptiques kilométriques caractérisées par un allongement préférentiel selon la direction N0°, parallèle à la structure de l'Angavo. Ces structures fermées et plissées sont particulièrement bien visibles dans les gneiss au Sud du granite de Carion (Fig. II-18). Celui-ci se caractérise par une foliation magmatique qui est généralement concordante avec la foliation gneissique de l'encaissant (Nédélec et al., 2000). De part sa géométrie, le granite de Carion montre les mêmes directions structurales N0° que celles observées dans les gneiss.

Les structures fermées, visibles sur les images satellites au sud du granite du Carion (Fig. II-18), peuvent être interprétées comme des interférences de plis de type I (Ramsay, 1967) formées par la superposition de deux générations de plis orthogonaux: les premiers orientés ~N90° avec un plan axial vertical et axe horizontal et les second orientés ~N0° avec un plan axial vertical et axe horizontal. Cette dernière phase de plissement est compatible avec le raccourcissement horizontal Est-Ouest (D2) mise en évidence plus au Nord dans l'unité d'Andriamena ou dans le sud Madagascar. De plus, comme le suggère Nédélec et al. (2000), le granite du Carion pourrait correspondre à un granite syn à tardi-

tectonique, mis en place dans une méga-structure d'interférence de pli, sub-contemporainement de la dernière phase de raccourcissement D2.

La zone de Mahitsy

Cette zone qui correspond à la terminaison Nord et Nord-Ouest de la virgation de Tana montre deux domaines structuraux distincts caractérisés par des orientations radicalement différentes (Fig. II-19):

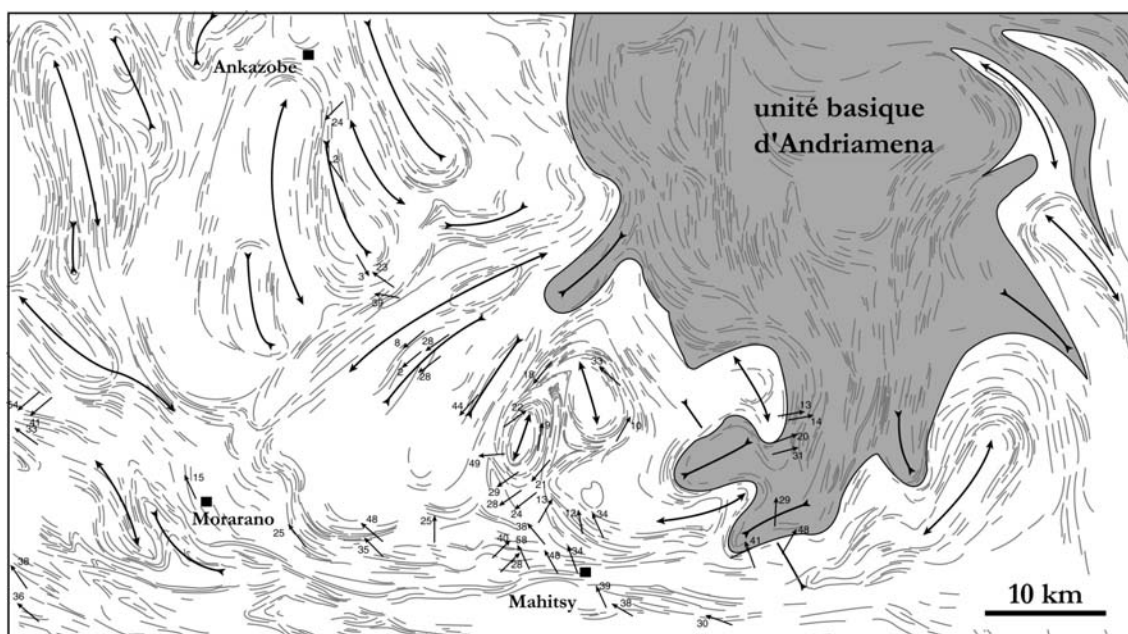
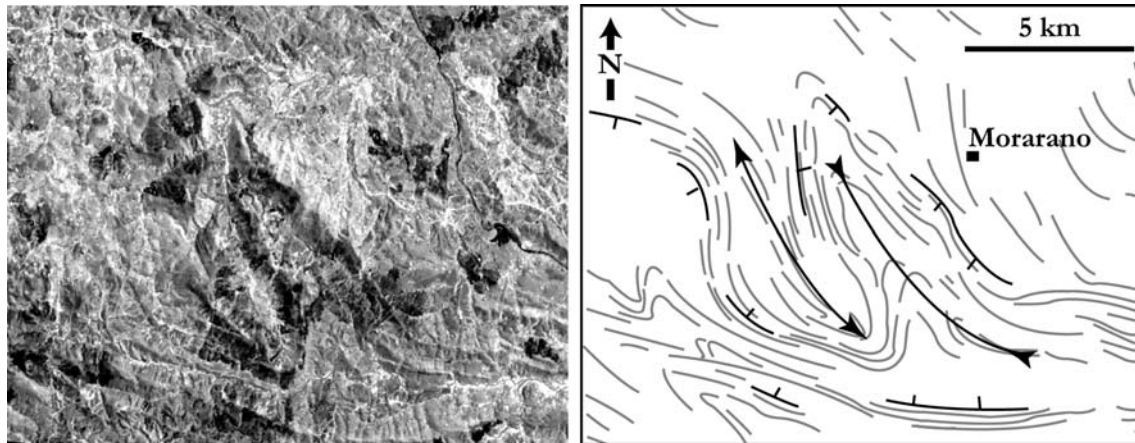


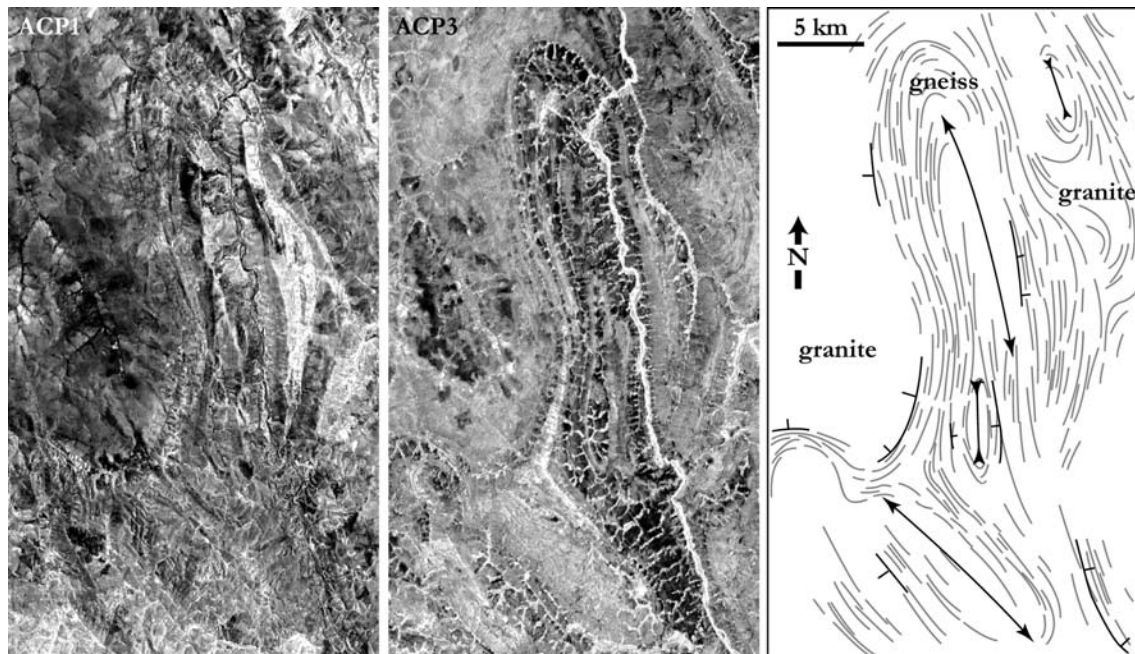
Fig. II-19: Carte de trajectoires de foliation et linéation de la zone Mahitsy-Ankazobe, correspondant à la terminaison Nord de la virgation de Tana. Deux zones distinctes peuvent être individualisées en fonction de leur direction structurale majeure: zone Morarano-Ankazobe caractérisée par des directions N140°-N170° et la zone Nord-Mahitsy caractérisée par des directions N40°-N60°.

- la partie Nord-Ouest entre Morarano et, plus au Nord, Ankazobe, montre des directions de foliation variant de N140° à N170°. La foliation est plissée par une succession de plis kilométriques ouverts à plan axial vertical dont la direction évolue continuellement depuis N140°-N150° près de Morarano (Fig. II-20a) à N170°-N180° plus au Nord au niveau d'Ankazobe (Fig. II-20b). Dans le paysage, ces plis kilométriques peuvent former de véritables synclinaux perchés comme au sud et à l'ouest d'Ankazobe (Fig. II-21). Les linéations d'étirements sont orientées globalement N140°-N150° avec un

faible plongement vers le Nord-Ouest parallèlement aux axes de plis (Fig. II-19). Le plissement N140°-N150° au niveau de Morarano est également visible à l'échelle de l'affleurement. Le plissement de plan axial vertical orienté N160°-N180° au sud d'Ankazobe est compatible avec le raccourcissement régional Est-Ouest (D2).



A)



B)

Fig. II-20: Exemples de plis d'échelle kilométrique dans les gneiss migmatitiques et granites stratoïdes. L'orientation de ces plis passe progressivement de N140° au niveau de la virgation (A) à N170°-N180° plus au Nord (B).

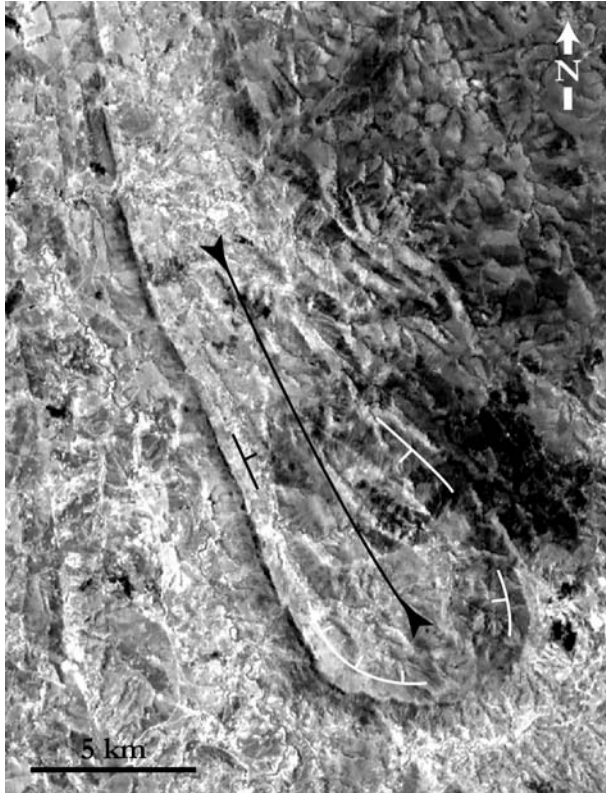


Fig. II-21: Portion d'image satellitale montrant un synclinal perché formé par les granites stratoïdes.

- au Nord de Mahitsy, une zone triangulaire délimitée à l'Est par l'unité basique d'Andriamena se caractérise par des directions majeures N40°-N60° (Fig. II-19). La foliation est plissée à différentes échelles par des plis de plan axial vertical orienté ~N40° et d'axe sub-horizontale, perpendiculairement aux plis observés dans la zone de Morarano. Comme le montre la figure II-19, le plissement dominant N40°-N60° affecte également le contact entre le socle gneissique et l'unité basique d'Andriamena. La présence de structures elliptiques fermées (Fig. II-22) et la géométrie irrégulière du contact socle-Andriamena suggère qu'au moins deux générations de plis orthogonaux pourraient se superposer: N40°-N60° et N140°-N150°. Malheureusement, aucune évidence de plissement orienté N140°-N150° n'a été observée sur le terrain. Au cœur de cette zone, les linéations d'étirements montrent une orientation constante de N50°-N55° avec un léger plongement inférieur à 30° vers le Sud-Ouest (Fig. II-19). Par contre, au niveau de la virgation, la foliation orientée N90° avec un pendage vers le Nord, porte une linéation dont la direction varie significativement et de manière continue entre N160° et N50°. Cette même observation a été faite par Nédélec et al. (2000) (Fig. II-19).

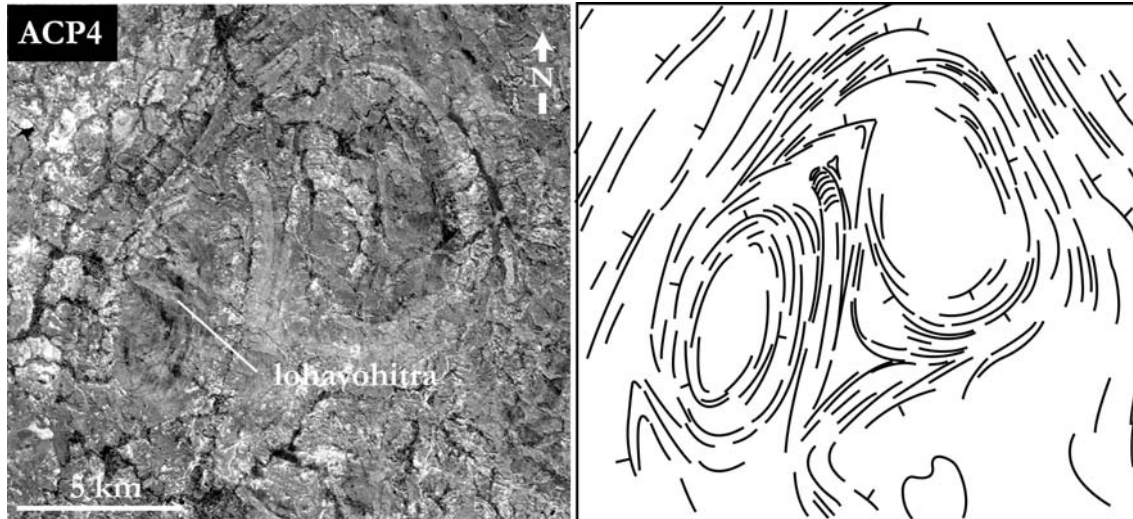


Fig. II-22: Structure de la zone de Mahitsy interprétée comme une interférence de plis. le dôme de Lohavohitra correspond à un dôme granitique.

c. interprétation

En résumé, la structure de la zone de la virgation de Tana est caractérisée par la présence de deux zones où la foliation régionale est rectiligne: l'Angavo orienté N-S et la virgation s.s. orientée E-W et dont les terminaisons nord et sud passent progressivement à des directions NW-SE puis \sim N-S. L'Angavo et la virgation, qui se raccorde dans la partie sud, délimitent le domaine plissé du Carion. La terminaison Nord de la virgation montre une zone particulière (zone de Mahitsy) avec des direction $N40^{\circ}$ - $N50^{\circ}$ approximativement orthogonales à la foliation régionale. Sur l'ensemble de la zone les linéations d'étirements se caractérisent par de faibles pitches excepté dans la zone de Mahitsy.

L'évolution des géométries dans l'espace permet de proposer un schéma tectonique partiel de cette zone. Par leur orientation et leur pendage, l'Angavo et la virgation délimitent une zone de faible contrainte (domaine du Carion) où se développent des structures plissées d'interférences et dans lesquelles se met en place le granite du Carion (Fig. II-23). L'origine des deux directions orthogonales dans la terminaison nord de la virgation reste problématique. Néanmoins, on peut invoquer le même processus de différences de contraintes que précédemment. La zone de Mahitsy correspondrait à une zone de faible contrainte où sont préservées les structures d'interférences (Fig. II-23).

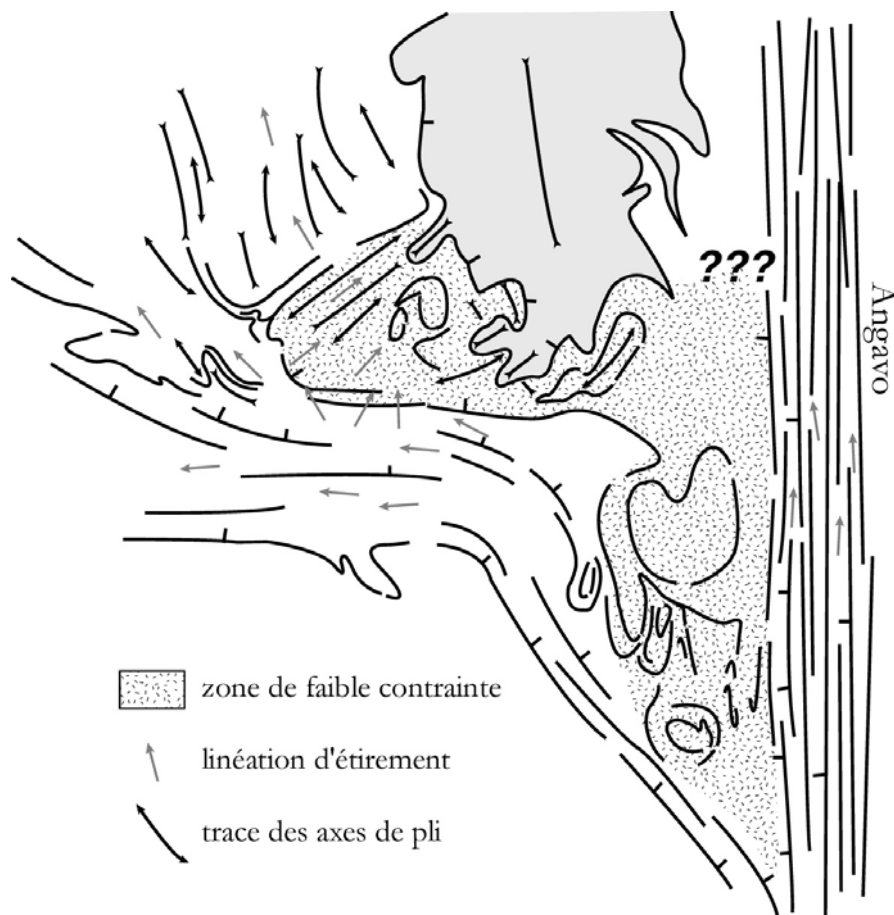


Fig. II-23: Synthèse des structures tectoniques de la zone de la virgation de Tana. Les linéations d'étirements sont représentées en gris clair. Les traces des axes de pli sont représentées en noir. La géométrie de l'Angavo et de la virgation crée une zone de faible contrainte où sont préservés les structures d'interférences et où se mettent en place les massifs granitiques du Carion et du Lohavohitra. Les contraintes géochronologiques et structurales suggèrent que l'ensemble de la déformation finie résulte de la tectonique Cambrienne à 530-500Ma.

D'un point de vue cinématique, l'orientation des structures majeures, comme l'Angavo, la zone plissée au niveau d'Ankazobe ou encore l'orientation des axes longs des structures elliptiques d'interférences, est compatible avec le raccourcissement régional Est-Ouest D2.

Les conditions PT de cet épisode de déformation sont celles du faciès granulite (3-5 kbar; 700-800°C - Nédélec et al., 2000). L'âge de l'épisode de déformation est contraint principalement par l'âge du granite de Carion. Ce massif a été daté à 532 Ma (Meert et al., 2001) et est considéré comme un granite syn- à tardi-tectonique mis en place dans une

méga-structure d'interférence contemporanément de la dernière phase de plissement associée aux raccourcissement Est-Ouest D2. Cet épisode magmatique est aussi contemporain d'un métamorphisme granulitique daté à ~550-500 Ma sur des charnockites de la virgation (Ramasiarino, 1998; Kröner *et al.*, 2000).

En conclusion, nous suggérons que l'ensemble du champ de déformation finie de la zone de la virgation de Tana peut être interprété comme le résultat d'un seul épisode de déformation progressive au Cambrien (~550-500 Ma). Cette déformation résulterait du raccourcissement régionale Est-Ouest D2, déjà mis en évidence plus au Nord dans l'unité d'Andriamena ou dans le Sud Madagascar (Martelat, 1998). Dans ce cas, la formation de la virgation et de la zone de l'Angavo pourrait être synchrone et ne résulterait pas de la superposition de deux événements tectoniques distincts.

- Partie III -

**Evolution P-T-t des granulites de Ultra-Hautes
Températures (UHT) et de leurs
roches associées**

**Signification d'un trajet pétrographique en contexte
polymétamorphique**

I. Introduction

Nous présentons dans cette partie III les résultats d'une étude pétrologique et géochronologique réalisée sur des granulites magnésiennes de Ultra-Hautes Températures (UHT) et des migmatites provenant de l'unité basique d'Andriamena.

Alors, que l'ensemble de la déformation finie est attribuée à un événement tectono-métamorphique Cambrien (~550-500 Ma) (cf. partie II), nous verrons que les granulites de UHT préservent des évidences d'une histoire thermique complexe anté-déformation. En effet, l'évolution PT enregistrée par ces granulites résulte de la superposition d'au moins deux événements métamorphiques Précambriens distincts. Par conséquent il est indispensable de **combiner la pétrologie à une étude géochronologique in-situ** afin de corréliser rigoureusement assemblages métamorphiques et âges. On pourra ainsi construire des trajets P-T-t et évaluer l'effet d'une évolution polymétamorphique sur la minéralogie.

D'un point de vue pétrologique, ces granulites UHT présentent deux intérêts majeurs. Tout d'abord, elles témoignent de conditions de métamorphisme extrêmes dans la croûte continentale (900-1100°C pour des pressions de 7 à 13 kbar). A l'instar des conditions de Ultra-Hautes Pressions (UHP) dans la croûte continentale et des implications géodynamiques majeures qu'elles impliquent, la reconnaissance de conditions de UHT soulève le problème du comportement rhéologique de la croûte inférieure et du type de contexte géodynamique à l'origine de ces conditions extrêmes. D'autre part, le comportement très réfractaire de ces granulites (composition très riche en Mg et Al et anhydre) favorise la préservation d'une multitude de textures coronitiques complexes, qui permettent de contraindre précisément l'évolution P-T proche du pic de métamorphisme.

Les données géochronologiques ont été obtenues à partir de la méthode de datation chimique U-Th-Pb sur monazite à la microsonde électronique. Par son caractère in-situ et sa haute résolution spatiale, cette technique permet de dater des cristaux de monazite directement en lame mince, dans différentes positions texturales: en inclusion dans des

minéraux du pic de métamorphisme ou dans des textures coronitiques secondaires. Ceci permet alors de dater différentes portions du trajet P-T.

Cette partie du mémoire s'organise en deux parties qui restent néanmoins parfaitement liées.

- (1) On présente dans un premier temps l'aspect pétrologique, en débutant par un rappel des caractéristiques pétrologiques du métamorphisme de Ultra-Hautes Températures (UHT). Suivent ensuite les résultats obtenus sur une série de granulites magnésiennes de UHT. On se contente ici de présenter les trajets PT déduits uniquement à partir de contraintes pétrologiques que nous appelons **les trajets pétrographiques**.
- (2) La seconde partie est consacrée aux résultats géochronologiques obtenus sur la même série d'échantillons caractérisée précédemment. Ces résultats permettent de discuter **la signification des trajets pétrographiques dans les contextes polymétamorphiques**. Ces âges obtenus par la méthode chimique U-Th-Pb sur monazites seront comparés et discutés au regard de données isotopiques U-Pb conventionnelles dans la partie IV.

II. Pétrologie des granulites de UHT et de leurs roches associées

1. Le métamorphisme de UHT

Dans ce chapitre, nous reprenons les points fondamentaux du métamorphisme de Ultra-Hautes Températures (UHT) développés dans deux articles de revue de Harley (1998) et Hensen et Harley (1990).

a. Définition

Le métamorphisme de UHT correspond à des conditions extrêmes du faciès granulites, de l'ordre de 900-1100°C pour des pressions modérées d'environ 7-13 kbar, qui ont lieu dans la croûte continentale. Ces conditions anormales impliquent des gradients géothermiques très élevés dans la croûte continentale, qui ne peuvent s'expliquer, à priori, que par un apport de chaleur magmatique et/ou mantellique.

Même si ce type de métamorphisme reste exceptionnel, le nombre grandissant de localités où des conditions de UHT ont été répertoriées montre que ce n'est pas un épiphénomène, au même titre que la Ultra-Haute Pression dans la croûte continentale. Harley (1998) fait une revue non-exhaustive des différentes localités où ont été décrites des granulites de UHT. On citera en exemple les plus caractéristiques et mieux connues:

- Napier Complex, Rauer group, Antarctique (Ellis, 1980; Grew, 1980; Sandiford, 1985; Harley, 1985, 1986, 1998; Harley et al., 1991, 2000)
- Wilson Lake, Canada (Arima et al., 1986; Currie et Gittins, 1988)
- Eastern Ghats, Palni Hill Ranges, Inde (Lal et al., 1987; Dasgupta, 1995; Raith et al., 1997, Bose et al., 2000; Rickers et al., 2001)
- In Ouzal, Algérie (Kienast et Ouzegane, 1987; Bertrand et al., 1992)
- Labwor Hills, Uganda (Sandiford, 1987)

- Highland Complex, Sri Lanka (Kriegsman et Schumacher, 1999)
- Barro alto complex, Brasil (De Moraes et Fuck, 2000)
- Limpopo belt, Zimbabwe (Droop, 1989)
- Central Alps, Italie (Droop et Busher-Nurminen, 1984)
- Madagascar (Nicollet, 1990)

Il faut noter que, même si la majorité des granulites de UHT sont Archéennes, le métamorphisme de UHT ne témoigne pas d'une période particulière de l'évolution thermique de la Terre, puisqu'il est connu depuis l'Archéen (Napier complex, Antarctique: 2840 ou 2530-2480 Ma (Harley, 2000)) jusqu'au Tertiaire (Central Alps, Italie (Droop et Busher-Nurminen, 1984)).

b. Composition chimique des granulites de UHT

Une autre caractéristique majeure des granulites de UHT est leur composition chimique particulière qui pose le problème de la nature originelle de leur protolithe. Ces granulites montrent des teneurs en Al et Mg très élevées (d'où le nom commun de "Al-Mg granulite") et de faibles teneurs en H₂O. Cette composition réfractaire et anhydre va permettre de préserver les paragenèses de UHT. Les caractéristiques chimiques générales des granulites de UHT peuvent être discutées sur la base de la composition en éléments majeurs et traces de quatre échantillons de UHT de l'unité d'Andriamena (Tab. III-1). Les compositions de ces échantillons sont représentatives des compositions moyennes des granulites de UHT. L'échantillon C43 correspond à une granulite à saphirine préservant les paragenèses de UHT alors que les 3 autres échantillons sont des granulites partiellement rétrotransformées en orthoamphibole - cordierite.

Les teneurs en Al₂O₃ pour l'ensemble des échantillons varient de 9.1 à 14.4 wt%. Les teneurs en SiO₂ et MgO sont significativement différentes entre les granulites à orthoamphiboles (C1, C6 et An6e) et la granulite à saphirine (C43). La composition pauvre en SiO₂ (~48 wt.%) et riche en MgO (~20 wt.%) de la granulite C43 est compatible avec l'absence de quartz et la forte abondance de minéraux magnésiens comme la cordierite, saphirine et orthopyroxène (voir chap. III-2). Une caractéristique majeure commune à l'ensemble des échantillons et plus généralement à l'ensemble des granulites de UHT est la très faible teneur en CaO, Na₂O et K₂O (< 1.0 wt.%).

	gran. à spr	granulite à orthoamphibole - cordierite		
	C 43	C 1	C 6	An6e
SiO ₂	48,07	68,64	69,07	66,3
Al ₂ O ₃	14,40	11,68	9,11	12,2
FeO (tot)	16,39	11,30	11,27	12,27
MnO	0,17	0,05	0,05	0,07
MgO	20,05	6,31	9,10	7,4
CaO	0,51	0,20	0,14	0,12
Na ₂ O	< L.D.	< L.D.	0,15	0,05
K ₂ O	0,06	0,49	< L.D.	0,8
TiO ₂	0,64	0,99	0,65	1,1
P ₂ O ₅	0,09	0,06	0,05	0,44
PF	-0,56	0,09	0,20	0,09
Total	99,82	99,81	99,79	100,84
As	< L.D.	< L.D.	< L.D.	n.d.
Ba	30,8	353,9	39,6	-
Be	< L.D.	< L.D.	< L.D.	-
Bi	< L.D.	< L.D.	< L.D.	-
Cd	0,4	< L.D.	< L.D.	-
Ce	17,9	45,6	119,3	-
Co	146,6	122,0	109,8	-
Cr	264,3	10,1	21,3	-
Cs	< L.D.	< L.D.	< L.D.	-
Cu	79,5	12,9	< L.D.	-
Dy	3,0	7,8	13,6	-
Er	1,1	4,9	8,1	-
Eu	0,3	0,6	0,9	-
Ga	23,1	18,1	19,1	-
Gd	4,9	6,3	9,5	-
Ge	2,3	1,4	1,0	-
Hf	2,7	8,3	8,8	-
Ho	0,5	1,8	3,0	-
In	< L.D.	< L.D.	< L.D.	-
La	9,0	25,2	71,0	-
Lu	0,2	0,9	1,4	-
Mo	4,7	0,8	0,9	-
Nb	44,4	26,1	8,5	-
Nd	9,5	18,3	41,7	-
Ni	91,0	5,8	< L.D.	-
Pb Total	1,3	3,6	2,2	-
Pr	2,0	4,6	11,7	-
Rb	5,5	23,3	< L.D.	-
Sb	< L.D.	< L.D.	< L.D.	-
Sm	4,4	5,2	7,8	-
Sn	< L.D.	1,2	6,1	-
Sr	< L.D.	< L.D.	< L.D.	-
Ta	5,4	2,8	1,4	-
Tb	0,6	1,1	1,9	-
Th	6,1	12,7	39,7	-
Tm	0,2	0,8	1,3	-
U	0,8	1,2	1,0	-
V	295	103	53	-
W	822	796	756	-
Y	14,3	53,4	89,4	-
Yb	1,0	5,2	8,4	-
Zn	214	61	27	-
Zr	107	351	349	-

Tab. III-1: Compositions chimiques en éléments majeurs et traces de quatre granulites de UHT. L'échantillon C43 correspond à une granulite à saphirine alors que les échantillons C1, C6 An6e sont des granulites à orthoamphibole - cordierite. Ces quatre échantillons ont fait l'objet d'une étude pétrologique détaillée et géochronologique (U-Th-Pb sur monazite à la microsonde électronique et datation U-Pb par DI-TIMS sur monazites et zircons - partie IV)

Des éléments traces comme le Cr, Co, Ni, V, Cu et Zn, réputés très résistants au phénomène d'altération, sont parfois abondants dans ces granulites et tout particulièrement dans la granulite à saphirine C43, où les teneurs en Cr, V et Zn sont de 265 ppm, 295 ppm et 214 ppm respectivement (Tab. III-1). Le Rb et Sr, qui sont des éléments très mobiles au cours de l'altération et du métamorphisme, ont des teneurs très faibles, souvent en deçà des limites de détection. Les spectres de Terres Rares (Fig. III-1), et plus particulièrement les HREE, permettent de distinguer la granulite à saphirine (C43) des granulites à orthoamphibole - cordierite (C1 et C6). L'ensemble des spectres de REE montre un enrichissement en LREE et une anomalie négative très marquée en Eu. Les spectres de REE des granulites C1 et C6 se caractérisent par des rapports $(Gd/Lu)_N$ inférieur à 1 ($= 0.83$ à 0.90), alors que la granulite à saphirine montre un appauvrissement significatif en HREE ($(Lu/Gd)_N = 3.5$). On peut noter, pour l'échantillon C43, une forme convexe du spectre pour les LREE due à un léger enrichissement en Nd et Sm. Ces spectres de REE sont très semblables aux spectres obtenus sur des granulites de UHT du complexe de l'In Ouzal, Algérie (Bernard-Griffiths et al., 1996).

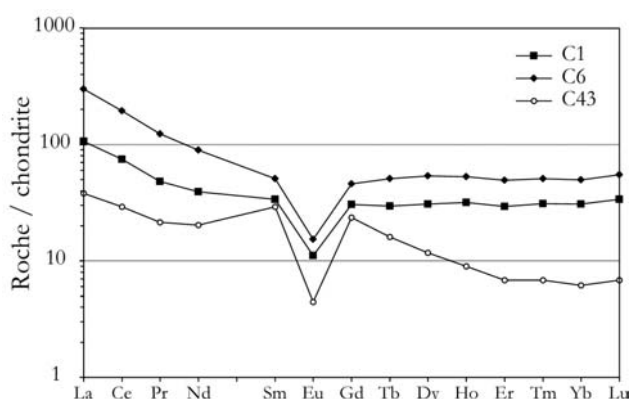


Fig. III-1: Spectres de Terres Rares normalisés aux chondrites de 3 granulites de UHT de l'unité d'Andriamena.

La composition des granulites de UHT pose le problème de la nature initiale du protolithe. Est-ce que cette composition particulière a été acquise lors de processus syn-métamorphiques ou est-elle liée à une composition initiale du protolithe (Spear et Schumacher, 1982; Bernard-Griffiths et al., 1996)?

Le processus syn-métamorphique évoqué dans la littérature est celui de Vielzeuf et Holloway (1988) et Vielzeuf *et al.* (1990). Ces granulites réfractaires correspondraient à un résidu de fusion partielle produit par extraction d'un liquide granitique d'un protolithe sédimentaire de composition pélitique ou grauwackeuse. L'appauvrissement en alcalins (K

et Na) et en H₂O des Al-Mg granulites résulterait de l'incorporation préférentielle de ces éléments dans le liquide silicaté.

Si l'origine de cette composition est anté-métamorphique, ceci implique que les Al-Mg granulites se sont formées selon un métamorphisme isochimique de roches de composition très particulière. Quel est le type et l'origine de ce protolithe? La composition des Al-Mg granulites est comparable à des sédiments composés d'argiles et chlorites, latérites, bauxites, évaporites, argiles riches en Mg et roches volcaniques altérées de composition basique et ultrabasique de type komatiite ou basalte magnésien (Bernard-Griffiths et al., 1996). Pearton (1981) décrit la chimie d'un ensemble de sédiments issus de l'altération hydrothermale de komatiites provenant de la ceinture de roches vertes de Murchison (Afrique du Sud). Ces sédiments correspondent essentiellement à des magnésio-pélites composées de quartz et chlorite en proportions variables. Ces sédiments ont des caractéristiques géochimiques très semblables à la granulite C43, c'est-à-dire de fortes teneurs en Mg, Fe, Cr, Ni et Co et de faibles teneurs en K, Ca, Na, Mn et Sr. Les fortes teneurs en ferromagnésiens sont compatibles avec un protolithe ultrabasique, alors que les faibles teneurs K, Ca, Na, Mn et Sr sont associées à un phénomène de lessivage durant le processus d'altération. Les fortes teneurs en Ni, Co et Cr sont caractéristiques de sédiments Archéens dû à la présence de komatiites et de basaltes ultra-magnésiens dans la croûte continentale (Condie, 1993).

Cependant, cette hypothèse d'altération de roches ultrabasiques n'est pas applicable aux granulites à orthoamphibole - cordierite (échantillon C1, C6 et An6e). En effet, leurs teneurs en Mg, Ni, Cu, Cr, Co sont significativement plus faibles par rapport à l'échantillon C43 et incompatibles avec cette hypothèse. Comme le suggère Bernard-Griffiths et al. (1996), la géochimie de ces Al-Mg granulites peut être héritée d'un protolithe sédimentaire composé d'un mélange en proportions variables de sédiments quartziques d'origine détritique et d'une composante chloritique formée par altération hydrothermale de roches ultrabasiques.

En conclusion, l'origine du protolithe reste encore problématique et très spéculative.

c. Assemblages minéralogiques et relations de phases dans les systèmes MAS, FMAS et KFMASH

Les assemblages minéralogiques et textures réactionnelles observées dans les granulites de UHT peuvent être décrites pour la plupart à partir de grilles pétrogénétiques dans le système FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ (FMAS) (Hensen, 1971; Hensen et Green, 1973; Bertrand *et al.*, 1991). Ces grilles sont applicables aux granulites composées de grenat, saphirine, orthopyroxène, sillimanite, spinelle, cordiérite, quartz. Néanmoins, certaines granulites de UHT se caractérisent par la présence de phases potassiques comme la biotite, le feldspath potassique et l'osumilite. Les grilles pétrogénétiques proposées dans le système K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O (KFMASH) permettent de rendre compte des phases potassiques et de la présence éventuelle d'un liquide silicaté (Hensen et Harley, 1990; Carrington et Harley, 1995; Holland *et al.*, 1996; Mouri *et al.*, 1996; McDade et Harley, 2001).

Le système MAS

Les grilles pétrogénétiques dans le système MgO-Al₂O₃-SiO₂ (MAS) sont une première approximation des systèmes naturels qui permettent de comprendre les relations de phases dans les systèmes plus complexes (FMAS ou KFMASH). Les phases minérales utilisées dans ce système correspondent aux pôles pures des phases observées dans la majorité des granulites de UHT, à l'exception du spinelle. Six phases sont utilisées dans ce système à 3 constituants: pyrope (py), saphirine (spr), enstatite (en), cordiérite (crd), sillimanite (sil) et quartz (qtz). Hensen et Essene (1971) proposent une grille hypothétique dans ce système (Fig. III-2) que nous avons reconstruit sur la base de nouvelles données thermodynamiques (Holland et Powell, 1998) (Fig. III-3).

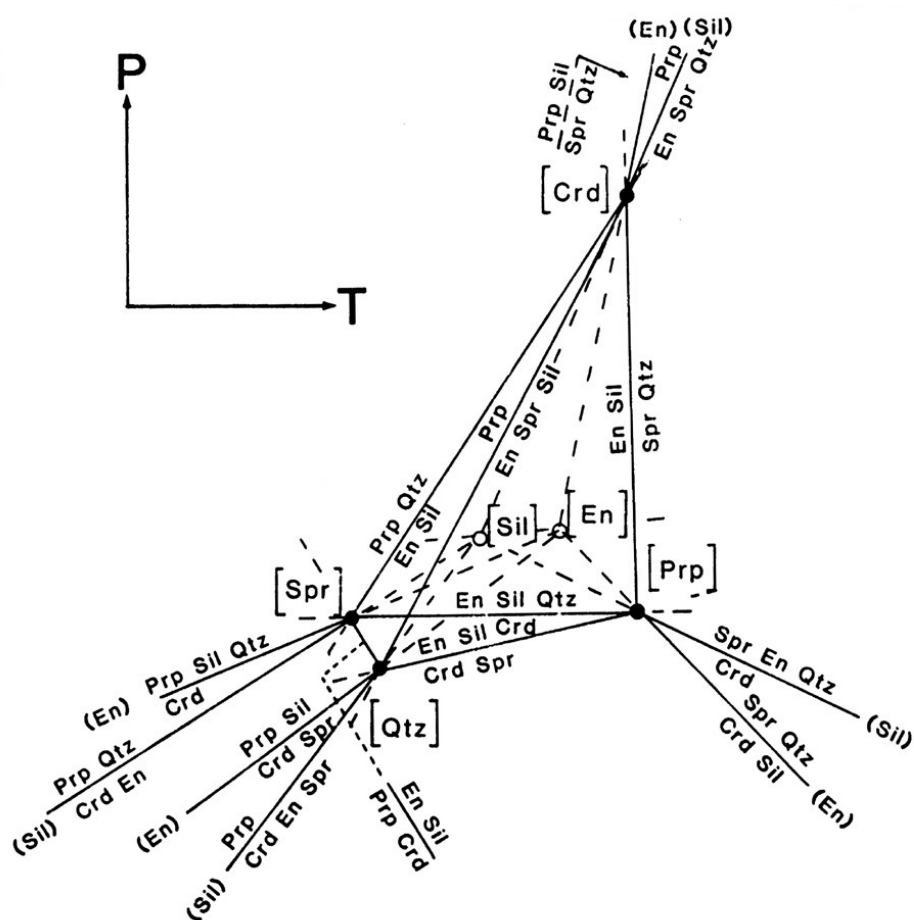


Fig. III-2: Grille hypothétique dans le système MAS impliquant les phases pyrope (Prp), saphirine (Spr), enstatite (En), cordierite (Crd), sillimanite (Sil), quartz (Qtz) (Hensen et Essene, 1971).

Dans la grille pétrogénétique de Hensen et Green (1971) (Fig. III-2), 4 points invariants sont stables: [prp], [crd], [spr] et [qtz]. La topologie de cette grille permet de mettre en évidence 3 paragenèses caractéristiques du métamorphisme de UHT et d'évaluer leur position relative. Le point invariant [prp] a une importance capitale, puisqu'il délimite les assemblages saphirine + quartz, orthopyroxène + sillimanite + quartz, et cordierite + saphirine. Le champ de stabilité spr-qtz se trouve à hautes températures, au-delà du point invariant [prp]. Il est limité à "basses températures" par la réaction $\text{spr} + \text{qtz} = \text{en} + \text{sil}$. Cette réaction est calibrée expérimentalement à environ 1050°C (Chatterjee et Schreyer, 1972; Newton, 1972). Les assemblages spr-qtz (+en) et en-sil-qtz se déstabilisent à basses pressions en Mg-cordierite (Fig. III-2). La position en pression des réactions d'apparition de la cordierite, et par conséquent celle du point invariant [py], sont largement dépendantes

de la présence d'eau. Newton (1972) a montré que dans des conditions hydratées, le champ de stabilité de la cordiérite s'étend vers les hautes pressions d'environ 4 kbar par rapport à des conditions anhydres. Par conséquent, la position expérimentale du point invariant [py] varie de 12 kbar (1000°C) à 8 kbar (~800°C) pour des conditions anhydres et hydratées respectivement.

La topologie de la grille pétrogénétique construite à partir des données thermodynamiques de Holland et Powell (1998) est relativement différente de celle proposée par Hensen et Essene (1971). En effet, seul trois points invariants sont stables [py], [crd] et [sil] (sur la figure III-3a, le point [sil] n'est pas représenté: il se localiserait à très hautes températures à l'intersection des réactions (py,sil) et (crd,sil)). Néanmoins, les caractéristiques principales de la grille de Hensen et Essene (1971) sont conservées, à savoir la présence et localisation relative des assemblages $\text{spr}_{\text{mg}}\text{-qtz}$, en-sil-qtz et $\text{crd}_{\text{mg}}\text{-spr}_{\text{mg}}$. La différence majeure de cette grille par rapport à celle proposée par Hensen et Essene (1971) est que les champs de stabilité en-sil-qtz et crd ne sont pas limités vers les BT par l'assemblage py-qtz (Fig. III-2). Cet assemblage py-qtz est restreint aux HP et marque la limite supérieure en pression de l'assemblage en-sil-qtz (Fig. III-3).

La grille de la figure III-3b correspond à une variante de la grille précédente (Fig. III-3a) dans laquelle le pôle pur magnésien de la saphirine utilisé correspond au pôle théorique spr_4 ($\text{Mg}_2\text{Al}_4\text{SiO}_{10}$). Cette composition engendre une colinéarité avec la crd_{mg} et le quartz dans le système MAS (Fig. III-3c) responsable de la dégénérescence des réactions (py,sil) et (py,en) en une réaction (py,sil,en) $\text{spr} + \text{qtz} = \text{crd}$. Malgré tout, la topologie reste identique à celle de la figure III-3a.

Le système FMAS

L'addition de FeO au système MAS permet de rendre compte des solutions-solides Fe-Mg de phases comme le grenat, orthopyroxène, cordiérite, saphirine. L'ajout d'un constituant chimique donne un degré de liberté supérieur aux assemblages minéralogiques. L'ensemble des points invariants du système MAS deviennent des réactions univariantes dans le système FMAS et, de la même manière, les réactions univariantes deviennent des réactions divariantes.

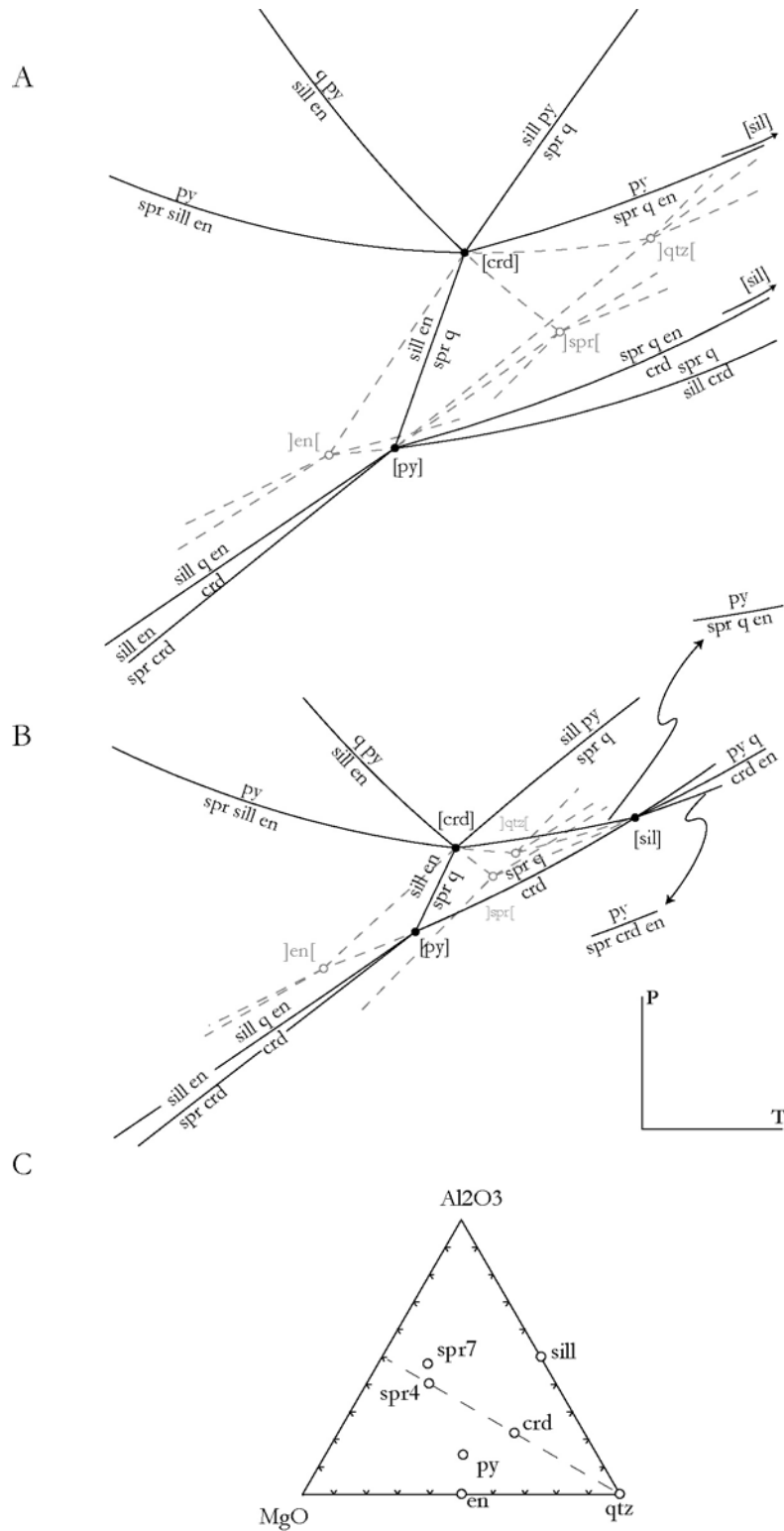


Fig. III-3: Grille pétrogénétique dans le système MAS calculée à partir des données thermodynamiques de Holland et Powell (1998). Les phases utilisées sont les mêmes que dans la figure III-2. a) Le pôle pur de la saphirine correspond à la spr7, c'est-à-dire Mg₇Al₁₈Si₅O₂₀ b) Le pôle pur de la saphirine correspond à la spr4, c'est-à-dire Mg₄Al₈Si₂O₂₀ c) projection Al₂O₃-SiO₂-MgO des phases utilisées dans les grilles a) et b).

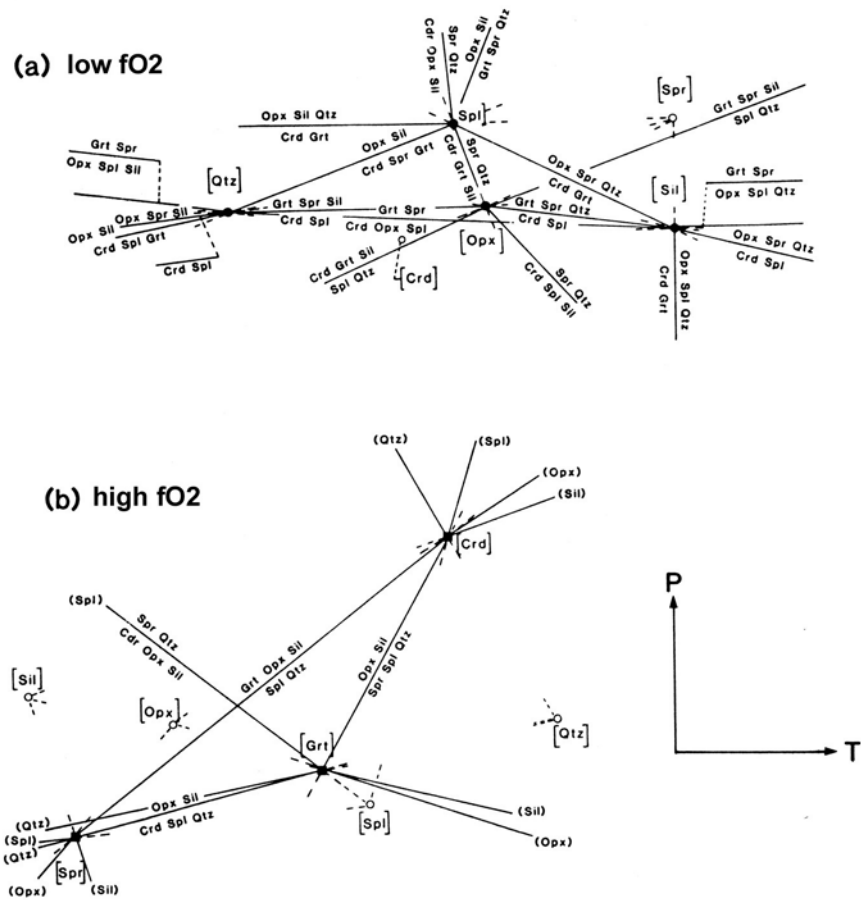


Fig. III-4: Grille pétrogénétique dans le système FMAS impliquant les phases grt-opx-sil-spr-spl-crd-qtz pour (a) une faible fO_2 (b) et forte fO_2 (Hensen, 1971, 1986).

Les relations de phases dans le système FMAS ont été décrites par Hensen (1971) et impliquent les phases spr, grt, opx, crd, sil, qtz et spl. Dans ce système, l'agencement des 7 points invariants permet d'élaborer 2 grilles pétrogénétiques distinctes: l'une stable et l'autre métastable (grille initiale et résiduelle d'après Vielzeuf et Boivin, 1984) (Fig. III-4). Le choix entre ces deux types de grille se fait sur des arguments pétrographiques naturels et expérimentaux. L'abondance d'exemples naturels montrant des paragenèses à grt-sil-spr-crd (opx-qtz-spl) et grt-opx-spr-crd (qtz-spl-sil) implique la stabilité des points invariants [spl], [qtz] et [sil] en accord avec la grille de la Fig. III-4a. Néanmoins, l'observation d'assemblages à opx-sil-spl-qtz est incompatible avec cette grille, mais est stable dans la version résiduelle de la Fig. III-4b. Hensen (1986) suggère que la stabilité de ces deux grilles

est corrélée à la fO_2 du système. La grille de la figure III-4a serait stable pour de faibles conditions de fO_2 , alors que la grille de la figure III-4b serait applicable aux conditions de fortes fO_2 . Cette hypothèse est confortée par l'observation de magnétite, ilméno-hématite associée aux assemblages à opx-sil-spl-qtz (Lal et al., 1987; Sandiford, 1987; Dasgupta et al., 1995; De Moraes et Fuck, 2000). Un des effets théoriques induit par ces deux grilles serait l'extension vers les hautes pressions des domaines de stabilité des assemblages contenant du spinelle aux dépens des assemblages à saphirine avec l'augmentation de la fO_2 (Hensen, 1986). Or, des travaux expérimentaux préliminaires (Savoie, 1994) ont montré l'effet inverse: une forte oxydation élargit le champ de stabilité de la saphirine aux dépens du spinelle. Cette controverse qui semble être ignorée, à l'exception de Sandiford *et al.*, (1987), ne pourra être réglée sans d'autres études expérimentales.

Nous discuterons en détail la grille à faible fO_2 (Fig. III-4a), conditions qui s'appliquent à l'ensemble des granulites de UHT d'Andriamena. Dans cette grille à faible fO_2 du système FMAS, les points invariants stables sont [spl], [qtz], [opx] et [sil]. On retrouve les mêmes caractéristiques mis en évidence à partir de la grille du système MAS. Le champ de stabilité spr-qtz, qui se localise à hautes températures et hautes pressions, est limité vers les basses températures par les réactions univariantes (spl,grt), (spl,opx) et (opx,grt). Le champ de stabilité opx-sil-qtz se localise du côté des basses températures de la grille et est limité vers les basses pressions par la réaction univariante:



Cette réaction délimite, entre autres, le champ de stabilité grt-crd. Enfin, dans cette grille à faible fO_2 , le champ de stabilité spl-qtz se localise du côté des basses pressions et UHT sous les réactions univariantes (opx,spr) et (opx,crd).

Dans cette grille, la position en P et T du point invariant [spl], qui implique les phases spr, qtz, opx, sil, grt, et crd a une importance capitale. L'assemblage spr-qtz se localise du côté hautes températures de ce point invariant, c'est-à-dire au-delà de 1050°C d'après les travaux expérimentaux (Hensen, 1971; Bertrand et al., 1991). La position en pression est quant à elle essentiellement contrôlée par la réaction univariante (1). Bertrand et al. (1991) a déterminé expérimentalement, pour des conditions hydratées, une pression de 11 ± 1 kbar à 1050°C pour le point [spl]. Ces estimations sont accord avec la position calculée à partir de données thermodynamiques par Aranovich et Berman (1996). Néanmoins, la position en pression de la réaction (1) est largement influencée par la présence et composition de la phase fluide. Les estimations de Bertrand et al. (1991) et

Aranovich et Berman (1996) doivent être considérées comme des conditions maximales, car elles ont été estimées dans des conditions hydratées (H₂O en excès). Pour des conditions anhydres, le champ de stabilité de l'assemblage opx-sil-qtz sera étendu d'environ 4 kbar vers les basses pressions au dépens de l'assemblage grt-crd.

La position du point invariant [qtz] est également capitale puisqu'elle va contrôler l'ensemble des réactions divariantes sous-saturées en quartz qui sont communes dans les granulites de UHT (par exemple: $\text{opx} + \text{sil} = \text{spr} + \text{crd}$ ou $\text{grt} = \text{opx} + \text{spr} + \text{crd}$). La position de ce point n'a pas été déterminée expérimentalement, mais Hensen (1987) l'estime à environ 8-9 kbar pour 950°C sur la base d'observations pétrographiques et d'arguments topologiques.

Le système KFMASH

Dans le système chimique K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O (KFMASH) et pour des conditions de UHT, les relations de phases vont être largement contrôlées par des équilibres impliquant un liquide silicaté. L'ajout de K₂O va également engendrer l'apparition de phases potassiques tel que biotite, feldspath potassique ou osumilite. Les récents travaux expérimentaux de Carrington et Harley (1995), Audibert et al. (1995) ou les analyses topologiques de Hensen et Harley (1990), Holland et al. (1996) et McDade et Harley (2001) permettent de rendre compte des relations de phases pour des conditions de 900 à 1050°C. Les points fondamentaux des travaux expérimentaux de Carrington et Harley (1995), Audibert et al. (1995) sont les suivants:

- (1) le champ de stabilité osumilite - grenat se localise à des pressions supérieures à 6 kbar pour T > 900°C. Cet assemblage os-grt se déstabilise à HP en opx-sil-qtz-fK et spr-qtz-fK (8-9 kbar, 950-1100°C) ou opx-sil-qtz-L et spr-qtz-L (7-8 kbar, 950-1100°C) (Fig. III-5).
- (2) A "basses températures" (850-900°C), les assemblages opx-sil-qtz et grt-crd sont produits par l'intermédiaire de réactions de fusion partielle fluide-absent (bio-dehydration melting reactions) du type: $\text{bio} + \text{sil} + \text{qtz} + \text{fK} = \text{grt} + \text{crd} + \text{L}$ pour P < P_[os] (9 kbar) et $\text{bio} + \text{sil} + \text{qtz} + \text{fK} = \text{opx} + \text{sil} + \text{L}$ pour P > P_[os] (Fig. III-5). La réaction délimitant les deux domaines : $\text{grt} + \text{crd} + \text{qtz} + \text{fK} = \text{opx} + \text{sil} + \text{L}$ se trouve à une pression inférieure d'environ 1-2 kbar par rapport à la réaction équivalente (1) dans le système FMAS décrite précédemment. Cette diminution de pression du champ de

stabilité de la cordiérite s'explique par le fait que dans le système KFMASH, la cordiérite n'est pas saturée en eau comme dans les expériences de Bertrand et al. (1991). L'eau étant préférentiellement incorporée par le liquide silicaté (Carrington et Harley, 1995).

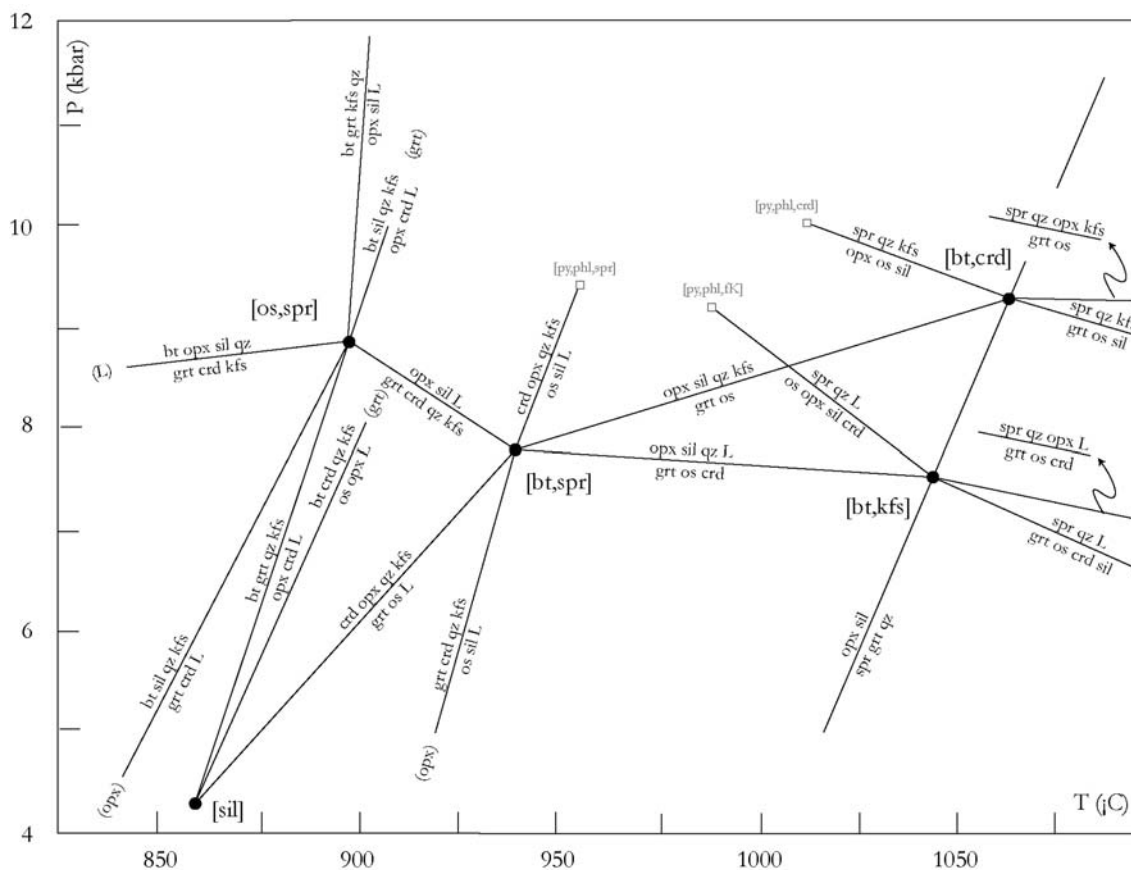


Fig. III-5: Grille pétrogénétique dans le système KFMASH impliquant les phases grt-opx-crd-sil-os-bt-fk-L modifié d'après Carrington et Harley (1995), Audibert *et al.* (1995) et Holland *et al.* (1996)

McDade et Harley (2001) proposent une grille qualitative dans le système KFMASH pour les assemblages composés de saphirine, spinelle, grenat, orthopyroxène, cordiérite, biotite, sillimanite, feldspath potassique, quartz et liquide (Fig. III-6a). L'osumilite n'est pas prise en compte, mais cette grille à l'avantage de faire apparaître la saphirine et le spinelle qui sont négligés dans la grille de Carrington et Harley (1995). Le point invariant [spr-spl] dans cette grille est l'équivalent du point [os] de la grille de Carrington et Harley (1995). Cette grille permet de mettre en évidence le champ de stabilité

de plusieurs assemblages minéralogiques contenant du fK et liquide en excès applicables aux migmatites magnésio-alumineuses (Fig. III-6b).

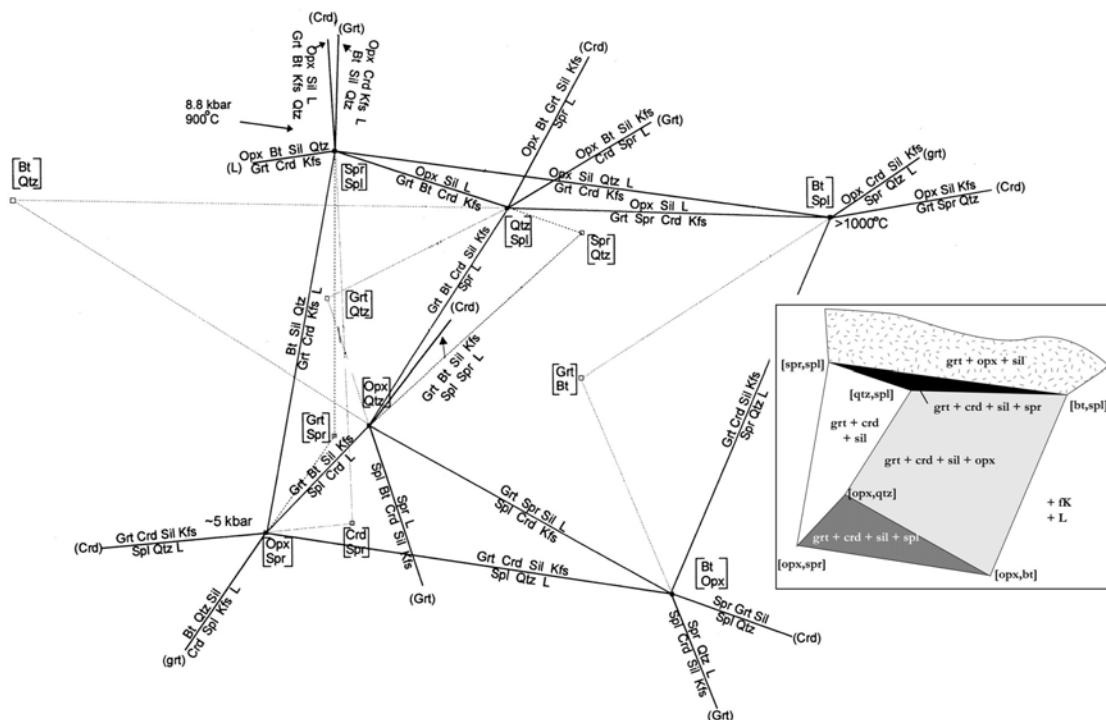


Fig. III-6: a) Grille pétrogénétique qualitative dans le système KFMASH impliquant les phases grt-opx-crd-sil-spl-spr-bt-fK-L. b) localisation des champs de stabilité des principaux assemblages minéralogiques observables dans les migmatites magnésio-alumineuses (McDade et Harley, 2001).

d. Contexte géodynamique et métamorphisme de UHT

Le type de contexte géodynamique à l'origine des conditions de UHT reste problématique. Cette méconnaissance est en partie liée à l'absence de données structurales associées à la UHT ainsi qu'à la rareté de datations adéquates sur l'ensemble des localités où ont été reportées des conditions de UHT. En effet, la plupart des granulites de UHT ont enregistré une évolution tectono-métamorphique complexe post-UHT, oblitérant partiellement ou totalement les structures associées à la UHT. De plus, cette histoire polycyclique rend les interprétations géochronologiques délicates et souvent discutables. Par conséquent, l'identification du type de contexte géodynamique à l'origine de la UHT est

souvent basée uniquement sur des arguments pétrographiques et plus particulièrement sur la forme du trajet P-T rétrograde.

Des revues de Bohlen (1987) et Harley (1989) ont permis de faire ressortir deux grands types de portions de trajet rétrogrades dans les granulites:

- ITD (IsoThermal Decompression). Ce type de trajet est généralement associé à une remontée rapide correspondant à une exhumation tectonique post-épaississement crustal.

- IBC (IsoBaric Cooling). L'interprétation géodynamique de ce type de trajet rétrograde est plus délicate. Néanmoins, il traduit des conditions géothermiques élevées suivies d'une relaxation thermique sans changements significatifs de pression. Trois types distincts de contextes sont communément proposés: (1) sous-placage de magmas d'origine mantellique en base ou dans la croûte inférieure (2) extension post-épaississement (détachement) qui aurait lieu proche du pic de métamorphisme (3) Epaississement crustal homogène. Ce dernier modèle ne s'applique qu'aux roches localisées à la base du bloc inférieur.

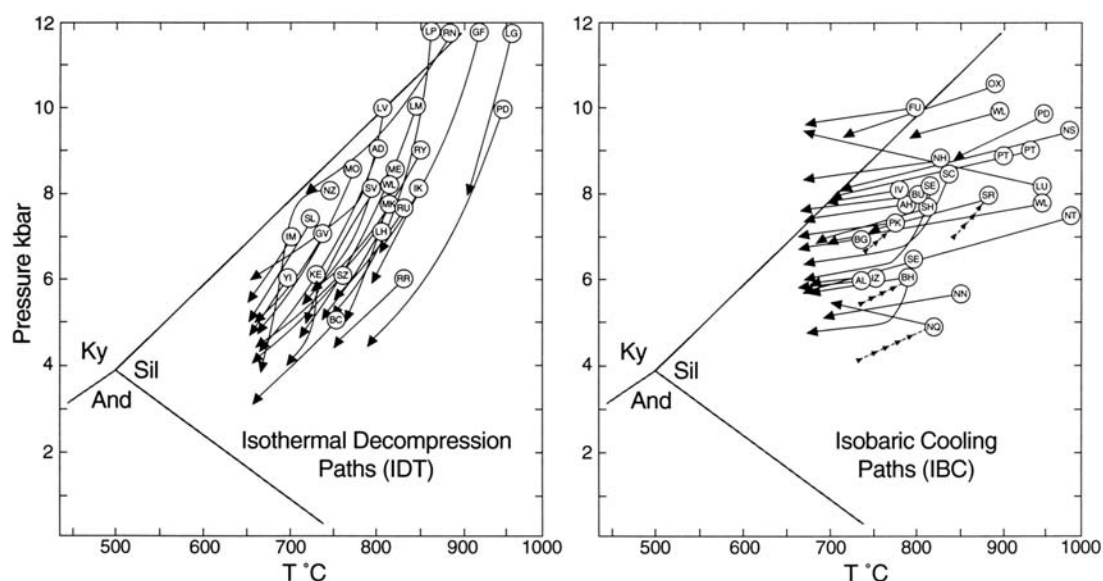


Fig. III-7: Portion de trajets rétrogrades enregistrées dans des granulites (Harley, 1989).

Quoi qu'il en soit, pour atteindre de telles conditions de UHT ($>1000^{\circ}\text{C}$) un apport significatif de chaleur et/ou de matériel d'origine mantellique dans la croûte inférieure semble indispensable. Dans de nombreux cas, les granulites de UHT sont associées à un volume important de metabasites et de roches magmatiques de type granodiorite, tonalite.

Ces roches sont formées par fusion partielle de roches basiques dans des conditions de pression relativement élevées, permettant la stabilité du grenat (Martin, 1994). Deux modèles distincts sont proposés pour la formation de ces roches magmatiques:

- par fusion partielle d'une plaque océanique subductée
- par fusion en base de croûte continentale de matériaux basiques sous-plaqués pré-existants. Ce modèle implique une croûte légèrement épaissie (40 à 50 km).

Un contexte de marge active de type andin ou d'arc insulaire est compatible avec ces deux modèles (Bohlen, 1987). D'autre part, les trajets PT du type IBC sont compatibles avec le refroidissement de ces magmas d'origine mantellique en base de croûte.

Un autre modèle tectonique plausible faisant intervenir une advection de chaleur mantellique pourrait correspondre à une extension post-orogénique résultant du détachement de la racine lithosphérique (Malavielle *et al.*, 1990; Gardien *et al.*, 1997; Ledru *et al.*, 2001). Ce détachement engendrerait une remontée asthénosphérique responsable d'une part de l'extension crustale et de la formation de magmas basiques. Ce type de mécanisme permet d'expliquer les trajets PT de type ITD qui nécessitent une exhumation rapide.

Enfin, on peut rappeler un point important développé par Vielzeuf *et al.* (1990), mais qui semble avoir été oublié depuis: l'effet tampon des réactions de fusion partielle sur la température et la formation des granulites de UHT. Vielzeuf *et al.* (1990) suggèrent que la formation de granulites de UHT nécessite la superposition d'au moins deux événements thermiques. Au cours d'un premier événement, la fusion partielle d'un métasédiment va produire un magma granitique par l'intermédiaire de réactions fluide-absent. Par extraction de ce liquide granitique, il se formera un résidu granulitique anhydre et réfractaire du type $fK + pl + grt + sil + qtz$ ou $grt + opx + pl + qtz$ en fonction de la composition du protolithe. Au cours de ce premier événement métamorphique, la température du système est tamponnée par les réactions de fusion partielle et n'excède pas 850-900°C. Au cours d'un second événement thermique affectant ce résidu granulitique (qui n'a pas subi de rétro-morphose hydratée et si les conditions restent anhydres), la température n'est alors plus tamponnée par les réactions de fusion partielle fluide-absent et des conditions de ultra-hautes températures de l'ordre de 1000°C peuvent être atteintes. Néanmoins pour atteindre de telles conditions, un apport de chaleur d'origine mantellique reste indispensable.

2. Evolution P-T des granulites de UHT de l'unité basique d'Andriamena

L'étude pétrographique réalisée sur les granulites magnésiennes de UHT et sur les migmatites associées est présentée sous forme d'un article qui sera soumis à la revue **Journal of Petrology**:

Ultrahigh temperature granulite metamorphism from the Andriamena mafic unit, north-central Madagascar.

Part I: Evidences for various petrographical PT paths in a polymetamorphic context.

Cette analyse pétrographique permet de proposer un ensemble de trajets PT, dont la signification sera discutée aux vues de données géochronologiques dans un article associé (partie III – chapitre II-2).

**Ultrahigh temperature granulite metamorphism from the Andriamena
mafic unit, north-central Madagascar.**

**Part I: Evidences for various petrographical PT paths in a
polymetamorphic context.**

Philippe Goncalves and Christian Nicollet

Laboratoire Magmas et Volcans, Université Blaise Pascal-CNRS.
5, rue Kessler, 63 038 Clermont-Ferrand cedex, FRANCE.

Abstract

Lenses of highly magnesian gneiss in migmatites from the mafic Andriamena unit (North-Central Madagascar) preserve evidence of Ultra-High Temperature (UHT) granulite metamorphism. These granulites contain numerous coronitic textures that provide a powerful means to retrieve the PT evolution close to peak conditions. The metamorphic evolution inferred from the Mg-granulites has been subdivided into three stages. (1) The UHT peak metamorphic conditions ($1050 \pm 50^\circ\text{C}$; 11.5 ± 1.5 kbar) are characterized by the typical sapphirine (spr_0), garnet (grt_0), Al-rich orthopyroxene (opx_0) and quartz assemblage, which is retrogressed to an orthopyroxene (opx_1), sillimanite (sil_1) and quartz assemblage, consistent with a near isobaric cooling PT path (stage 0-1). (2) An extensive development of coronitic textures formed by sapphirine (spr_2), cordierite (crd_2), Al-rich orthopyroxene (opx_2) and garnet (grt_2), at the expense of the primary UHT assemblages suggests near isothermal decompression of approximately 4-5 kbar at 900-950°C (stage 2). Stage 3 is characterized by development of a new orthopyroxene (opx_3), sillimanite (sil_3) assemblage or orthoamphibole-cordierite bearing assemblage, depending on fluid conditions. This late stage is interpreted as the result of near isobaric cooling from 900 to 650°C at 6-7 kbar. Pelitic migmatites, which constitute most of the basement, do not display evidence of UHT metamorphism. Their petrologic evolution is characterized by biotite-dehydration melting reactions followed by back-melting reactions, consistent with a heating-cooling path without significant changes in pressure at approximately 7 kbar with a maximum temperature of 850°C. Knowing the polycyclic evolution of North-Central Madagascar, it is crucial to constrain the timing of the distinct PT paths otherwise all the tectonic interpretations will remain speculative. The construction of time-calibrated PT paths is detailed in a companion paper and is achieved by in-situ U-Th-Pb chemical dating of monazite by electron microprobe in order to rigorously link metamorphic assemblages and dates.

Key Words: Andriamena unit; Madagascar; Polymetamorphism; P-T path; Ultrahigh Temperature Metamorphism;

INTRODUCTION

Determining accurate P-T-t paths is fundamental to discuss and understand the nature and timing of orogenic processes. Thus, the combination of petrology with geochronology on rocks that have recorded the metamorphic evolution of a high-grade gneiss terrain is essential to unravel its evolution. In recent years, ultrahigh-temperature (UHT) granulites have been discovered in numerous high-grade gneiss terrains (see review of Harley, 1998a). Such rocks have drawn petrologist's attention because they preserve assemblages, such as sapphirine-quartz, which reflect extreme PT conditions ($>1050^{\circ}\text{C}$, 8-13 kbar) in the continental crust. Furthermore, owing to their refractory behavior, these rocks commonly preserve numerous and spectacular coronitic and symplectitic textures, which can be described in a simple (K)FMASH chemical system (McDade & Harley, 2001). Combining interpretations of reaction textures with appropriated experimentally calibrated petrogenetic grids (Hensen, 1986; Hensen & Harley, 1990; Bertrand et al., 1991; Audibert et al., 1995; Carrington & Harley, 1995) provides powerful information to reconstruct precise and complex qualitative or semiquantitative part of PT paths close to the peak temperature (Droop, 1989; Harley, 1998b; Kriegsman & Schumacher, 1999; McDade & Harley, 2001).

Such complex PT paths have been inferred with a very high confidence from other UHT granulite localities. However, in areas that have suffered a polymetamorphic history (Napier complex and the Rauer group in Antarctica (Harley et al., 1990; Harley, 1998b), Okiep copper district in South-Africa (Raith & Harley, 1998) and the Eastern Ghats in India (Bose et al., 2000; Rickers et al., 2001)), some uncertainties remain with respect to the meaning of these PT paths. Because without geochronological constraints on the absolute timing of the different periods of mineral assemblage growth, reaction textures formed during different thermal events well separated in time can be ascribed to an erroneous single-event PT path (Hand et al., 1992; Vernon, 1996). This PT path, only deduced using petrographical observations, has been referred as a **petrographical PT path**.

The purpose of this study is to report the findings from UHT granulites in north-central Madagascar and to detail the petrology and textural evolution of a suite of Mg-rich granulites and their associated migmatites and their inferred petrographical PT path. In the companion paper, the absolute timing of the PT path is constrained using in-situ electron

microprobe dating of monazite and the significance of petrographical PT paths in polymetamorphic terranes is discussed.

GEOLOGICAL SETTING

Recent geochronological and structural investigations have shown that north-central Madagascar records a long and complex magmatic and metamorphic history, from late Archaean to late Neoproterozoic times (Caen-Vachette, 1979; Guérrot et al., 1993; Nicollet et al., 1997; Paquette & Nédélec, 1998; Tucker et al., 1999; Kröner et al., 2000; Goncalves et al., 2000, in press). Its basement consists of two main lithotectonic units: (1) a gneissic-granitic basement and (2) a mafic sequence corresponding to the "Beforona group" of Bésairie (1963) or the "Tsaratanana thrust sheet" of Collins et al. (2000).

(1) The basement consists of late Archaean granites and gneisses (2550-2500 Ma) that were deformed and metamorphosed during at least three major events: 820-720 Ma, 630 Ma and 550-500 Ma, all of which correspond to periods of widespread granite plutonism. (2) The "Beforona group" consists of three north-south elongate mafic units overlying the gneissic basement (Maevatanana unit, Andriamena unit and Aloatra-Beforona unit from west to east) (Fig. 1a). The Andriamena unit, the focus of this study, forms a large synform separated from the underlying basement by a major mylonitic zone (Goncalves et al., in press). It mainly includes reworked late Archaean mafic and biotite-bearing gneisses intruded by mafic to ultramafic rocks at ca 790 Ma (Guérrot, 1993) (Fig. 1b). This widespread middle Neoproterozoic mafic magmatism, which is contemporaneous with granite plutonism intruding the basement has also been reported from west-central Madagascar, in the SQC unit (Handke et al., 1999) (Fig. 1a). Finally, the Andriamena unit, as all Madagascar, experienced multiple deformation events during the late Neoproterozoic to Cambrian (550-500 Ma) under amphibolite to granulite facies conditions (Goncalves et al., in press). Emplacement of the Andriamena unit on the granitic basement is related to this Cambrian tectono-metamorphic event, which is interpreted to be the result of crustal east-west horizontal shortening (Goncalves et al., in press).

The geodynamic interpretation of the late Archaean event remains problematic. In contrast, the middle Neoproterozoic magmatism reported throughout central and north-

central Madagascar has been interpreted as the product of a continental magmatic arc related to closure of the Mozambique Ocean during break-up of the supercontinent Rodinia (Tucker et al., 1999; Handke et al., 1999). The Cambrian tectono-metamorphic event has been interpreted as continental convergence during the final amalgamation of Gondwana (Martelat et al., 2000; Goncalves et al., in press).

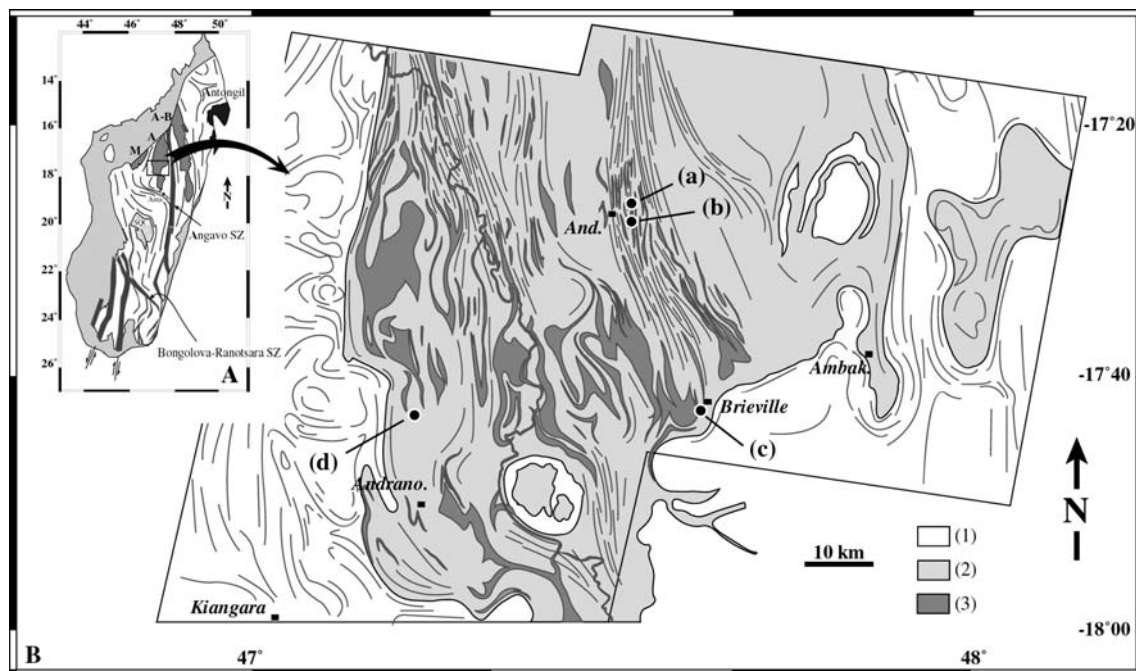


Fig. 1. (A) Simplified geological map of Madagascar with the main structural and lithological features (modified after Martelat, 1998) and showing the location of the study area. The Maevatanana unit (M), Andriamena unit (A) and Aloatra-Beforona unit (A-B) form part of the "Beforona group" of Bésairie (1963) or the "Tsaratanana thrust sheet" of Collins et al. (2000). (B) Simplified geological map of a part of the Andriamena unit and surrounding basement, showing the main structural orientations (Goncalves *et al.*, in press) and the sample location. (1) late Archaean to late Neoproterozoic gneissic-granitic reworked basement, (2) late Archaean Andriamena unit (mafic gneisses, biotite gneisses, migmatites), (3) middle Neoproterozoic mafic-ultramafic intrusions. Sample location: (a) samples A4-5, A4-11, A4-26, A4-31, C17, C21, C38 and C43; (b) C61; (c) An4c and A6-3. (d) opx-sil-qtz-bearing rocks location (M. Ohnenstetter, pers. com). And.: Andriamena, Ambak.: Ambakireny, Andrano.: Andranomiely sud.

OUTCROP DESCRIPTION

Mg-granulites, including sapphirine-bearing gneiss, orthopyroxene-sillimanite-quartz gneisses and orthoamphibole-cordierite-bearing gneiss, are scarce and account for an infinitesimal volume in the Andriamena unit. They have been reported in the central part of the Andriamena unit near the village of Andriamena and Brieville (Nicollet, 1990) and at the western margin of the Andriamena unit north of the village of Andranomiely Sud (M. Ohnenstetter pers. com.) (Fig. 1b). Due to very poor outcrop exposure, detailed structural relationships between the Mg-granulites and gneissic basement are scarce. However, locally the Mg-granulites occur as concordant lenses within a composite gneissic foliation composed of tonalitic and granodioritic gneisses with pelitic migmatites and mafic gneisses (Fig. 2a). Studied samples in this contribution are from the Andriamena and Brieville locality.

Mg-granulites from Andriamena (sapphirine-bearing and orthopyroxene-sillimanite-quartz-bearing samples: A4-5, A4-11, A4-26, A4-31, C17, C21, C43 and C38) were collected 4 km east of the village of Andriamena (location (a) in Fig. 1b). They are loose boulders located in the lateritic slopes or in a thalweg. The outcrop is mainly composed of interlayered amphibolitic gneiss, biotite gneiss, metaBIF and migmatite that define a north-south striking foliation. A large mafic intrusion metamorphosed (two-pyroxene granulite) is present nearby and displays an elongate shape with its long axis oriented parallel to the main foliation strike (~N180). The migmatitic basement is well exposed just south of the Mg-granulite outcrop (see location (b) in Fig. 1b), where it displays a well developed layering consisting of quartzofeldspatic leucosomes, boudined mafic gneiss, garnet-bearing gneiss and aluminous quartz-absent layers (Fig. 2b). Samples from the Brieville locality are dominated by orthoamphibole-cordierite-bearing granulites (An4c, An6i, A6-3), which have been collected close to the quarry of Ankazotaolana, 2 km west of the village of Brieville (Fig. 1b). The outcrop that contains the lens of orthoamphibole-bearing gneiss, consists predominantly of orthopyroxene-bearing leucogneiss with quartzite and numerous lenses of metabasic rocks (amphibole + plagioclase and relict orthopyroxene). It is noteworthy that this outcrop is located close to a kilometer-scale mafic to ultramafic body.

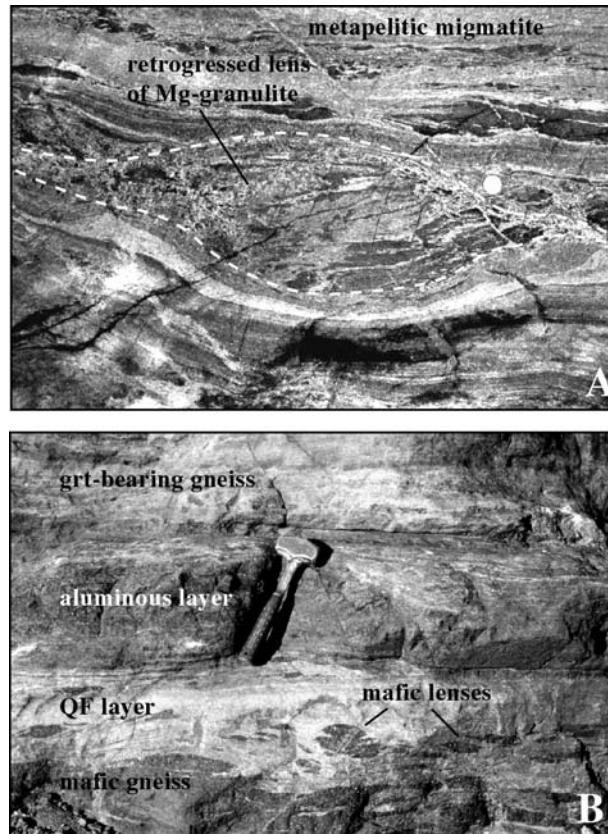


Fig. 2. Outcrop photographs of the Mg-granulites and migmatites. (A) Detailed of a lens of strongly retrogressed Mg-granulite-bearing gneiss hosted within strongly migmatized metasediments. (B) Pelitic migmatite composed of an alternation of quartzofeldspatic leucosomes containing mafic lenses (lower half of photograph), with an aluminous quartz-absent layer and garnet-bearing gneisses layer.

PETROGRAPHY

This section will discuss the petrology of two distinct lithologies, Mg-rich granulites (sapphirine-bearing and orthoamphibole-cordierite bearing granulites) and pelitic migmatites. All these rocks preserve coronitic textures that will be interpreted in term of metamorphic reactions, which will be used to construct the petrographical P-T path for these rocks.

Mg-granulites (sapphirine-bearing and orthopyroxene-sillimanite-bearing gneisses)

Mg-granulites from the Andriamena locality are characterized by a coarse-grained texture. The mineral associations are complex with several generations of each mineral: four generations of orthopyroxene, two of garnet, sapphirine and sillimanite. Quartz, spinel, plagioclase and biotite are also present. Large porphyroblast of garnet, which commonly exceed 2 cm in diameter, occur in a groundmass composed of fine-grained prismatic orthopyroxene, sillimanite and locally quartz. Sapphirine occurs as prismatic crystals up to 5 mm in length (C43, C38, A4-26 A4-11), and as fine-grained intergrowths formed at the expense of the porphyroblast minerals (C38, A4-26, A4-5). Samples are very heterogeneous and can show in a same thin-section various areas with different metamorphic assemblages.

The eight samples described in detail in this study (A4-5, A4-11, A4-26, A4-31, C17, C21, C43 and C38) have been subdivided into three types with respect to the occurrence of quartz and/or sapphirine as a primary high-grade metamorphic phase. Textural features are summarized in Table 1.

	mineral associations					reaction textures										
	Grt	Opx	Spr	Sil	Crd	stage 0-1 (UHT)			stage 2 (ITD)						stage 3 (IBC)	
						1	2	3	4	5	7	8	9	10	11	12
Qtz & spr-bearing assemblages																
A4-11	0	0-1-2-3	0	0-1-3	2	X		X	X			X				X
A4-26	0	0-1-2-3	0	1-3	2	X	X	X	X			X				X
C21	0	0-1-2-3	0	1-3	2	X	X	X	X			X				X
Qtz-free, spr-bearing assemblages																
C43	1	1-2-3	1-2	1-3	2			X	X			X	X	X		X
C38	1-2	1-2-3	1-2	1-3	2			X	X	X		X	X			
Qtz-bearing, spr-free assemblages																
A4-5	0-2	0-1-2-3	(0)-2	1-3	2	(X)	X	X	X	X			X	X		X
C17	1	1-3	-	1-3	2			X	X				X			X
A4-31	1	2-3	-	1-3	2			X	X			X	X			X

Table 1. Summary of the mineral assemblages and textural features in the Mg-granulites from Andriamena. 0-1-2-3 correspond to the mineral generation. Reaction label : (1) $spr_0 + qtz = opx_1 + sil_1$; (2) $grt_0 + qtz = opx_1 + sil_1$; (3) Al-rich opx = $opx_0 + grt$ (exsolution); (4) $opx_1 + sil_1 + qtz = crd_2$; (5) $opx_1 + sil_1 = spr_2 + crd_2$; (6) $opx_1 + sil_1 + qtz = crd_2$; (7) $opx_1 + sil_1 = spr_2 + crd_2 + grt_2$; (8) $grt_0 + qtz = opx_2 + crd_2$; (9) $grt_0 + sil_{0-1} + qtz = crd_2$; (10) $grt_0 + sil_{0-1} = spr_2 + crd_2$; (11) $grt_0 = opx_2 + spr_2 + crd_2$; (12) $grt_0 = opx_2 + spl_2 + crd_2$; (4a) $crd_2 = opx_3 + sil_3 + qtz$; (5a) $spr_2 + crd_2 = opx_3 + sil_3$.

Preserved peak metamorphic assemblages

Quartz and sapphirine-bearing assemblages: sapphirine-garnet-quartz-orthopyroxene-sillimanite (A4-11, A4-26, and C21).

In these rocks, peak metamorphic minerals are never in mutual contact. Sapphirine (spr_0) occurs as residual grains, containing inclusions of spinel, separated from matrix quartz by secondary coronitic textures composed of sillimanite (sil_1) and orthopyroxene (opx_1) (Fig. 3a). Sapphirine (spr_0) is also preserved as partly resorbed inclusions in prismatic sillimanite (sil_1). Garnet (grt_0) forms medium to large corroded porphyroblasts up to 2 cm that commonly contain inclusions of sillimanite, quartz, rutile and sapphirine. They are typically surrounded by late-formed composite coronas adjacent to quartz. Primary orthopyroxene (opx_0) forms large porphyroblasts up to 1 cm, which are characterized by the ubiquitous presence of exsolution lamellae of garnet and inclusions of rutile (Fig. 3c).

Quartz-free assemblages: orthopyroxene-garnet-sapphirine (\pm sillimanite) (C43, C38).

Orthopyroxene (opx_0 or opx_1 noted opx_{0-1}) occurs as coarse porphyroblasts up to 20 mm or as recrystallized polygonal medium grains in textural equilibrium with sapphirine. Orthopyroxene in the quartz-free assemblage also has garnet exsolution lamellae. Large prismatic crystals of sapphirine (spr_{0-1}), up to 10 mm, contain inclusions of garnet, cordierite, biotite and orthopyroxene. Garnet (grt_{0-1}) occurs as large lobate porphyroblasts up to 2 cm in diameter or granular areas and locally contains inclusion trails of sillimanite, biotite and quartz typically located in the center part of the crystal. Garnet (grt_{0-1}) and sapphirine (spr_{0-1}) porphyroblasts are never in mutual contact. Prismatic sillimanite (sil_{0-1}) is less abundant and occurs as a residual mineral that is systematically separated from garnet (grt_{0-1}) and orthopyroxene (opx_{0-1}) by secondary corona textures. Local silica-saturated domains composed of a polygonal mosaic of orthopyroxene and quartz may coexist in a single thin-section where orthopyroxene-sapphirine-garnet occurs.

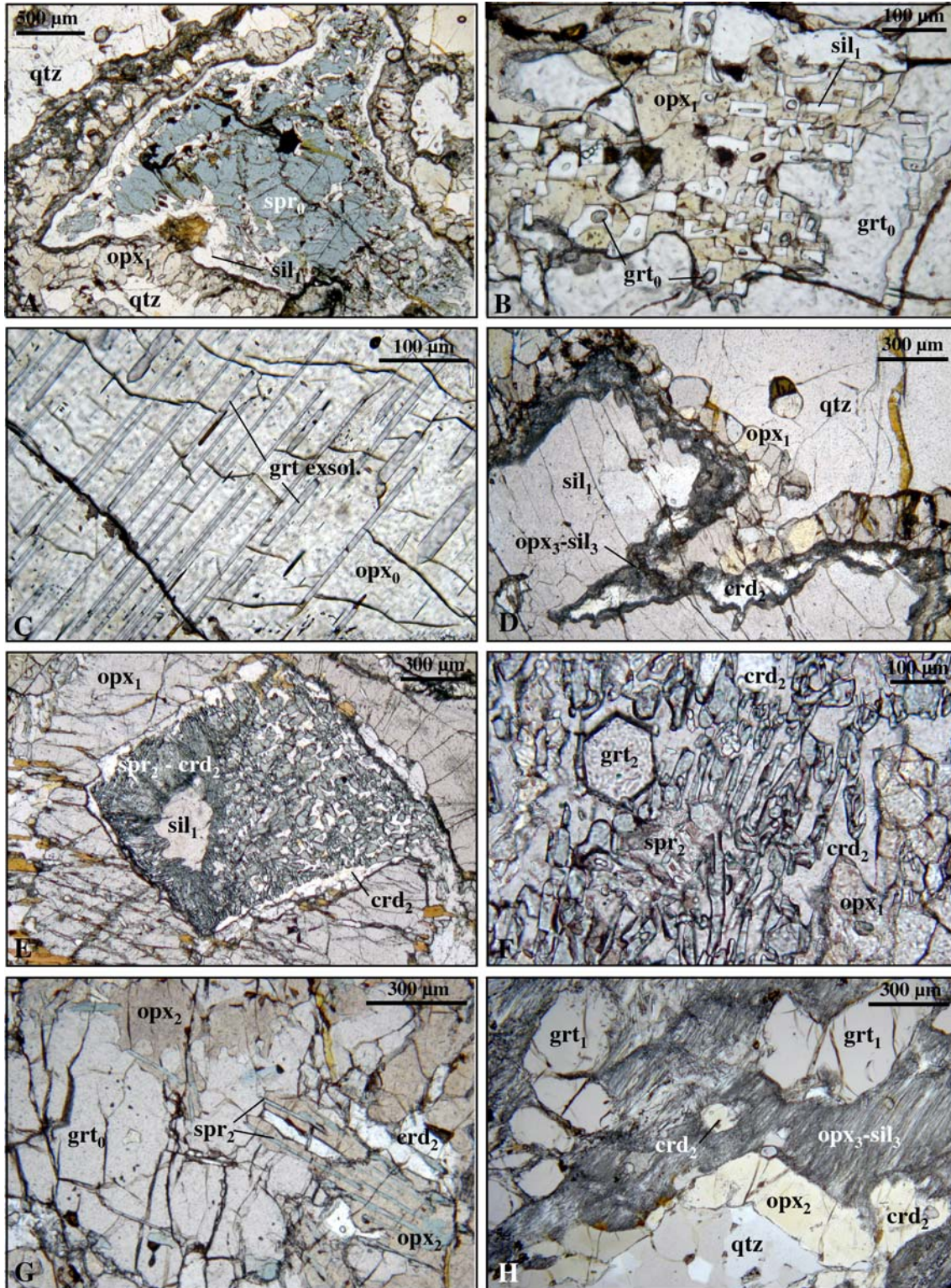


Fig. 3. Selected microphotographs illustrating the retrograde reactions observed in the Mg-granulites from Andriamena. (A) Sample A4-26. Evidence of a primary sapphirine (spr_0) - quartz assemblage. Such phases are no more in mutual contact, but they are separated by a corona of opx_1 adjacent to quartz and prismatic sil_1 next to spr_0 suggesting the reaction (1) $\text{spr}_0\text{-qtz}=\text{opx}_1\text{-sil}_1$. Note that opx_1 and sil_1 are also separated by a very fine crystallized assemblage as in Fig (D). (B) Sample A4-26. Garnet (grt_0) crack filled by an $\text{opx}_1\text{-sil}_1$ symplectite. Sillimanite occurs as small euhedral prismatic crystals, which can contain relics of grt_0 . This symplectite is consistent with the reaction $\text{grt}_0\text{-qtz}=\text{opx}_1\text{-sil}_1$. (C) Sample A4-26. Orthopyroxene porphyroblast (opx_0) containing exsolution lamellae of garnet. (D) Sample A4-5. Prismatic sil_1 surrounded by coronitic opx_1 at the contact of quartz. This texture suggests that the peak metamorphic assemblage was sapphirine-quartz but all the sapphirine has been completely consumed by the reaction (1). Opx_1 is separated from sill_1 by a narrow corona of crd_2 produced by the reaction (4) $\text{opx}_1\text{-sil}_1\text{-qtz}=\text{crd}_2$. Note that the crd_2 is also partly retrogressed into a very fine symplectite developed along the grain boundaries. Such symplectite is composed by $\text{opx}_3\text{-sil}_3 \pm \text{qtz}$ suggesting the reverse reaction (4a) $\text{crd}_2=\text{opx}_3\text{-sil}_3\pm\text{qtz}$. (E) Sample C43. Large porphyroblast of opx_1 with a former prismatic inclusion of sil_1 , almost replaced by a sapphirine-cordierite symplectite. It indicates the reaction of decompression (5) $\text{opx}_1\text{-sil}_1=\text{spr}_2\text{-crd}_2$. (F) Sample C38. $\text{Spr}_2\text{-crd}_2$ symplectite associated with euhedral garnet (grt_2) produced at the expense of opx_1 and sil_1 (not visible in this microphotograph) via the invariant reaction (spl-qtz) (7) $\text{opx}_1\text{-sil}_1=\text{grt}_2\text{-spr}_2\text{-crd}_2$. (G) Sample A4-5. Lamellae intergrowth of spr_2 and opx_2 associated with minor crd_2 produced at the expense of grt_1 via the reaction (6) $\text{grt}_1=\text{opx}_2\text{-spr}_2\text{-crd}_2$. (H) Sample A4-31. Relics of an early grt_1 separated from quartz by a composite corona of opx_2 and crd_2 presumably formed through the reaction (8) $\text{grt}_1\text{-qtz}=\text{opx}_2\text{-crd}_2$. The cordierite (crd_2) is subsequently widely replaced by needles of sil_3 and opx_3 as in microphotographs (A) and (D) through the reaction (4a) $\text{crd}_2=\text{opx}_3\text{-sil}_3\pm\text{qtz}$.

Sapphirine-free and quartz-bearing assemblages: garnet-orthopyroxene-sillimanite-quartz (C17, A4-5 and A4-31).

Sapphirine-free assemblages have been observed in numerous Mg-granulites. In this section three of these samples (C17, A4-5 and A4-31), that differ in mineral proportions, are detailed. Sample C17 is mainly composed of quartz, coarse (up to 1 cm) sub- to euhedral orthopyroxene (opx_1) and prismatic sillimanite (sil_1) that occurs both in the matrix and as inclusions in orthopyroxene (opx_1). Garnet (grt_1) is present as a minor phase. This peak metamorphic assemblage ($\text{opx}_1\text{-sil}_1\text{-qtz}$) is well preserved because reaction textures are uncommon, except for a narrow corona of cordierite (crd_2) along the contact of orthopyroxene (opx_1) and sillimanite (sil_1). Such an $\text{opx}_1\text{-sil}_1\text{-qtz}$ assemblage occurs locally in sample A4-5, but when garnet (grt_1) is present, quartz is systematically deficient. The coexistence of orthopyroxene-sillimanite-quartz and garnet-orthopyroxene-sillimanite

assemblages in the same rock is due to local variation of bulk silica content. Garnet occurs as widely corroded medium-grained porphyroblasts or as a residual phase located in retrograded symplectites. Garnet is inclusion-free except for scarce spinel that is surrounded by sapphirine. Large polygonal orthopyroxene (opx₁) contains inclusions of quartz and garnet exsolution. Orthopyroxene is always separated from sillimanite (sil₁) by late reaction textures. Sample A4-31 is characterized by a minor amount of orthopyroxene and by a huge retrogression. Garnet (grt₁) occurs as corroded porphyroblasts, which are not in contact with sillimanite (sil₁) and quartz. The peak metamorphic assemblage is interpreted to garnet, sillimanite, quartz (\pm orthopyroxene).

Coronitic and symplectitic textures

Due to the refractory behavior of the Al-Mg granulites, numerous sub-solidus coronitic and symplectitic structures are preserved. Cordierite and sapphirine are major products of these overprinting textures and are also themselves partly destabilized during a late event.

Sapphirine-quartz destabilization

In sample A4-11, A4-26 and C21, early sapphirine (spr₀) forms the core of the corona texture and is separated from matrix quartz by a reaction texture, which consists of orthopyroxene (opx₁) corona with a constant thickness adjacent to quartz and prismatic sillimanite (sil₁) next to sapphirine (Fig. 3a). In sample A4-5, sapphirine is not present, but is interpreted to have been completely consumed by the same reaction as described for samples A4-11, A4-26 and C21 (Fig. 3d). In both cases, orthopyroxene (opx₁) and sillimanite (sil₁) are no more in mutual contact (Fig. 3a and 3d).

Garnet breakdown

The resorption of the initial peak-metamorphic garnet porphyroblasts (grt₀ or grt₁) occurred through numerous reactions. In the quartz-bearing samples (A4-26 and C21),

fractures in large garnet porphyroblast are filled with a very fine symplectite composed of orthopyroxene (opx₁) and sillimanite (sil₁) (Fig. 3b) and are surrounded by an almost continuous corona of orthopyroxene (opx₂) and cordierite (crd₂) that separates garnet from matrix quartz. Sillimanite (sil₁) occurs as euhedral prisms, which contain inclusions of garnet (grt₀) (Fig. 3b). Cordierite (crd₂) typically occurs between garnet (grt₁) and orthopyroxene (opx₂) (Fig. 3h). In most samples, garnet and sillimanite are not in mutual contact when in the presence of quartz, and are systematically separated by cordierite (crd₂), as in samples A4-31 and C17. In quartz-free samples, garnet (grt₁) is separated from sillimanite (sil₁) by a sapphirine-cordierite/plagioclase symplectite. Sapphirine (spr₂) occurs as 300 µm long vermicular grains intergrown with cordierite (crd₂). Locally a fine lamella intergrowth of orthopyroxene (opx₂) and sapphirine (spr₂) with minor cordierite (crd₂) amounts compose the rims of corroded garnet (Fig. 3g). This symplectite also fills garnet fractures and in one sample (C43) sapphirine is replaced by vermicular spinel (spl₂) forming an orthopyroxene-spinel-cordierite symplectite. Garnet does not show reaction textures with its inclusions.

Orthopyroxene-sillimanite breakdown

Reactions involving the breakdown of orthopyroxene and sillimanite occur in both the quartz-free and quartz-bearing assemblages. In the quartz-bearing assemblages (A4-11, C21, C17, A4-5, A4-26 and A4-31), orthopyroxene (opx₁) is separated from sillimanite (sil₁) by a narrow monomineralic corona of cordierite (crd₂) (Fig. 3d). In samples or layers lacking quartz (C43, C38 and A4-5), they are separated by a common sapphirine-cordierite symplectite (Fig. 3e). Locally, the sapphirine-cordierite symplectitic may mimic the former prismatic sillimanite almost totally consumed (Fig. 3e). In these textures, sapphirine is not in direct contact with orthopyroxene, but is separated by cordierite. Plagioclase may occur in the spr₂-crd₂ symplectites (C43). Rarely, the breakdown of the assemblage opx₁-sil₁ produces spr₂-crd₂ symplectites with minor crystallization of euhedral garnet (A4-5, C38) (Fig. 3f).

Late cordierite breakdown

Cordierite (crd_2), which is a typical product of retrogression displays late partial to complete replacement by a very fine-grained aggregate, which nucleates along its grain boundaries (Fig. 3d). The composition of the symplectites vary with respect to its localization. Near porphyroblasts of garnet (grt_1) or orthopyroxene (opx_1 or opx_2), it consists of an intergrowth of randomly oriented needles of sillimanite (sil_3) and orthopyroxene (opx_3) (Fig. 4a). Close to the porphyroblasts of sillimanite (sil_1), the symplectite is composed of vermicular quartz and euhedral prismatic sillimanite (sil_3) included in orthopyroxene (opx_3) and forming a graphic texture (Fig. 4b). Quartz is always located close to the earlier sillimanite.

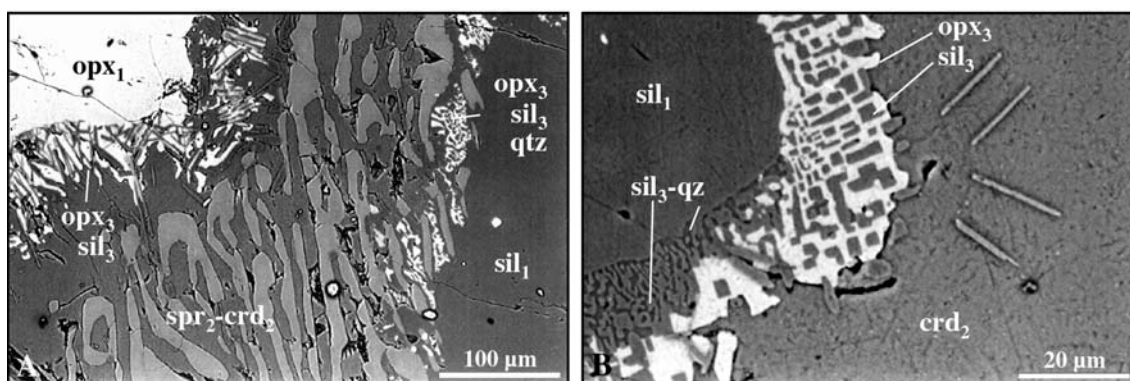


Fig. 4. Backscattered electron images of the very fine symplectites $opx_3-sil_3 \pm qtz$ produced at the expense of crd_2 through the reverse reaction (4a) $crd_2 = opx_3-sil_3 \pm qtz$. (A) Sample A4-5. spr_2-crd_2 developed at the expense of opx_1-sil_1 through the reaction (5) $opx_1-sil_1 = spr_2-crd_2$. The crd_2 is replaced at its grain boundaries by opx_3 (white) and sil_3 (black). Note that next to the opx_1 porphyroblast, sil_3 occurs as randomly oriented needles intergrown with opx_3 , whereas it forms small euhedral prism next to the sil_1 (see figure B). (B) Sample A4-5. Detailed of the opx_3-sil_3-qtz symplectite developed close to the sil_1 . Sil_3 included in the opx_3 , is characterized by its euhedral form and is also associated with vermicular quartz.

Mg-granulites (orthoamphibole-bearing gneisses)

Petrography of the orthoamphibole-bearing granulites (An4c and A6-3) from the Brieville locality was described in detail by Nicollet (1988) and is briefly

summarized here. These rocks consist mainly of garnet, orthopyroxene, cordierite, orthoamphibole, biotite, ilmenite, sillimanite and quartz.

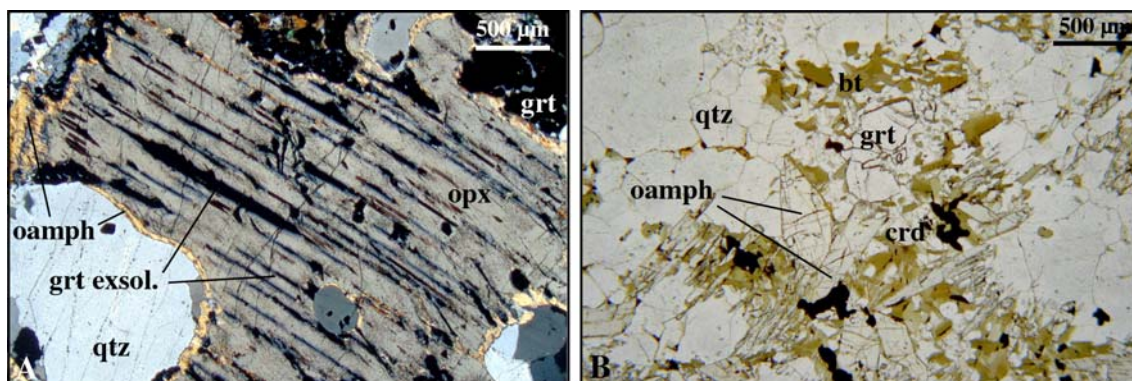


Fig. 5. Microphotographs showing textures of the orthoamphibole-cordierite-bearing gneisses from the Brieville locality. (A) Sample An4c. Exsolution of garnet in an orthopyroxene porphyroblast partly retrogressed into orthoamphibole. The occurrence of garnet exsolution suggests that orthoamphibole-bearing rocks had suffered UHT metamorphism. (B) Sample An6e. Relics of garnet in an aggregate composed of cordierite, orthoamphibole, and biotite at the contact of quartz. Such texture suggests the reaction $\text{grt} + \text{qtz} = \text{oamph} + \text{crd}$.

The peak metamorphic assemblage in sample An4c is partly retrogressed and consists of relict garnet, orthopyroxene, rare sillimanite and abundant quartz, forming a recrystallized polygonal granoblastic mosaic. Porphyroblasts of orthopyroxene are partially or completely replaced by orthoamphibole. Orthopyroxenes contain garnet exsolution lamellae, as is the primary orthopyroxene (opx0 and opx1) observed in the Mg-granulites from the Andriamena locality (Fig. 5a). Peak metamorphic garnet occurs as partially resorbed porphyroblasts located in aggregates of orthoamphibole-cordierite \pm biotite (Fig 5b). Sillimanite occurs as inclusions in garnet porphyroblasts or small needles in quartz grain boundaries.

Sample A6-3 is a strongly retrogressed and displays heterogeneous deformation. In the less deformed areas, orthopyroxene occurs as megacrysts containing inclusions of euhedral orthoamphibole, quartz and ilmenite. Garnet is significantly less abundant than orthopyroxene and occurs as porphyroblasts with numerous inclusions of quartz. A foliation, which warps the porphyroblasts of orthopyroxene and garnet, is defined by the preferential orientation of orthoamphibole, elongate cordierite and monocrystalline quartz

ribbons. An important feature of sample A6-3 is that cordierite contains orthoamphibole and sillimanite, which are never in mutual contact and display evidences of resorption. Late staurolite has been very locally observed in association with cordierite.

Pelitic migmatite

Sample C61 is a layered pelitic migmatite. The layers consist of an alternation of restite, that can be described as mesosome, with quartzofeldspathic layers, or well-segregated leucosomes, at a centimeter to millimeter-scale (Fig. 6). The mesosome contains varying mineral assemblages, mainly due to variation of the bulk silica content. Four different layers have been distinguished at the sample scale (Fig. 6). The assemblages and textural features are summarized in Table 2.

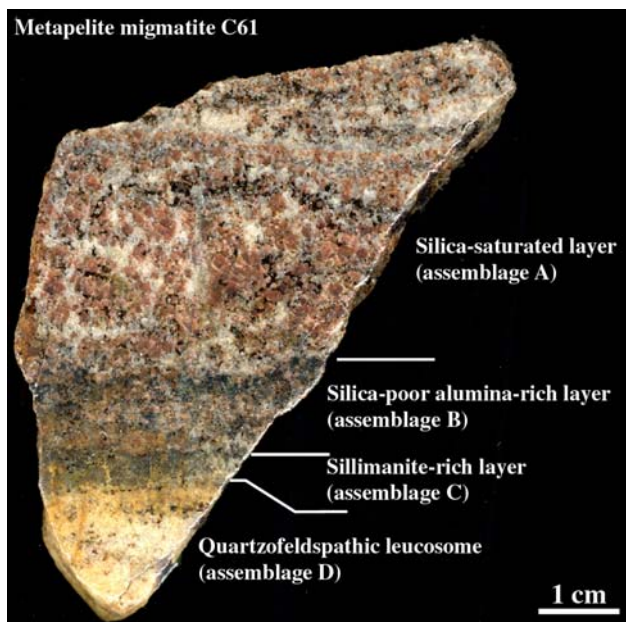


Fig. 6. Photograph of the pelitic migmatite C61 from the Andriamena locality showing the layered structure at a centimeter to millimeter-scale, which consists of an alternation of restitic layers (assemblages A and B) with a leucosome (assemblage D). The sillimanite-rich layer (assemblage C) separates the quartzofeldspathic leucosome (assemblage D) from the silica-poor alumina-rich layer (assemblage B).

Silica-saturated layer (assemblage A)

The silica-saturated layer in the mesosome contains abundant garnet, biotite, plagioclase and quartz with accessory monazite and zircon. Garnet forms subhedral to euhedral coarse-grained porphyroblast (up to 50 μm) with numerous fine-grained inclusions of biotite, plagioclase and quartz. The distribution of biotite in this quartz-bearing layer is very heterogeneous and mostly occurs as aggregates of large laths in contact with garnet. Quartz and plagioclase consist of large crystals forming a polygonal texture.

	Relic phases of prograde assemblage (inclusions in incongruent phases)	Peak assemblage produced by biotite dehydration melting (porphyroblastic phases)	Retrograde assemblage (Back melting reaction products)
Silica-saturated layer (Assemblage A)	bt - pl - qtz (included in grt)	grt-pl-qtz-bt	aggregates of larges lath of bt
Silica-poor alumina-rich layer (Assemblage B)	bt - pl - sill (included in grt and spl) (Fig. 7a)	spl (associated with ilm-crn) - grt - pl - bt (Fig. 7b)	* narrow corona of sill surrounding spl and ilm at the contact of pl (Fig. 7c) * prismatic sill in textural equilibrium with bt (Fig. 7d) * small euhedral grt
Sillimanite-rich layer (Assemblage C)			large sheaves of sill associated with minor amounts of ilm
Quartzofeldspathic leucosome		qtz - Kfs - pl - grt	

Table 2. Mineral assemblages and textural features of the four distinct layer of the pelitic migmatite C61.

Silica-poor alumina-rich layer (assemblage B)

The quartz-free layer is 1 cm wide and composed of garnet, spinel, ilmenite, corundum, sillimanite, biotite and plagioclase. Garnet occurs as two habits: (1) subhedral garnet of ca 100 μm in diameter with rounded inclusions of biotite, plagioclase and rare sillimanite (Fig. 7a). These garnet may display euhedral faces when adjacent to plagioclase (Fig. 7a), (2) as small euhedral garnet (<20 μm) that are free of inclusions. Green spinel is the conspicuous phase in assemblage B. It occurs as euhedral to subhedral grains (<50 μm) intergrown with plagioclase, and contains the same rounded inclusions as those observed in

the type-1 garnet (i.e. biotite, plagioclase and sillimanite) (Fig. 7a). Spinel is rarely in direct contact with garnet, but may occur as inclusions in garnet rims or it may be enclosed by garnet (Fig. 7c). Spinel typically coexists with abundant irregular grains of ilmenite and tabular corundum (Fig. 7b). These minerals are mostly surrounded by a narrow corona of sillimanite (Fig. 7b-c). At the sample scale, an increase of the modal proportion of sillimanite occurs at the expense of spinel, from the quartz-bearing layer (A) towards the leucosome (layer D). Near the sillimanite-rich layer (C), sillimanite occurs as prisms, which may contain inclusions of residual spinel, and which is in textural equilibrium with biotite (Fig. 7d).

Sillimanite-rich (\pm ilmenite, biotite) layer (assemblage C)

This 5 mm-wide layer separates the silica-undersaturated layer (B) from the quartzofeldspathic leucosome (D) (Fig. 6). It consists of a monomineralic sillimanite aggregate, with interstitial ilmenite and rarely biotite. The contact between the sillimanite layer and the quartzofeldspathic leucosome is sharp.

Quartzofeldspathic leucosome (assemblage D)

The leucosome consists of coarse-grained quartz, plagioclase, K-feldspar, garnet, ilmenite and minor biotite. Quartz displays undulatory extinction with prismatic sub-grain development. Plagioclase occurs as large polygonal crystals also with an undulatory extinction. Garnet is rare and occurs as small subhedral grains up to 100 μm in diameter. It is nearly inclusion-free except rare quartz and it is partially replaced by biotite.

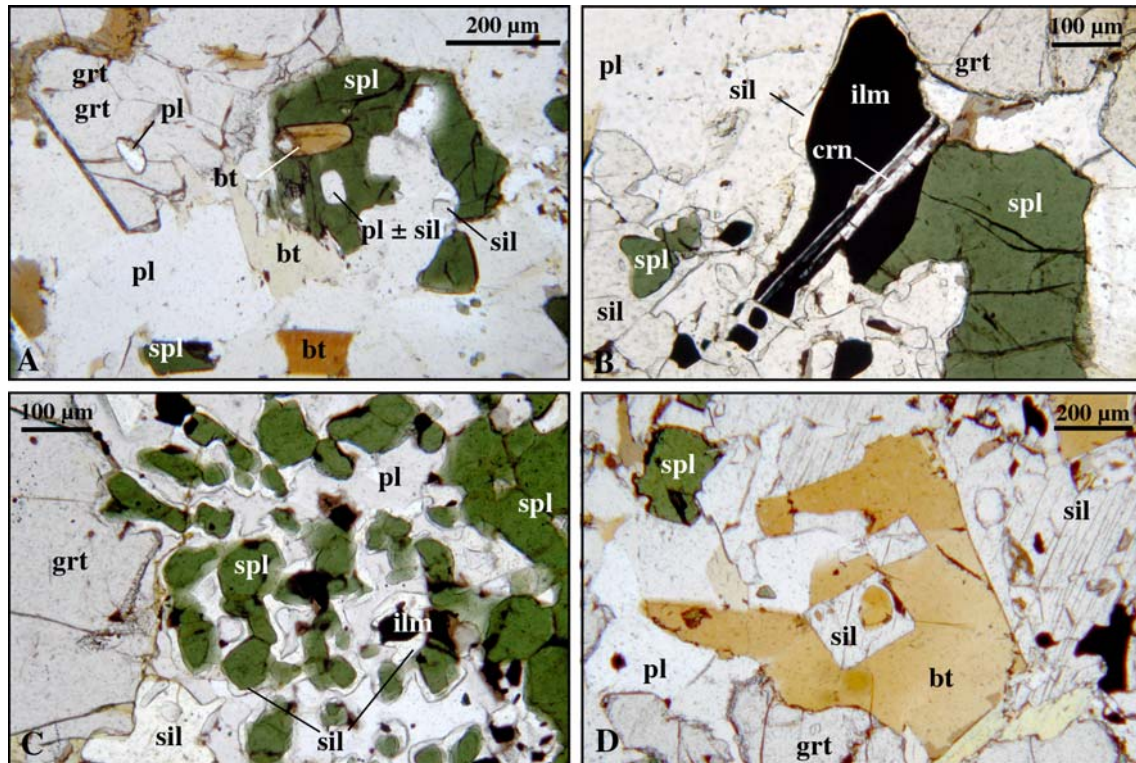


Fig. 7. Selected microphotographs illustrating the petrographical features of the quartz-free, alumina-rich layer observed in the pelitic migmatite (C61). (A) Garnet and spinel containing relics of rounded inclusions of plagioclase, biotite and sillimanite suggesting that such garnet and spinel correspond to incongruent phases produced during prograde biotite-dehydration melting reactions. Biotite, sillimanite and plagioclase also occur in the matrix. (B) Composite aggregate of spinel, ilmenite and lamellae corundum. Such phases are partly surrounded by a narrow corona of sillimanite at the contact of plagioclase. In the lower left part of the microphotograph, sillimanite is better developed and forms prism with relic inclusions of spinel and ilmenite. Such late development of sillimanite at the expense of spinel and ilmenite is interpreted as back-melting reaction (see text for more explanations). (C) Aggregate of spinel widely surrounded by sillimanite. (D) Late prismatic sillimanite in textural equilibrium with biotite. Such textures produced by back-melting reactions are better developed close to the quartzofeldspathic leucosome.

MINERAL CHEMISTRY

Minerals were analyzed using a CAMECA SX 100 microprobe at the "laboratoire Magmas et Volcans" of the University Blaise Pascal (Clermont-Ferrand). The analytical conditions were 15 kV, 15 nA and a counting time of 10 s. Natural minerals were used as standards.

Garnet

In the Mg-granulites, garnet is mainly pyrope-almandine with very low grossular and spessartine contents (X_{gross} and X_{spess} respectively <0.04 and 0.02) (Table 3). X_{mg} ($=\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$) shows some variation with sample and garnet generation (Table 3). The highest X_{mg} occurs in garnet porphyroblasts (grt_1) within the quartz free-samples C43 and C38 (0.60-0.56), and the lowest (0.49-0.46) occur in garnet porphyroblast of the quartz-bearing sample (A4-31), which is the most retrogressed sample. For all studied samples, there is a slight systematical rimward zoning to lower X_{mg} (A4-5: 0.54 to 0.51). Harley (1998b) reports X_{mg} values of 0.54-0.46 from garnet relics or garnet rims adjacent to late orthopyroxene-sapphirine or orthopyroxene-cordierite coronas. These values are consistent with these garnet, which display the same garnet breakdown textures. The garnet exsolution lamellae in orthopyroxene, which occurs in most samples, have a lower X_{mg} (0.53-0.47) than the porphyroblasts (0.59-0.53). Very fine grained euhedral garnet (grt_2), that is associated with sapphirine (spr_2) and cordierite (crd_2), and produced by the breakdown of orthopyroxene and sillimanite (C38, A4-5) are characterized by a lower X_{mg} (0.53-0.49) than the garnet porphyroblast (grt_{0-1}) of the same sample.

In the pelitic migmatite (C61), garnet is pyrope-almandine but is more ferrous than the Mg-granulites. The composition is homogeneous with an X_{mg} of ca 0.36 to 0.38. Garnet porphyroblasts may display slight zoning, characterized by an increase of FeO and a decrease of MgO from core to rim. Fine-grained euhedral garnet, occurring in the Al-rich layer, has broadly the same composition than the rim of the garnet porphyroblast.

Sample	Mg-granulites										Metapelitic migmatite (C61)				
	C43		A4-11		A4-5		A4-31		C43		A4-5		layer A		layer B
	core	core	core	core	rim	rim	rim	rim	exsol.	neo grt ₂	porph core	porph rim	neo grt	4	
Analysis	37	42	27	60	19	41	52	52	31	23	38	37	4		
SiO ₂	40,43	39,32	39,67	39,33	39,95	38,61	40,42	39,53	39,79	39,23	39,17	38,96	38,60		
TiO ₂	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,04	0,02	0,05		
Al ₂ O ₃	22,65	22,47	22,64	22,68	22,81	22,39	22,88	22,63	22,42	22,65	21,88	22,19	22,27		
Cr ₂ O ₃	0,00	0,09	n.d.	n.d.	0,02	0,14	n.d.	n.d.	0,02	0,00	0,27	0,17	0,00		
Fe ₂ O ₃	1,77	2,88	2,41	2,00	1,96	3,29	1,05	1,62	1,52	1,27	0,66	0,07	1,00		
FeO	18,94	21,38	21,07	23,63	19,17	22,14	22,66	25,26	21,09	23,19	26,70	28,21	27,35		
MnO	0,44	0,43	0,82	0,26	0,39	0,40	0,74	0,31	0,50	0,63	0,42	0,42	0,35		
MgO	15,13	13,40	13,65	12,59	14,89	12,22	13,27	11,89	13,17	12,30	9,19	8,89	8,98		
CaO	1,47	0,97	0,95	0,51	1,29	1,26	0,87	0,39	1,91	0,79	2,64	1,56	1,86		
Na ₂ O	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,05	0,02	0,00	0,01	0,02	0,00	0,02	0,02		
K ₂ O	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00		
Total	100,86	100,97	101,25	101,02	100,49	100,50	101,94	101,67	100,45	100,11	100,97	100,53	100,49		
Si	2,97	2,93	2,94	2,94	2,95140	2,91	2,98	2,96	2,97	2,96	2,99	2,99	2,96		
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Al	1,96	1,97	1,98	2,00	1,99	1,99	1,99	1,99	1,97	2,01	1,97	2,01	2,01		
Cr	0,00	0,01	n.d.	n.d.	0,00	0,01	n.d.	n.d.	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00		
Fe ³⁺	0,10	0,16	0,13	0,11	0,11	0,19	0,06	0,09	0,09	0,07	0,04	0,00	0,06		
Fe ²⁺	1,16	1,33	1,31	1,48	1,18	1,40	1,40	1,58	1,32	1,46	1,70	1,81	1,76		
Mn	0,03	0,03	0,05	0,02	0,02	0,03	0,05	0,02	0,03	0,04	0,03	0,03	0,02		
Mg	1,66	1,49	1,51	1,40	1,64	1,37	1,46	1,33	1,47	1,38	1,04	1,02	1,03		
Ca	0,12	0,08	0,08	0,04	0,10	0,10	0,07	0,03	0,15	0,06	0,22	0,13	0,15		
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Grossular	0,04	0,03	0,03	0,01	0,04	0,04	0,02	0,01	0,05	0,02	0,05	0,05	0,05		
Almandine	0,39	0,46	0,44	0,50	0,40	0,48	0,47	0,53	0,44	0,50	0,57	0,61	0,59		
Pyrope	0,56	0,51	0,51	0,48	0,56	0,47	0,49	0,45	0,49	0,47	0,35	0,34	0,35		
Spessartine	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01		
xMg(Fe ²⁺)	0,59	0,53	0,54	0,49	0,58	0,50	0,51	0,46	0,53	0,49	0,37	0,38	0,36		

Table 3. Representative microprobe mineral analyses of garnet from Mg-granulites and the pelitic migmatite.

Orthopyroxene

The Mg-rich granulites show a great abundance and variety of orthopyroxene corresponding to various metamorphic generations (Nicollet, 1988). We distinguish four populations: (1) coarse primary orthopyroxene (opx₀), which contains garnet exsolution lamellae; (2) coronitic and symplectitic orthopyroxene (opx₁) produced by breakdown of the sapphirine (spr₀) - quartz and garnet (grt₀) - quartz assemblage; (3) symplectitic orthopyroxene (opx₂) intergrowth with sapphirine (spr₂) or cordierite (crd₂) mainly produced by resorption of garnet porphyroblasts; and (4) late fine-grained orthopyroxene (opx₃) associated with needles of sillimanite (sil₃) formed by the breakdown of the cordierite (crd₂). The distinction between opx₀ and opx₁ is not straightforward, particularly in samples in which primary sapphirine-garnet-quartz assemblages are not preserved. Hence, the primary orthopyroxene population has been ascribed to a single opx₀₋₁ population. Primary orthopyroxene (opx₀₋₁) has high alumina contents (7.1 to 9.7 wt %)

and X_{Mg} ranging from 0.73 to 0.81 (Table 4). The highest contents of alumina commonly occur in the primary orthopyroxene porphyroblasts (opx₀) that displays garnet exsolution (Table 4). The initial alumina content of opx₀ before extraction of alumina through garnet exsolution has been estimated to have been approximately 13 wt % (Nicollet, 1990). Secondary orthopyroxene (opx₂) has a slightly lower alumina content of ca 7-8 wt % and similar X_{Mg} values. Late orthopyroxene (opx₃) is characterized by its conspicuous less aluminous composition, of ca 4 wt %, and lower X_{Mg} (0.71-0.76) compared with the earlier orthopyroxene generations (Table 4).

Sample	C43 opx ₁ porph core	C43 opx ₁ grt contact	C21 opx _{0/1} -sill reaction (1)	A4-5 opx ₁ porph rim	C38 opx ₂ -spr ₂ -crd ₂ reaction (11)	C43 opx ₂ -spl ₂ -crd ₂ reaction (12)	A4-11 opx ₂ -crd ₂ reaction (8)	A4-5 opx ₃ -sil ₃ (-qz) (reaction 4a)
Analysis	63	24	101	2	94	46	51	7
SiO ₂	49,58	49,71	49,78	49,72	51,65	50,82	49,67	52,41
TiO ₂	0,07	0,18	0,10	0,17	0,06	0,18	0,11	0,04
Al ₂ O ₃	8,77	9,17	7,77	8,91	7,69	7,75	7,15	4,40
Cr ₂ O ₃	0,11	0,08	0,27	n.d.	0,02	0,00	0,30	0,00
Fe ₂ O ₃	2,03	1,18	1,60	1,61	0,00	1,56	2,74	0,32
FeO	13,99	13,48	16,90	15,60	15,54	11,72	13,57	16,12
MnO	0,13	0,15	0,08	0,25	0,11	0,06	0,07	0,23
MgO	25,19	25,74	23,85	24,48	25,46	27,49	25,68	25,92
CaO	0,14	0,08	0,06	0,08	0,02	0,03	0,05	0,06
Na ₂ O	0,03	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01
K ₂ O	0,01	0,00	0,01	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00
Total	100,06	99,78	100,42	100,82	100,59	99,63	99,35	99,52
Si	1,78	1,78	1,81	1,79	1,85	1,81	1,80	1,90
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,37	0,39	0,33	0,38	0,32	0,33	0,31	0,19
Cr	0,00	0,00	0,01	n.d.	0,00	0,00	0,01	0,00
Fe ³⁺	0,05	0,03	0,04	0,04	0,00	0,04	0,07	0,01
Fe ²⁺	0,42	0,40	0,51	0,47	0,46	0,35	0,41	0,49
Mn	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
Mg	1,35	1,38	1,29	1,31	1,36	1,46	1,39	1,40
Ca	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
x _{Mg} (Fe ²⁺)	0,76	0,77	0,72	0,74	0,75	0,81	0,77	0,74

Table 4. Representative microprobe mineral analyses of orthopyroxene from Mg-granulites.

Sapphirine

Two distinct populations of sapphirine have been distinguished based on their occurrence: (1) primary coarse porphyroblast (spr0-1) and (2) later (spr₂) intergrowths with orthopyroxene and cordierite. Both sapphirine-types plot close to the ideal tschermak substitution line ((Mg,Fe)+Si ↔ 2Al) between the 2:2:1 and 7:9:3 compositions. Primary

sapphirine (spr_{0-1}) is relatively less magnesian ($X_{\text{Mg}} = 0.76-0.84$) and aluminous ($\text{Al} = 4.2-4.4$ pfu) compared with late sapphirine (spr_2) (Fig. 8). Relics of primary sapphirine (spr_0) from the quartz-bearing rocks (C21 and A4-11) are characterized by the occurrence of minor Cr_2O_3 contents, up to 2.4 wt % (Table 5). X_{Mg} secondary sapphirine (spr_2) varies from 0.81 to 0.84. Lamellae sapphirine (spr_2) coexisting with orthopyroxene (opx_2) is generally slightly more magnesian (0.88-0.84) than those coexisting with cordierite (crd_2) (0.84-0.81). Their alumina content is about 4.4 pfu and does not show compositional differences between the two types.

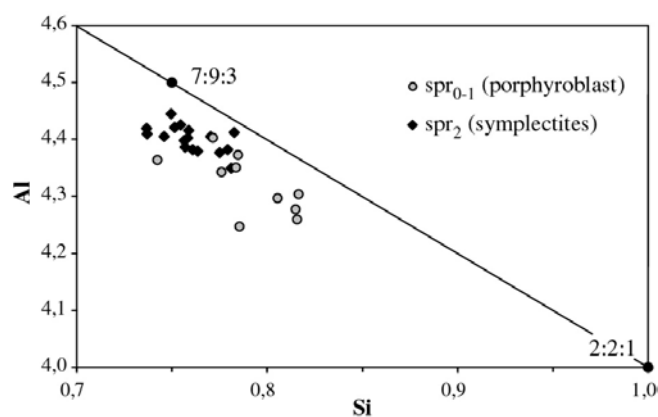


Fig. 8. Cationic plot Al vs. Si (per 10 oxygens) showing the contrasting compositions of sapphirine. Sapphirine analysis form a compositional trend broadly parallel to the ideal Tschermarks substitution line ($2\text{Al} \leftrightarrow \text{Si} + \text{Mg}$). Initial porphyroblast of sapphirine (spr_{0-1}) are less aluminous than late symplectitic spr_2 associated with cordierite and/or orthopyroxene.

Sample	C43	A4-11	C43	C38	A4-5
	spr_1	spr_0	$\text{opx}_2\text{-spr}_2\text{-crd}_2$	$\text{spr}_2\text{-crd}_2$	$\text{spr}_2\text{-crd}_2$
	porph	porph	reaction (11)	reaction (10)	reaction (5)
Analysis	26	1	45	73	17
SiO_2	13,76	13,14	12,79	13,16	12,77
TiO_2	0,09	0,04	0,02	0,10	0,00
Al_2O_3	61,53	60,31	63,14	62,93	62,91
Cr_2O_3	0,12	2,42	0,10	0,11	0,11
Fe_2O_3	1,15	1,44	1,39	0,30	1,72
FeO	6,19	6,67	4,29	6,86	6,13
MnO	0,02	0,02	0,02	0,00	0,03
MgO	17,04	16,30	17,44	16,17	16,39
CaO	0,01	0,00	0,01	0,06	0,00
Na_2O	0,02	0,00	0,00	0,03	0,01
K_2O	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00
Total	99,94	100,35	99,22	99,73	100,09
Si	0,82	0,79	0,76	0,78	0,76
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	4,30	4,25	4,42	4,41	4,40
Cr	0,01	0,11	0,00	0,01	0,01
Fe^{3+}	0,05	0,06	0,06	0,01	0,08
Fe^{2+}	0,31	0,33	0,21	0,34	0,30
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	1,51	1,45	1,54	1,43	1,45
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
$x_{\text{Mg}}(\text{Fe}^{2+})$	0,83	0,81	0,88	0,81	0,83

Table 5. Representative microprobe mineral analyses of sapphirine from Mg-granulites.

Spinel

Spinel occurs as a minor phase in the Mg-rich granulites associated with primary spr_0 or with $\text{crd}_2\text{-opx}_2$ in garnet fractures. Residual spinel included in spr_0 contains a minor amount of Cr_2O_3 of ca 2.3 wt % and the lowest X_{Mg} (<0.50) (Table 6). In contrast, secondary spinel does not display a significant Cr_2O_3 content and are richer in MgO ($X_{\text{Mg}} > 0.53$).

In the pelitic migmatite, spinel is mainly a spinel-hercynite solid solution, with a relatively high variation in X_{Mg} , from 0.37 to 0.47 (Table 6). These variations are probably due to the variable exsolution of magnetite as proposed by Srogi et al. (1993). Spinel systematically contains minor amounts of Cr_2O_3 and ZnO , <2.2 and 2.4 wt % respectively.

Sample	Mg-granulites			Metapelite migmatite (C61)	
	C21	C43	C43	Al-rich layer B	
	relics in spr_0	$\text{spl}_2\text{-crd}_2$ reaction (5)	$\text{opx}_2\text{-spl}_2\text{-crd}_2$ reaction (12)	matrix	matrix
Analysis	99	57	43	1	25
SiO_2	0,08	0,01	0,04	0,00	0,00
TiO_2	0,00	0,00	0,03	0,00	0,02
Al_2O_3	61,18	62,67	63,56	59,90	58,85
Cr_2O_3	2,28	0,43	0,17	0,81	1,18
Fe_2O_3	0,00	0,00	0,00	2,44	2,99
FeO	22,67	20,08	15,14	24,69	26,70
MnO	0,05	0,02	0,03	0,00	0,00
ZnO	n.d.	n.d.	n.d.	1,33	1,13
MgO	11,82	12,49	16,07	9,76	8,77
CaO	0,00	0,05	0,00	0,04	0,03
Na_2O	0,00	0,00	0,02	0,06	0,00
K_2O	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01
Total	98,08	95,76	95,07	99,04	99,69
Si	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,96	2,02	2,01	1,94	1,91
Cr	0,05	0,01	0,00	0,02	0,03
Fe^{3+}	0,00	0,00	0,00	0,05	0,06
Fe^{2+}	0,51	0,46	0,34	0,57	0,62
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Zn	n.d.	n.d.	n.d.	0,03	0,02
Mg	0,48	0,51	0,64	0,40	0,36
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
$x_{\text{Mg}}(\text{Fe}^{2+})$	0,48	0,53	0,65	0,41	0,37

Table 6. Representative microprobe mineral analyses of spinel from Mg-granulites and the pelitic migmatite.

Cordierite

Cordierite is the most magnesian mineral ($X_{\text{Mg}} = 0.89\text{-}0.92$) (Table 7) and does not show compositional variations. It may contain minor amounts of H_2O or CO_2 because their analytical total is about 98.5%.

Sample	C38 spr ₂ -crd ₂ reaction (10)	A4-5 spr ₂ -crd ₂ reaction (5)	C38 opx ₂ -spr ₂ -crd ₂ reaction (11)	C21 opx ₂ -crd ₂ reaction (8)	A4-5 crd ₂ reaction (4)
analysis	72	15	86	116	66
SiO ₂	49,89	50,41	50,04	48,87	50,19
TiO ₂	0,01	0,00	0,05	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	33,81	33,85	33,74	33,58	33,94
Cr ₂ O ₃	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00
FeO	2,46	2,02	2,15	2,33	2,61
MnO	0,03	0,00	0,05	0,01	0,04
MgO	12,16	12,61	12,38	12,30	12,42
CaO	0,00	0,00	0,04	0,00	0,02
Na ₂ O	0,03	0,06	0,05	0,02	0,07
K ₂ O	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	98,42	98,96	98,52	97,11	99,29
Si	4,99	5,01	4,99	4,94	4,99
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	3,98	3,96	3,97	4,00	3,97
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,21	0,17	0,18	0,20	0,22
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	1,81	1,87	1,84	1,85	1,84
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
xMg(Fe ²⁺)	0,90	0,92	0,91	0,90	0,89

Table 7. Representative microprobe mineral analyses of cordierite from Mg-granulites.

Plagioclase

In the Mg-rich granulites, plagioclase occurs only in the quartz-free samples (C43 and C38) associated with secondary sapphirine, spinel and orthopyroxene. Its composition varies with respect to the associated phases. Plagioclase that occurs in Al-rich symplectites, such as the spr₂/spl₂-crd₂ assemblages produced either by the breakdown of orthopyroxene-sillimanite assemblages or garnet-sillimanite assemblages has a composition close to the pure anorthite endmember (An85-90) (Table 8). Plagioclase associated with orthopyroxene (opx₂) and cordierite (crd₂) produced by the breakdown of garnet-quartz assemblages is approximatively An50.

In the pelitic migmatite, plagioclase from the silica-saturated layer (A) is characterized by a constant composition and the maximum Na content (An40-47). Plagioclase from the Al-rich layer (B) is highly variable in composition from An48 to An80. Plagioclase included in garnet or spinel has the same variation.

Sample	Mg-granulites		Metapelitic migmatite (C61)					
	C43	C43	silica sat. layer (A)		Al-rich layer (B)			
	opx ₂ -pl ₂ 5	spr ₂ -crd ₂ /pl ₂ 50	matrix 41	i. grt 40	matrix 21	matrix 22	i. grt 30	i. spl 27
SiO ₂	56,34	43,66	57,68	55,93	55,37	47,94	53,79	55,51
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,04	0,04
Al ₂ O ₃	27,49	35,28	26,85	27,19	28,05	32,01	27,37	27,57
Cr ₂ O ₃	0,01	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,05	0,08
Fe ₂ O ₃	0,06	0,45	0,02	0,04	0,09	0,15	0,62	0,43
MnO	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
MgO	0,00	0,40	0,00	0,01	0,00	0,00	0,09	0,02
CaO	9,79	18,70	9,11	9,75	10,67	16,04	10,28	9,93
Na ₂ O	6,28	0,98	6,71	6,17	5,86	2,51	5,86	5,91
K ₂ O	0,11	0,00	0,13	0,10	0,03	0,03	0,35	0,13
Total	100,08	99,52	100,53	99,20	100,12	98,70	98,45	99,66
Si	2,52	2,02	2,57	2,53	2,49	2,22	2,46	2,51
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,45	1,92	1,41	1,45	1,48	1,75	1,47	1,47
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Ca	0,47	0,93	0,43	0,47	0,51	0,80	0,50	0,48
Na	0,55	0,09	0,58	0,54	0,51	0,23	0,52	0,52
K	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01
An	0,46	0,91	0,43	0,46	0,50	0,78	0,48	0,48
Ab	0,53	0,09	0,57	0,53	0,50	0,22	0,50	0,52
Or	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01

Table 8. Representative microprobe mineral analyses of plagioclase from Mg-granulites and the pelitic migmatite.

Biotite

In the pelitic migmatite C61, matrix biotite occurring in silica-saturated (A) and Al-rich layer (B) is relatively rich in TiO₂ (from 3.2 to 4 wt %) (Table 9). Biotite from the Al-rich layer (B) is slightly more magnesian ($X_{Mg} = 0.77-0.85$) than those located in the silica-saturated layer (A) ($X_{Mg} = 0.70-0.74$). Biotite also occurs as inclusions in garnet in the both layers and in spinel in the Al-rich layer (B). TiO₂ content of biotite inclusions in garnet is similar to matrix biotite (2.4 to 3.9 wt %), but their X_{Mg} is significantly higher (0.84-0.93 for the Al-rich layer and 0.84-0.85 for the silica-saturated layer). This variation in X_{Mg} between the matrix and included biotite may be related either to late Fe-Mg exchange between garnet and biotite during cooling or they may be distinct generations. Biotite included in spinel can be distinguished by its lower TiO₂ content (1.4 to 2 wt %). Fluor occurs in minor amounts (< 0.7 wt %) in all biotite populations.

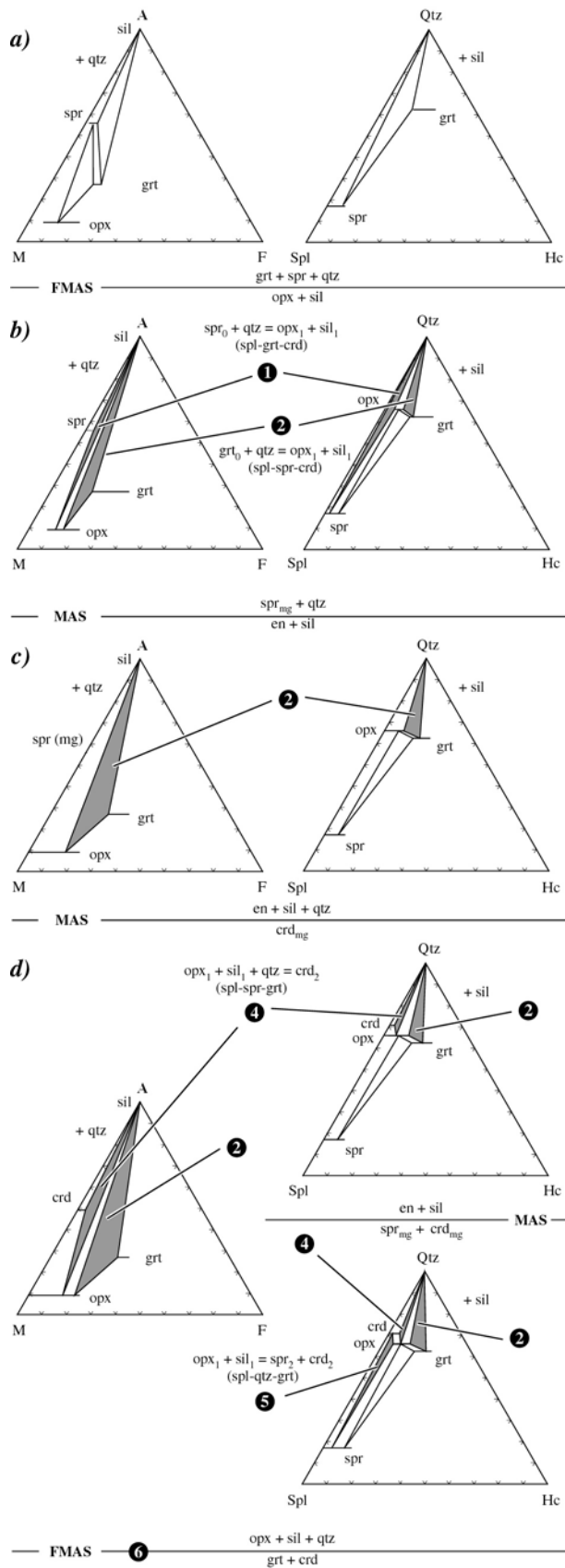
Metapelitic migmatite (C61)					
	silica sat. layer A		Al-rich layer B		
	matrix	i. grt	matrix	i. grt	i. spl
	41	39	27	16	39
SiO ₂	37,87	39,18	37,73	37,33	37,23
TiO ₂	3,98	2,42	3,55	3,93	1,43
Al ₂ O ₃	16,28	16,43	16,51	17,15	18,19
Cr ₂ O ₃	0,34	0,49	0,10	0,15	0,04
Fe ₂ O ₃	3,00	1,40	3,70	5,10	2,98
FeO	7,76	6,54	7,35	3,81	6,39
MnO	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
ZnO	n.d.	0,00	n.d.	0,01	n.d.
MgO	16,37	19,29	16,93	18,37	19,57
CaO	0,02	0,03	0,00	0,02	0,00
Na ₂ O	0,14	0,33	0,18	0,31	0,20
K ₂ O	9,79	9,36	9,77	9,84	10,18
F	0,26	n.d.	0,33	n.d.	0,47
H ₂ O	4,01	4,19	3,99	4,20	3,96
Total	99,81	99,65	100,14	100,24	100,65
Si	2,75	2,80	2,73	2,67	2,67
Ti	0,22	0,13	0,19	0,21	0,08
Al	1,39	1,39	1,41	1,44	1,54
Cr	0,02	0,03	0,01	0,01	0,00
Fe ³⁺	0,16	0,08	0,20	0,27	0,16
Fe ²⁺	0,47	0,39	0,44	0,23	0,38
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Zn	n.d.	0,00	n.d.	0,00	n.d.
Mg	1,77	2,06	1,82	1,96	2,09
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,02	0,05	0,03	0,04	0,03
K	0,91	0,85	0,90	0,90	0,93
F	0,06	n.d.	0,08	n.d.	0,11
H	1,94	2,00	1,92	2,00	1,89
xMg(Fe ²⁺)	0,79	0,84	0,80	0,90	0,85

Table 9. Representative microprobe mineral analyses of biotite from the pelitic migmatite.

INTERPRETATION OF REACTION TEXTURES

Mg-granulites: FMAS system

A reaction texture sequence has been inferred from partial pseudomorph and coronitic textures, which can be interpreted in a simple FMAS system. This sequence, where almost reactions are divariant in the FMAS system, is illustrated in Figure 9 using SFM-projections from sillimanite and AFM-projections from quartz.



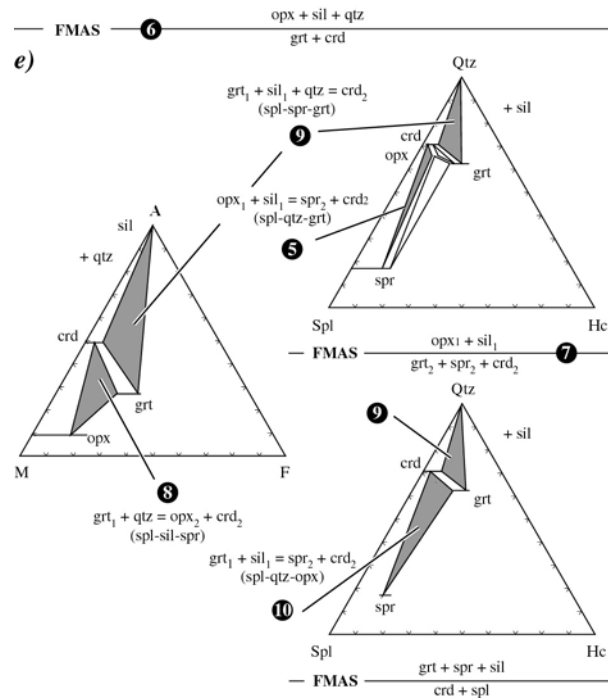


Fig. 9. Ideal series of AFM projections from quartz and Qtz-Hc-Spl projections from sillimanite, for the PT path represented in the FMAS petrogenetic grid (Fig. 11), for stage 0, 1 and 2. The final stage (3) corresponding to the breakdown of cordierite into orthopyroxene-sillimanite symplectites was not represented. It shows the sequence of continuous and discontinuous reactions deduced from the textural relationships observed in the Mg-granulites. Continuous and discontinuous reactions with quartz and sillimanite absent, like reactions (11) and (12), cannot be represented in such sequence since the diagrams are projected from quartz or sillimanite. Numbers enclosed in circles refer to reactions labeled in the text. Grey triangular areas correspond to continuous Fe-Mg reactions. For AFM projections: $A=(Al+Cr+Fe^{3+})/2$; $F=Fe^{2+}$; $M=Mg$. For Qtz-Hc-Spl projections: $Qtz=Si+Fe+Mg-Al/2$; $Hc=Fe^{2+}$; $Spl=Mg$.

Destabilization of the initial peak metamorphic assemblage

The former presence of the peak metamorphic assemblage sapphirine-garnet-quartz-orthopyroxene/sillimanite is deduced from the Orthopyroxene (opx_1) + sillimanite (sil_1) coronitic texture separating quartz from spr_0 , in the quartz-bearing samples A4-11, A4-26, C21 and A4-5 (Fig. 3a). This texture is consistent with the continuous reaction (Fig. 9b):



Opx₁ and sil₁ also occurs very locally in some garnet (grt₀) cracks in presence of quartz (A4-26 and A4-11) (Fig. 3b), suggesting the continuous reaction:



Reactions (1) and (2) can be produced under the same PT conditions until the MAS reaction sapphirine + quartz = enstatite + sillimanite is crossed (Fig. 9b). The new stable assemblages following peak assemblage are therefore opx₁-sil₁-qtz-grt₁ (A4-11, A4-26, C21, A4-5, C17) and opx₁-spr₁-grt₁-sil₁ (C43, C38) according to the bulk-silica content (Fig. 9c). Formation of garnet exsolution lamellae in opx₀ (Fig. 3c) through the reaction (3) (Nicollet, 1990) is also ascribed to this first stage following peak metamorphism.



Secondary reaction textures: orthopyroxene (opx_{0,1}) and garnet (grt_{0,1}) breakdown

Moats of cordierite or sapphirine-cordierite symplectites separate the early orthopyroxene from the sillimanite respectively in quartz-bearing and quartz-free samples (Fig. 3d-e). It suggests the two typical Fe-Mg continuous reactions:



Such two divariant reactions, as the reaction (2) are co-stable until the univariant reaction,



is crossed (Fig. 9d). In quartz-free domains, the sapphirine-cordierite symplectite may be associated with small neoformed euhedral garnet (Fig. 3f). This texture is consistent with the discontinuous reaction :



When this univariant reaction (7) is crossed, continuous Fe-Mg reaction (5) is no more stable.

Initial garnet porphyroblasts display an extensive resorption produced by various continuous reactions. As discuss in the above section, in quartz-bearing rocks (A4-26 and C21) garnet is destabilized into an orthopyroxene-sillimanite (opx₁-sil₁) assemblage through the reaction (2) until the univariant reaction (6) is crossed. Then, the newly stable continuous reaction involving the breakdown of the garnet-quartz assemblage is (Fig. 9e):



which explains the orthopyroxene-cordierite coronitic assemblage separating garnet from quartz (Fig. 3h). Such reaction sequence (reaction (2) followed by (8)) is consistent with the observation of opx₁-sil₁ symplectite in garnet cracks and opx₂-crd₂ symplectite surrounding the same garnet and isolating opx₁-sil₁ symplectite from the matrix. The occurrence of cordierite (crd₂) between garnet and sillimanite in quartz-bearing rocks is consistent with the continuous reaction:



In quartz-free samples (C43 and C38), garnet is separated from sillimanite by a sapphirine-cordierite assemblage, similar to this one produced by the reaction (5). This texture is consistent with the continuous reaction:



which occurs after the univariant reaction (7) was crossed. Fine lamellae intergrowth of orthopyroxene and sapphirine with minor cordierite developed at the expense of garnet porphyroblasts (Fig. 3g), suggests the continuous reaction :



Since neither quartz nor sillimanite are in excess in this reaction, it cannot be represented in Fig. 9. Locally, in sample C43, a garnet crack is filled by an orthopyroxene-spinel-cordierite symplectite, consistent with the continuous reaction :



This kind of secondary reaction sequence has been described in many others ultrahigh temperature terranes like in the Enderby Land and Rauer group-Antarctica (Harley *et al.*, 1990; Harley, 1998b), in Central Sri Lanka (Kriegsman & Schumacher, 1999), in southern India (Raith *et al.*, 1997) or in the Limpopo belt-Zimbabwe (Hisada & Miyano, 1996). As for all these terranes, one of the main features is the high alumina content of orthopyroxene involved as a reactant or product phase during this reaction sequence ($\text{Al}_2\text{O}_3 > 7 \text{ wt } \%$).

Textures post-dating the formation of cordierite (crd₂)

Cordierite (crd₂) produced by the breakdown of initial orthopyroxene and garnet is subsequently partly replaced by a very fine symplectite composed by an intergrowth of

orthopyroxene-sillimanite \pm quartz (Fig. 3d, 3h and Fig. 4). Textural relationships suggest that this symplectite were produced by the reverse of reaction (4) and (5):



Orthopyroxene (opx_3) produced is characterized by its low alumina content (about 4 wt %). Such partial replacement of cordierite by an anhydrous symplectite composed by orthopyroxene and sillimanite have been already described in aluminous granulites from Labwor Hills-Uganda (Sandiford *et al.*, 1987), in the Arunta complex-Central Australia (Goscombe, 1992). Most commonly breakdown of cordierite involves hydration reactions leading to a gedrite + kyanite/sillimanite + quartz assemblage (Vernon, 1972; Van Reenen *et al.*, 1986).

It is noteworthy that all this reaction sequence can be observed in its greater part in a same thin section and in some cases in very restricted area of a thin section ($\sim 1 \text{ cm}^2$) like in sample A4-5, where reactions (1), (3), (4), (5), (7), (11), (4a), and (5a) have been inferred from the same area.

Mg-granulites (orthoamphibole-bearing gneisses): FMASH system

In orthoamphibole-bearing gneisses, like sample An4c, the partial replacement of peak metamorphic orthopyroxene by anthophyllite is consistent with the hydration reaction:



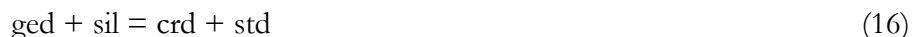
Strongly resorbed garnet porphyroblasts are separated from quartz by an assemblage of gedrite + cordierite (Fig. 5b) suggesting the following reaction:



In the quartz-bearing sample A6-3, the occurrence of cordierite containing relicts of gedrite and sillimanite, which are never in mutual contact, is consistent with the breakdown of the assemblage gedrite + sillimanite + quartz into cordierite via the continuous Fe-Mg reaction:



The recognition of staurolite associated with cordierite suggests the reaction:



Pelitic migmatite

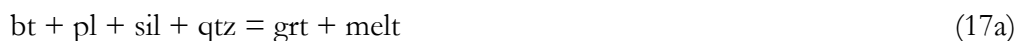
All the phases observed in this sample could be describe in the (Na,Ca)KFMASH system. Since plagioclase is the only Ca-Na rich phase (calcium also appears in minor amounts in garnet ($\text{CaO} < 2.5 \text{ wt } \%$)), we simplify the natural system (Na,Ca)KFMASH into a KFMASH system. To constrain precisely the petrographic evolution of such migmatites, it is essential to distinguish both prograde and retrograde reactions (Kriegsman, 2001).

Prograde biotite dehydration melting

Prograde melting reactions were inferred from observed residual inclusions in the incongruent phases like garnet or spinel. In the silica-saturated layer (layer A, Fig. 6), the occurrence of biotite, plagioclase and quartz included in garnet suggests that melting occurred via the multivariant biotite-dehydration melting reaction:



Although sillimanite has not been observed in garnet or in the matrix, we suggest that melting can also occur through the bivariant reaction (17a). Indeed, if we consider a slightly peraluminous bulk composition, sillimanite which is present in minor amounts, will be the first phase to disappear via reaction (13a) (Vielzeuf & Schmidt, 2001).



In the quartz-absent layer (layer B, Fig. 6), spinel and garnet are characterized by the occurrence of inclusions of rounded biotite, plagioclase and sillimanite, which are never in mutual contact. Although quartz has not been observed as inclusion in garnet, we suggest that melting in layer (B) occurred initially through the biotite dehydration melting reaction (17a). Assuming that the low silica content of layer (B) is inherited from the protolith, quartz was rapidly exhausted and consequently melting occurred through the following quartz-absent biotite-dehydration reactions:



Spinel produced by biotite dehydration melting is usually associated with ilmenite-corundum intergrowth. In broadly similar metapelite granulites, Sengupta *et al.* (1999) interpret similar aggregates as the breakdown products of a former Ti-rich spinel, itself produced by the melting of Ti-rich biotite through the reaction:



Partial back melting reactions and late chemical reequilibration

A sequence of retrograde reactions (back melting reactions) affects the peak metamorphic assemblage and more particularly in the silica-undersaturated layer (B). In the silica-saturated layer (A), the in-situ melt crystallization releases volatile components involved in the late crystallization of hydrated mineral like biotite in association with plagioclase and quartz. In the silica-undersaturated layer (B), incongruent phases like spinel (\pm ilmenite-corundum) are commonly surrounded by a corona of sillimanite at the contact of plagioclase. Towards the leucosome (layer D), Fig. 6) spinel becomes less abundant and only occurs as relict inclusion in coarse prismatic sillimanite, which are in textural equilibrium with biotite. These textural evidences are consistent with partial back reaction between crystallizing melt and restite (Kriegsman, 2001) via the reaction:



which corresponds to the reversal of reaction (19). The local crystallization of small euhedral garnet (grt₂) and the retrograde stable assemblage garnet-sillimanite-biotite are interpreted as the products of the back melting reaction (Kriegsman & Hensen, 1998):



The development of the monomineralic sillimanite-rich layer (layer C), Fig. 6) is also interpreted as a retrograde process resulting from restite-melt interactions. The occurrence of spinel/corundum-bearing restitic layer (B) in contact with a quartzofeldspathic leucosome (C), representing in-situ crystallizing melt, implies a huge chemical disequilibrium on a millimeter-scale at peak metamorphic conditions. Local chemical equilibration between the melt and the residuum has been achieved by crystallization of sillimanite at the interface of the both domains during cooling.

In conclusion, we suggest that the mineralogical layering observed at the sample scale results from an initial inherited compositional layering (layer A and B) and also melting and back-melting processes (layer D formed by melt segregation and layer C by retrograde restite-melt interaction). The previous evolution is illustrated in Figure 10, which corresponds to a revised version of the migmatite model of Kriegsman (2001).

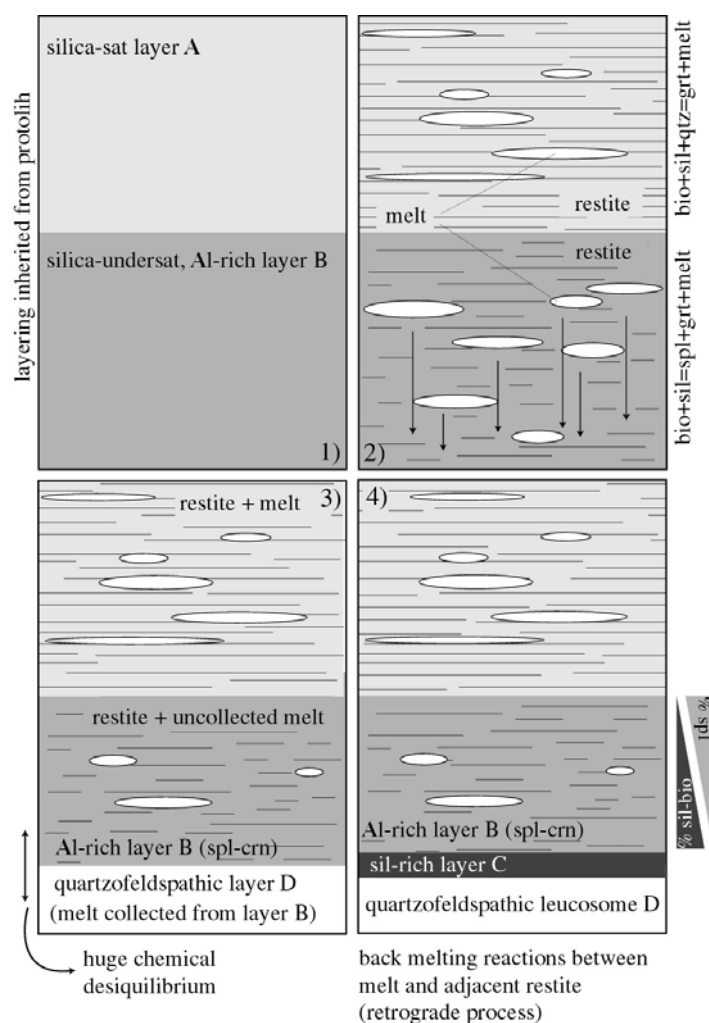


Fig. 10. Migmatite model for the pelitic migmatite adapted from Kriegsman (2001). Three different steps are illustrated. Melting of a layered protolith through different biotite-dehydration melting reactions followed by melt segregation and partial extraction of melt from layer (B). Such process generates a chemical desequilibrium between the restitic aluminous layer (B) and the layer (D) where the quartzofeldspathic melt was collected. Finally, back melting reactions between the restite and the melt producing biotite and sillimanite at the expense of spinel and a sillimanite rich layer separating the restitic layer (B) from the leucosome (D).

PT EVOLUTION

Mg-granulites: a continuous complex petrographical path

Thermobarometric estimates

To retrieve near-peak temperatures of stage 0-1, we use the refractory Al-solubility in orthopyroxene geothermometer of Aranovich & Berman (1997) based on the net-transfer reaction: $3 \text{Fs} + \text{Al}_2\text{O}_3 = \text{Alm}$. This thermometer is relatively insensitive to post-thermal peak Fe-Mg re-equilibration, which may occurred until temperatures below 800°C (Fitzsimons & Harley, 1994; Aranovich & Berman, 1997). Temperature and pressure calculations for Mg-granulites are summarized in Table 10. Temperatures estimates, using garnet (grt_{0-1}) included in porphyroblast of orthopyroxene (opx_{0-1}) or porphyroblast of garnet (grt_{0-1}) with Al-rich orthopyroxene (opx_{0-1}), vary from $1050 \pm 30^\circ\text{C}$ to $1110 \pm 20^\circ\text{C}$ for a pressure reference of 10 kbar. Primary orthopyroxene from sample A4-5 are slightly zoned in aluminum, therefore temperatures may vary from $1010 \pm 20^\circ\text{C}$ to $1100 \pm 10^\circ\text{C}$ from core to rim (Table 10). Temperatures obtained using garnet exsolutions and orthopyroxene porphyroblasts (opx_{0-1}) are consistent with the previous estimates ($1015 \pm 30^\circ\text{C}$). It is noteworthy that the above calculated temperatures represent minimal estimates since we do not take into account the aluminum exsolved by orthopyroxene via garnet exsolutions (reaction (3)).

Due to the lack of plagioclase in quartz-bearing rocks, independent pressure estimates based on net transfer reactions such as the grt-opx-pl-qtz or grt-sil-pl-qtz barometers cannot be used. Pressures have been calculated with the semi-empirical grt-opx Al-barometer of Harley & Green (1982), which appears to be the less sensitive to late Fe-Mg exchange (Fitzsimons & Harley, 1994; Harley, 1998a). This barometer highly depends on the temperature of reference (high dP/dT slope), which implies large uncertainties on pressure estimates. Calculated peak metamorphic pressures are in the range of 11.5 to 13.5 kbar at 1000-1100°C. The couple garnet exsolution and orthopyroxene porphyroblast yield slightly lower pressures of about 10.5 kbar. Averages P-T conditions of the peak metamorphic assemblage for the Mg-granulites are estimated at $1050 \pm 50^\circ\text{C}$ and 11.5 ± 1.5 kbar.

Metamorphic stage	sample	N	X _{Mg} grt	X _{Al} opx	X _{Mg} opx	P ref. (kbar)	A&B, 97 (°C)	T ref. (°C)	H&G, 82 (kbar)	
stage 0-1 (UHT Metamorphism)	grt₀₋₁ included in opx₀₋₁ (core)									
	C43	4	0,55-0,56	0,18-0,19	0,76-0,77	10	1060 ± 20	1050	11,4 ± 0,2	
	grt₀₋₁ and opx₀₋₁ (high Al content)									
	C43	10	0,56-0,58	0,15-0,19	0,76-0,79	10	1050 ± 30	1050	11,5 ± 0,4	
	C38	4	0,54-0,57	0,16-0,17	0,73-0,74	10	1110 ± 20	1100	13,5 ± 0,5	
	A4-5	6	0,53-0,54	0,19	0,73-0,74	10	1100 ± 10	1100	12,7 ± 0,1	
	A4-11	2	0,53	0,16	0,74	10	1050 ± 20	1050	12,6 ± 0,2	
							1090 ± 20		12,7 ± 0,2	
	grt₀₋₁ cores and opx₀₋₁ (low Al core)									
	A4-5	6	0,53-0,54	0,14	0,74-0,76	10	1010 ± 20	1000	12,3 ± 0,1	
	grt exsolution and opx₀₋₁ (core)									
	C43	2	0,52-0,53	0,17-0,19	0,76-0,78	10	1025 ± 30	1000	9,7 ± 0,1	
	A4-5	6	0,50	0,14-0,17	0,74-0,76	10	1000 ± 30	1000	11,5 ± 0,9	
A4-11	1	0,47	0,16	0,74	10	1020	1000	10,9		
						1015 ± 30		10,3 ± 0,5		
stage 2 (UHT-ITD)	grt₀₋₁ (rim) and opx₂ (symplectites)									
	C43	5	0,56-0,59	0,15-0,17	0,76-0,81	7	890 ± 40	900	8,3 ± 0,3	
	C38	4	0,51-0,56	0,16-0,17	0,73-0,75	7	960 ± 10	950	8,9 ± 0,4	
	A4-5	8	0,52-0,54	0,15-0,18	0,75-0,78	7	900 ± 30	900	7,6 ± 0,5	
	A4-11	4	0,50-0,53	0,14-0,17	0,75-0,77	7	860 ± 30	850	8,5 ± 0,5	
							940 ± 20		8,4 ± 0,4	

Table 10. Thermobarometric estimates for the Mg-granulites. N: number of garnet-orthopyroxene pairs; A&B, 97: Aranovich & Berman (1997); H&G, 82: Harley & Green (1982).

Temperature of the secondary stage (stage 2) has been estimated using garnet rim in direct contact with new orthopyroxene (opx₂) associated with cordierite (crd₂) or sapphirine(spr₂)-cordierite(spr₂) formed at the expense of the garnet. We used a pressure reference of 7 kbar, which correspond broadly to the usual minimal pressure estimates for the reaction involving the garnet breakdown into orthopyroxene-bearing symplectites (Harley, 1990; Bertrand *et al.*, 1992; Kriegsman & Schumacher, 1999). Average temperatures for the both quartz-present and quartz-absent assemblages are respectively in the range of 860-900°C and 890-960°C. Since the pressure of 7 kbar is a minimal pressure, temperature estimates for this secondary stage must be considered as minimal estimates.

Pressures calculated at 850-950°C are in a range of 7.6 ± 0.5 - 8.9 ± 0.4 kbar for the both lithologies. Averages PT conditions of the retrograde stage, corresponding to the breakdown of peak metamorphic garnet, are 900 ± 50°C, 8 ± 1 kbar.

FMASH petrogenetic grid and role of fluid

Qualitative petrogenetic grid in the FMASH system (Fig. 11) allows constraining more precisely the petrographic evolution of the Mg-granulites. In addition, we discuss the influence of fluids on the stability of cordierite-bearing assemblages (Fig. 12 and 13). PT evolution inferred from petrography and thermobarometry can be divided into four stages and is illustrated in Fig. 11:

(0) Peak metamorphic assemblage (stage 0) sapphirine-garnet-quartz + orthopyroxene or sillimanite recorded in only three samples suggests Ultrahigh Temperature (UHT) conditions above 1050°C at P of ~ 10 kbar (Chatterjee & Schreyer, 1972; Newton, 1972, Bertrand *et al.*, 1991). Such petrogenetic grid constraints are in good agreement with our temperature estimates of the peak metamorphism (1050 ± 50°C).

(1) This initial stage 0 was followed by the reaction sapphirine + quartz = orthopyroxene + sillimanite (1) indicating a cooling at a pressure above the invariant point spinel [spl], which has been experimentally constrained at about 10 kbar, 1050°C (Bertrand *et al.*, 1991). Owing to the high slope of the MAS univariant reaction spr + qtz = en + sil, which is a good approximation of our natural compositions, we suggest that the cooling is near isobaric or with minor change in pressure (Fig. 11). The new stable assemblages following the UHT-IBC (stage 0 and 1) consist of orthopyroxene-sillimanite-garnet-quartz or orthopyroxene-sapphirine-garnet-sillimanite according to their bulk-silica content (stage 1). Stability fields of these divariant assemblages are bounded at high temperature by the univariant reaction orthopyroxene + sillimanite = garnet + sapphirine + quartz and at low pressure respectively by the orthopyroxene + sillimanite + quartz = garnet + cordierite (spl,spr) (6) and orthopyroxene + sillimanite = garnet + sapphirine + cordierite (spl,qtz) (7) univariant reactions. Most of the previous experimental works were focussed on the (spl,spr) univariant reaction since it separates two well-known multivariant assemblages: orthopyroxene-sillimanite-quartz at high pressure and garnet-cordierite at low pressure. The predicted position of this univariant reaction in pure H₂O conditions, using internally consistent thermodynamic data, experimental works and natural assemblages (Hensen & Harley, 1990; Bertrand *et al.*, 1991; Aranovich & Berman, 1996), is between about 8.5 kbar,

700°C and 10.5 kbar, 1050°C (Fig. 12a). It is noteworthy that this position is highly dependent on the presence and composition of a fluid phase. Indeed, the orthopyroxene-sillimanite-quartz stability field is extended to lower pressure at the expense of the garnet-cordierite stability field under either dry or pure CO₂ conditions of about 4 kbar at 1050°C (Newton, 1972; Aranovich and Berman, 1996). Hence, the above-mentioned position of the (spl-spr) corresponds to the "high pressure" limit for the assemblage garnet-cordierite.

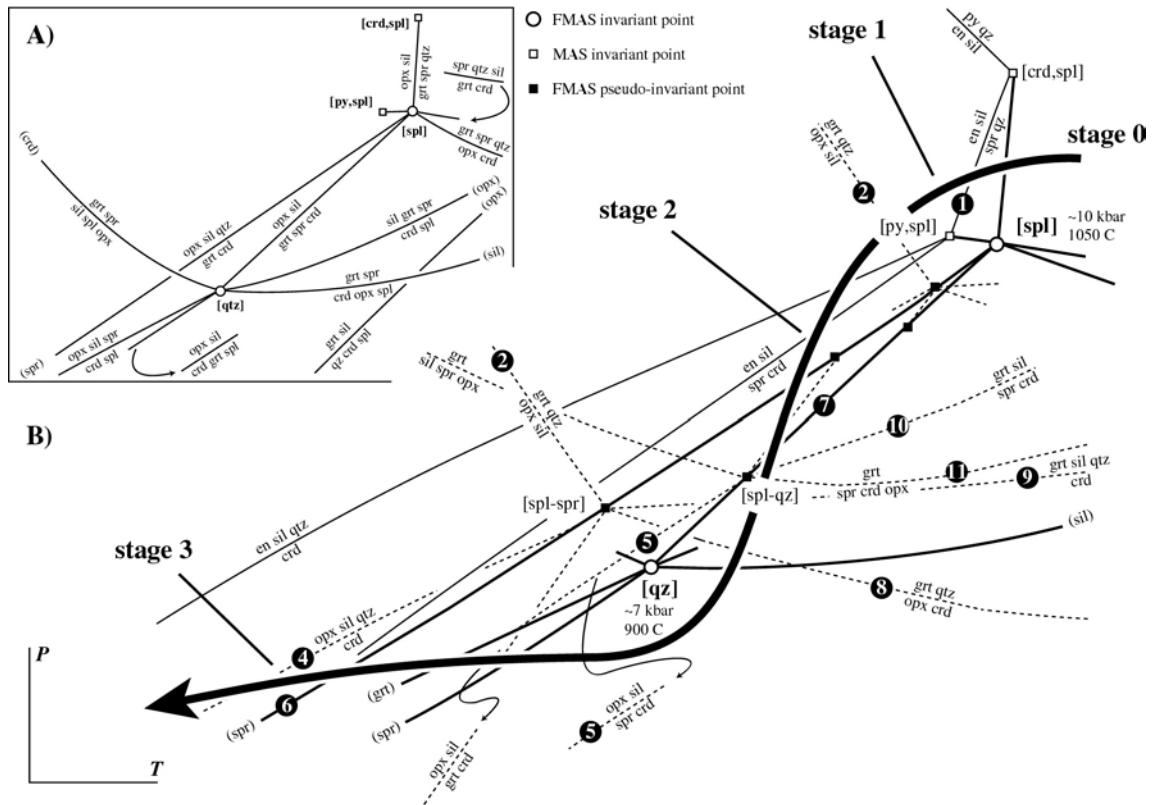


Fig. 11. Qualitative FMAS petrogenetic grids involving garnet, orthopyroxene, sapphirine, cordierite, spinel, sillimanite, quartz and showing the **petrographical PT path** inferred from coronitic and symplectitic textures. (A) Partial qualitative petrogenetic grid showing FMAS and MAS univariant reactions. (B) Enlarged portion of the FMAS grid (Fig. 11a) showing the main FMAS univariant reactions (spl-spr), (spl-qtz) and (qtz-sil) (heavy lines) used for the construction of the petrographical path. The dotted lines show the orientation of the 5 divariant reactions associated with the univariant reactions (spl-spr) and (spl-qtz). Such divariant reactions are the equivalent to Fe-Mg isopleths of continuous reactions. The thin lines correspond to selected MAS univariant reactions related to the invariant point [py-spl] and [crd,spl]. Numbers enclosed in circles refer to continuous and discontinuous reactions labeled in the text.

Calculated X_{mg} isopleths of garnet associated with the (spl-spr) reaction show that the lowest X_{mg} of garnet in equilibrium with orthopyroxene-sillimanite-quartz is 60-62 at a

temperature of 1050°C (Aranovich and Berman, 1996) (Fig. 12a). Garnet X_{mg} in our garnet-orthopyroxene-sillimanite-quartz assemblage are systematically lower than 54. These values are inconsistent with the prediction of the grid in figure 12a, since for such composition ($X_{mg}=54$), garnet would be in equilibrium with orthopyroxene-cordierite-quartz or sillimanite-cordierite-quartz. This discrepancy could be explained by (i) a late Fe-Mg exchange which will reduce the garnet X_{mg} , or/and (ii) by the presence and composition of a fluid phase which highly affect the P-T position of cordierite-bearing reactions.

(i) Using the method of Fitzsimons & Harley (1994) or Pattison & Bégin (1994), we reintegrate the mineral composition of garnet and orthopyroxene to account for post-peak Fe-Mg exchange. It appears that if we accommodate the K_D change in the same proportion between garnet and orthopyroxene, then garnet X_{mg} will be increased of about 4 units ($X_{mgmax}=58$ for grt-opx-sil-qtz assemblage). Despite these compositional adjustments, garnet X_{mg} in equilibrium with opx-sil-qtz is still inconsistent with the predictions of Aranovich and Berman (1996) and our calculations in fully hydrated conditions (Fig. 12a).

(ii) A change in fluid compositions associated with the inescapable late Fe-Mg re-equilibration process could explain the low garnet X_{mg} in equilibrium with opx-sil-qtz. Calculations using the internally consistent thermodynamic data of Holland & Powel (1998) under H₂O-CO₂ conditions ($X_{H_2O} = 0.4$) constrain the position of the (spl-spr) reaction at about 9 kbar at 1050°C (1,5 kbar lower than in pure H₂O conditions). In these conditions, garnet in equilibrium with orthopyroxene-sillimanite-quartz has a minimal X_{mg} of 55, which is agreement with our natural assemblage after compositional readjustment (Fig. 12b).

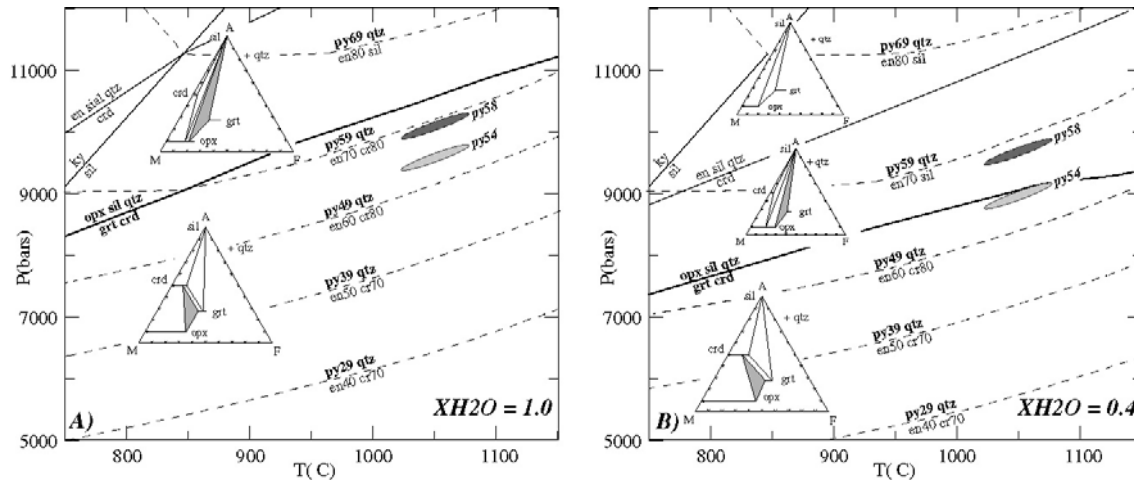


Fig. 12. Calculated PT position of the univariant reaction orthopyroxene + sillimanite + quartz = garnet + cordierite and the garnet X_{mg} isopleth of the divariant assemblage grt-qtz-opx-sil (high-pressure side of the univariant curve) and grt-qtz-opx-crd (low-pressure side) as a function of $X_{\text{H}_2\text{O}}$. A) $X_{\text{H}_2\text{O}} = 1.0$ and B) $X_{\text{H}_2\text{O}} = 0.4$. Divariant assemblages are shown in AFM projections from quartz. Light grey and dark grey ellipsoids correspond to the maximal garnet X_{mg} in equilibrium with orthopyroxene, sillimanite and quartz before and after Fe-Mg reintegration respectively. Curves were computed with the thermodynamic data of Holland & Powell (1998) using the perplex software of Connolly (1990). We used ideal site mixing for Fe-Mg endmembers of sapphirine and hydrous-anhydrous cordierite and the Holland & Powell (1998), mixing model for Al-Fe-Mg orthopyroxene and Ca-Fe-Mg garnet.

In quartz-undersaturated compositions (samples C43 and C38), the PT position of the (spl-qtz) reaction, which correspond to the lowest boundary of the orthopyroxene-sapphirine-garnet-sillimanite assemblage has also been calculated (Fig. 13). As for the (spl-spr) reaction, in fully hydrated conditions with pure H_2O , the predicted garnet composition in equilibrium with sapphirine-garnet-sillimanite at 1050°C ($X_{\text{mg}} > 73$) is inconsistent with our natural sample (C43, C38) ($X_{\text{mg}} \text{ max} = 64$ after compositional readjustment) (Fig. 13a). Under $\text{H}_2\text{O-CO}_2$ conditions, the garnet-orthopyroxene-sapphirine-sillimanite assemblage is stabilized at lower pressure and more ferrous compositions. At 1050°C with a fluid composition of $X_{\text{H}_2\text{O}} = 0.4$, the garnet composition in equilibrium with opx-spr-sil must be higher than 60 (Fig. 13b), which is consistent with our garnet composition ($X_{\text{mg}} \text{ max} = 64$) reported from quartz-undersaturated samples. The PT position of the (spl-spr) reaction implies a minimal pressure of 7.5 kbar at 1050°C for the orthopyroxene-sapphirine-garnet-sillimanite assemblage.

To conclude, such isopleth diagrams that illustrate the high pressure dependence of cordierite-bearing assemblages on fluid composition, allows us to constrain the metamorphic conditions of the stage 1 (co-stability of grt-opx-sil-qtz and grt-opx-spr-sil assemblages) at a minimal pressure of 9 kbar at 1050°C and $X_{\text{H}_2\text{O}} = 0.4$.

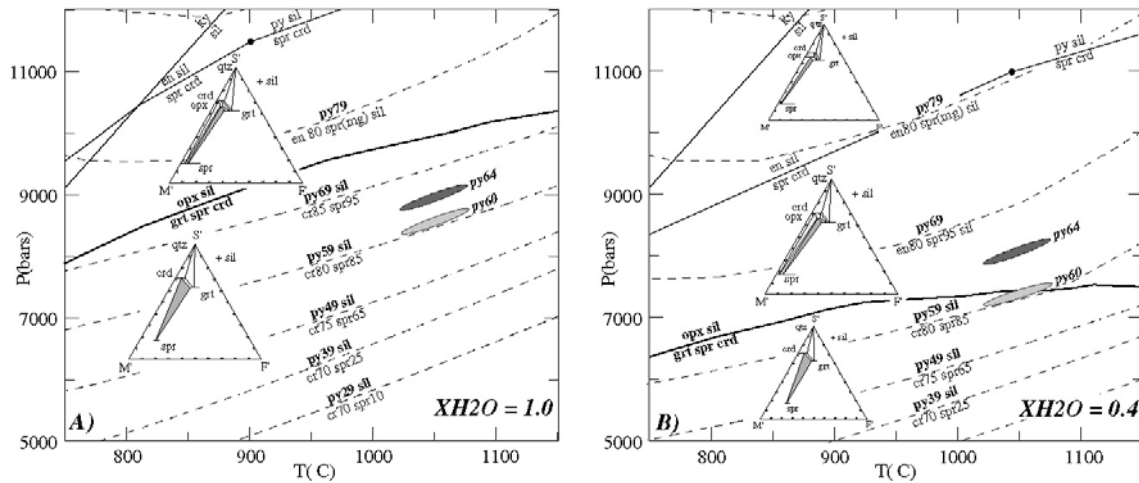


Fig. 13. Calculated PT position of the univariant reaction orthopyroxene + sillimanite = garnet + sapphirine + cordierite and the garnet X_{mg} isopleth of the divariant assemblage grt-spr-opx-sill (high-pressure side of the univariant curve) and grt-spr-crd-sill (low-pressure side) as a function of X_{H_2O} . A) $X_{H_2O} = 1.0$ and B) $X_{H_2O} = 0.4$. Divariant assemblages are shown in Qtz-Hc-Spl projections from sillimanite. Light grey and dark grey ellipsoids as in Fig. 12.

(2) Subsequent to this high-grade event at relatively high pressure, a near isothermal decompression (stage 2) can be inferred with high confidence from the succession and orientation of numerous secondary continuous reactions (Fig. 11). Almost of the reactions considered here are spinel-sapphirine free or spinel-quartz free suggesting physical conditions near the [spl] and [qtz] invariant points. The observed univariant reaction (spl,qtz) and the numerous divariant reactions observed in thin-section imply a temperature of decompression between the invariant point [spl] and [qtz]. As emphasized by Harley (1998b), the precise location of the invariant point [qtz] has not yet been experimentally constrained since all the previous experimental works have been carried out in quartz-saturated conditions. Its location is largely controlled by the reaction (spl-qtz) and thus is highly dependent on water activity (see above and Fig. 13). Predicted PT position of the reaction under H_2O-CO_2 conditions inferred previously ($X_{H_2O}=0.4$) allow us to constrain the invariant point [qtz] at about 7 kbar, 900°C. This estimation is slightly lower than those of Hensen (1987), which constrain this point at about 920-950 °C and 8-9 kbar. Thus, the temperature of decompression is constrained between 900°C ($T_{[qtz]}$) and 1050°C ($T_{[spl]}$). Such range of temperature is consistent with our thermobarometric estimates using the Al-in-Opx thermometer on the orthopyroxene-bearing symplectites, which yield temperatures

of $900 \pm 50^\circ\text{C}$ at 8 ± 1 kbar. The Al-content of orthopyroxene (opx_2) produced during the decompression is constant and in the same order of the porphyroblast content's (opx_1) (about 7-8 wt %). Since Al isopleths in a P-T space are mostly temperature-independent (Aranovich & Berman, 1996), it suggests that the decompression is near isothermal. Finally, garnet breakdown into orthopyroxene-spinel-cordierite symplectite suggests that the univariant reaction $\text{garnet} + \text{sapphirine} = \text{cordierite} + \text{orthopyroxene} + \text{spinel (qtz-sil)}$ was crossed during the decompression. Since this reaction is broadly pressure-independent (Fig. 11), it indicates that the isothermal decompression proceeded at least until a pressure of 7 kbar (i.e. $P_{[\text{qtz}]}$). Consequently, it appears that the secondary stage corresponds to a near-isothermal decompression (ITD) at ultrahigh temperature conditions (900-1050°C) of the order of 4-5 kbar (according to the barometric estimates), or >2 kbar (according to the petrogenetic grid estimates).

(3) The final stage (stage 3) is characterized by the breakdown of cordierite (crd_2), formed during the previous isothermal decompression (stage 2), into a new $\text{opx}_3\text{-sil}_3 \pm \text{qtz}$ assemblage. According to the dP/dT slopes of the divariant reactions $\text{cordierite} = \text{orthopyroxene} + \text{sillimanite} + \text{quartz}$ and $\text{cordierite} + \text{sapphirine} = \text{orthopyroxene} + \text{sillimanite}$ (respectively reactions (4) and (5) in figure 11), an isobaric cooling (IBC) at a pressure above the invariant point [qtz] (about 7-6 kbar), could explain the new orthopyroxene-sillimanite-quartz assemblage (Fig. 11). The distinctly lower Al-content of the new formed orthopyroxene (opx_3) (~ 4 wt %) in comparison to opx_{0-1} and opx_2 implies that they crystallized at significantly lower temperatures ($\sim 800^\circ\text{C}$).

Orthoamphibole-cordierite-bearing rocks (An4c and A6-3) provide additional information on the late stage of the PT evolution. It is noteworthy that despite the huge hydrated retrogression, the preservation of residual orthopyroxene with garnet exsolution lamellae suggests that these rocks have also suffered UHT metamorphic conditions. Textures and assemblages observed in sample An4c and A6-3 are interpreted using a semi-quantitative FMASH grid involving gedrite, staurolite, garnet, orthopyroxene, cordierite, sillimanite, kyanite, and quartz under fully hydrated conditions (Fig. 14). Location of the FMASH divariant reactions (14), (15) and (16) are consistent with a shallow dP/dT path at a pressure between 5 and 8 kbar (Fig. 14). PT conditions estimated on such orthoamphibole-bearing rocks are of about 4.5-5.5 kbar and 600-650°C (Nicollet, 1988). In

conclusion, the final stage 3 recorded by the Mg-granulites corresponds to a cooling from ~7-8 kbar, 900°C to ~5 kbar, 650°C.

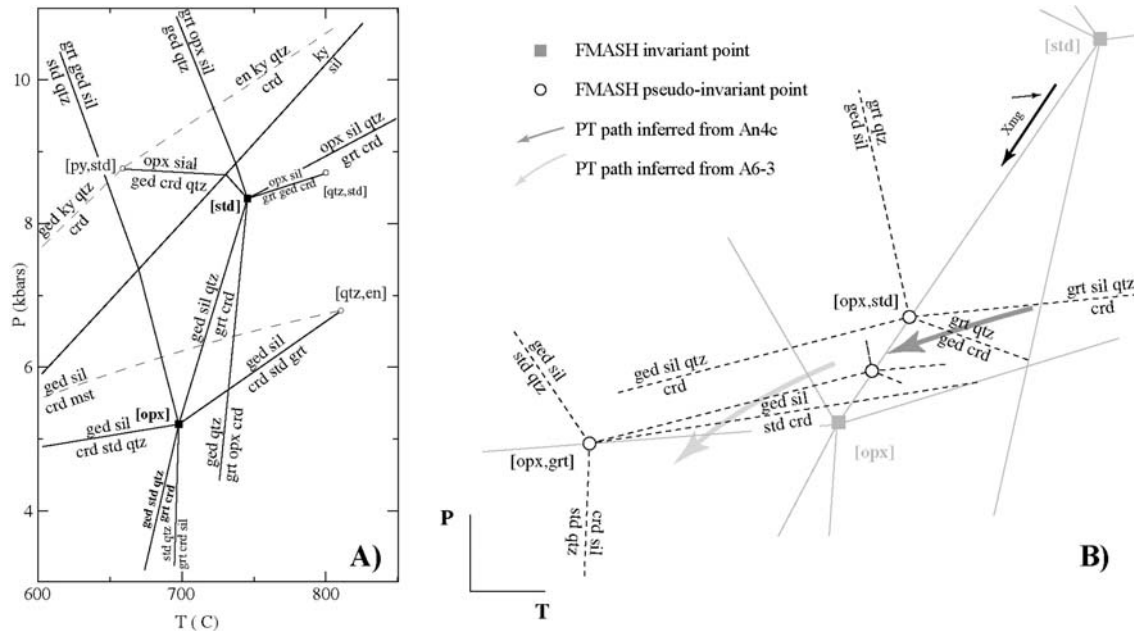


Fig. 14. Semi-quantitative FMASH petrogenetic grid involving quartz, garnet, orthopyroxene, cordierite, staurolite, gedrite, kyanite, sillimanite and pure H₂O conditions (modified after Harley, 1985). PT position of the MASH invariant points have been quantified with the thermodynamic data of Holland & Powell (1998) using the *perplex* software of Connolly (1990). FMASH invariant points and related univariant curves have been qualitatively positioned according to topological constrains. The arrow corresponds to the PT path inferred for the orthoamphibole-bearing rocks.

Metapelitic granulites: Heating-cooling path

Thermobarometric estimates

Determining accurate metamorphic conditions for the pelitic migmatite C61 is strongly limited by the lack of cordierite and orthopyroxene. Furthermore, due to the inescapable late Fe-Mg exchange, retrieve peak temperature conditions using conventional thermometry is exclude. Peak pressure conditions were estimated using the garnet-plagioclase-sillimanite-quartz barometer (GASP). However, owing to its high temperature dependence (Raith & Harley, 1998), its large pressure uncertainty at low grossular content ($X_{\text{gross}} < 0.05$) (Todd, 1998) and the assumption of prograde sillimanite, GASP results

should be considered with very high caution. Pressure obtained with the calibration of Hodges & Cowley (1985) and Koziol & Newton (1988) vary respectively from 6.5 to 8 kbar and 7.5 to 9 kbar at a peak temperature of about 850°C (temperature inferred from petrogenetic grids). Average P-T conditions of the peak metamorphic assemblage for the migmatite C61 are thus estimated at about 850°C and 7-8 kbar.

The conditions of reequilibration have been estimated using the multi-equilibrium calculations (*TWEEQU* software of Berman (1991) with the expanded internally consistent thermodynamic dataset of Berman & Aranovich (1996)). Mineral assemblage described previously in the silica-saturated layer (A), provides few constraints on the estimation of the retrograde conditions, since only 2 independent reactions can be calculated with the matrix phases garnet-biotite-plagioclase-quartz. Furthermore, including biotite adds an additional variable in the calculation: water activity (a_{H_2O}), which strongly influences the pressure calculations (P = 4.6 and 7.8 kbar at $a_{H_2O} = 0.2$ and 0.7 respectively, with T = 700°C). Multi-equilibrium calculation was also performed on the late assemblage garnet(rim)-spinel-biotite-sillimanite-plagioclase from the silica-undersaturated layer (B) yielding 4 independent reactions. Water activity was fixed at 0.2 that corresponds to the conditions for which ones the intersections of the equilibria best converge. P-T calculations gave 690 ± 60 °C and 5.8 ± 0.6 kbar. Such pressure estimate is slightly higher than the poorly constrained pressure calculated on the assemblage from the silica-saturated layer (A) (4.6 kbar at 700°C and $a_{H_2O} = 0.2$). In conclusion, we suggest that late reequilibration under low pressure granulite facies conditions of about 700 ± 50 °C and 6 ± 1 kbar.

KFMASH petrogenetic grid

Assemblages and reaction textures from pelitic migmatite C61 are discussed in the KFMASH system. Na₂O and CaO are omitted since they occur only in plagioclase and in minor amounts for CaO in garnet ($X_{\text{gross}} < 5$ wt %). The main feature of the pelitic migmatite C61 is the coexistence of silica-saturated (layer A) and silica-undersaturated assemblages (layer B), which requires the use of a qualitative partial petrogenetic grid (Fig. 15) involving quartz-present and quartz-absent reactions. The used grid is based on the low temperature side of the KFMASH grid developed by Hensen & Harley (Fig. 2.17; 1990)

and Dasgupta *et al.*, (1995). The main difference with the grid of Dasgupta *et al.*, (1995) is that we consider an other stable invariant point [qtz] to interpret the silica-undersaturated assemblages. The topology of this invariant point is similar to the [qtz-spr] point in the grid of Hensen and Harley (1990). The relative PT location of the grid is mainly constrained by the invariant point [spl], which has been well constrained experimentally at about 900°C and 9 kbar (Carrington & Harley, 1995). The [opx] and [bt] points are constrained at about 850°C - 5 kbar and 930°C - 8 kbar respectively (Dasgupta *et al.*, 1995). According to the Schreinemakers rules, the [qtz] stable invariant point must be located in the triangular area defined by the stable invariant points [spl], [bt] and the metastable invariant point]crd[: hence, $T_{[qtz]} \approx 900^\circ\text{C}$. Due to the relatively low slope of the (bt-qtz) univariant reaction, we suggest that $P_{[bt]} \approx P_{[qtz]} \approx 8$ kbar (Fig. 15).

In the silica-saturated layer (A), partial melting occurred through the breakdown of biotite + plagioclase + quartz \pm sillimanite to garnet and melt. In the KFMASH grid (Fig. 15), this reaction (17a) is restricted to the low temperature side of the univariant reaction (opx-spl) and is experimentally constrained using a metapelitic composition at 850-875°C (Vielzeuf & Holloway, 1988; Gardien *et al.*, 1995). Pressure cannot be constrained precisely, since the melting reaction (17a) is stable over a wide range of pressure, from 5 to ~15 kbar at about 850°C (Vielzeuf & Schmidt, 2001). The thermobarometric estimates of about 7-8 kbar at 850°C are however consistent with the petrogenetic constraints. Peak metamorphic assemblage of the silica-undersaturated layer (B) is characterized by the coexistence of garnet, spinel, biotite, sillimanite and melt produced by multivariant reaction (18), (19) and (20). The stability field of this assemblage occurs in the low-temperature side of the KFMASH grid at temperatures below the univariant reaction (opx-crd), (opx-qtz) and (qtz-crd). Consequently, maximal temperature did not exceed 850°C at 5 kbar and 900°C at 7-8 kbar. Thus, it appears that peak metamorphic conditions inferred from the both assemblages (layer A and B) are in good agreement. By combining the thermobarometric estimates and petrogenetic grid evidences, peak metamorphism may be constrained at ~850-870°C, ~7-8 kbar.

The retrograde evolution is mainly characterized by the development of biotite + sillimanite \pm garnet produced by the reversal reaction (21) and (22). Any textures of decompression, like the garnet + sillimanite breakdown into spinel + cordierite symplectites commonly interpreted as a result of decompression have been observed. It suggests that cooling occurred without significant decompression at about 7 kbar (Fig. 15),

which is consistent with thermobarometric estimates carried out on late assemblage ($700 \pm 50^\circ\text{C}$; 6 ± 1 kbar).

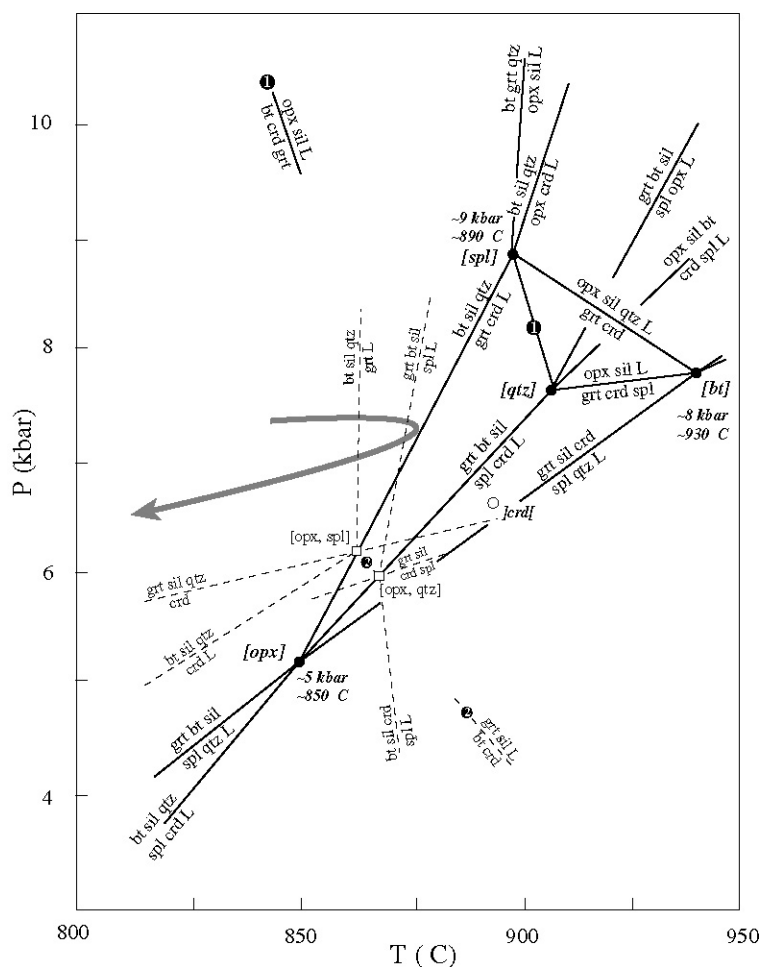


Fig. 15. Qualitative partial petrogenetic grid in the KFMASH system for fluid-absent metapelite involving garnet, cordierite, biotite, orthopyroxene, spinel, sillimanite, K-feldspar, quartz and melt (K-feldspar, sillimanite and melt are in excess). Thick lines and black points correspond to the univariant lines and invariant points in the KFMASH system, dotted lines and full squares are KMASH system. Dashed lines show the orientation of the 4 divariant reactions associated with the univariant reactions (opx-spl) and (opx-qtz) univariant reactions. The arrow corresponds to the PT path inferred for the pelitic migmatite C61.

DISCUSSION

Petrogenetic data derived from a suite of lenses of Mg-granulites located in migmatitic basement clearly show that the both rock-type have suffered two distinct petrographical PT evolutions (Fig. 16). Mg-granulites are characterized by an apparent

continuous and complex PT path which has been subdivided into three distinct stages. Stage 0-1 corresponds to the peak metamorphic conditions at Ultra-High Temperature ($1050 \pm 50^\circ\text{C}$ and 11.5 ± 1.5 kbar). Such stage is also characterized by a near IBC at pressure above ~ 10 kbar from the sapphirine-garnet-quartz stability field into the orthopyroxene-sillimanite-quartz. Stage 2 corresponds to a near-isothermal decompression of about 4-5 kbar at $900\text{-}950^\circ\text{C}$, inferred from a sequence of coronitic and symplectitic textures developed at the expense of the earlier UHT assemblages. Subsequently, the final stage 3 corresponds to a near IBC associated with variable hydration at 6-7 kbar from 900 to 650°C . This final part of the PT evolution is indicated either by the partial breakdown of cordierite (formed during stage 2) into a fine orthopyroxene-sillimanite symplectite or by the development of orthoamphibole-cordierite assemblages depending of fluid conditions. In contrast, the pelitic migmatite from the basement does not display any evidence of UHT conditions and ITD. Partial melting occurred at peak metamorphic conditions of about 850°C , 7 kbar following a simple heating-cooling path without significant change in pressures (Fig. 16). The retrograde PT path of the migmatite is similar to the final part (stage 3) of the PT path of the Mg-granulites (Fig. 16).

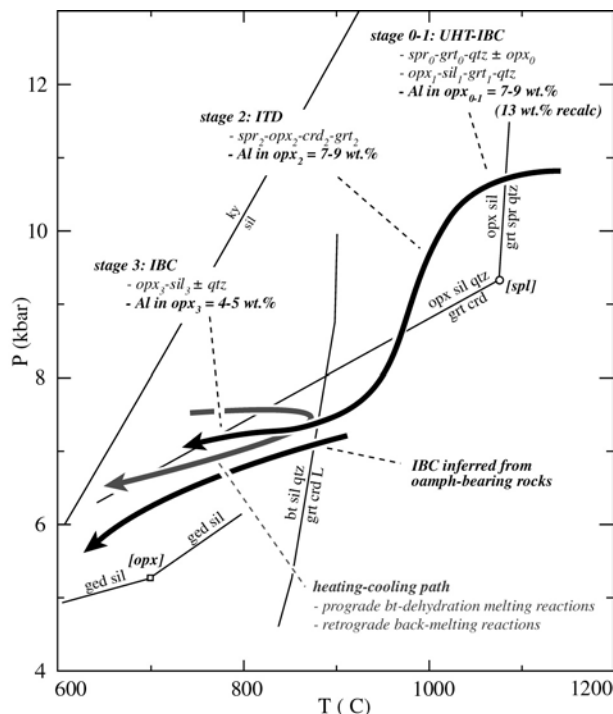


Fig. 16. PT diagram showing the distinct petrographical PT paths inferred from the Mg-granulites (sapphirine-bearing and orthoamphibole-bearing rocks) and the pelitic migmatite.

To discuss these two separated petrographical PT evolutions in term of tectonic implications, it is fundamental to constrain the timing. In our case, it is particularly crucial since in the North-Central Madagascar and Andriamena, three distinct magmatic and metamorphic events have been recognized : ~ 2.5 Ga, 820-720 Ma, 550-500 Ma (Gu errot *et al.*, 1993; Tucker *et al.*, 1999; Kr oner *et al.*, 2000; Goncalves *et al.*, in press). Hence, it raises the strong possibility that the both PT evolution may be ascribed to distinct thermotectonic events and also that the complex petrographical path of the Mg-granulites may result in the superposition of several thermal events, as suggested elsewhere like in East Antarctica (Harley, 1998) or in India (Raith *et al.*, 1997; Rickers *et al.*, 2001). One important feature of the Andriamena unit is the emplacement of voluminous mafic-ultramafic complex at 787 ± 16 Ma (Gu errot *et al.*, 1993). This magmatism could correspond to the source of the heat input necessary to perturb the steady-state geotherm and attained either UHT conditions (11.5 ± 1.5 kbar; $1050 \pm 50^\circ\text{C}$) or granulite facies conditions associated partial melting conditions (~ 7 -8 kbar; 850°C). Furthermore, the isobaric cooling paths following theses two peak metamorphism conditions is consistent with a model of emplacement of mantle-derived magmas at different levels in the crust (Ellis, 1987). Unfortunately, mineralogy of the mafic-ultramafic intrusions does not permit a precise estimation of their depth of emplacement and field relations between magmatic and metamorphic rocks are totally obliterated by the late Panafrican reworking at 530-500 Ma (Goncalves *et al.*, in press). Hence, we cannot correlate the middle Neoproterozoic magmatism and the distinct peak metamorphic conditions.

Anyway, while the "t" parameter of the both PTt petrographical path will not be quantified, all the inferred tectonic interpretations remain very speculative. To construct such PTt path, we use in-situ U-Th-Pb electron microprobe dating on monazite (Montel *et al.*, 1996) in order to link metamorphic assemblages and ages. This work is described in a companion paper.

REFERENCES

- Aranovich, L. Y. & Berman, R. G., 1996. Optimized standard state and solution properties of minerals. part II. Comparisons, predictions, and applications. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **126**, 25-37.
- Aranovich, L. Y. & Berman, R. G., 1997. A new garnet-orthopyroxene thermometer based on reversed Al₂O₃ solubility in FeO-Al₂O₃-SiO₂ system. *American Mineralogist*, **82**, 345-353.
- Audibert, N., Hensen, B. J. & Bertrand, P., 1995. Experimental study of phases relations involving osumilite in the system K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O at high pressure and temperature. *Journal of Metamorphic Geology*, **13**, 331-344.
- Berman, R. G., 1991. Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique, with petrological applications. *Canadian Mineralogist*, **29**, 833-856.
- Berman, R. G. & Aranovich, L. Y., 1996. Optimized standard state and solution properties of minerals: I. Model calibration for olivine, orthopyroxene, cordierite, garnet, and ilmenite in the system FeO-MgO-CaO-Al₂O₃-TiO₂-SiO₂. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **126**, 1-24.
- Bertrand, P., Ellis, D. J. & Green, H., 1991. The stability of sapphirine-quartz and hypersthene-sillimanite-quartz assemblages : an experimental investigation in the system FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ under H₂O and CO₂ conditions. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **108**, 55-71.
- Bertrand, P., Ouzegane, K. H. & Kienast, J. R., 1992. P-T-X relationships in the Precambrian Al-Mg-rich granulites from In Ouzzal, Algeria. *Journal of Metamorphic Geology*, **10**, 17-31.
- Besairie, H., 1963. Description géologique du massif ancien de Madagascar. Premier volume, Centre Nord et Centre Nord-Est. Service Géologique Tananarive.
- Bose, S., Fukuoka, M., Sengupta, P. & Dasgupta, S., 2000. Evolution of high-Mg-Al granulites from Sunkarametta, Eastern Ghats, India: evidence for a lower crustal heating-cooling trajectory. *Journal of Metamorphic Geology*, **18**, 223-240.
- Caen-Vachette, M., 1979. Le Précambrien de Madagascar. Radiochronométrie par isochrones Rb-Sr sur roches totales. *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*, **21**, 331-338.

- Carrington, D. P. & Harley, S. L., 1995. Partial melting and phase relations in high-grade metapelites: an experimental petrogenetic grid in the KFMASH system. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **120**, 270-291.
- Chatterjee, N. D. & Schreyer, W., 1972. The reaction enstatite + sillimanite = sapphirine + quartz in the system MgO-Al₂O₃-SiO₂. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **36**, 49-62.
- Collins, A. S., Razakamanana, T. & Windley, B. F., 2000. Neoproterozoic extensional detachment in central Madagascar: implications for the collapse of the East African orogen. *Geological Magazine*, **137**, 39-51.
- Connolly, J. A. D., 1990. Multivariable phase diagrams: an algorithm based on generalized thermodynamics. *American Journal of Science*, **290**, 666-718.
- Dasgupta, S., Sengupta, P., Ehl, J., Raith, M. & Bardhan, S., 1995. Reaction textures in a suite of spinel granulites from the Eastern Ghats belt, India: Evidence for polymetamorphism, a partial petrogenetic grid in the system KFMASH and the roles of ZnO and Fe₂O₃. *Journal of Petrology*, **36**, 435-461.
- Droop, G. T. R., 1989. Reaction history of garnet-sapphirine granulites and conditions of Archaean high-pressure granulite-facies metamorphism in the Central Limpopo Mobile Belt, Zimbabwe. *Journal of Metamorphic Geology*, **7**, 383-403.
- Ellis, D. J., 1987. Origin and evolution of granulites in normal and thickened crusts. *Geology*, **15**, 167-170.
- Fitzsimons, I. C. W. & Harley, S. L., 1994. disequilibrium during retrograde cation exchange and recovery of peak metamorphic temperatures: A study of granulites from Antarctica. *Journal of Petrology*, **35**, 543-576.
- Gardien, V., Thompson, A. B., Grujic, D. & Ulmer, P., 1995. Experimental melting of biotite + plagioclase + quartz ± muscovite assemblages and implications for crustal melting. *Journal of Geophysical Research*, **100**, 15581-15591.
- Goncalves, P., Nicollet, C. & Lardeaux, J. M., 2000. In-situ electron microprobe monazite dating of the complex retrograde evolution of UHT granulites from Andriamena (Madagascar) : apparent petrographical path vs P/T path. Geological Society of America, Annual Meeting, Reno, USA. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, **32**.

- Goncalves, P., Nicollet, C. & Lardeaux, J. M., 2002. Late Neoproterozoic strain pattern in the Andriamena unit (North-Central Madagascar): evidence for thrust tectonics and cratonic convergence. *Precambrian Research*, **in press**.
- Goscombe, B., 1992. High-grade reworking of Central Australian granulites: Metamorphic evolution of the Arunta complex. *Journal of Petrology*, **33**, 917-962.
- Guérrot, C., Cocherie, A. & Ohnenstetter, M., 1993. Origin and evolution of the West Andriamena Pan-African mafic-ultramafic complex in Madagascar as shown by U-Pb, Nd isotopes and trace element constraints. EUG VIII, Starsbourg, France. *Terra Abstract*, **5**, 387.
- Hand, M., Dirks, P. H. G. M., Powell, R. & Buick, I. S., 1992. How well established is isobaric cooling in Proterozoic orogenic belts? An example from the Arunta inlier, central Australia. *Geology*, **20**, 649-652.
- Handke, M. J., Tucker, R. D. & Ashwal, L. D., 1999. Neoproterozoic continental arc magmatism in west-central Madagascar. *Geology*, **27**, 351-354.
- Harley, S. L., 1985. Paragenetic and mineral-chemical relationships in orthoamphibole-bearing gneisses from Enderby Land, east Antarctica: a record of Proterozoic uplift. *Journal of Metamorphic Geology*, **3**, 179-200.
- Harley, S. L., 1998a. On the occurrence and characterization of ultrahigh-temperature crustal metamorphism. In: *What Drives Metamorphism and Metamorphic Reactions?* (eds Treolar P. J. & O'Brien P. J.), pp. 81-107. Geological Society of London, Special Publications. London.
- Harley, S. L., 1998b. Ultrahigh temperature granulite metamorphism (1050 °C, 12kbar) and decompression in garnet (Mg70)-orthopyroxene-sillimanite gneisses from the Rauer Group, East Antarctica. *Journal of Metamorphic Geology*, **16**, 541-562.
- Harley, S. L. & Green, D. H., 1982. Garnet-orthopyroxene barometry for granulites and peridotites. *Nature*, **300**, 697-701.
- Harley, S. L., Hensen, B. J. & Sheraton, J. W., 1990. Two-stage decompression in orthopyroxene-sillimanite granulites from Forefinger Point, Enderby Land, Antarctica: implication for the evolution of the archaean Napier Complex. *Journal of Metamorphic Geology*, **8**, 591-613.
- Harley, S. L. & Fitzsimons, I. C. W., 1991. Pressure-temperature evolution of metapelitic granulites in a polymetamorphic terrane: the Rauer group, East Antarctica. *Journal of Metamorphic Geology*, **9**, 231-243.

- Hensen, B. J., 1986. Theoretical phase relations involving cordierite and garnet revisited: the influence of oxygen fugacity on the stability of sapphirine and spinel in the system Mg-Fe-Al-Si-O. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **92**, 362-367.
- Hensen, B. J. & Harley, S. L., 1990. Graphical analysis of P-T-X relations in granulite facies metapelites. In: *High-temperature metamorphism and crustal antextesis*. (eds Ashworth, J. R. & Brown, M.), pp. 19-56. The Mineralogical Society Series. London.
- Hisada, K. & Miyano, T., 1996. Petrology and microthermometry of aluminous rocks in the Botswanan Limpopo Central Zone: evidence for isothermal decompression and isobaric cooling. *Journal of Metamorphic Geology*, **14**, 183-197.
- Hodges, K. V. & Crowley, P. D., 1985. Error estimation and empirical geothermobarometry for pelitic systems. *American Mineralogist*, **70**, 702-709.
- Holland, T. J. B. & Powell, R., 1998. An internally-consistent thermodynamic dataset for phases of petrologist interest. *Journal of Metamorphic Geology*, **16**, 309-343.
- Holtz, F., Scaillet, B., Behrens, H., Schulze, F. & Pichavant, M., 1996. Water contents of felsic melts: application to the rheological properties of granitic magmas. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, **87**, 57-64.
- Koziol, A. M. & Newton, R. C., 1988. Redetermination of the anorthite breakdown reaction and improvement of the plagioclase-garnet- Al_2SiO_5 -quartz barometer. *American Mineralogist*, **73**, 216-223.
- Kriegsman, L. M. & Hensen, B. J., 1998. Back reaction between restite and melt: Implication for geothermobarometry and pressure-temperature paths. *Geology*, **26**, 1111-1114.
- Kriegsman, L. M. & Schumacher, J. C., 1999. Petrology of sapphirine-bearing and associated granulites from central Sri Lanka. *Journal of Petrology*, **40**, 1211-1239.
- Kriegsman, L. M., 2001. Partial melting, partial melt extraction and partial back reaction in anatectic migmatites. *Lithos*, **56**, 75-96.
- Kröner, A., Hegner, E., Collins, A. S., Windley, B. F., Brewer, T. S., Razakamanana, T. & Pidgeon, R. T., 2000. Age and magmatic history of the Antananarivo block, Central Madagascar, as derived from zircon geochronology and Nd isotopic systematics. *American Journal of Science*, **300**, 251-288.
- Martelat, J. E., 1998. *Evolution Thermomécanique de la croûte inférieure du Sud de Madagascar*. Unpublished thesis, Université Blaise Pascal - Clermont-Ferrand, France.

- Martelat, J. E., Lardeaux, J. M., Nicollet, C. & Rakotondrazafy, R., 2000. Strain pattern and late Precambrian deformation history in southern Madagascar. *Precambrian research*, **102**, 1-20.
- McDade, P. & Harley, S. L., 2001. A petrogenetic grid for aluminous granulite facies metapelites in the KFMASH system. *Journal of Metamorphic Geology*, **19**, 45-59.
- Montel, J. M., Weber, C. & Pichavant, M., 1986. Biotite-sillimanite-spinel assemblages in high-grade metamorphic rocks: occurrences, chemographic analysis and thermobarometric interest. *Bulletin de Minéralogie*, **109**, 555-573.
- Montel, J. M., Foret, S., Veschambre, M., Nicollet, N. & Provost, A., 1996. Electron microprobe dating of monazite. *Chemical Geology*, **131**, 37-53.
- Newton, R. C., 1972. An experimental determination of the high-pressure stability limits of magnesian cordierite under wet and dry conditions. *Journal of Geology*, **80**, 398-420.
- Nédélec, A., Paquette, J. L., Bouchez, J. L., Olivier, P. & Ralison, B., 1994. Stratoid granites of Madagascar : structure and position in the Panafrican orogeny. *Geodinamica Acta*, **7**, 48-56.
- Nicollet, C., 1988. *Métabasites granulitiques, anorthosites et roches associées de la croûte inférieure: Exemple pris à Madagascar et dans le Massif Central Français. Arguments en faveur d'un métamorphisme associé à l'extension lithosphérique*. Unpublished thesis, Université Blaise-Pascal, Clermont-Ferrand, France.
- Nicollet, C., 1990. Crustal evolution of the granulites of Madagascar. In: *Granulites and Crustal Evolution* (eds Vielzeuf, D. & Vidal, P.), pp. 391-310. Kluwer Academic publishers, Mathematical and physical sciences.
- Nicollet, C., Montel, J. M., Foret, S., Martelat, J. E., Lardeaux, J. M. & Rakotondrazafy, R., 1997. E-probe monazite dating : an excellent tool for dating uplift and polymetamorphic events; examples of the granulites from Madagascar. Proceedings of the UNESCO-IUGS-IGCP 348/368 International Workshop on Proterozoic Geology of Madagascar, Madagascar.
- Paquette, J. L. & Nédélec, A., 1998. A new insight into Pan-African tectonics in the East-West Gondwana collision zone by U-Pb zircon dating of granites from central Madagascar. *Earth and Planetary Science Letters*, **155**, 45-56.
- Pattison, D. R. M. & Bégin, N. J., 1994. Zoning patterns in orthopyroxene and garnet in granulites: implications for geothermobarometry. *Journal of Metamorphic Geology*, **12**, 387-410.

- Raith, J. G. & Harley, S. L., 1998. Low-P/high-T metamorphism in the Okiep Copper District, western Namaqualand, South Africa. *Journal of Metamorphic Geology*, **16**, 281-305.
- Raith, M., Karmakar, S. & Brown, M., 1997. Ultra-high-temperature metamorphism and multistage decompressional evolution of sapphirine granulites from the Palni Hill Ranges, southern India. *Journal of Metamorphic Geology*, **15**, 379-399.
- Rickers, K., Raith, M. & Dasgupta, S., 2001. Multistage reaction textures in xenolithic high-MgAl granulites at Anakapalle, Eastern Ghats Belt, India: examples of contact polymetamorphism and infiltration-driven metasomatism. *Journal of Metamorphic Geology*, **19**, 561-580.
- Sandiford, M., Neall, F. B. & Powell, R., 1987. Metamorphic evolution of aluminous granulites from Labwor Hills, Uganda. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **95**, 217-225.
- Sengupta, P., Sen, J., Dasgupta, S., Raith, M., Bhui, U. K. & Ehl, J., 1999. Ultra-high temperature metamorphism of metapelitic granulites from Kondapalle, Eastern Ghats Belt: implication for the Indo-Antarctic Correlation. *Journal of Petrology*, **40**, 1065-1087.
- Srogi, L., Wagner, M. E. & Lutz, T. M., 1993. Dehydration partial melting and disequilibrium in the granulite-facies wilmington complex, pennsylvania-delaware piedmont. *American Journal of Science*, **293**, 405-462.
- Todd, C. S., 1998. Limits on the precision of geobarometry at low grossular and anorthite content. *American Mineralogist*, **83**, 1161-1167.
- Tucker, R. D., Ashwal, L. D., Handke, M. J., Hamilton, M. A., Grange, M. L. & Rabeloson, R. A., 1999. U-Pb geochronology and isotope geochemistry of the Archean and Proterozoic rocks of North-Central Madagascar. *The Journal of Geology*, **107**, 135-153.
- Van Reenen, D. D., 1986. Hydration of cordierite and hypersthene and a description of the retrograde orthoamphibole isograd in the Limpopo belt, South Africa. *American Mineralogist*, **71**, 900-915.
- Vernon, R. H., 1972. Reactions involving hydration of cordierite and hypersthene. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **35**, 125-137.
- Vernon, R. H., 1996. Problems with inferring P-T-t paths in low-P granulite facies rocks. *Journal of Metamorphic Geology*, **14**, 143-153.

- Vielzeuf, D. & Holloway, J. R., 1988. Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **98**, 257-276.
- Vielzeuf, D. & Schmitd, M. W., 2001. Melting reactions in hydrous systems revisited: application to metapelites, metagreywackes and metabasalts. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **141**, 251-267.

III. Géochronologie U-Th-Pb des granulites de UHT et de leurs roches associées

1. La méthode de datation chimique U-Th-Pb sur monazite à la microsonde électronique

A cause de ses fortes teneurs en U, Th et Pb, la monazite est depuis longtemps une phase largement utilisée en géochronologie U-Pb. D'autre part, l'utilisation de la monazite comme géochronomètre est favorisée par les hautes températures de fermeture du système U-Pb de ce minéral ($\sim 725^\circ\text{C}$ - Copeland *et al.*, 1988) et la lente diffusion du plomb (ou même absence de diffusion) (Parrish, 1990; De Wolf *et al.*, 1993; Smith et Giletti, 1997; Zhu *et al.*, 1997; Cocherie *et al.*, 1998; Seydoux-Guillaume *et al.*, in press). Ceci permet à la monazite de conserver des âges correspondant au pic du métamorphisme et éventuellement des âges de cristallisation prograde (Parrish, 1990; Förster *et al.*, 2000).

L'étude de terrains ayant enregistré une histoire polycyclique nécessite l'acquisition de données géochronologiques in-situ, c'est-à-dire directement en lame mince, afin de combiner pétrologie et géochronologie. À titre d'exemple, DeWolf *et al.* (1993), Montel *et al.* (2000), Foster *et al.*, (2000) ont montré que des monazites en inclusions dans des grenats ou quartz pouvaient avoir des âges différents des monazites localisées dans la matrice. De plus, de très nombreux travaux ont montré que la monazite peut se composer de domaines d'âges différents à l'échelle d'un grain (e.g. Williams *et al.*, 1999; Crowley et Gent, 1999). L'analyse conventionnelle de ce type de grain par ID-TIMS (Isotopic Dilution - Thermo-Ionisation Mass Spectrometry) aboutit généralement à un "âge de mélange" qui peut ne pas avoir de signification géologique. L'analyse de ces grains complexes nécessite donc des méthodes de datation ponctuelle comme la SHRIMP (Sensitive High-Resolution Ion MicroProbe), SIMS (Secondary Ion Mass Spectrometry), LA-ICP-MS (LAser-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry) et plus récemment XRF. Néanmoins, ces différentes techniques sont souvent peu accessibles, car très coûteuses et consommatrices de temps.

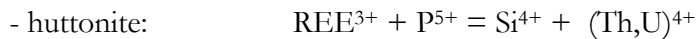
De plus la résolution spatiale de ces techniques reste une limitation majeure. Par exemple, la taille des faisceaux à la SHRIMP est de l'ordre de 20-30 μm , ce qui est souvent largement supérieur à la taille des surcroissances et domaines d'âge dans les zircons et monazites.

La méthode de datation chimique sur monazite à la microsonde électronique, récemment développée (Montel *et al.*, 1996), est une technique rapide, in-situ, non destructive, peu coûteuse et accessible à de nombreux laboratoires. Elle peut être utilisée comme un outil de prospection dans les zones où les données géochronologiques sont rares et permettre alors de sélectionner les échantillons clé pour une étude complémentaire par les méthodes isotopiques. De plus, grâce à sa très haute résolution spatiale ($<3 \mu\text{m}$), elle fournit un niveau de détail géochronologique très intéressant. La datation chimique sur monazite à la microsonde électronique est particulièrement bien adaptée aux contextes polymétamorphiques et peut être utilisée comme aide à l'interprétation de données isotopiques conventionnelles (Suzuki *et al.*, 1994; Cocherie *et al.*, 1998; Williams *et al.*, 1999, 2002; Montel *et al.*, 1996, 2000; Crowley et Ghent, 1999; Terry *et al.*, 2000; Shaw *et al.*, 2001) (voir partie IV).

a. La monazite

La monazite est un phosphate de Terres Rares de formule REEPO_4 , relativement commun dans les granitoïdes, pegmatites et roches métamorphiques de composition pélitiques (Parrish, 1990; DeWolf *et al.*, 1993; Franz *et al.*, 1996). Cette phase accessoire est observée depuis les conditions diagénétiques jusqu'aux conditions granulitiques de UHT et magmatiques.

La monazite, qui appartient au système monoclinique, est formée par une chaîne de tétraèdres de phosphate (PO_4) reliés entre eux par des polyèdres de type REEO_9 . La monazite incorpore préférentiellement des Terres Rares Légères du La au Gd qui se caractérisent par de larges rayons ioniques. La structure de la monazite peut également incorporer un ensemble d'éléments comme le Ca, Si, Y, Th et U par l'intermédiaire de substitutions cationiques. Le Thorium et l'Uranium sont incorporés par l'intermédiaire de deux types de substitutions (Franz *et al.*, 1996; Föster, 1998):



Les teneurs moyennes en Th et U incorporées dans la monazite sont de l'ordre de 6-12 wt% et 0-2 wt% respectivement.

L'incorporation de l'Y s'accompagne de celle de Terres Rares Moyennes à Lourdes par une substitution du type:

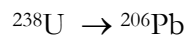
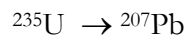
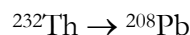


b. Principe de la méthode de datation chimique U-Th-Pb sur monazite à la microsonde électronique

Le principe de la méthode de datation chimique U-Th-Pb sur monazite à la microsonde électronique est développé dans Montel *et al.* (1996). Le calcul d'âge est basé sur l'équation de désintégration radioactive proposée par Montel *et al.*, (1996):

$$Pb = \left[{}^{232}\text{Th} \left(e^{\lambda^{232}t} - 1 \right) \right] + \left[{}^{238}\text{U} \left(e^{\lambda^{238}t} - 1 \right) \right] + \left[{}^{235}\text{U} \left(e^{\lambda^{235}t} - 1 \right) \right] + Pb_o \quad (1)$$

Les quantités de plomb commun (Pb_o ou ^{204}Pb) sont négligeables dans la monazite (Parrish, 1990). Par conséquent, tout le plomb présent dans la monazite correspond à du plomb radiogénique produit par désintégration radioactive du Thorium et de l'Uranium.



On suppose que la composition isotopique de l'uranium dans la monazite et la même que dans les roches crustales, c'est-à-dire:

$$\frac{{}^{235}\text{U}}{{}^{238}\text{U}} = \frac{1}{137.88}$$

L'équation (1) devient alors en poids:

$$Pb = \left[\frac{Th}{232} (e^{\lambda^{232}t} - 1) \right] 208 + \left[\frac{U}{238} 0.9928 (e^{\lambda^{238}t} - 1) \right] 206 + \left[\frac{U}{235} 0.0072 (e^{\lambda^{235}t} - 1) \right] 207$$

Pb, Th et U sont des concentrations en ppm. λ^{232} , λ^{238} et λ^{235} sont les constantes de désintégration radioactive du ^{232}Th , ^{238}U et ^{235}U . Etant donné que les quantités de Th dans la monazite sont supérieures à celle l'U, la majorité du plomb radiogénique sera composé de ^{208}Pb . L'expression peut ainsi être simplifiée sous la forme suivante:

$$\frac{Pb}{208} = \left[\frac{Th}{232} (e^{\lambda^{232}t} - 1) \right] + \left[\frac{U}{238} 0.9928 (e^{\lambda^{238}t} - 1) \right] + \left[\frac{U}{235} 0.0072 (e^{\lambda^{235}t} - 1) \right] \quad (2)$$

L'abondance en U et Th fait que le Pb radiogénique va s'accumuler très rapidement. À titre d'exemple, Montel *et al.* (1994) a montré qu'une monazite contenant 7% de Th et 0.5% de U produit 500 ppm de Pb radiogénique (essentiellement du ^{208}Pb) par désintégration radioactive en 130 Ma. De telles concentrations peuvent être analysées directement à la microsonde électronique et l'âge est alors obtenu à partir de l'équation (2) qui est résolue par itération.

Enfin, l'application de cette méthode et la validité des âges chimiques est basée sur l'hypothèse très forte que la monazite n'a pas subi de pertes partielles en plomb depuis sa cristallisation initiale ou son dernier épisode de remise à zéro complète (Montel *et al.*, 1996; Cocherie *et al.*, 1998). Autrement dit, on suppose que le système est resté clos et donc, que la monazite est concordante. Il est généralement accepté que l'utilisation de la monazite en géochronologie permet de s'affranchir des problèmes d'héritages ou de discordances. Dans de nombreux cas, les âges $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ dans les monazites sont en effet concordants (Schärer *et al.*, 1986; Corfu, 1988; Parrish, 1990; Smith et Barreiro, 1990; Lanzirotti et Hanson, 1995; Simpson *et al.*, 2000...). Néanmoins, des cas de monazites discordantes ont été reportés (e. g. Paquette *et al.*, 1999) et comme le souligne Montel *et al.* (1996), cet effet doit être sérieusement pris en compte dans les contextes polymétamorphiques. Étant donné que l'hypothèse du système clos ne peut être vérifiée qu'à partir de données isotopiques adéquates, il faut toujours considérer les âges chimiques obtenus à la microsonde électronique comme des âges apparents qui peuvent dans certains cas ne pas avoir de signification géologique.

Quoi qu'il en soit, de nombreux travaux récents ont montré que les âges obtenus à la microsonde électronique étaient le plus souvent compatibles avec ceux obtenus par des méthodes isotopiques conventionnelles (Montel *et al.*, 1996; Cocherie *et al.*, 1998; Williams *et al.*, 1999...).

c. Procédure analytique

Cette méthode a été développée et mise en place au laboratoire Magmas et Volcans (Université Blaise Pascal) par J.M. Montel et M. Veschambre initialement sur une microsonde Camebax Micro, puis sur une Cameca SX 100. Toutes les analyses de ce mémoire ont été réalisées sur une microsonde Cameca SX 100 équipée de 4 spectromètres. Actuellement, dans le cadre d'un projet en collaboration avec l'Université du Massachusetts, Cameca développe une nouvelle évolution de la microsonde SX 100 ("Cameca Ultra-Chron"), spécialement dédiée à la datation chimique sur monazite et plus généralement l'analyse des éléments traces.

Préparation des échantillons

L'ensemble des analyses ont été réalisées directement sur lames minces afin de conserver l'information texturale. La recherche des cristaux de monazite se fait généralement dans un premier temps au microscope optique, puis à la microsonde électronique en mode BSE (Backscattered Electron - électrons rétrodiffusés) où elle apparaît très brillante (Z moyen élevé). L'ajustement du contraste et de la luminosité permet de filtrer les autres phases brillantes, comme le zircon ou l'ilménite, pour ne conserver que les monazites, xénotimes ou thorites. En parallèle, une imagerie BSE des zonations chimiques et des relations texturales de la monazite avec les minéraux de la matrice est réalisée.

Analyse quantitative à la microsonde

L'analyse du Th, U, Pb est réalisée simultanément avec l'ensemble des Terres Rares légères du La au Gd, de l'Y, P, Ca et Si. La présence d'un très grand nombre d'éléments

nécessite une sélection rigoureuse des raies à analyser afin de minimiser les problèmes d'interférences de raies. Par conséquent, les raies choisies ne sont pas forcément les plus énergétiques, mais celles où les interférences sont minimales. Un exemple caractéristique est l'interférence des raies $M\beta$ et My du Th sur les raies $M\alpha$ et $M\beta$ de l'U respectivement. Néanmoins, la raie My du Th peut être évitée, ce qui permet d'utiliser la raie $M\beta$ de l'U. Un problème majeur qui influe directement sur la datation U-Th-Pb est l'interférence des 2 raies $M\zeta$ du Th et la superposition de la raie $L\gamma$ de l'Y sur la raie $M\alpha$ du Pb qui est utilisée pour l'analyse quantitative. Actuellement, aucune correction n'est réalisée. Montel *et al.* (1996) montre qu'une teneur en Y < 2 wt% n'engendre qu'une surestimation maximale de 30 ppm sur le Pb analysée. Il serait intéressant de tester sur la future évolution de la microsonde SX 100 Ultra-Chron, l'utilisation de la raie $M\beta$ du Pb qui est, il est vrai, moins énergétique que la raie $M\alpha$, mais qui n'est pas affectée par les différentes interférences citées précédemment. Les interférences au niveau des Terres Rares sont très nombreuses, mais peuvent être évitées en utilisant les raies $L\beta$ pour le Pr, Nd, Sm et Gd.

Les caractéristiques analytiques choisies pour l'analyse quantitative de monazites de "compositions normales" sont résumées dans le tableau III-2. Les analyses sont réalisées avec un courant de 15 kV, 150 nA. La taille du faisceau est de l'ordre de 3 μm .

éléments	raies	spect	cristal	analyse				calibration				standard
				bruit de fond		temps de comptage		bruit de fond		temps de comptage		
				+ bf	- bf	pic	bf (total)	+ bf	- bf	pic	bf (total)	
P	Ka	2	PET	900	-900	30	30	900	-900	40	10	NdPO4
Ca	Ka	2	PET	800	-800	30	30	800	-800	40	10	apatite
Si	Ka	2	PET	500	-500	90	90	500	-500	40	10	zircon
Y	La	2	PET	400	-500	90	90	400	-500	40	10	YPO4
La	La	4	LIF	800	-800	30	30	800	-800	80	20	LaPO4
Ce	La	4	LIF	800	-800	30	30	800	-800	80	20	CePO4
Pr	Lb	4	LIF	550	-780	45	45	550	-780	80	20	PrPO4
Nd	Lb	4	LIF	700	-700	45	45	700	-700	80	20	NdPO4
Sm	Lb	4	LIF	600	-450	60	60	600	-450	80	20	SmPO4
Gd	Lb	4	LIF	400	-400	60	60	400	-400	80	20	GdPO4
U	Mb	1	PET	1200	-1000	225	225	1200	-1000	50	20	UO2
Th	Ma	1	PET	1000	-1000	75	75	1000	-1000	50	20	ThO2
Pb	Ma	3	LPET	220	-220	300	300	220	-220	300	100	verrePb

Tab III-2: Caractéristiques analytiques utilisées pour l'analyse quantitative des monazites à la microsonde électronique SX 100. LPET: Large PET.

Les intervalles de confiance à 95 % et limites de détection sur le Th, U et Pb sont calculés suivant la procédure de Ancy *et al.* (1978). L'incertitude sur l'âge calculé à partir de

l'équation (2) est obtenue en propageant les intervalles de confiance du Th, U et Pb dans l'équation (2) suivant l'équation ci-dessous:

$$\frac{dPb}{208} = \frac{1}{232} \left(e^{\lambda^{232}t} - 1 \right) dTh + \left[\frac{0.9928}{238} \left(e^{\lambda^{238}t} - 1 \right) + \frac{0.0072}{235} \left(e^{\lambda^{235}t} - 1 \right) \right] dU \\ + \left[\frac{Th}{232} \lambda^{232} e^{\lambda^{232}t} + \frac{U}{238} 0.9928 \lambda^{238} e^{\lambda^{238}t} + \frac{U}{235} 0.0072 \lambda^{235} e^{\lambda^{235}t} \right] dt$$

soit

$$\Delta t = \frac{\frac{\Delta Pb}{208} + \frac{\Delta Th}{232} \left(e^{\lambda^{232}t} - 1 \right) + \Delta U \left[\frac{0.9928}{238} \left(e^{\lambda^{238}t} - 1 \right) + \frac{0.0072}{235} \left(e^{\lambda^{235}t} - 1 \right) \right]}{\frac{Th}{232} \lambda^{232} e^{\lambda^{232}t} + U \left(\frac{0.9928}{238} \lambda^{238} e^{\lambda^{238}t} + \frac{0.0072}{235} \lambda^{235} e^{\lambda^{235}t} \right)} \quad (3)$$

avec Δt , ΔPb , ΔTh et ΔU : intervalles de confiance à 95 % de t, Pb, Th et U.

On obtient alors, sur chaque analyse, un âge et son intervalle de confiance à 95 %. Chaque âge individuel et son intervalle de confiance sont représentés sous forme d'une gaussienne centrée. L'ensemble des données obtenues sur une lame mince ou une monazite sont ensuite représentées sur un histogramme cumulé correspondant à la somme de toutes les gaussiennes (Montel *et al.*, 1996; Braun *et al.*, 1998). Ce type de représentation permet de visualiser la distribution des âges et de déterminer de manière qualitative le nombre de populations le cas échéant.

Traitement statistique

La méthode de datation chimique à la microsonde a une précision analytique inférieure d'au moins un ordre de grandeur par rapport aux méthodes isotopiques conventionnelles: pour une composition moyenne de $ThO_2 = 8 \text{ wt}\%$ et $UO_2 = 1 \text{ wt}\%$, l'erreur sur un âge varie de $\pm 25 \text{ Ma}$ à $\pm 80 \text{ Ma}$ pour des âges de 500 Ma et 2500 Ma respectivement. Cette précision peut être indirectement améliorée par la multiplication des données sur une lame mince ou sur une monazite (en général > 20 ou 30 analyses par lames minces). Le traitement de ces données nécessite une analyse statistique d'autant que

la distribution des âges peut être plurimodale. Le but du traitement statistique est de déterminer quantitativement le nombre de populations et l'âge associé à chacune d'elles. La procédure est détaillée dans Montel *et al.* (1996) et reprise succinctement dans cette partie.

Dans le cas d'une distribution unimodale, on peut simplement calculer un âge moyen et son erreur associée suivant les équations (4):

$$a = \frac{\sum_{i=1}^n \frac{T_i}{\sigma_{T_i}^2}}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{\sigma_{T_i}^2}} \quad \text{et} \quad \sigma_a = \frac{1}{\sqrt{\sum_{i=1}^n \frac{1}{\sigma_{T_i}^2}}} \quad (4)$$

T_i et σ_{T_i} : âge individuel et son intervalle de confiance à 95 %. a et σ_a : âge moyen et son erreur

On teste l'unimodalité de la population d'âge par une modélisation des moindres carrés. Si le test est acceptable (MSWD proche de 1), alors la population est considérée comme unimodale. La procédure s'arrête et l'on obtient alors un âge moyen à $\pm 2 \sigma_a$. Si le test n'est pas vérifié, la population d'âge est plurimodale. On entame une nouvelle procédure de test en supposant que la distribution est bimodale, c'est-à-dire que l'on sépare la population totale en deux sous-populations caractérisées chacune par un âge moyen a_i et son écart type σ_{a_i} . Si ce modèle vérifie le test, on arrête la procédure, sinon on reprend en créant trois sous-populations et ainsi de suite. Ce type de modélisation s'est avéré très utile dans des cas complexes comme ceux développés par Montel *et al.* (1996) et Braun *et al.* (1998) et plus particulièrement dans les cas de populations bimodales qui se recouvrent partiellement (Fig. 1c de Montel *et al.*, 1996 ou Fig. 3c de Braun *et al.*, 1998).

2. Géochronologie U-Th-Pb des granulites de UHT et de leurs roches associées - signification d'un trajet P-T en contexte polymétamorphique

Cette étude géochronologique réalisée sur les granulites de UHT de l'unité d'Andriamena est le complément de l'étude pétrologique précédente. Ces résultats sont présentés sous forme d'un article qui sera soumis à la revue **Journal of Petrology** en parallèle avec l'étude pétrologique.

**Ultrahigh temperature granulite metamorphism from the Andriamena mafic unit,
North-Central Madagascar.**

**Part II: In-situ U-Th-Pb monazite geochronology and signification of a
petrographical path in a polymetamorphic context.**

Ces résultats illustrent bien l'intérêt et le potentiel de la datation à la microsonde et plus généralement des méthodes de datation in-situ. En effet, le caractère ponctuel de cette méthode permet de relier directement les observations pétrologiques et les données géochronologiques. Dans notre cas, cette étude combinée révèle le caractère polycyclique et discontinu des trajets "pétrographiques" déduits des granulites de UHT d'Andriamena.

Ultrahigh temperature granulite metamorphism from the Andriamena mafic unit, North-Central Madagascar.

Part II: In-situ U-Th-Pb monazite geochronology and significance of a petrographical path in a polymetamorphic context.

Philippe Goncalves⁽¹⁾, Christian Nicollet⁽¹⁾ and Jean-Marc Montel⁽²⁾

(1) Laboratoire Magmas et Volcans, Université Blaise Pascal-CNRS.

5, rue Kessler, 63 038 Clermont-Ferrand cedex, FRANCE.

(2) LMTG, Université Paul Sabatier-CNRS. 39, allées J. Guesde, 31 000 Toulouse,

FRANCE

ABSTRACT

A critical problem in polycyclic context is to demonstrate whether the various sections of a PT path inferred from metamorphic rocks are ascribed to the same thermal event or they represent distinct events. To avoid this uncertainty, we must put absolute timing on metamorphic assemblages and reactions associated with various sections of the **petrographical PT path**. By its in-situ nature and high spatial resolution, U-Th-Pb chemical dating of monazite using electron microprobe (EMP) provide the unique opportunity of dating grains in their petrographical context and thus constructing these time-calibrated PT paths. EMP dating is combined with a previous petrologic study (companion paper) to date the PT evolution of lenses of Ultra-High Temperature Mg-granulites and the surrounding pelitic migmatites from the Andriamena unit (North-Central Madagascar). Suitable EMP dating reveals that the complex and continuous petrographical PT path inferred from the Mg-granulites (3 stages) must be considered as a **discontinuous PT path** resulting from the superposition of two distinct events well separated in time: 2.5 Ga and 690-790 Ma. The late Archaean age corresponds to the age of the peak UHT metamorphism (stage 0-1; $1050 \pm 50^\circ\text{C}$; 11.5 ± 1.5 kbar). The middle Neoproterozoic ages are associated with the post-peak retrogression of the Mg-granulites (stage 2; near ITD from 11 to 7 kbar at $900-950^\circ\text{C}$ and stage 3; IBC at $\sim 6-7$ kbar) and partial melting ($\sim 850^\circ\text{C}$; 7 kbar) observed in the surrounding rocks. Geodynamic constraints imply that Mg-granulites underwent a phase of cooling to the stable geotherm following the UHT metamorphism during the same late Archaean tectonothermal event. We suggest that after a long period of residence under normal geothermal conditions a second thermal event occurred at ~ 750 Ma at lower metamorphic conditions ($850-900^\circ\text{C}$; ~ 7 kbar). This event is at the origin of the Mg-granulites retrogression and partial melting. Consequently, we suggest that the ITD reported from the Mg-granulites (stage 2) is an apparent P-T path with no geological meaning and resulting from the equilibration of the refractory late Archaean UHT assemblages at a lower pressure during the middle Neoproterozoic event. All the secondary coronitic and symplectitic textures were produced outside their stability field without the sample suffering the equilibrium P-T conditions of the reactions. This study demonstrates that in polymetamorphic context, petrographical PT path can represent polycyclic evolutions and that sections of the petrographical path can possibly correspond to apparent PT path with no geological significance.

Key Words: Apparent PT path; Discontinuous PT path; EMP monazite dating; Petrographical PT path; Polymetamorphism.

INTRODUCTION

In polymetamorphic high-grade terranes where UHT metamorphism was documented, geodynamic interpretations deduced only from petrological constraints remain uncertain, despite PT evolutions inferred with very high confidence (see review in Harley, 1998). This uncertainty is usually related to the complexity of the PT paths and to the lack of suitable ages. These PT paths only deduced using petrographical observations are described as **petrographical PT paths** (Fig. 1a). In a polymetamorphic context, it is crucial to construct precise PTt paths by putting absolute timing on specific metamorphic assemblages and reactions, otherwise assemblages formed during different thermal events well separated in time can be ascribed to a single-event. It leads to an erroneous PT-path and thus misinterpretations (Hand *et al.*, 1992; Vernon, 1996). In figure 1b and 1c, two distinct PT paths are constructed according to the same petrographical observations as in figure 1a and to geochronological constraints. The important time gap between the high pressure textures (black arrows) and low pressure one (grey arrow) impose a cooling to the stable geotherm after the high pressure event t_1 and reheating during the t_2 event (Fig. 1b). This multistage PT path is described as a **discontinuous PT path**. Another possibility is that the sequence of decompression reactions does not indicate parts of the real PT path (Fig. 1c). Reactions were produced outside their stability field without the sample suffered the PT conditions of equilibration of the observed reactions. In another words, the reaction line where equilibrium is achieved, is not "physically" crossed by a PT path (Fig. 1c). Such kind of PT path, is described as an **apparent PT path**, and implies a two-stage evolution. The first stage is characterized by high-pressure metamorphism followed by cooling with decompression to the stable geotherm, achieved during the same thermal event t_1 . Peak metamorphism assemblages are preserved despite the post-peak evolution. If these persistent assemblages are subsequently affected by a later thermal event t_2 at lower pressure than t_1 , then they will be reequilibrated, following an apparent isothermal decompression indicated by a sequence of decompression reaction textures (white arrows in Fig. 1c). Such apparent PT path has no geodynamic signification.

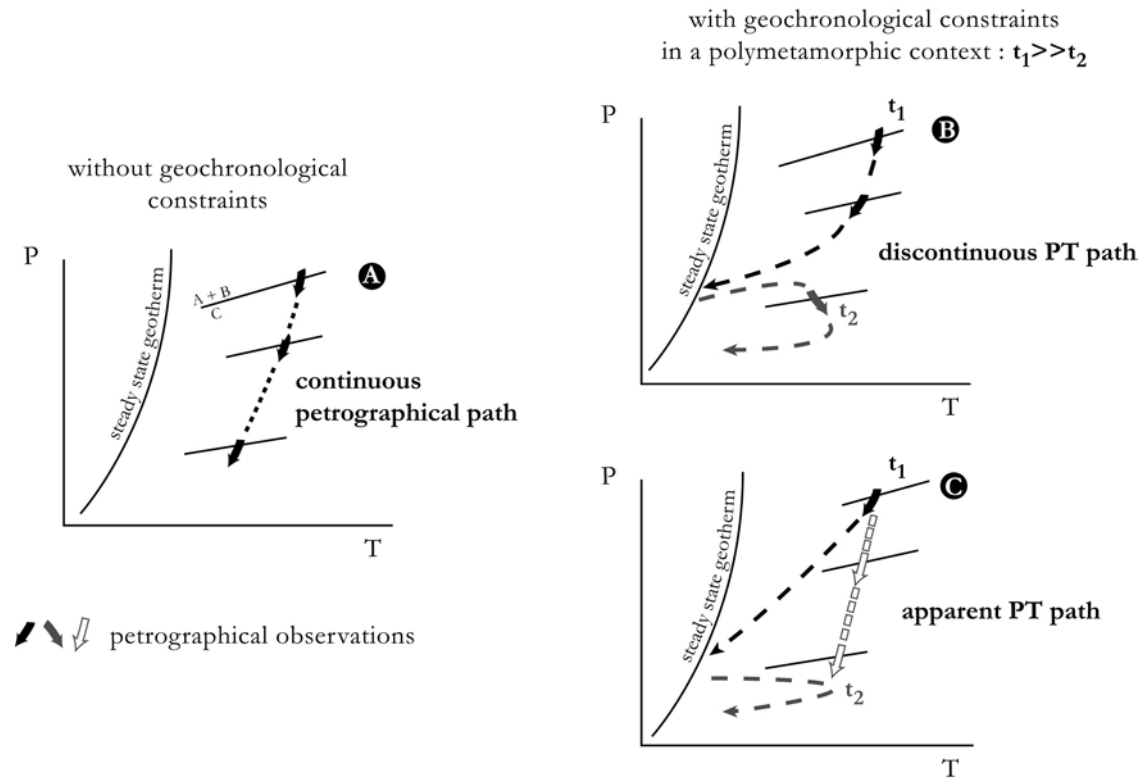


Fig. 1. Three distinct PT paths inferred from the same coronitic or symplectitic reaction textures, modified from Vernon (1996) and Buick *et al.* (1998). (A) Without geochronological constraints, petrographical observations alone allow to deduce a continuous petrographical path. (B), (C) In a polymetamorphic context involving two thermal events (t_1 and t_2) at distinct P-T conditions and with a substantial time break between the two events. (B) Discontinuous PT path: The reactions represent two episodes of decompression separated by a period of near isobaric cooling-heating. (C) Apparent PT path: coronitic textures (white arrows) were produced metastably by the overprinting of the t_1 refractory assemblage at a lower pressure during the t_2 event. The white arrows define an apparent petrographical path without geological signification.

In a companion paper, two strongly different PT evolutions were inferred from Mg-granulites and their associated migmatites of the Andriamena unit (North-Central Madagascar) (Fig. 2). Since there are no structural evidences for a tectonic contact to explain this discrepancy and in view of the polymetamorphic history of the Andriamena unit, several uncertainties remain with respect to the real meaning of the inferred continuous **petrographical PT paths**. Indeed, as mentioned above the superposition of at least two separated thermal events could lead to either **discontinuous** or **apparent PT path** with no real geological signification (Vernon, 1996). To elucidate such problem, it is obviously crucial to constrain the absolute timing of the various high-grade events, and their post-peak evolutions. This challenge of constructing precise PTt paths is achieved using electron microprobe chemical dating of monazite. Because of its in-situ nature and

high spatial resolution, this technique provide the unique opportunity of dating grains in their petrographical position and consequently link ages with metamorphic assemblages (Montel *et al.*, 1996; Williams *et al.*, 1999). A particular attention has been paid to the relationships between age and chemical composition of monazite (U,Th,Pb and REE-P-Ca-Si-Y), in order to try to reveal distinct episodes of monazite crystallization or resetting. Finally, we discuss the real meaning of the petrographical path inferred from the Mg-granulites and associated migmatites. The recognition of a discontinuous or apparent PT path without any tectonic signification in polyphased UHT granulites from Madagascar, lead us to be very careful with tectonic interpretations inferred from PT paths without any suitable dating, as emphasized Hand *et al.* (1992) (and a reviewer's comment), Vernon (1996) and Raith & Harley (1998).

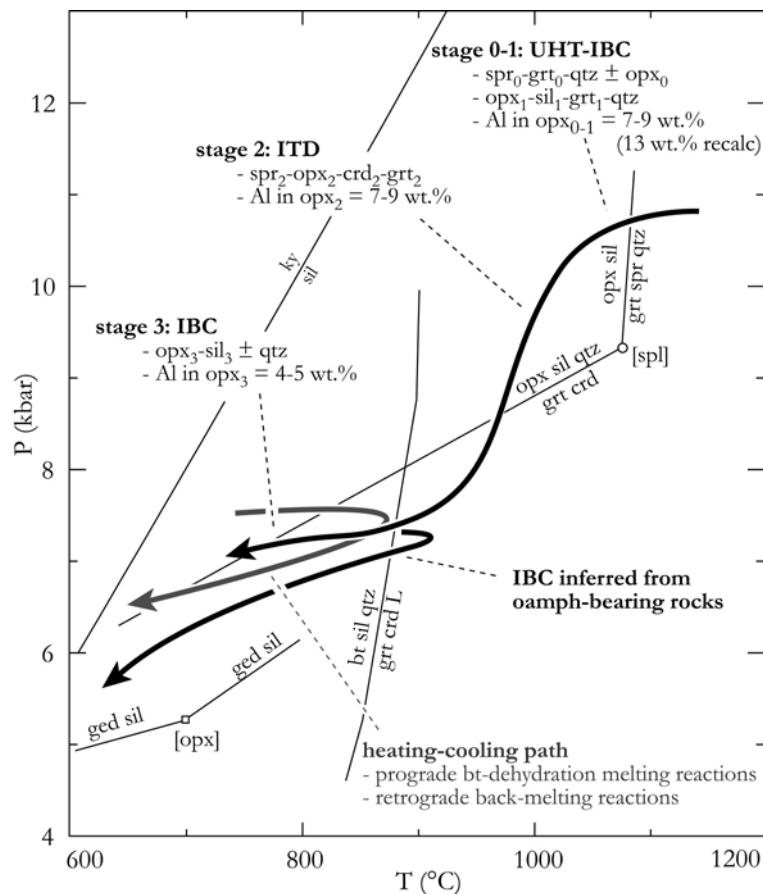


Fig. 2. PT diagram showing the distinct petrographical PT paths inferred from the Mg-granulites (sapphirine-bearing and orthoamphibole-bearing rocks) and the pelitic migmatite from the Andriamena unit (North-Central Madagascar).

GEOLOGICAL SETTING AND SAMPLE DESCRIPTION

The Andriamena mafic unit

The Andriamena unit, which is located in north-central Madagascar, forms an elongate North-South mafic synform interpreted as a thrust nappe emplaced between 530-500 Ma (Goncalves *et al.*, in press) onto a strongly reworked late Archaean gneissic-granitic basement (Paquette & Nédélec, 1998; Tucker *et al.*, 1999; Kröner *et al.*, 2000). This mafic unit consists predominantly of interlayered mafic and quartzofeldspathic biotite gneisses (tonalite, granodiorite), metapelitic migmatites (garnet-sillimanite-bearing rocks) and quartzites of supposed Archaean to late Archaean age (Nicollet, 1990; Guérrot *et al.*, 1993; Collins *et al.*, 2001). Such gneissic sequence is intruded by plenty large mafic to ultramafic bodies at 793 Ma (Guérrot *et al.*, 1993). This mafic magmatism have been correlated with a widespread magmatic activity at ~820-720 Ma reported in the basement and that is interpreted as the result of a continental arc magmatism related to the closure of the Mozambique ocean (Handke *et al.*, 1999; Tucker *et al.*, 1999; Kröner *et al.*, 2000)). Finally, the emplacement and the finite strain pattern observed in the Andriamena unit as in all Madagascar is related to the final amalgamation of Gondwana during late Neoproterozoic (~550-500 Ma) (Tucker *et al.*, 1999; Kröner *et al.*, 2000; Martelat *et al.*, 2000; Goncalves *et al.*, in press). In the Andriamena, this late thermal event, which is contemporaneous with amphibolite to granulite facies conditions (Goncalves *et al.*, in press), did not affect significantly the refractory studied samples, and then it will be no more mentioned in the following discussion.

Sample description

Petrology of the dated samples (lenses of Mg-granulites: C21, A4-5, A4-31, C17, An4c, A6-3 and migmatitic pelite basement: C61) is detailed in the companion paper (this volume).

Mg-granulites C21 and A4-5 display a sequence of reaction textures, which record the totality of the continuous petrographical PT path (Fig. 2). Indeed, these two samples

preserve evidences of an earlier sapphirine (spr₀) + garnet (grt₀) + quartz assemblage corresponding to UHT conditions (>1050°C) (stage 0). This assemblage is extensively retrogressed by an orthopyroxene (opx₁), sillimanite (sil₁), garnet (grt₁) and quartz assemblage, which is the most common preserved metamorphic assemblages in Mg-granulites. Subsequently (stage 2), spectacular coronitic and symplectitic textures involving sapphirine (spr₂), cordierite (crd₂), orthopyroxene (opx₂) ± garnet (grt₂) replace the primary assemblages. It is noteworthy that the secondary opx₂ displays a high alumina content of about 8 wt%, similar to the opx₁, suggesting that they were formed under UHT conditions (> 900°C). The final stage (stage 3) is characterized by the development of a very fine symplectite, which consist of orthopyroxene (opx₃), sillimanite (sil₃) ± quartz, developed at the expense of the cordierite (crd₂). The late orthopyroxene (opx₃) shows a distinctly lower alumina content (~4 wt%), suggesting that it crystallized under lower temperature conditions than the two previous orthopyroxene populations.

Mg-granulites A4-31 and C17 display the same peak metamorphic assemblage opx₁-sil₁-qtz ± grt₁. The secondary textures are less developed than in the previous samples C21 and A4-5 and are only indicated by the development of cordierite (crd₂) at the expense of opx₁-sil₁-qtz. In contrast, the late growth of opx₃-sil₃ is very well developed. Petrography of these samples clearly shows that the reaction opx + sil + qtz = crd was intersected in two opposite directions.

Sample An4c and A6-3 are orthoamphibole-bearing Mg-granulites. Sample An4c preserves a peak metamorphic assemblage, which consists of garnet (grt₁), orthopyroxene (opx₁), quartz ± sillimanite (sil₁). This initial assemblage is similar to these ones observed in samples A4-5, A4-31 and C17, suggesting that sample An4c suffered the same ultrahigh temperature conditions. In contrast to the others Mg-granulites, retrogression occurred under fully hydrated conditions forming a secondary orthoamphibole-cordierite-biotite assemblage at the expense of primary garnet, orthopyroxene and sillimanite. Sample C6 corresponds to a strongly retrogressed Mg-granulites, which displays evidences of gedrite + sillimanite + quartz destabilized into cordierite and cordierite + staurolite.

Sample C61 is a pelitic migmatite, which has undergone partial melting via incongruent biotite dehydration melting reactions. It led to the formation of a gneissic layering with contrasting mineralogic assemblages. Melanosome consists of garnet-biotite-plagioclase-quartz or garnet-spinel-ilmenite-corundum-sillimanite-biotite-plagioclase, according to the initial silica-bulk content of the protolith. The retrograde metamorphic

evolution is characterized by back-melting reactions between a silica-saturated melt and the quartz-free restite. This process led to the conspicuous development of sillimanite \pm biotite at the expense of spinel and at the leucosome / quartz-free melanosome contact.

Inferred petrographical PT path

Petrography of this suite of Mg-granulites from the Andriamena unit is consistent with a 3-stage evolution (Fig. 2). (1) Initial peak metamorphism (spr₀-grt₀-qtz) is followed by an isobaric cooling (IBC) documented by the reaction sapphirine + quartz = orthopyroxene + sillimanite at UHT conditions (about 1050 \pm 50°C; 11.5 \pm 1.5 kbar). (2) Subsequently, a near isothermal decompression (ITD) from about 11 to 7 kbar at ultrahigh temperature conditions (900-950°C) is inferred with high confidence from a secondary sequence of coronitic reactions. (3) Finally, the late cordierite (crd₂) breakdown into orthopyroxene (opx₃) + sillimanite (sil₃) \pm quartz and the development of cordierite and orthoamphibole assemblages are interpreted in term of isobaric cooling (IBC) from ~6-7 kbar, 900°C to ~5 kbar, 650°C.

The associated pelitic migmatite shows a heating-cooling PT path. Partial melting occurred progressively through biotite-dehydration melting reaction at peak conditions of about 850°C, 7-8 kbar, with any records of UHT metamorphic conditions. The retrograde evolution, characterized by back-melting reactions, does not show any evidences of decompression but occurred through a near isobaric cooling PT path (PT of equilibration: 700 \pm 50 °C; 6 \pm 1 kbar).

In conclusion, Mg-granulites and metapelitic migmatites record two distinct petrographical PT paths except the final IBC, which is common to the two lithologies. What is the tectonic signification of these PT paths? In attempt to answer this question, and in view of the polymetamorphic context, it is essential to constrain the age of the metamorphic assemblage and more particularly the timing of the distinct stage: UHT metamorphism, ITD, final IBC and partial melting.

U-Th-Pb GEOCHRONOLOGY

Geochronological data were obtained using the electron microprobe dating of monazite method developed by Montel *et al.* (1994, 1996). This method is very useful for geochronological exploration like in the Andriamena unit where only one published isotopic age is available (793 Ma (U-Pb on zircon) obtained on a mafic intrusion and interpreted as the age of emplacement (Guérrot *et al.*, 1993)). Interpretation of monazite ages is usually limited by the difficulty to combine geochronology and metamorphism, since metamorphic reactions responsible for the formation or breakdown of monazite and their PT conditions are poorly understood (Foster *et al.*, 2000; Pyle *et al.*, 2001). By its in-situ nature and very high spatial resolution, EMP dating allows combining geochronological information with metamorphic petrology in order to construct PTt paths. In recent works, in-situ EMP dating combined with detailed microstructural and petrographic analysis have been successfully applied to constrain the timing of the thermotectonic evolution of complex polyphased high grade terranes (Williams *et al.*, 1999; Terry *et al.*, 2000; Shaw *et al.*, 2001; Goncalves *et al.*, in press). The combined geochronology-petrography approach is also completed by a systematic investigation of the chemical composition of the dated monazites.

Analytical procedure

Theoretical basis and associated statistical treatment follow the analytical procedure detailed in Montel *et al.* (1994, 1996). Analytical procedure has evolved since 1996, as now analyses are performed on a Cameca SX100 electron microprobe with four-wavelength dispersion spectrometer detectors at the laboratoire Magmas et Volcans of Clermont-Ferrand, France. The other main differences with respect to the procedure of Montel *et al.* (1996) are (1) a higher beam current and a high sensitivity diffracting crystal (LPET) is used for Pb analyze in order to obtain a better precision and lower detection limit, and (2) all the components of the monazites in addition to U, Th and Pb are analyzed to obtain a rigorous matrix effect correction and to study the chemical/age relationships.

Analytical conditions during the dating are accelerating voltage of 15 kV and a beam current of 150 nA. U and Th are analyzed successively with a PET crystal in the same

WDS detector with a counting time of 225 s and 75 s on peak, respectively. Pb is analyzed with a LPEI crystal during 300 s on peak. P, Ca, Si and Y are analyzed successively with a PET crystal in the same detector during 30 s for P and Ca and 90 s for Si and Y. LREE (La, Ce, Pr, Nd, Sm and Gd) are analyzed using a LIF crystal in the same detector with counting time of 30 s for La and Ce, 45 s for Pr and Nd, 60 s for Sm and Gd. Counting time for the background corresponds to half peak time of each element, on both sides of the peak. X-ray lines and background offsets, which are not always symmetric with respect to the peak, are selected to minimize the X-ray lines interferences. X-ray lines selected are: $K\alpha$ for P, Ca, Si; $L\alpha$ for Y, La, Ce; $L\beta$ for Pr, Nd, Sm, Gd; $M\alpha$ for Th and Pb and $M\beta$ for U. The Pb $M\alpha$ line is directly superimposed upon the Y $L\alpha$ line, which can be problematic for high precision Pb analyses and then U-Th-Pb dating. However, according to Montel *et al.* (1996), for Precambrian monazites with “usual” Th content (~4-10 wt%) and Y content up to 2 wt%, this interference could be neglected. For Paleozoic monazites, a theoretical or empirical correction factor must be applied (Pyle *et al.*, 2002).

Standards used are UO_2 , ThO_2 for U and Th, apatite for Ca, zircon for Si and synthetic phosphates for the REE, P and Y ($LaPO_4$, $CePO_4$, etc...). For Pb, vanadinite was used for peak research and a synthetic glass for calibration. Beam current used for standards is 100 nA. Counting time is 50 s on peak and 20 s on background for UO_2 and ThO_2 , and 300 s on peak and 100 s on background for PbO. Counting times for LREE and others element (Ca, Si, P, and Y) are respectively 80 s and 40 s on peak, 20 s and 10 s on background.

Errors on U, Th and Pb contents, as the detection limits are calculated using the procedure of Ancy et al., 1978. Detection limits on Pb can be as low as 70 ppm using the operating conditions cited above. Individual ages were calculated from the U, Th and Pb concentrations assuming that non-radiogenic lead in the monazite is negligible. The 2σ errors given on individual ages depends on U, Th and Pb contents and are calculated by propagating the uncertainties of these elements (with 95% confidence level) into the decay equation of Montel et al. (1996). Errors on individual ages range from ± 30 Ma to ± 80 Ma for ages of about 500 Ma and 2.5 Ga respectively, using an usual monazite composition ($ThO_2 \sim 6\%$ and $UO_2 \sim 1\%$)

According to the relatively less precision with respect to isotopic methods, numerous ages are obtained in a single crystal or thin-section in order to obtain a statistical confident age. The whole age population is graphically presented in weighted histogram

representation. corresponding the sum of all individual ages and their uncertainties represented by bell-shaped probability curves. A statistical test is applied to the whole age population, which allow identifying eventual multiple age populations. The quality of the modeling is assessed from the mean square weighted deviation (MSWD). A mean age and its associated error (with 95% confidence level) are calculated on each age populations if the case arises.

U-Th-Pb dating results

Representative chemical compositions are presented in Table 1. U-Th-Pb results of the investigated samples are presented in Table 2-3-4-5 and on weighted-histogram representations in Fig. 4 and 8.

Mg-granulite C21 and A4-5: evidences of a primary grt₀-spr₀-qtz assemblages (stage0)

In sample C21, monazite occurs as ellipsoidal to irregular-shaped grains from 10 to ~100 μm in size. All of the grains are located in the matrix. Any monazite was found as inclusion in garnet. In some monazites, BSE images reveals irregular or concentric zoning, which consists of a bright core surrounded by a large dark rim.

Sample C21 is characterized by the coexistence of the common monazite-(Ce) with the more unusual monazite-(Nd). According to their chemistry, monazite-(Ce) are divided into two groups: huttonite and brabantite groups. Bright cores belong to the huttonite group whereas rims are associated with the brabantite group. ThO₂ concentrations range for the both groups from 3.3 to 12.9 wt%. The highest values are usually characteristic of the huttonite group. UO₂ content is homogeneous and low (0.05-0.15%). Monazites from the huttonite group display a higher SiO₂ contents systematically correlated with a lower CaO and P₂O₅ content (SiO₂=0.8-2.9%; CaO<0.2% and P₂O₅<29.5%) than brabantite group (SiO₂=0.2-0.7%; CaO=0.3-1.3% and P₂O₅>29%) (Tab. 1). The both groups are also distinguishable according to their chondrite normalized REE distribution patterns (Fig. 3a). The REE pattern of the brabantite group is characterized by a slight and steady decrease from La to Y (average (La/Y)_N=440) relative to huttonite group pattern (average (La/Y)_N=1790). The huttonite group pattern has a slight negative anomaly in Sm

responsible of its broken shape. In addition to these differences, brabantite group monazite are depleted in La and Ce and enriched until Pr to Y relative to the huttonite group.

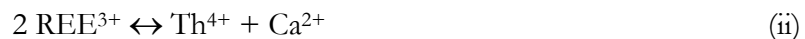
Sample	C21	C21	C21	A4-5	A4-5	A4-5	A4-5	An4e	A4-31	C17	C6	C61	C61
Monazite	M6	M12	M12	M5	M1	M2	M12	M31	M4	M3	M1	M7	M21
	(Nd)-mnz	hutt. group	brab. group	incl. grt ₁	matrix	matrix	opx ₃ -sil ₃	incl. grt ₁	qtz	crd ₂	matrix	matrix	matrix
Analyse	8	17	18	23	26	30	8	22	4	20	29	18	25
UO ₂	0,04	0,10	0,09	0,09	0,09	0,08	0,35	0,26	0,09	0,09	0,10	0,29	0,39
PbO	0,07	0,31	0,15	0,53	0,45	0,14	0,14	0,22	0,18	0,22	0,31	0,12	5,37
ThO ₂	1,93	6,76	4,71	4,50	5,37	4,05	2,98	8,39	5,56	6,51	8,71	0,02	0,21
CaO	0,26	0,21	0,90	0,54	0,53	0,66	0,70	1,61	0,45	0,17	1,09	0,28	0,85
P ₂ O ₅	29,67	28,31	30,14	28,38	28,72	29,13	30,79	29,66	29,24	27,76	28,80	30,38	29,44
Y ₂ O ₃	0,07	0,07	0,21	0,69	0,40	0,09	1,49	0,45	0,01	0,03	2,55	0,67	0,31
SiO ₂	1,10	1,44	0,22	0,68	0,76	0,28	0,16	0,29	0,97	1,48	1,01	0,78	0,53
La ₂ O ₃	11,86	21,26	21,08	14,86	15,62	12,82	10,90	11,19	13,13	15,87	15,03	16,77	16,52
Ce ₂ O ₃	23,30	32,46	30,95	27,87	27,76	25,48	21,91	26,59	26,03	28,86	25,24	31,64	30,78
Pr ₂ O ₃	3,83	2,27	2,24	2,86	2,86	3,11	2,61	3,13	3,23	3,33	2,19	2,89	2,54
Nd ₂ O ₃	25,03	6,79	7,44	12,39	12,54	17,20	14,29	12,40	19,11	16,07	8,12	11,27	9,69
Sm ₂ O ₃	1,81	0,28	0,72	2,10	1,85	3,64	6,94	2,94	1,49	0,99	1,83	2,72	1,68
Gd ₂ O ₃	0,42	0,05	0,35	1,34	1,07	0,98	5,38	1,91	0,36	0,14	3,29	1,36	0,89
total	99,37	100,29	99,20	96,82	98,02	97,67	98,64	99,04	99,85	101,52	98,27	99,20	99,19
U	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
Pb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,19
Th	0,07	0,24	0,17	0,17	0,20	0,15	0,11	0,30	0,20	0,24	0,32	0,00	0,00
Ca	0,04	0,04	0,15	0,09	0,09	0,11	0,12	0,27	0,08	0,03	0,19	0,05	0,14
P	3,94	3,81	4,01	3,92	3,92	3,98	4,10	3,98	3,92	3,73	3,89	4,00	3,95
Y	0,01	0,01	0,02	0,06	0,03	0,01	0,13	0,04	0,00	0,00	0,22	0,06	0,03
Si	0,17	0,23	0,03	0,11	0,12	0,04	0,03	0,05	0,15	0,23	0,16	0,12	0,08
La	0,69	1,25	1,22	0,89	0,93	0,76	0,63	0,66	0,77	0,93	0,88	0,96	0,97
Ce	1,34	1,89	1,78	1,66	1,64	1,51	1,26	1,54	1,51	1,68	1,47	1,80	1,79
Pr	0,22	0,13	0,13	0,17	0,17	0,18	0,15	0,18	0,19	0,19	0,13	0,16	0,15
Nd	1,40	0,39	0,42	0,72	0,72	0,99	0,80	0,70	1,08	0,91	0,46	0,63	0,55
Sm	0,10	0,02	0,04	0,12	0,10	0,20	0,38	0,16	0,08	0,05	0,10	0,15	0,09
Gd	0,02	0,00	0,02	0,07	0,06	0,05	0,28	0,10	0,02	0,01	0,17	0,07	0,05
(La/Gd) _N	23	388	49	9	12	11	2	19	30	90	4	10	15
(La/Y) _N	1015	2034	620	134	240	857	45	159	5822	3227	36	154	333
age (Ma)	n.d.	1019 ± 48	687 ± 52	2420 ± 114	1786 ± 82	771 ± 64	759 ± 63	2505 ± 85	733 ± 49	743 ± 43	800 ± 36	521 ± 118	740 ± 42

Tab. 1: Representative chemical compositions of monazite and their formula calculated on the basis of 16 oxygens.

The chemical composition differences between these both groups can be easily explained by different cationic exchange, which affect the monazite (Franz *et al.*, 1996). As shown by the cationic plot (Fig. 3b), huttonite group analyses plot very close to the huttonite substitution vector, which indicates that the incorporation of Si and Th occurs at the expense of REE and P via the cationic exchange :



whereas the enrichment of Ca in the brabantite group monazite is explained by the effect of the brabantite substitution via the cationic exchange (Fig. x) :



Brabantite group is also characterized by an increase of HREE and Y associated in parallel with a LREE decrease (La and Ce) (Fig. 3a). It suggests an increase of the xenotime end-member (YPO₄) in monazite by the substitution (Franz *et al.*, 1996) :



Monazite-(Nd) occurs as small grains ($< 20 \mu\text{m}$), slightly radioactive ($\text{ThO}_2 < 1.3\text{-}2.4\%$ and negligible UO_2 and PbO). Hence, age calculation displays large errors and will not be considered subsequently. Chondrite-normalized REE distribution patterns of the monazite-(Nd) differ significantly from the typical monazite patterns owing to its strong enrichment in Nd (Fig. 3c).

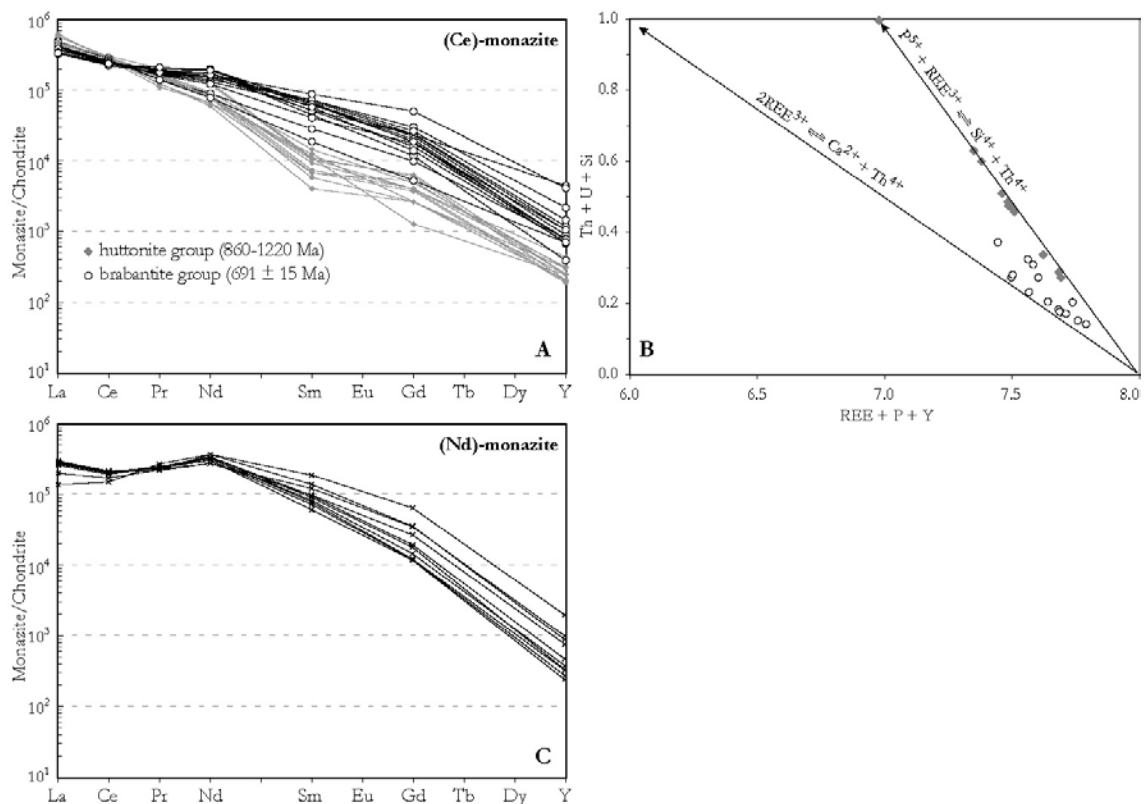


Fig. 3: Sample C21 (a) Chondrite-normalized REE and Y distribution pattern of monazite-(Ce) showing the difference in composition between the huttonite and brabantite group. (b) Cationic plot for the monazite-(Ce) showing the huttonite substitution vector ($\text{REE}^{3+} + \text{P}^{5+} \leftrightarrow \text{Th}^{4+} + \text{Si}^{4+}$) and brabantite substitution vector ($2 \text{REE}^{3+} \leftrightarrow \text{Th}^{4+} + \text{Ca}^{2+}$) (c) Chondrite-normalized REE and Y distribution pattern of monazite-(Nd).

Twenty-eight analyses have been performed on 8 monazite-(Ce) grains, yielding an age population, which range from 553 ± 61 to 1217 ± 51 Ma with a higher density at about 700 Ma (Fig. 4a). Excluding the values higher than 860 Ma and the isolated 553 Ma age, we obtain a statistical mean age of 691 ± 15 Ma ($n=14$; $\text{MSWD}=0.59$). Owing to the large scattering of ages around 1000 Ma (from 860 to 1217 Ma), a statistically acceptable age cannot be calculated. The most striking point in this sample is the clear relationship

between monazite chemical composition and age distribution. Indeed, the "1000 Ma population" is systematically linked with the huttonite group monazites (core in monazite displaying a concentric zoning) whereas the 690 Ma population corresponds to the brabantite group monazites. We interpret this chemical composition and age relationship as an evidence of two episodes of monazite growth, probably under distinct physical conditions (P, T, fluid). The huttonite group crystallization age remains uncertain but we can constrain the crystallization of the brabantite group at 691 ± 15 Ma.

crystal analyse	Th (ppm)	U (ppm)	Pb (ppm)	T (Ma)	crystal analyse	Th (ppm)	U (ppm)	Pb (ppm)	T (Ma)		
Sample C21					Sample A4-5						
M2	2	64740 ± 654	630 ± 164	3730 ± 95	1217 ± 51	M7	1g	61890 ± 643	1080 ± 162	5900 ± 128	1921 ± 74
	3	70960 ± 679	860 ± 164	4000 ± 98	1183 ± 47		2g	49810 ± 590	860 ± 161	4790 ± 113	1938 ± 84
	4	112900 ± 829	1360 ± 165	5790 ± 121	1079 ± 34		3g	50430 ± 594	830 ± 161	4150 ± 105	1677 ± 75
M8	14	36200 ± 527	740 ± 161	1190 ± 71	681 ± 58	M8	4g	36110 ± 526	1290 ± 161	1520 ± 77	829 ± 62
	15	42680 ± 558	620 ± 160	2250 ± 79	1100 ± 64	M4	23g	39500 ± 539	820 ± 159	4880 ± 115	2420 ± 114
	1'	61820 ± 647	660 ± 165	3130 ± 90	1071 ± 49		24g	33130 ± 509	620 ± 160	1850 ± 77	1148 ± 80
	2'	29740 ± 491	500 ± 161	1060 ± 69	745 ± 72	M1	26m	47220 ± 576	800 ± 161	4160 ± 105	1786 ± 82
	3'	57070 ± 627	770 ± 161	2680 ± 85	987 ± 49		27m	43240 ± 558	790 ± 160	3680 ± 100	1721 ± 85
M9	16	35030 ± 518	1140 ± 162	1170 ± 70	667 ± 56		28m	34650 ± 515	600 ± 156	1630 ± 77	976 ± 72
M11	4'	36020 ± 525	430 ± 161	1630 ± 75	956 ± 70	M2	29m	36620 ± 526	360 ± 157	1250 ± 74	731 ± 62
	5'	36140 ± 524	530 ± 162	1800 ± 76	1040 ± 72		30m	35080 ± 518	710 ± 159	1200 ± 74	708 ± 62
	6'	58100 ± 630	810 ± 164	2640 ± 84	953 ± 48		31m	35400 ± 519	1180 ± 160	1440 ± 77	807 ± 63
	7'	30640 ± 500	800 ± 162	830 ± 68	553 ± 61		32m	35560 ± 521	760 ± 161	1330 ± 76	771 ± 64
M12	17	59360 ± 635	900 ± 165	2900 ± 86	1019 ± 48	M3	33m	33830 ± 511	1700 ± 162	1410 ± 76	787 ± 62
	18	41430 ± 553	790 ± 161	1370 ± 72	687 ± 52		34m	35540 ± 520	580 ± 157	1250 ± 74	737 ± 63
	22	35130 ± 519	470 ± 159	1600 ± 74	957 ± 70		35m	35020 ± 516	590 ± 160	1280 ± 75	764 ± 65
	23	59670 ± 637	750 ± 164	2980 ± 87	1050 ± 49	M6	22m	26700 ± 474	2360 ± 166	1240 ± 75	790 ± 69
M13	19	27490 ± 478	710 ± 162	860 ± 68	638 ± 71	M9	5m	40190 ± 544	1040 ± 160	1360 ± 74	689 ± 53
	20	48670 ± 586	760 ± 160	2000 ± 78	860 ± 51	M11	6s	27580 ± 478	2130 ± 165	1350 ± 74	855 ± 70
	21	32540 ± 506	870 ± 160	1110 ± 70	692 ± 62	M10	7s	29380 ± 490	2380 ± 168	1510 ± 76	887 ± 67
	24	35320 ± 521	910 ± 162	1120 ± 70	646 ± 57	M12	8s	26210 ± 472	3190 ± 171	1270 ± 73	759 ± 63
M15	8'	58290 ± 634	730 ± 165	1910 ± 76	696 ± 40		9s	29040 ± 487	2800 ± 169	1210 ± 72	697 ± 59
	9'	58660 ± 637	840 ± 164	1970 ± 77	709 ± 40	M14	19s	33310 ± 511	570 ± 159	1220 ± 74	765 ± 68
	10'	66220 ± 671	950 ± 165	2200 ± 80	701 ± 37		20s	32770 ± 506	1580 ± 161	1450 ± 77	839 ± 66
	11'	50910 ± 600	650 ± 162	1660 ± 74	692 ± 45						
	12'	45810 ± 578	770 ± 163	1490 ± 73	682 ± 48						
	13'	51550 ± 605	640 ± 166	1700 ± 75	701 ± 45						
	15'	48470 ± 589	710 ± 163	1610 ± 74	700 ± 47						

Tab. 2. U-Th-Pb electron microprobe analyses and calculated individual ages from Mg-granulite C21 and A4-5. Errors at 2σ . g: monazite included in garnet; m: monazite located in the matrix; s: monazite associated with the symplectite opx_3 - sil_3 .

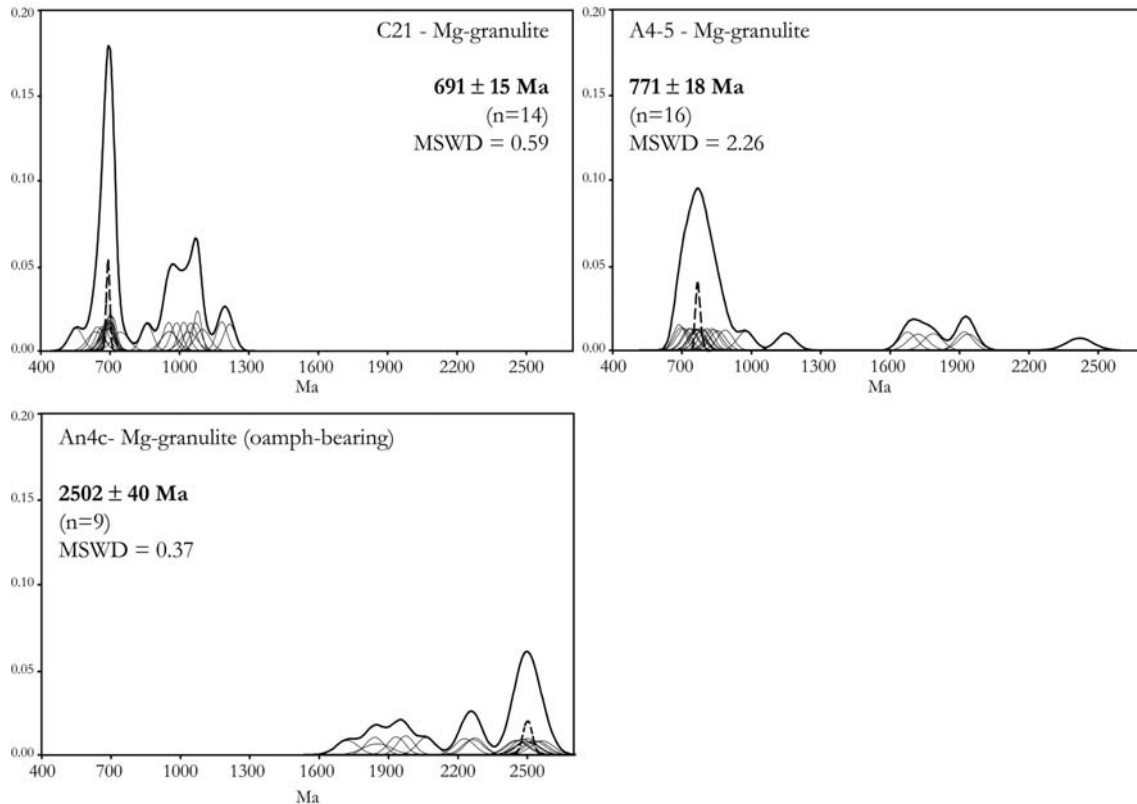


Fig. 4. Weighted-histogram representation of the age data from sample C21, A4-5 and An4c. Each small bell-shaped curve corresponds to Gaussian representation of individual age and its 2σ error calculated from U, Th, Pb analysis. The thick curve corresponds to the sum of all small bell-shaped curves. The dotted curve is the statistically calculated mean age. There is no unit for vertical axe.

In sample A4-5, three populations of monazite are distinguished according to their textural position. (1) monazite enclosed in UHT garnet (grt_0) forms irregular grains usually associated with apatite. Garnet displays numerous cracks, which connect the monazite with the matrix. Any fully armoured monazite has been found. (2) matrix monazite occurs as ~ 50 - $80 \mu\text{m}$ irregular grains located in the aggregates of cordierite, orthopyroxene, and sapphirine (crd_2 - opx_2 - spr_2) produced at the expense of the primary UHT assemblages. (3) small monazites ($< 20 \mu\text{m}$) occur systematically in close association with the opx_3 - sil_3 symplectite formed at the expense of cordierite (crd_2). Detailed observations of textural relationships, show that needles of sillimanite (sil_3) are partly enclosed in the monazite suggesting that the crystallization of such monazite is syn- to post-sillimanite growth (Fig. 5a). According to the petrographical observations, it is obvious that these monazites belong to a younger generation than monazites included in garnet (grt_0).

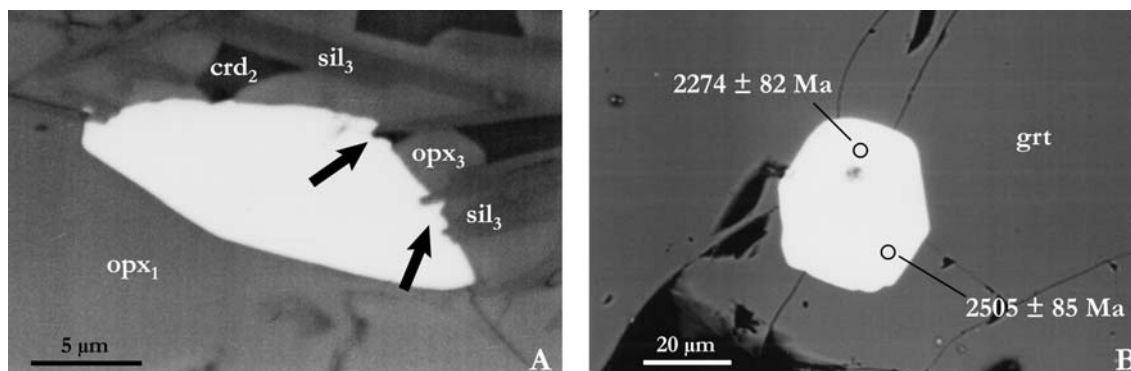


Fig. 5. Backscattered electron images of textural relationships of monazite (a) sample A4-5 - monazite M11 located in the late aggregates of opx_3 - sil_3 formed at the expense of crd_2 . Needles of sil_3 are partly enclosed in the monazite suggesting that monazite growth is sub-contemporaneous with the development of opx_3 - sil_3 assemblages. U-Th-Pb dating yield age of 855 ± 70 Ma (b) sample An4c - euhedral monazite included in UHT garnet (grt1). U-Th-Pb dating yield ages of 2505 ± 85 Ma and 2274 ± 74 Ma. The Proterozoic age, which is interpreted as a partially reset late Archaean age is located close to a garnet crack.

The variations of chemical composition support the textural and petrographical observations that the monazite population of sample A4-5 can be subdivided into three generations. Monazites included in garnet are homogeneous in composition and are consequently used as a reference for the description of the two others populations. Inclusion-normalized distribution patterns of monazites located in spr_2 - crd_2 - opx_2 and opx_3 - sil_3 assemblages are reported in Figure 6a and 6b respectively. Matrix monazites are characterized by homogeneous and the lowest ThO_2 contents (2.9 to 4.2 wt%). UO_2 content in monazite associated with spr_2 - crd_2 - opx_2 assemblages are variable (Fig. 6a) in contrast to monazite located in opx_3 - sil_3 assemblages, which display the highest and homogeneous UO_2 content ($\sim 0.3\%$) (Fig. 6b). The both matrix monazite populations are significantly depleted in Si and usually enriched in Ca in comparison to monazite included in garnet (Fig. 6a-b). REE distribution pattern also allows distinguishing the various monazite population (Fig. 6a-b). Monazite located in the spr_2 - crd_2 - opx_2 are slightly depleted in LREE (La and Ce) and significantly enriched in Nd and Sm with respect to monazite included in grt. These monazites are characterized by very low Y contents (< 0.2 wt%). Monazites from the opx_3 - sil_3 symplectites show the same depletion in La and Ce and enrichment in Nd and Sm. The main difference is related to the strong enrichment in Gd and above all in Y (until 3.5 wt%) (Fig. 6b).

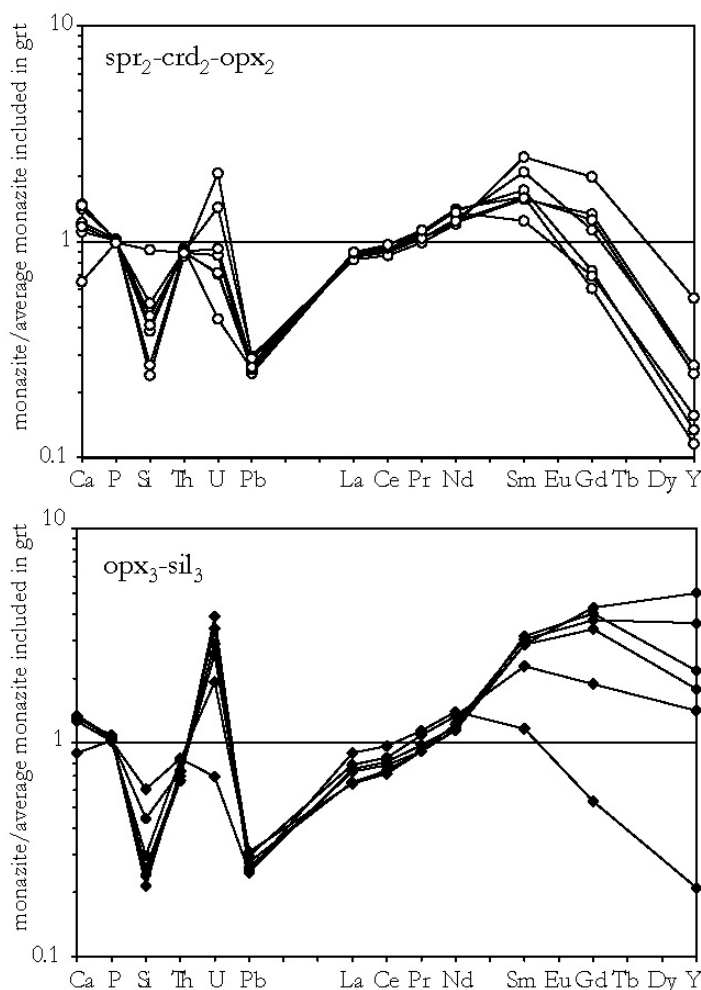


Fig. 6. Sample A4-5 (a) Chondrite-normalized REE and Y distribution pattern of monazites included in garnet (M7-8-9) and a large matrix grain (M1). (b) Chondrite-normalized REE and Y distribution pattern of monazites located in the matrix composed by spr₂-crd₂-opx₂ assemblages (M2-3-6-9) and of monazites associated with the opx₃-sil₃ symplectites (M10-11-12-14).

Twenty-four analyses have been carried out in 13 monazites, which belong to the three distinct textural populations. The distribution of calculated ages is broadly similar to sample C21. Calculated individual ages range from 689 ± 53 and 2420 ± 114 Ma with a main population at 771 ± 18 Ma ($n=16$, MSWD=2.66). Assuming a bimodal distribution for the Neoproterozoic ages improves significantly the modeling: 732 ± 23 ($n=9$) and 827 ± 28 ($n=7$) with a MSWD=0.91. However, the relatively small number of analysis is not sufficient to really distinguish two geological events. Oldest ages (from 829 ± 62 Ma to 2420 ± 114 Ma) are systematically preserved in monazites included in garnet (M7-8-4) or in the large monazite M1 located in the matrix (Tab. 2). In contrast, the major middle Neoproterozoic population (771 ± 18 Ma) is recorded in matrix monazites located in the spr₂-crd₂-opx₂ assemblages (M2-3-6-9) and in monazites associated with the opx₃-sil₃ symplectites (M10-11-12-14).

The relationships between age, composition and textural features suggest that there are different phases of monazite crystallization or resetting in sample A4-5. Monazites included in garnet and the matrix monazite M1 display the same chemical and geochronological features. Although they occur in distinct textural position, we suggest that these monazites belong to the same generation, which probably crystallized near or before 2420 ± 120 Ma (the oldest age preserved in included monazite). Despite the well known shielding effect of garnet on monazite U-Th-Pb system (DeWolf *et al.*, 1993; Montel *et al.*, 1996, 2000; Zhu *et al.*, 1997), the occurrence of numerous cracks in garnet may favor fluid-rock interactions and consequently partial resetting. We suggest that all the intermediate calculated individual ages between about 2.5 Ga and 770 Ma have no geological meaning but result of a partial lead loss during the middle Neoproterozoic event (771 ± 18 Ma). Monazites located in the matrix composed by spr₂-crd₂-opx₂ (M2-3-6-9) are strongly different from the "2.5 Ga group" since they do not record Mesoproterozoic to late Archaean ages and have significantly different chemical compositions. We suggest that these monazites grew during the middle Neoproterozoic event. Textural relationships are not totally conclusive, but we suggest that the crystallization of these monazites is coeval with the development of the matrix assemblage spr₂-crd₂-opx₂. Finally, critical micro-textural and chemical features suggest that a new monazite generation crystallized at 771 ± 18 Ma, in the same time as opx₃-sil₃ symplectites. In such case, we are determining rigorously the absolute timing of the reactions $\text{crd}_2 = \text{opx}_3 + \text{sil}_3 + \text{qtz}$ and $\text{crd}_2 + \text{spr}_2 = \text{opx}_3 + \text{sil}_3$ and the physical conditions under which monazite grew at this time (~ 6 kbar, 850 °C).

Mg-granulite An4c: a well-preserved grt-opx-sil-qtz assemblage (stage 1)

Monazites in this sample are very abundant and occur as perfectly euhedral micro-inclusions ($< 20 \mu\text{m}$) in garnet porphyroblast (grt₁) (Fig. 5b) and as very large and irregular-shaped grains (up to 400 μm) located in the matrix. In this section, only data obtained on monazite inclusions will be discussed.

Included monazites do not show chemical zonations within individual grains and their composition is very homogeneous between grains included in the same garnet but may differ significantly from garnet to garnet. ThO₂, CaO and SiO₂ concentrations of the

whole monazite population vary strongly respectively from 3.1 to 8.4 wt%; 0.2 to 1.6 wt% and 0.3 to 1.8 wt%. These variations illustrate various degree of the both brabantite and huttonite substitutions. UO_2 content is low and homogeneous (from 0.1 to 0.3 wt%). REE concentration displays the same large variations from garnet to garnet as the non-REE components. In contrast, monazite micro-inclusions from the same garnet display a very similar REE distribution pattern, as shown in Fig. 7 where the REE distribution pattern of seven micro-inclusions is plotted. They display a steady decrease from La to Gd with an average $(\text{La}/\text{Gd})_{\text{N}}=13$ and $(\text{La}/\text{Y})_{\text{N}}=210$.

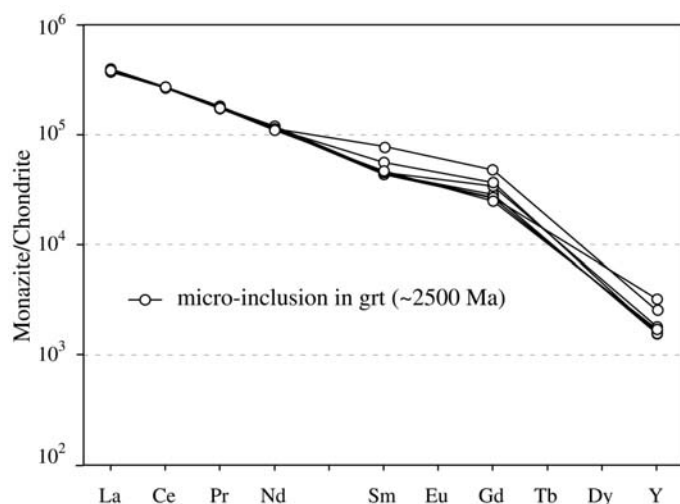


Fig. 7. Sample An4c. Chondrite-normalized REE and Y distribution pattern of seven monazite micro-inclusions included in the same garnet.

Eighteen analyses were carried out on 12 monazites (Tab. 3). Individual calculated ages range from 1722 ± 95 Ma to 2564 ± 98 Ma with a main population at 2502 ± 40 Ma ($n=9$, $\text{MSWD}=0.37$) (Fig. 4). The seven fully armoured micro-inclusions of the same garnet yield late Archaean ages ranging from 2461 ± 98 Ma to 2564 ± 99 Ma, excepting one grain (M18), which yield an age of 1841 ± 79 Ma. In the same way, the euhedral monazite M31 (Fig. 5b) yields a late Archaean age of 2502 ± 85 Ma and a younger one at 2274 ± 82 Ma, obtained close to a crack affecting the garnet and monazite. It appears clearly that monazites fully armoured yield systematically a maximal age of about 2.5 Ga, which is in agreement with the maximal age obtained from a monazite included in garnet from sample A4-5.

Either the perfectly euhedral shape of monazite included in garnet or the remarkably chemical composition uniformity of monazite micro-inclusions from the same

garnet porphyroblast exclude the possibility of an inherited origin, but in contrast, it suggests that monazite are of metamorphic origin. Their crystallization is contemporaneous to garnet (grt_1) growth at 2502 ± 40 Ma. As for sample A4-5, we suggest that younger Paleoproterozoic ages have no geological meaning and result of a partial resetting.

crystal analyse		Th (ppm)	U (ppm)	Pb (ppm)	T (Ma)
Sample An4c					
M1	36	54510 \pm 606	720 \pm 157	6100 \pm 129	2265 \pm 89
	37	64490 \pm 650	1170 \pm 160	6350 \pm 132	1975 \pm 72
M2	38	57140 \pm 617	640 \pm 161	6910 \pm 139	2452 \pm 94
M7	52	27360 \pm 472	510 \pm 159	2520 \pm 85	1852 \pm 123
	53	32530 \pm 501	1410 \pm 160	3010 \pm 90	1722 \pm 95
M18	1'	49250 \pm 587	1490 \pm 163	4690 \pm 111	1841 \pm 78
M19	3'	52600 \pm 602	920 \pm 161	6540 \pm 134	2461 \pm 97
M20	4'	49820 \pm 590	920 \pm 161	6310 \pm 131	2495 \pm 101
M21	5'	54970 \pm 611	990 \pm 162	7160 \pm 143	2564 \pm 98
M22	6'	48130 \pm 582	980 \pm 160	6160 \pm 129	2503 \pm 102
M23	8'	48890 \pm 584	1570 \pm 164	6650 \pm 136	2542 \pm 99
	9'	51970 \pm 601	1410 \pm 163	6900 \pm 139	2529 \pm 96
M15	13'	58650 \pm 627	810 \pm 161	5950 \pm 127	2063 \pm 80
	14'	57960 \pm 624	940 \pm 161	5540 \pm 121	1934 \pm 76
	15'	59590 \pm 630	890 \pm 160	6600 \pm 135	2230 \pm 84
M29	20'	66420 \pm 658	1040 \pm 162	8270 \pm 158	2480 \pm 86
M31	21'	55020 \pm 612	2720 \pm 168	7020 \pm 141	2274 \pm 81
	22'	53450 \pm 603	3420 \pm 169	7960 \pm 154	2502 \pm 84

Table 3. U-Th-Pb electron microprobe analyses and calculated individual ages from Mg-granulite An4c.

Mg-granulites A4-31 and C17: opx-sil-qtz peak metamorphic assemblage and well-developed late crd₂ breakdown reaction

Monazites of the both samples display the same textural and chemical features. They are scarce and usually lower than 50 μm in size. They exclusively occur in the matrix associated with $\text{opx}_3\text{-sil}_3$ assemblages or included in quartz.

Representative compositions of monazites are presented in table 1. ThO_2 abundance varies from 3.2 to 8.6 wt% and UO_2 from 0.03 to 0.13 wt%. Cationic plot in Fig. 8a clearly shows that the incorporation of Th in the monazite is almost achieved by the huttonite substitution. Consequently, these monazites are characterized by relatively high SiO_2 contents, which reach 2 wt% and poor amounts of CaO (<0.8 wt%). The shape of the chondrite-normalized REE pattern is relatively flat from La to Nd and shows an abrupt decrease associated with a scattering from Sm to Y (Fig. 8b-c). Such depletion in Gd and Y are testified by the $(\text{La}/\text{Gd})_N$ and $(\text{La}/\text{Y})_N$ ratios (maximum at 160 and 15550 respectively), which correspond to highest ratio of all analyzed samples.

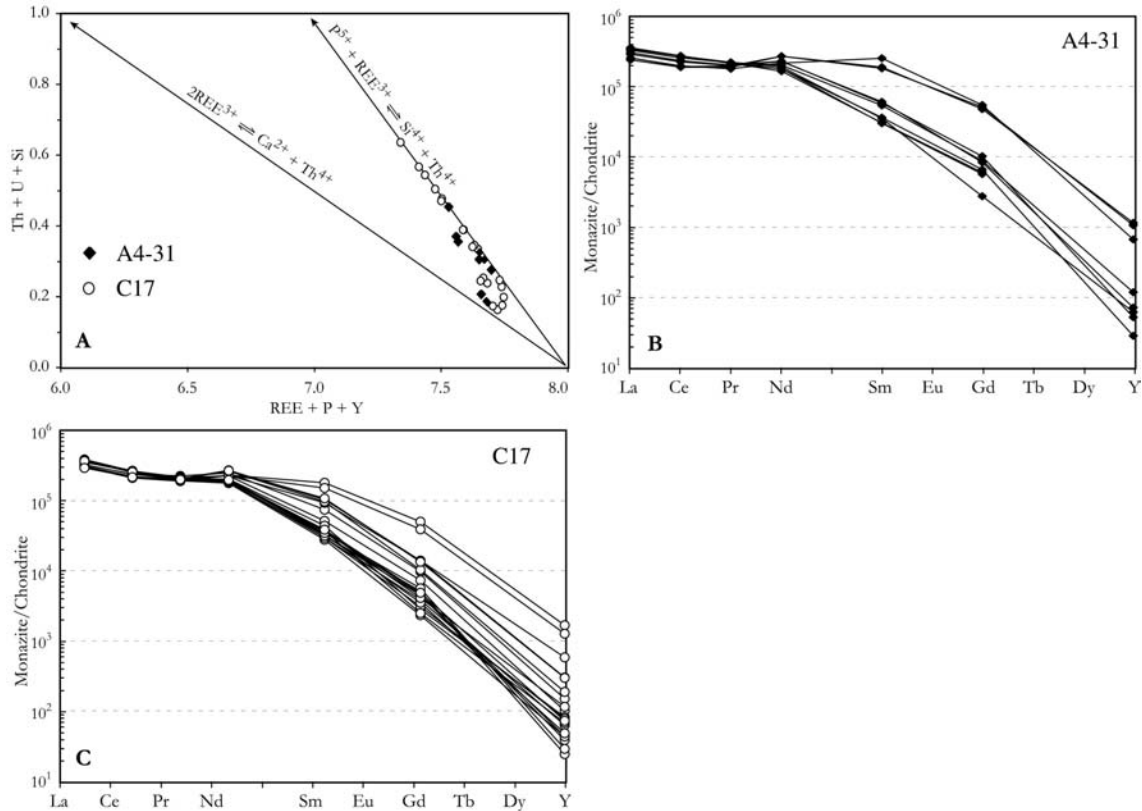


Fig. 8. Sample A4-31 and C17 (a) Cationic plot for the monazite of sample A4-31 and C17. The variations in composition in the both samples are related to variable rates of huttonite substitution. (b) Chondrite-normalized REE and Y distribution pattern of monazite from sample A4-31. (c) Chondrite-normalized REE and Y distribution pattern of monazite from sample C17.

In sample A4-31, 10 measurements were performed on 8 monazite crystals (Tab. 4). Calculated individual ages range between 697 ± 62 Ma and 771 ± 60 Ma and define an unimodal population at 734 ± 20 Ma (MSWD=0.82) (Fig. 9a). In sample C17, 3 monazites were analyzed, yielding a total of 20 analyses, which range from 681 ± 54 to 788 ± 52 (Tab. 4). The distribution of the ages define an unimodal population at 732 ± 13 Ma (MSWD=1.15) which is in very good agreement with the age obtained in sample A4-31 (Fig. 9b).

crystal analyse		Th (ppm)	U (ppm)	Pb (ppm)	T (Ma)
Sample A4-31					
M1	1	35380 ± 519	610 ± 158	1180 ± 74	697 ± 62
M2	2	39100 ± 538	590 ± 159	1320 ± 76	711 ± 58
M3	3	34640 ± 515	950 ± 161	1280 ± 76	748 ± 64
M4	4	48830 ± 588	830 ± 160	1710 ± 80	733 ± 49
M5	5	52430 ± 604	770 ± 160	1830 ± 81	735 ± 46
M6	6	34260 ± 511	340 ± 157	1120 ± 74	700 ± 66
	7	39190 ± 538	610 ± 160	1300 ± 75	697 ± 57
M7	8	48510 ± 585	620 ± 161	1750 ± 79	764 ± 50
M8	9	36680 ± 532	1090 ± 164	1410 ± 76	771 ± 60
	10	36230 ± 527	1170 ± 162	1400 ± 76	770 ± 61
Sample C17					
M1	1	30830 ± 503	750 ± 163	1160 ± 73	768 ± 71
	2	30400 ± 498	710 ± 163	1060 ± 72	715 ± 70
	3	35630 ± 529	530 ± 162	1220 ± 72	722 ± 62
M2	4	28450 ± 493	430 ± 166	990 ± 71	732 ± 77
	5	29160 ± 494	250 ± 164	970 ± 72	716 ± 76
	6	30830 ± 504	360 ± 164	990 ± 71	684 ± 70
	7	34100 ± 525	730 ± 165	1200 ± 73	726 ± 64
	8	60020 ± 648	670 ± 166	2100 ± 81	745 ± 42
	9	76000 ± 709	990 ± 168	2700 ± 87	752 ± 35
	10	65250 ± 668	640 ± 166	2370 ± 84	777 ± 40
	11	56770 ± 630	610 ± 164	2040 ± 80	766 ± 44
	12	40580 ± 556	400 ± 165	1350 ± 74	713 ± 57
	13	41240 ± 560	490 ± 164	1320 ± 74	681 ± 54
	14	68130 ± 680	650 ± 166	2320 ± 84	730 ± 38
	24	46760 ± 584	500 ± 162	1730 ± 77	788 ± 52
M3	15	40510 ± 555	440 ± 163	1310 ± 73	690 ± 56
	20	57240 ± 632	850 ± 166	2020 ± 80	743 ± 43
	21	46880 ± 585	500 ± 165	1530 ± 76	697 ± 50
	22	40870 ± 556	490 ± 163	1330 ± 74	692 ± 55
	23	40050 ± 553	580 ± 164	1350 ± 74	711 ± 56

Table 4. U-Th-Pb electron microprobe analyses and calculated individual ages from Mg-granulite A4-31 and C17.

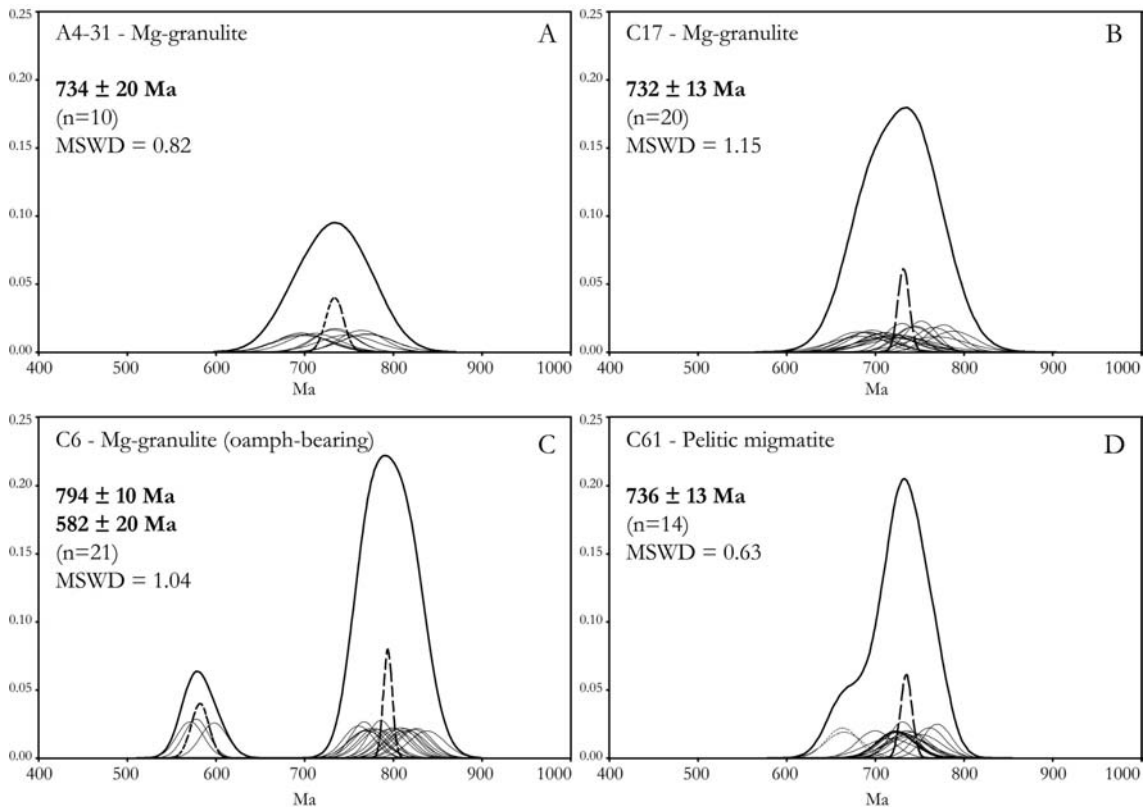


Fig. 9. Weighted-histogram representation of the age data from sample (a) A4-31 (b) C17 (c) C6 and (d) C61.

Mg-granulites C6: grt-opx-sil-qtz peak metamorphic assemblage strongly retrogressed into oamph-crd assemblages.

Monazites from this sample are very scarce and occur as sub-euhedral grains ($\sim 50\mu\text{m}$) in the matrix, aligned with the foliation, which consists elongated mono-crystalline quartz, cordierite and orthoamphibole.

ThO_2 and UO_2 contents are homogeneous from 5 to 9.2 wt% and <0.6 wt% respectively (Tab. 1). These monazites are characterized by relatively high contents of CaO (0.5-1.6 wt%), SiO_2 (0.1-1.9 wt%), and Y_2O_3 (0.1-2.6 wt%), implying a significant contribution of the brabantite, huttonite and xenotime cationic exchange (Fig. 10a). Chondrite-normalized REE distribution patterns are characterized by a steady decrease from La to Nd followed by a slight enrichment in Sm and Gd (Fig. 10b). The high contents of these monazites in Gd and Y is illustrated by the low $(\text{La}/\text{Gd})_N$ and $(\text{La}/\text{Y})_N$ ratios (respectively 3 to 20 and 34 to 932).

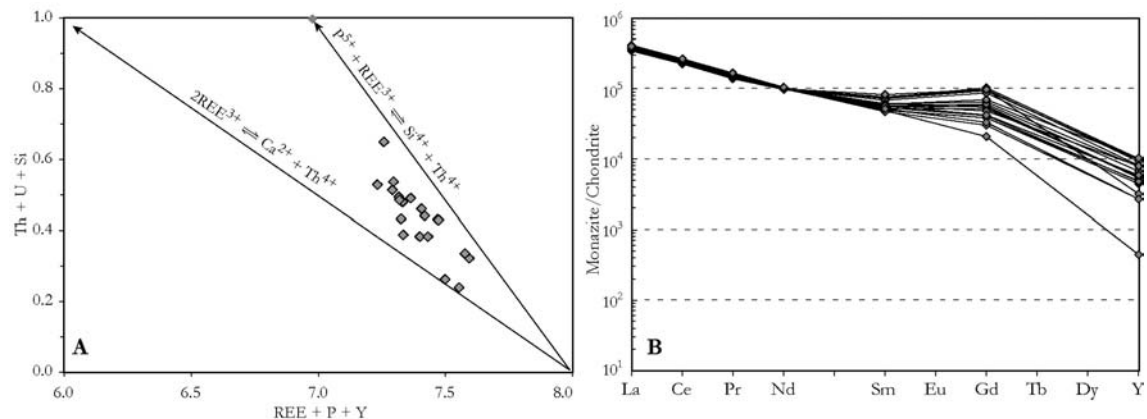


Fig. 10. Sample C6 (a) Cationic plot for the monazite of sample C6. (b) Chondrite-normalized REE and Y distribution pattern of monazite.

Twenty-one individual calculated ages have been obtained in five different grains (Tab. 5). The distribution of these ages defines a bimodal population (Fig. 9c). The first population consists of eighteen ages, which range from 761 ± 34 to 838 ± 40 Ma and the second one is defined only by three ages ranging from 571 ± 30 to 598 ± 28 Ma. The statistical treatment yields two statistical ages at 794 ± 10 Ma and 582 ± 20 Ma (MSWD=1.04). The age of 794 ± 10 Ma is interpreted as the age of initial growth or total resetting during the qtz-cord-oamph foliation development. The late Neoproterozoic ages

have been reported from a rim or annealed fractures of the monazite, suggesting a fluid-assisted resetting event at about 580 Ma.

crystal analyse	Th (ppm)	U (ppm)	Pb (ppm)	T (Ma)	crystal analyse	Th (ppm)	U (ppm)	Pb (ppm)	T (Ma)		
Sample C6					Sample C61						
M1	28	78070 ± 706	1050 ± 162	2990 ± 91	809 ± 36	M1	15	27000 ± 476	8720 ± 188	1840 ± 118	723 ± 41
	29	76550 ± 702	880 ± 163	2880 ± 90	800 ± 36	M10	14'	30290 ± 498	6290 ± 181	1750 ± 122	751 ± 46
	30	79980 ± 710	980 ± 162	2870 ± 90	761 ± 34		21'	42830 ± 566	3690 ± 175	1810 ± 120	725 ± 43
	31	75910 ± 697	890 ± 162	2910 ± 91	814 ± 37	M11	3'	25310 ± 468	6690 ± 183	1590 ± 120	735 ± 48
	32	73880 ± 690	840 ± 162	2860 ± 91	823 ± 38		5'	30730 ± 501	7780 ± 187	1870 ± 120	727 ± 41
	33	77320 ± 705	820 ± 163	3000 ± 92	826 ± 37		8'	21890 ± 446	6250 ± 180	1430 ± 120	737 ± 52
	34	81280 ± 717	830 ± 162	2160 ± 83	571 ± 30	M19	28	27710 ± 483	3620 ± 172	1290 ± 120	716 ± 56
M4	29'	99160 ± 782	1270 ± 164	3590 ± 99	767 ± 30	M21	25	47160 ± 587	3550 ± 172	1980 ± 122	740 ± 42
	30'	108460 ± 814	1320 ± 166	4020 ± 104	786 ± 29	M22	26	70340 ± 688	5890 ± 183	2980 ± 124	731 ± 30
	32'	64510 ± 649	1020 ± 160	2370 ± 85	770 ± 40	M23	27	76760 ± 716	3450 ± 174	3080 ± 125	770 ± 32
M5	33'	71260 ± 679	970 ± 162	2610 ± 87	773 ± 37	M24	23	41490 ± 558	3550 ± 172	1770 ± 122	733 ± 45
	34'	86500 ± 736	1210 ± 163	2360 ± 85	578 ± 28		24	50320 ± 600	3260 ± 171	2040 ± 122	736 ± 40
	35'	72510 ± 686	820 ± 162	2710 ± 88	795 ± 38	M29	24'	44180 ± 572	8010 ± 189	2450 ± 123	761 ± 36
	36'	79890 ± 712	940 ± 162	2240 ± 84	598 ± 31	M34	26'	26970 ± 480	8070 ± 188	1620 ± 121	665 ± 42
M6	37'	72260 ± 683	930 ± 162	2660 ± 88	779 ± 37		29'	30970 ± 502	8110 ± 189	1840 ± 120	700 ± 40
	38'	71220 ± 679	1060 ± 161	2720 ± 89	803 ± 38	M35	34'	38410 ± 547	8300 ± 190	1980 ± 121	663 ± 36
	39'	69690 ± 673	930 ± 162	2770 ± 88	838 ± 40						
M2	40'	69340 ± 670	920 ± 160	2570 ± 87	783 ± 38						
	41'	66600 ± 659	900 ± 162	2560 ± 86	811 ± 40						
	42'	64390 ± 651	1570 ± 162	2580 ± 87	817 ± 40						
	43'	65540 ± 654	1100 ± 160	2410 ± 85	769 ± 39						

Table 5. U-Th-Pb electron microprobe analyses and calculated individual ages from Mg-granulite C6 and C61.

Pelitic migmatite C61: "low pressure" partial melting

Monazites are abundant and occur in the both silica-saturated and undersaturated layers, usually in the matrix, associated with quartz and plagioclase, and more rarely included in garnet. Their grain sizes vary from 10 to 150 μm and they display an oval shape excepting for the larger monazites that are characterized by a very irregular shape.

A very low ThO₂ content from 0.5 to about 2.0 wt% characterizes most of the monazites analyzed. In order to validate the microprobe dating which is more efficient for highly radioactive crystals, only data obtained on monazites with a thorium content above 20000 ppm were detailed and discussed in this section. ThO₂ and UO₂ concentrations of these monazites are relatively heterogeneous and vary respectively from 2.5 to 8.7 wt% and 0.4 to 1.0 wt% (Tab. 1). CaO and SiO₂ are present in broadly the same proportion (0.5 to 1.2 wt% and 0.3 to 2.4 wt% respectively) and their incorporation, as well as the Th and U, takes place by the both brabantite and huttonite substitution as shown by the cationic plot (Fig. 11a). REE concentrations do not show significant variations within-grains and are

very homogeneous among the grains. The chondrite-normalized REE patterns show a steady decrease from La to Gd, with a $(La/Gd)_N$ ratio varying from 13 to 30, followed by a slightly more important decrease to Y ($(La/Y)_N = 300$ to 650) (Fig. 11b).

Sixteen single-point ages obtained on 12 grains range from 663 ± 36 to 770 ± 32 Ma (Tab. 5). Figure 9 shows that calculated ages belong to the same unimodal population, excepting two data at about 660 Ma. Excluding these two youngest ages, which are considered to be partially reset ages, a best mean age of 736 ± 13 Ma is obtained with a MSWD of 0.63. This middle Neoproterozoic age is similar to those obtained on the Mg-granulites C17 and A4-31 and is interpreted to reflect the timing of partial melting.

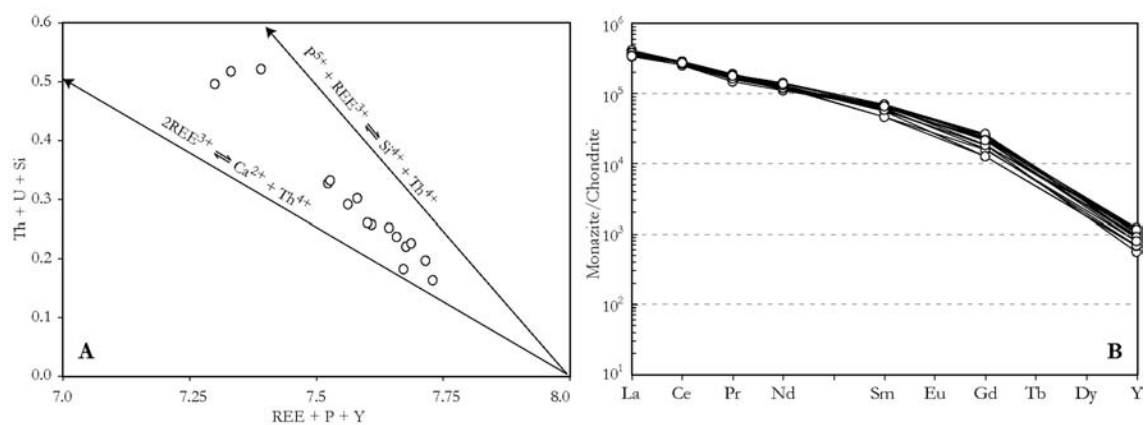


Fig. 11. Sample C61 (a) Cationic plot for the monazite of sample C61. (b) Chondrite-normalized REE and Y distribution pattern of monazite.

INTERPRETATION OF THE GEOCHRONOLOGICAL DATA

Integrating in-situ electron microprobe dating of monazite, well-constrained textural observations with the chemical composition reveals that at least two main distinct episodes of monazite crystallization or resetting affect the studied metamorphic rocks of the Andriamena unit: at 2.5 Ga and 690-795 Ma.

Early late Archaean episode of monazite growth: UHT metamorphic conditions

Monazites included in garnet (samples An4c and A4-5) yield the oldest ages in the range 829-2564 Ma with a main population at 2502 ± 40 Ma obtained on monazites fully armoured by garnet (An4c). The lack of evidences for resorption or overgrowths, the homogeneous composition among monazites included in the same garnet and the ultra-high temperature conditions ($>1050^\circ\text{C}$) exclude the possibility of a detrital origin or that they could predate the peak metamorphism. Although, the euhedral shape of some included grains, clearly indicates that these monazites are metamorphic and grew broadly in the same time as garnet. Since garnet forms part of the peak metamorphic assemblages in the both samples An4c and A4-5 (respectively grt-opx-sil-qtz and spr-grt-qtz), the 2502 ± 40 Ma age is interpreted as the age of the ultra-high temperature metamorphism. These data also indicate that the near isobaric cooling at UHT conditions and a pressure above 10 kbar (stage 0-1 in Fig. 2), deduced from the reaction (1) $\text{spr} + \text{qtz} = \text{opx} + \text{sil}$, occurred at about 2.5 Ga. Preservation of the initial late Archaean age despite a younger Neoproterozoic granulite facies overprint (see below) is mainly related to the well-known shielding effect of garnet for the U-Th-Pb system in monazite (DeWolf *et al.*, 1993; Montel *et al.*, 1996, 2000; Zhu *et al.*, 1997; Braun *et al.*, 1998; Foster *et al.*, 2000).

Monazites located in the matrix may preserve the same age scattering (976-1786 Ma and 860-1220 Ma respectively for A4-5 and C21) as this one observed for grains included in garnet and connected by cracks to the matrix. We interpret these ages as apparent ages with no geological meaning which result of a differential partial lead loss of 2.5 Ga old monazites during the middle Neoproterozoic event.

Second middle Neoproterozoic episode of monazite growth or resetting: ITD and late IBC

The middle Neoproterozoic event is well recorded in all samples (Mg-granulites and migmatite) excepts sample An4c since only data from monazites included in garnet have been discussed. Ages range from 691 ± 15 Ma to 794 ± 10 Ma with a mean population at about 735 Ma. The age scattering is significant (~ 100 Ma) but according to the rather poor age precision, we will not over-interpret it and hence consider that these ages are related to

a single middle Neoproterozoic thermal event. However, it is possible that this time interval rather results of distinct thermal pulses at 790 Ma (coeval with a mafic-ultramafic magmatism, Guérrot *et al.*, (1993)), 730 Ma and 690 Ma.

The timing of the UHT-ITD recorded by the crystallization of $\text{spr}_2\text{-crd}_2\text{-opx}_2$ at the expense of the late Archaean UHT assemblages (Fig. 2) is only constrained by sample A4-5. According to age and chemical features of monazite located in the $\text{spr}_2\text{-crd}_2\text{-opx}_2$ assemblage, we conclude that a new episode of monazite growth occurred during the ITD at about 770 Ma.

Monazites from samples A4-31 and C17 yield middle Neoproterozoic ages (734 ± 20 Ma and 732 ± 13 Ma respectively), but conditions under which monazite grew at this time are uncertain. The assemblage that dominates is the presumed late Archaean grt-opx-sil-qtz , but the widespread development of late $\text{opx}_3\text{-sil}_3$ assemblage suggest that the growth or resetting of monazite may occurred at lower conditions than peak metamorphism. Such possibility is confirmed by sample A4-5, in which critical textural relationships, chemical composition and dating clearly indicates that a new episode of monazite crystallization occurred after the late Archaean peak metamorphism. Indeed, monazite grew in the same time as the late development of $\text{opx}_3\text{-sil}_3 \pm \text{qtz}$ assemblage, which constrain the late crd_2 breakdown (~ 6 kbar, 850°C) and the IBC (fig. 2) at 771 ± 18 Ma. Mg-granulite C6 displays an intense deformation associated with a hydrated retrogression responsible for the breakdown of initial UHT garnet into orthoamphibole and cordierite. We suggest that the age of 794 ± 10 Ma reflects the timing of this hydrated deformation, which is coeval with the near isobaric cooling from $\sim 7\text{-}8$ kbar, 900°C to ~ 5 kbar, 650°C . Monazite from the pelitic migmatite, also yield a middle Neoproterozoic age (736 ± 13 Ma) which is interpreted as the timing of partial melting at peak metamorphic conditions of 850°C and 7 kbar or late back melting reactions at 700 ± 50 °C and 6 ± 1 kbar.

In conclusion, the ITD from about 11 to 7 kbar at $T > 900^\circ\text{C}$ and the low pressure isobaric cooling PT paths at about 6-7 kbar (Fig. 2), inferred from three distinct rock types, are ascribed to the same middle Neoproterozoic event (690-795 Ma).

Variations in composition

In addition to textural observations and in-situ dating, monazite chemical composition may be great indicator of multiphase episode of monazite crystallization in polymetamorphic context (Föster *et al.*, 2000). Textural relationships from sample A4-5 allow us distinguishing three distinct monazite generations: grains included in garnet (grt₀) and matrix grains coexisting with spr₂-crd₂-opx₂ assemblages and late opx₃-sil₃ symplectites. These monazite generations can also be distinguished according to their chemical composition. Monazites located in the spr₂-crd₂-opx₂ assemblage are the most depleted in Sm, Gd and Y (Fig. 6). In contrast, monazites associated with opx₃-sil₃ assemblage are the most enriched in Sm, Gd and Y and display the lowest Th/U ratio (Fig. 6 and Tab. 1). Multiphase monazite growth was also deduced from sample C21 in which monazites may display two intracrystalline age domains with contrasting chemical composition. Indeed, the oldest ages, in the range of 820-1200 Ma, are systematically link with domains enriched in Si, La and Ce (Fig. 3), which have been interpreted as 2.5 Ga old monazite partly reset during the middle Neoproterozoic event. In contrast, the 691 ± 15 Ma age is systematically reported from rims or domains enriched in Ca, Pr to Gd and Y (Fig. 3). These later domains are interpreted as newly formed monazites, probably crystallized through a dissolution-precipitation process.

It is generally assumed that in metamorphic rocks, garnet is the major porphyroblast phase which control the HREE and Y budget and subsequently the monazite composition (Zhu & O'Nions, 1999; Foster *et al.*, 2000). In samples A4-5 and C21, secondary monazite generation (associated with opx₃-sil₃ and the brabantite group respectively) which grew after the peak metamorphism (the garnet crystallization) are systematically enriched in Ca, HREE and Y with respect to the peak metamorphic monazites (Fig. 10). Such increase could be interpreted as the consequence of garnet breakdown during the decompression, which cause a release of HREE and Y available to monazite crystallization. In the same way, monazites from sample C6, dated at 794 ± 10 Ma, are strongly enriched in HREE and Y. It suggests that monazite growth occurred after or during garnet breakdown. This is consistent with the petrographical observations, which indicate that monazite is contemporaneous with the development of the post-peak metamorphic orthoamphibole-cordierite foliation.

However, in sample A4-5, monazite associated with $\text{spr}_2\text{-crd}_2\text{-opx}_2$ assemblage, which is interpreted as the products of garnet breakdown, are the most HREE depleted monazites from this sample. Such observation is inconsistent with the assumption that garnet formation or breakdown controls the entire HREE and Y budget. Accessory phases like zircon, xenotime or apatite probably also control this budget. It is therefore crucial to identify the reactions responsible for the formation or breakdown of monazites and study the partitioning of HREE and Y between monazite and major porphyroblast phases and accessory phases (Foster *et al.*, 2000; Pyle *et al.*, 2001).

DISCUSSION

Regional correlation

U-Th-Pb EMP dating of monazite reveals the occurrence of two major metamorphic events at about 2502 ± 40 Ma and 690-795 Ma.

(1) The late Archaean age is interpreted as the age of the Ultra-High Temperature metamorphism ($1050 \pm 50^\circ\text{C}$ and 11.5 ± 1.5 kbar) recorded in lenses of Mg-granulites. Similar late Archaean U-Pb zircon age ranging from 2494 ± 4 Ma to 2518 ± 5 Ma have been obtained on granodiorite, tonalite and gabbro gneisses from the Maevatanana unit and the Aloatra-Beforona unit (Tucker *et al.*, 1997), which are equivalent to the Andriamena unit (Bésairie, 1963; Collins & Windley, 2002). These ages are interpreted as emplacement ages (Tucker *et al.*, 1999). Granodioritic gneisses from the basement located just south of the Andriamena unit, displays the same ages, which range from 2510 to 2550 Ma (SHRIMP and Pb-Pb evaporation) interpreted as emplacement ages (Kröner *et al.*, 2000). According to the isotopic signature, Tucker *et al.* (1999) suggests that the gneisses are mantle-derived magmas mixed with a middle Archaean crustal. These data suggest that there is a timing relationship of mantle-derived magma emplacement relative to UHT conditions. The extreme thermal perturbation responsible for UHT metamorphism is probably due to emplacement and crystallization of the gneisses in a preexisting continental crust, at lower crustal levels. However the tectonic setting wherein such high thermal perturbation occurred remain unknown.

(2) The second thermal event (690-795 Ma) correspond to a phase of partial melting associated with granulite facies metamorphism at peak metamorphic conditions of about 7 kbar and 850-900°C. This second phase is coeval with the emplacement of a huge volume of mafic to ultramafic rocks in the Andriamena and Maevatanana unit at 780-790 Ma (Guérrot *et al.*, 1993; Tucker *et al.*, 1999) and granitoids in the late Archaean basement at 720-820 Ma (Kröner *et al.*, 2000). The geochemical signature of these middle Neoproterozoic rocks is interpreted as the result of a contamination of mantle-derived magmas with the late Archaean continental crust at an Andean-type continental magmatic arc setting (Handke *et al.*, 1999; Tucker *et al.*, 1999; Kröner *et al.*, 2000). Metamorphic conditions of ~7 kbar and 850-900°C are in good agreement with a high-grade metamorphism produced by magmatic underplating at the base of a magmatic arc (Bohlen, 1991), as described in well recognized arc setting like in the Kohistan island arc (Bard, 1983), the Chile Coastal Cordillera (Lucassen & Franz, 1996) or the French massif Central (Lardeaux *et al.*, 2001). Furthermore, the middle Neoproterozoic near IBC cooling is also consistent with a model of magmatic accretion at the base of a crust of normal thickness, followed by a thermal relaxation until a normal crustal geotherm (Ellis, 1987).

Exposure at the surface of such high grade and magmatic rocks requires a subsequent tectonic event (Ellis, 1987), which can correspond to the late Neoproterozoic-Cambrian (530-500 Ma) continental convergence during the final amalgamation of Gondwana. Thrust development and upright folding during crustal shortening achieved exhumation of the root of the magmatic arc (Goncalves *et al.*, in press).

Signification of a petrographical PT path in a polymetamorphic context

Suitable dating of mineral growth or metamorphic reactions and geodynamic constraints require to consider the continuous petrographical PT path inferred with confidence from the Mg-granulites (Fig. 2) as a discontinuous multiple-event PT path. Indeed, it involves the superposition of two high-grade events well separated in time at 2.5 Ga and ~750 Ma corresponding respectively to the age of UHT metamorphism (stage 0-1) and the UHT- ITD (stage 2) followed by the near IBC path at lower pressure (stage 3). It is obvious that high-grade conditions, i.e. >850°C, at lower crustal levels cannot remain during 1.7 Ga. Therefore, we suggest that the Mg-granulites underwent a phase of cooling

to the stable geotherm following the late Archaean UHT metamorphism (Fig. 12). UHT and cooling are ascribed to the same single tectono-thermal event at 2.5 Ga. After a long period of residence (~1.7 Ga) under normal geothermal conditions at mid-to-lower crustal levels, a second thermal perturbation at about 750 Ma affect the Mg-granulites. Such event could have led to the near isobaric heating and cooling PT path inferred from the pelitic migmatites and Mg-granulites. (Fig. 12)

Mg-granulites mainly preserve evidences of the both peak metamorphic and escaped the effect of the cooling at 2.5 Ga, the long period of residence at the base of the crust and the heating at 750 Ma. The local preservation of the primary UHT assemblage could be due, in part, to the refractory behavior of Al-Mg granulites, the anhydrous retrogression and the lowest PT conditions of the second thermal imprint at ~750 Ma.

What is the geological signification of the ITD (stage 2)?

This geodynamic model, raises the problem of the geological signification of the ITD (stage 2). According to the pelitic migmatites, the maximal pressure reached during the middle Neoproterozoic event does not exceed 7 kbar. Thus, the middle Neoproterozoic decompression from about 11 to 7 kbar seems inconsistent with the model. We suggest that this ITD is an apparent PT path resulting from the partial reequilibration of the refractory persistent late Archaean UHT assemblages (grt-spr-qtz, grt-spr-opx-sil and opx-sil-qtz) at lower pressure during the second high-grade event, 1.7 Ga later than the first (white arrows in Fig 12). Although the decompression is well recorded by a continuous sequence of reaction (Goncalves & Nicollet, this volume), we suggest that they were produced outside their stability field without the sample suffered the equilibrium PT conditions of the observed reactions. Such metamorphic reactions do not reflect the real metamorphic evolution and define an apparent isothermal decompression with no tectonic signification.

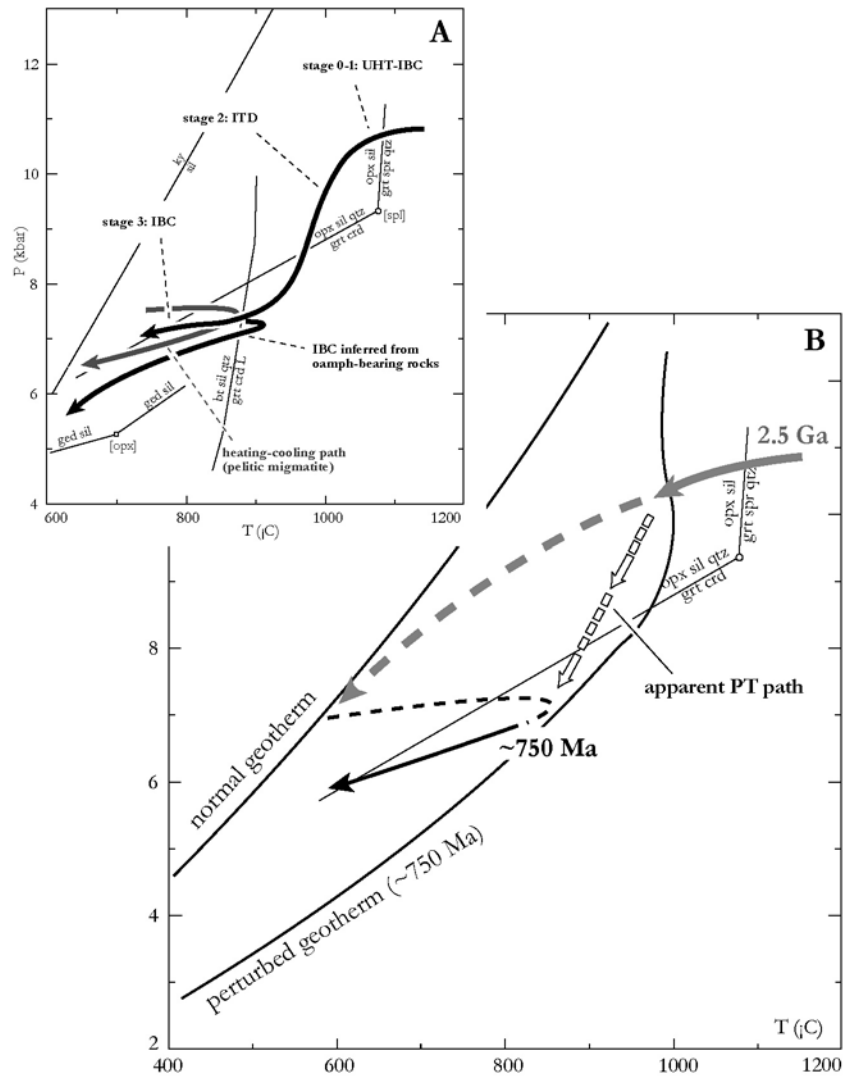


Fig. 12. (a) Petrographical PT paths inferred from Mg-granulites, oamph-bearing granulites and a pelitic migmatite (b) Interpretative PT path constructed in view of petrological, geochronological and geodynamic constraints. In this model, the petrographical ITD is interpreted as an apparent PT path with no geological meaning. It results from the partial equilibration of the persistent 2.5 Ga UHT assemblages at lower pressure during the middle Neoproterozoic event. The metamorphic reactions (white arrows) occurred without the sample suffered the equilibrium PT conditions of the observed reactions. Continuous large gray arrow: 2.5 Ga PT evolution inferred from petrographical observations. Large gray dashed line: hypothetical 2.5 Ga PT evolution not recorded by mineral changes. Continuous black arrow: ~750 Ma PT evolution inferred from petrographical observations. black dashed line: hypothetical ~750 Ma PT evolution not recorded by mineral changes.

REFERENCES

- Bard, J. P., 1983. Metamorphism of an obducted island arc: example of the Kohistan sequence (Pakistan) in the Himalayan Collided range. *Earth and Planetary Science Letters*, **65**, 133-144.
- Besairie, H., 1963. Description géologique du massif ancien de Madagascar. Premier volume Centre Nord et Centre Nord-Est. Service Géologique Tananarive.
- Bohlen, S. R., 1991. On the formation of granulites. *Journal of Metamorphic Geology*, **9**, 223-229.
- Braun, I., Montel, J. M. & Nicollet, C., 1998. Electron microprobe dating of monazite from high-grade gneisses and pegmatites of the Kerala Khondalite Belt, southern India. *Chemical Geology*, **146**, 65-85.
- Buick, I. S., Cartwright, I. & Harley, S. L., 1998. The retrograde P-T-t path for low-pressure granulites from the Reynolds Range, central Australia: petrological constraints and implications for low-P/high-T metamorphism. *Journal of Metamorphic Geology*, **16**, 511-529.
- Collins, A. S., Windley, B. F., Kröner, A., Fitzsimons, I. C. W., Razakamanana, T., Brewer, T. S. & Kinny, P. D., 2001. The Archaean rocks of central Madagascar: their place in Gondwana. Fourth Archaean symposium, Perth. *Australian Geological Survey Organisation publication*.
- Collins, A. S. & Windley, B. F., 2002. The tectonic evolution of central and northern Madagascar and its place in the final assembly of gondwana. *Journal of Geology*, **in press**.
- DeWolf, C. P., Belshaw, N. & O'Nions, R. K., 1993. A metamorphic history from micron-scale $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ chronometry of Archean monazite. *Earth and Planetary Science Letters*, **120**, 207-220.
- Ellis, D. J., 1987. Origin and evolution of granulites in normal and thickened crusts. *Geology*, **15**, 167-170.
- Foster, G., Kinny, P., Vance, D., Prince, C. & Harris, N., 2000. The significance of monazite U-Th-Pb age data in metamorphic assemblages; a combined study of monazite and garnet chronometry. *Earth and Planetary Science Letters*, **181**, 237-340.

- Franz, G., Andrehs, G. & Rhede, D., 1996. Crystal chemistry of monazite and xenotime from Saxothuringian-Moldanubian metapelites, NE Bavaria, Germany. *European Journal of Mineralogy*, **8**, 1097-1118.
- Goncalves, P., Nicollet, C., Montel, J. M., Lefevre, B., Paquette, J. L., Lardeaux, J. M. & Pin, C., 2001. Is the petrographical PTt path consistent with the real thermal path? The example of the polymetamorphic Ultra-High Temperature granulites of Andriamena (Madagascar). EUG XI, Strasbourg, France. *Terra Abstract*, **12**.
- Goncalves, P., Nicollet, C. & Lardeaux, J. M., 2001. Late Neoproterozoic strain pattern in the Andriamena unit (North-Central Madagascar): evidence for thrust tectonics and cratonic convergence. *Precambrian Research*, **in press**.
- Guérrot, C., Cocherie, A. & Ohnenstetter, M., 1993. Origin and evolution of the West Andriamena Pan-African mafic-ultramafic complex in Madagascar as shown by U-Pb, Nd isotopes and trace element constraints. EUG VIII, Starsbourg, France. *Terra Abstract*, **5**, 387.
- Hand, M., Dirks, P. H. G. M., Powell, R. & Buick, I. S., 1992. How well established is isobaric cooling in Proterozoic orogenic belts? An example from the Arunta inlier, central Australia. *Geology*, **20**, 649-652.
- Handke, M. J., Tucker, R. D. & Ashwal, L. D., 1999. Neoproterozoic continental arc magmatism in west-central Madagascar. *Geology*, **27**, 351-354.
- Harley, S. L., 1998. On the occurrence and characterization of ultrahigh-temperature crustal metamorphism. In: *What Drives Metamorphism and Metamorphic Reactions?* (eds Treolar, P. J. & O'Brien, P. J.), pp. 81-107. Geological Society of London, Special Publications. London.
- Kröner, A., Hegner, E., Collins, A. S., Windley, B. F., Brewer, T. S., Razakamanana, T. & Pidgeon, R. T., 2000. Age and magmatic history of the Antananarivo block, Central Madagascar, as derived from zircon geochronology and Nd isotopic systematics. *American Journal of Science*, **300**, 251-288.
- Lardeaux, J. M., Ledru, P., Daniel, I. & Duchene, S., 2001. The Variscan French Massif Central-a new addition to the ultra-high pressure metamorphic 'club': exhumation processes and geodynamic consequences. *Tectonophysics*, **332**, 143-167.
- Lucassen, F. & Franz, G., 1996. Magmatic arc metamorphism: petrology and temperature history of metabasic rocks in the Coastal Cordillera of northern Chile. *Journal of Metamorphic Geology*, **14**, 249-265.

- Martelat, J. E., Lardeaux, J. M., Nicollet, C. & Rakotondrazafy, R., 2000. Strain pattern and late Precambrian deformation history in southern Madagascar. *Precambrian research*, **102**, 1-20.
- Montel, J. M., Foret, S., Veschambre, M., Nicollet, N. & Provost, A., 1996. Electron microprobe dating of monazite. *Chemical Geology*, **131**, 37-53.
- Montel, J. M., Kornprobst, J. & Vielzeuf, D., 2000. Preservation of old U-Th-Pb ages in shielded monazite: example from the Beni Bousera Hercynian kinzigites (Marocco). *Journal of Metamorphic Geology*, **18**, 335-342.
- Nicollet, C., 1988. *Metabasites granulitiques, anorthosites et roches associées de la croûte inférieure: Exemple pris à Madagascar et dans le Massif Central Français. Arguments en faveur d'un métamorphisme associé à l'extension lithosphérique*. Unpublished thesis, Université Blaise-Pascal, Clermont-Ferrand, France.
- Nicollet, C., 1990. Crustal evolution of the granulites of Madagascar. In: *Granulites and Crustal Evolution* (eds Vielzeuf, D. & Vidal, P.), pp. 391-310. Kluwer Academic publishers, Mathematical and physical sciences.
- Nicollet, C., Montel, J. M., Foret, S., Martelat, J. E., Lardeaux, J. M. & Rakotondrazafy, R., 1997. E-probe monazite dating : an excellent tool for dating uplift and polymetamorphic events; examples of the granulites from Madagascar. Proceedings of the UNESCO-IUGS-IGCP 348/368 International Workshop on Proterozoic Geology of Madagascar, Madagascar.
- Paquette, J. L. & Nédélec, A., 1998. A new insight into Pan-African tectonics in the East-West Gondwana collision zone by U-Pb zircon dating of granites from central Madagascar. *Earth and Planetary Science Letters*, **155**, 45-56.
- Pyle, J. M., Spear, F. S., Rudnick, R. L. & McDonough, W. F., 2001. Monazite-xenotime-garnet equilibrium in metapelites and a new monazite-garnet thermometer. *Journal of Petrology*, **42**, 2083-2107.
- Raith, J. G. & Harley, S. L., 1998. Low-P/high-T metamorphism in the Okiep Copper District, western Namaqualand, South Africa. *Journal of Metamorphic Geology*, **16**, 281-305.
- Seydoux-Guillaume, A. M., Paquette, J. L., Wiedenbeck, M. & Heinrich, W., 2002. Experimental resetting of the U-Th-Pb system in monazite. *Chemical Geology*, **Submitted**.

- Shaw, C. A., Karlstrom, K. E., Williams, M. L., Jercinovic, M. J. & McCoy, A. M., 2001. Electron-microprobe monazite dating of ca. 1,71-1,63 Ga and ca. 1,45-1,38 ga deformation in the Homestake shear zone, Colorado: Origin and early evolution of a persistent intracontinental tectonic zone. *Geology*, **29**, 739-742.
- Terry, M. P., Robinson, P., Hamilton, M. A. & Jercinovic, M. J., 2000. Monazite geochronology of UHP and HP metamorphism, deformation, and exhumation, Nordoyane, Western gneiss Region, Norway. *American Mineralogist*, **85**, 1651-1664.
- Tucker, R. D., Ashwal, L. D., Handke, M. J. & Hamilton, M. A., 1997. A geochronologic overview of the Precambrian rocks of Madagascar: A record from the Middle Archaean to the Late Neoproterozoic, in Cox, R. and Ashwal, L. D., eds., Proceedings of the UNESCO-IUGS-IGCP 348/368 International Workshop on Proterozoic Geology of Madagascar, Antananarivo, Madagascar. 5, 99.
- Tucker, R. D., Ashwal, L. D., Handke, M. J., Hamilton, M. A., Grange, M. L. & Rabeloson, R. A., 1999. U-Pb geochronology and isotope geochemistry of the Archean and Proterozoic rocks of North-Central Madagascar. *The Journal of Geology*, **107**, 135-153.
- Vernon, R. H., 1996. Problems with inferring P-T-t paths in low-P granulite facies rocks. *Journal of Metamorphic Geology*, **14**, 143-153.
- Williams, M. L., Jercinovic, M. J. & Terry, M. P., 1999. Age mapping and dating of monazite on the electron microprobe: Deconvoluting multistage tectonic histories. *Geology*, **27**, 1023-1026.
- Zhu, X. K., O'Nions, R. K., Belshaw, N. S. & Gibb, A. J., 1997. Lewisian crustal history from in situ SIMS mineral chronometry and related metamorphic textures. *Chemical Geology*, **136**, 205-218.
- Zhu, X. K. & O'Nions, R. K., 1999. Monazite chemical composition: some implications for monazite geochronology. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **137**, 351-363.

- Partie IV -

**Complémentarité des méthodes de datation chimique
U-Th-Pb par microsonde électronique et U-Pb par DI-
TIMS.**

**Une nouvelle approche de datation in-situ appliquée
aux granulites polymétamorphiques de UHT
d'Andriamena.**

I. Introduction

Cette partie IV est consacrée à une étude géochronologique U-Pb par Dilution Isotopique - Thermo-Ionisation Mass Spectrometry (DI-TIMS) réalisée en collaboration avec J.L. Paquette et B. Devouard. Elle vient compléter les données obtenues par datation chimique U-Th-Pb à la microsonde électronique (partie III). Il est important de souligner que cette étude est plus qu'une simple acquisition de données géochronologiques nouvelles sur les granulites de Ultra-Haute Température par une autre méthode. L'originalité de ce travail est que datation chimique et isotopique sont réalisées strictement sur les mêmes grains extraits par micro-forage directement en lame mince. Ces deux méthodes d'analyses sont parfaitement complémentaires; chacune d'elles apportant des informations cruciales pour l'interprétation des âges:

- l'analyse par DI-TIMS se caractérise par une très haute précision analytique et donne accès à l'information isotopique.

- l'analyse par EMP autorise une analyse in-situ (en position pétrographique) et ponctuelle avec une très haute résolution spatiale ($\sim 3 \mu\text{m}$) permettant de distinguer des domaines d'âges différents à l'échelle du cristal.

La partie précédente de ce mémoire (partie III) montre clairement que dans un contexte polymétamorphique comme celui de l'unité d'Andriamena, plusieurs générations de monazites peuvent coexister au sein d'un même échantillon. Ces différentes populations sont souvent distinguables pétrographiquement, c'est-à-dire à partir de leur position texturale, des relations texturales avec les assemblages métamorphiques et de leurs morphologies. Actuellement, lors d'une datation isotopique conventionnelle, la sélection des cristaux à dater se fait essentiellement sur des critères morphologiques (taille, pureté, couleur, inclusions...) et surtout après broyage. Autrement dit, toute l'information pétrographique est perdue, ce qui rend l'interprétation des âges difficile dans les roches polymétamorphiques. Grâce à un système de micro-foreuse installé sur un microscope optique, nous pouvons extraire directement en lame mince des cristaux, préalablement

analysés à la microsonde, d'une taille minimale de 60 μm . Ces grains sont ensuite datés individuellement par datation isotopique conventionnelle (ID-TIMS) selon la procédure détaillée par Paquette et Pin (2001).

Cependant le micro-prélèvement in-situ ne permet pas d'extraire des grains inférieurs à 60 ou 50 μm , ce qui exclut un nombre significatif de cristaux dans une lame mince. C'est en particulier le cas des cristaux en inclusions dans les porphyroblastes, comme le grenat, qui apportent des informations cruciales, mais qui ont souvent une taille inférieure à 10 μm . D'autre part, nous avons vu que certains grains de monazite montrent des domaines d'âges différents pouvant être interprétés comme le résultat de plusieurs épisodes de croissance. La datation conventionnelle implique une analyse globale de ce type de grains qui aboutit à des âges de mélange difficiles à interpréter dans les cas d'un mélange à trois pôles et plus (trois phases de cristallisation). Dans ce cas, l'analyse ponctuelle préliminaire à la microsonde électronique apporte des informations supplémentaires cruciales pour l'interprétation des âges isotopiques.

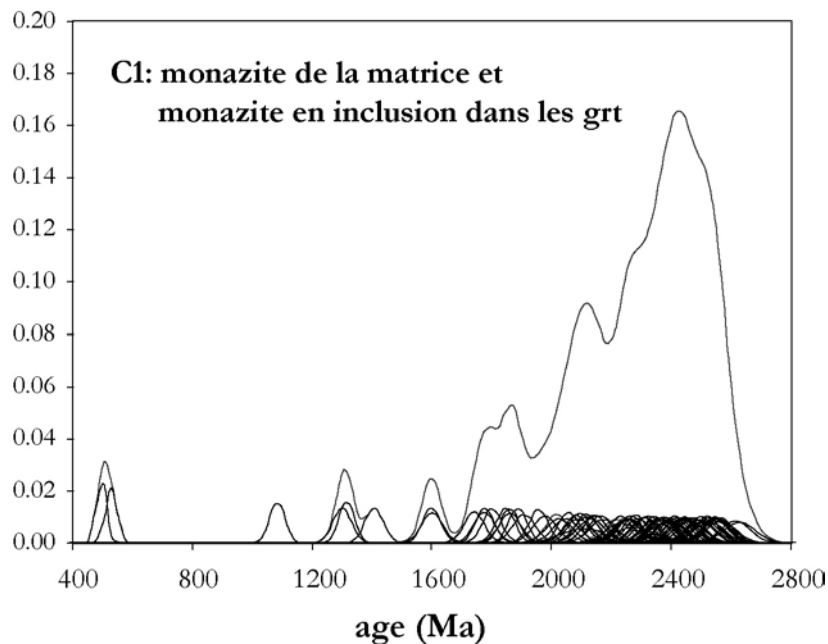


Fig. IV-1: Histogramme cumulé représentant l'ensemble des âges U-Th-Pb obtenus sur les monazites de la matrice et incluses dans les grenats de la granulite C1 à orthoamphibole - cordiérite. Ces données montrent une variation continue depuis un âge de ~2550 Ma jusqu'à environ 1110 Ma interprétés comme le résultat de pertes partielles en plomb.

Enfin, il faut rappeler que les âges obtenus à la microsonde électronique doivent être considérés comme des âges apparents, car l'hypothèse selon laquelle le système U-Th-

Pb de la monazite n'a pas été perturbé depuis sa cristallisation ou sa dernière remise à zéro complète (cf. partie III chap. III-1-b) n'est pas toujours vérifiée. Ceci est fortement suggéré par les données obtenues sur les monazites des échantillons C21, A4-5 et An4c (cf. partie III chap. III-2). La figure IV-1 présente l'exemple caractéristique de l'échantillon C1 (granulite de UHT à orthoamphibole - cordierite) pour lequel le système U-Th-Pb n'est manifestement pas resté clos. En effet, les âges individuels U-Th-Pb montrent une importante dispersion avec un étalement continu depuis 2540 Ma jusqu'à environ 1100 Ma. Cette dispersion est interprétée comme une perte partielle en Pb de monazites de UHT (datées à 2540 Ma) lors de l'événement Néoprotérozoïque (730-790 Ma). Cette hypothèse est proposée sur la base de nos connaissances du contexte géologique (cf. partie III chap. III-2) mais n'est pas démontrable par les seules données chimiques obtenues sur cet échantillon. Seule une datation isotopique conventionnelle peut lever cette indétermination.

II. Datations chimiques et isotopiques U-Th-Pb des granulites de UHT d'Andriamena

Dans cette quatrième partie, nous présentons, sous forme d'un article qui sera soumis à la revue **Geochimica et Cosmochimica Acta**, une application de cette approche complémentaire sur les granulites polymétamorphiques de UHT d'Andriamena.

**In situ EMP and ID-TIMS combined U-Th-Pb dating of single monazites:
a new method to unravel complex polymetamorphic evolutions.
Application to the UHT granulites of Andriamena (North-Central Madagascar)**

**In situ EMP and ID-TIMS combined U-Th-Pb dating of single monazites:
a new method to unravel complex polymetamorphic evolutions.
Application to the UHT granulites of Andriamena (North-Central Madagascar)**

Jean-Louis Paquette, Philippe Goncalves, Bertrand Devouard
and Christian Nicollet

ABSTRACT

We develop a new complementary method of "in-situ" dating of monazite, which combine in-situ chemical U-Th-Pb dating by electron microprobe and conventional U-Pb isotopic dating by ID-TIMS. This technique involves 3 successive operating steps: (1) complete characterization of monazite (textural relationships, chemical composition) and U-Th-Pb chemical dating by EMP; (2) extraction by micro-drilling of selected grains; (3) conventional isotopic dating of each individual extracted grains by ID-TIMS. One of the most critical aspects of this work is that monazite selection for isotopic dating is guided by petrographical and preliminary EMP dating constraints. The potentialities of this method are illustrated by an application to a polymetamorphic UHT granulite from the Andriamena unit (North-Central Madagascar). The combined approach allows us distinguishing four distinct events in a same thin section: ~2.7 Ga, 2.52-2.54 Ga, 790 Ma and 500 Ma. Some of the matrix monazites consist of a 2.5 Ga inherited core surrounded by a newly formed rim at 790 Ma and small overgrowths, below 10 μm in size, dated at 500 Ma. Obviously, the whole isotopic analyze of such complex grains result in significant discordant analyzes, defining an unperfect discordia line with meaningless intercepts, since it results from the mixing of three poles. The geological interpretation of the various events is possible since we have a petrographical control and in-situ high-spatial resolution ages. Furthermore, it is possible to link the degree of discordance, which range from 13% to 94%, with the textural position. Monazites included and in textural equilibrium with UHT garnet are dated at 2.5 Ga, which is interpreted as the age of garnet crystallization and UHT metamorphism. These grains yield the lowest discordant ages demonstrating the shielding effect of garnet. Monazites located in quartz have highly variable degree of discordance. One particular grain located in quartz preserves a sub-concordant age (13%) of 2.7 Ga despite the superposition of UHT temperature conditions (1050°C). It suggests that quartz can have the same shielding effect than garnet. The middle Neoproterozoic event at 790 Ma is characterized by a new episode of monazite crystallization coeval with the hydrated retrogression of the primary UHT assemblages into orthoamphibole-cordierite-bearing assemblages. The fluid-rich local environment favors the dissolution-precipitation process, and thus the isotopic resetting, as demonstrated by the high discordance of these grains (70 to 95%). Finally, the crystallization of small overgrowth at 500 Ma, is interpreted as the result of a late fluid-circulation under low-amphibolite facies conditions.

INTRODUCTION

It is generally accepted that the use of the mineral monazite [Ce(La, Th)PO₄] for U-Pb geochronology avoids, or at least minimises, inheritance and discordance problems, which are most often typical of zircon (Schärer *et al.*, 1986; Corfu, 1988; Parrish, 1990; Smith and Barreiro, 1990; Landzirotti and Hanson, 1995; Simpson *et al.*, 2000...). However, in terranes that have been subject to several tectono-metamorphic episodes, monazite can record successive growth phases and/or partial resetting (Montel *et al.*, 1996; Braun *et al.*, 1998; Cocherie *et al.*, 1998; Crowley and Ghent, 1999; Williams *et al.*, 1999...). This represents a critical point for the interpretation of U-Th-Pb dating results obtained by the available techniques on this mineral. The conventional isotopic dilution and thermal ionisation mass spectrometry method (ID-TIMS) applied to global monazite populations can result on partly scattered discordant analytical points producing poorly precise intercept ages. Owing to the occurrence of non-zero lower intercepts and various discordance levels, the Pb evaporation technique (Kober, 1986) only indicates a wide range of minimum ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb apparent ages. Consequently, it appears that monazite is very useful for unravelling complex geological histories, but it requires in-situ analyses with high-spatial resolution in order to distinguish on the one hand the various age domains at the crystal-scale and on the other hand the textural relationships between the monazites and their host minerals. This can be operated by U-Th-Pb chemical dating using electron microprobe (EMP) on thin section (Montel *et al.*, 1996; Braun *et al.*, 1998; Cocherie *et al.*, 1998; Crowley and Ghent, 1999; Williams *et al.*, 1999; Goncalves *et al.*, 2002...). The advantages of this technique are well known, simplicity, low cost and excellent spatial resolution (spot size ~3 µm). Therefore, in case of discordant monazites, the obtained dating results are only meaningless apparent ages. The most powerful tool for precise in situ dating is the high-resolution ion microprobe (SIMS). This sophisticated technique is mostly used on grain mounts of isolated hand-picked monazites, but matrix effects and variation of Th content can compromise accuracy of the U-Pb dating (Zhu *et al.*, 1998). Nevertheless, few laboratories are studying and dating monazites on thin section or rock-chip (Terry *et al.*, 2000). The low amount of Pb provided by the ca. 10-30 µm -wide spot size and some U-Pb calibration difficulties favoured the measurement of ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb (DeWolf *et al.*, 1993; Bosh *et al.*, 2002) and mainly of ²⁰⁸Pb/²³²Th ratios and corresponding apparent ages (Zhu *et al.*, 1997; Harrison *et al.*, 1995). This last approach provided important age constraints,

particularly on monazites containing inherited memory (Harrison *et al.*, 1995). However, $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ apparent ages are meaningless in case of discordant monazites from polymetamorphic terranes.

We develop a new and complementary technique of "in-situ" dating of monazite, more widespread and potentially more precise than using high-resolution ion microprobe. This technique can be described in three successive operating steps: (1) complete characterisation i.e. textural relationships, chemical composition, and mapping of the Th-Pb chemical ages, on monazites from thin sections using EMP; (2) extraction by micro-drilling (minimum size 60 μm wide) of individual selected monazite grains; (3) conventional isotopic dating of each individual extracted grain by ID-TIMS. One of the most critical aspects of this work is that both EMP and ID-TIMS data were acquired from identical grains extracted by micro drilling directly from petrographic thin-section.

Whatever the dating technique used, the common selection of zircons and monazites is based on magnetic susceptibility, crystal morphology, colour and inclusions characteristics. In this study, monazite selection for isotopic analysis is rather based on the petrographical setting (i.e. included in peak metamorphic phases, associated with secondary assemblages, located in the matrix foliation, in pressure shadows). Furthermore, owing to its non-destructive nature and high spatial resolution ($\sim 3 \mu\text{m}$), preliminary dating of monazite by EMP allows focussing attention on the key grains for subsequent isotopic dating. In addition, it provides important petrographic and textural information for the interpretation of conventional dating results (Williams and Jercinovic, 2002; Williams *et al.*, 1999). The potentialities of this combined EMP – ID-TIMS method are illustrated by an application to a polymetamorphic Ultra-High Temperature granulite from the Andriamena unit (North-Central Madagascar). In order to constrain the magmatic and metamorphic evolution of the Andriamena unit and to validate the results obtained by the in situ U-Pb dating method, three samples have been dated in a first time by conventional dating and a fourth similar UHT granulite was analyzed by combined EMP-ID TIMS technique. A particular attention have been paid to the influence of the textural position on the variable degrees of discordance reported in U-Pb analyzed monazites. We estimate the absolute timing of specific metamorphic assemblages and reactions in view of the textural relationships and the complementary data obtain by EMP and ID-TIMS dating. Finally, we discuss the geological origin of the isotopic discordance and the role of fluid composition in the resetting process of the monazite U-Th-Pb isotopic system.

GEOLOGICAL SETTING AND PETROGRAPHY OF SAMPLED MATERIAL

The Andriamena unit, located in the North-Central Madagascar (Fig. 1), is a Precambrian allochthonous mafic-ultramafic sequence that has suffered a complex tectono-metamorphic and igneous activity since late Archaean to Cambrian times (Guérrot et al. 1993; Nicollet et al., 1997). Recent petrological and geochronological investigations in the Andriamena unit or in the basement clearly demonstrate the superposition of at least three thermal events: 2.5 Ga, 790-730 Ma, and 530-500 Ma (Guérrot et al. 1993; Nicollet et al., 1997; Tucker et al., 1999; Kröner et al., 2000; Goncalves et al., 2002). The Andriamena unit consists of tonalitic and granodioritic gneisses emplaced between 2.55 and 2.50 Ga in a supposed older sequence, which consist of interlayered metapelitic migmatites, quartzites, mafic and quartzofeldspathic gneisses (Tucker et al., 1999; Collins et al., 2001). This basement is characterised by the occurrence of small lenses of magnesian granulites, which preserve evidences of UHT metamorphism dated at about 2.5 Ga (Goncalves *et al.*, 2000, 2001), possibly coeval with the magmatic event. It is noteworthy that, related to their refractory behaviour, these lenses of magnesian granulites offer a unique opportunity to preserve petrographical and geochronological evidences of most of this long and complex thermal imprint. This Archaean basement is reworked by a widespread middle Neoproterozoic thermal event, at 790-730 Ma, which involves emplacement of voluminous mafic-ultramafic bodies producing high grade metamorphism under upper amphibolite to granulite conditions (Goncalves *et al.*, 2000, 2001). In view of the geochemical signature of the mafic rocks, this middle Neoproterozoic thermal event (magmatic and metamorphic) have been interpreted as the result of magmatic underplating in a continental magmatic arc setting (Handke et al., 1999; Tucker et al., 1999). Finally, the Andriamena unit suffered a limited overprint under amphibolitic conditions at 530-500 Ma. The nappe emplacement of the Andriamena unit and its finite geometry are related to this Cambrian event, which results from crustal shortening during the final amalgamation of Gondwana (Goncalves et al., 2002).

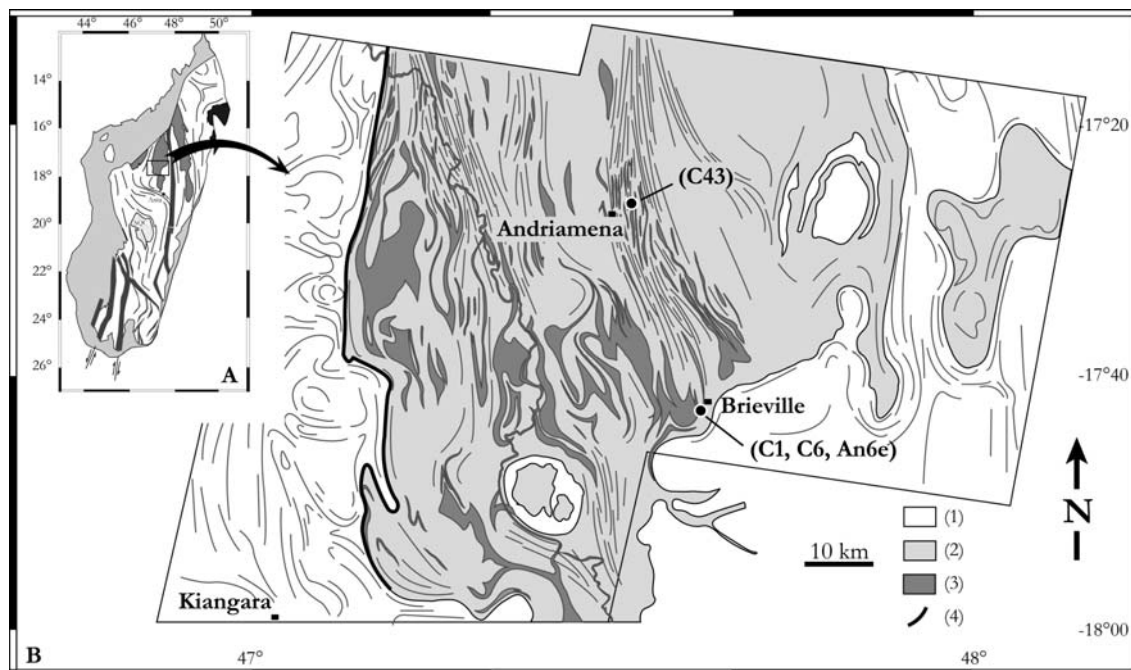


Fig. 1: (A) Simplified geological map of Madagascar, showing the location of the study area. (B) Simplified geological map of a part of the Andriamena unit and the surrounding basement, with the main structural trends and sample location (C1, C6, C43 and An6e). (1) Reworked Archean and Neoproterozoic gneissic and granitic basement; (2) The Andriamena unit - sequence of Archean and Neoproterozoic tonalitic and granodioritic gneiss, interlayered metapelitic migmatites, quartzites, mafic gneisses; (3) Intrusive middle Neoproterozoic ultramafic and mafic rocks; (4) Cambrian mylonitic contact.

Four magnesian granulites from the Andriamena unit (see location in Fig. 1) have been selected for U-Pb dating. Detailed petrology and metamorphic evolution of the studied samples will be described in a forthcoming study¹ and will only be summarised here. These samples display various amount of post-peak retrogression, which occurred under either dry or hydrated conditions.

Sample C43 preserves a typical ultrahigh temperature assemblage, which consists of garnet, Al-rich orthopyroxene ($\text{Al}_2\text{O}_3 \sim 9 \text{ wt.}\%$), sapphirine and sillimanite. P-T conditions constrained by mineralogical assemblages and thermobarometric calculation are about $1050 \pm 50^\circ\text{C}$ for $11.5 \pm 0.5 \text{ kbar}$. Peak metamorphism is followed by an isothermal decompression of about 4 kbar at $900\text{-}950^\circ\text{C}$ under anhydrous conditions. The post-peak evolution is supported by the local development of coronitic and symplectitic textures, which consist of cordierite, sapphirine, spinel and orthopyroxene, at the expense of the primary phases. According to EMP dating, Goncalves *et al.* (2001) suggest that such

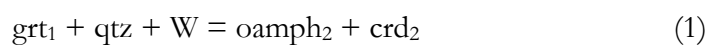
¹ cf. partie III

isothermal decompression is an apparent petrographical path, which results from the superposition of two distinct separated events. The primary UHT assemblage (~11 kbar, 1050°C) was partially reequilibrated during a second event at lower pressure (~7 kbar, 900°C). An isobaric cooling follows such reequilibration at low pressure, as illustrated by the partial breakdown of the sapphirine-cordierite assemblage into a very fine symplectite, consisting of orthopyroxene and sillimanite.

Sample C1 also preserves evidences of UHT conditions, which are supported by the occurrence of relics of garnet, Al-rich orthopyroxene, sillimanite and quartz. In contrast to sample C43, retrogression is more developed and occurred under fully hydrated conditions, leading to a secondary orthoamphibole, cordierite-bearing assemblage.

Sample C6 is a strongly retrogressed and deformed magnesian granulite, which mainly consists of orthoamphibole, cordierite, sillimanite, quartz. Primary UHT phases like garnet and orthopyroxene are strongly retrogressed and occur as relics. Metamorphic evolution and thermobarometric estimates suggest that both orthoamphibole-bearing rocks (C1 and C6) suffered a cooling from ~7-8 kbar, 900°C to ~5 kbar, 650°C.

Sample An6e was used to test the reliability of the combined EMP-ID TIMS dating method. It was collected close to the Brieville village, in the centre of the Andriamena unit (Fig. 1). This rock is an orthoamphibole cordierite-bearing granulite of highly magnesian bulk composition, similar to those that have been dated by conventional methods (sample C1 and C6). The peak metamorphic assemblage consists of relic of garnet (grt_1), orthopyroxene (opx_1), abundant quartz and in minor amounts sillimanite (sil_1). This assemblage is typical of Ultra-High Temperatures (UHT) conditions, which have been constrained at 11.5 ± 1.5 kbar; 1050 ± 50 °C in similar rocks (Goncalves *et al.*, 2000, 2001). Such UHT assemblage is strongly retrogressed by a secondary hydrated assemblage, which consists of large euhedral orthoamphibole ($oamph_2$), cordierite (crd_2) and biotite (bt_2), characteristic of amphibolite facies conditions (~6 kbar; 650°C) (Goncalves *et al.*, 2000, 2001). Relics of primary garnet (grt_1) are systematically separated from quartz by a coronitic textures composed of orthoamphibole, cordierite \pm biotite, consistent with the reaction (Fig. 2):



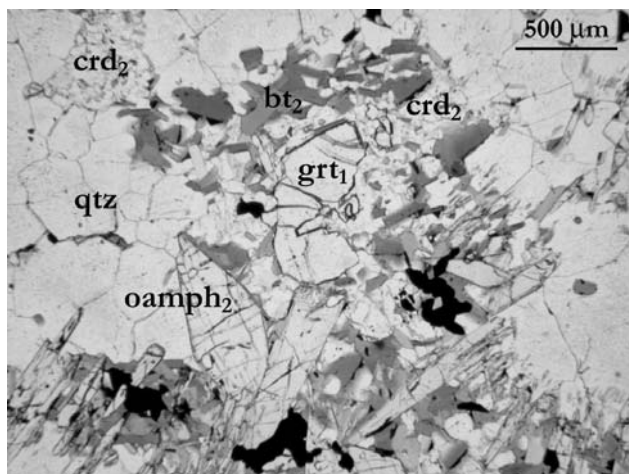


Fig. 2. Microphotograph showing textures of the orthoamphibole-cordierite-bearing-gneisses. Sample An6e. Relics of garnet in an aggregate composed of cordierite, orthoamphibole, and biotite at the contact of quartz. Such texture suggests the reaction $\text{grt} + \text{qtz} - \text{W} = \text{oamph} + \text{crd}$.

ANALYTICAL METHODS

The analytical procedure comprises three successive stages: (1) in situ characterisation of monazite by electron microprobe (imaging, Th-Pb dating and chemical analyses). (2) Extraction of selected monazites from thin section by micro drilling. (3) ID-TIMS dating of the extracted monazites. It is noteworthy that this method is no more time consuming than the conventional procedure including crushing and mineral separation from large rock samples. In addition, this technique is particularly well adapted to small and rare samples because only the drilled parts of the thin sections are not preserved.

All the preliminary EMP characterization is performed in-situ using “thick” thin-section ($\sim 150 \mu\text{m}$) on a Cameca SX 100 electron microprobe with four-wavelength dispersion spectrometer detectors at the “laboratoire Magmas et Volcans” - Clermont-Ferrand (France). Scanning thin-section in back scattered electron mode allows monazites location and does imaging of textural features and internal zoning pattern. Monazite dating follow a modified version of the analytical procedure detailed by Montel et al., (1996). Individual chemical ages were calculated from the U, Th and Pb concentrations assuming that non-radiogenic lead in the monazite is negligible and no partial lead loss occurred since its initial crystallisation or last complete resetting (closed system). This late assumption cannot be proved only using EMP. Therefore, all these chemical ages should be considered as apparent (minimum) ages. However, the reliability of the EMP dating technique has been clearly demonstrated by numerous recent works, which compare chemical ages with

isotopic ages. The 2σ errors given on individual ages are calculated by propagating the uncertainties on U, Th, and Pb concentrations (95% confidence level) into the decay equation of Montel et al. (1996). U-Th-Pb age population is graphically represented as a weighted histogram representation corresponding the sum of all individual ages and their uncertainties represented by Gaussian distribution. The calculated mean age and its associated error (95% confidence level) is based on a least-squares modelling, which allow to identify eventual multiple age populations. The quality of the modelling is assessed from the mean square weighted deviation (MSWD). In-situ U-Th-Pb dating is combined with the complete quantitative analysis of monazite chemical composition (P, REE from La to Gd, Y, Ca and Si), in order to obtain a rigorous matrix effect correction and to study the chemical/age relationships.

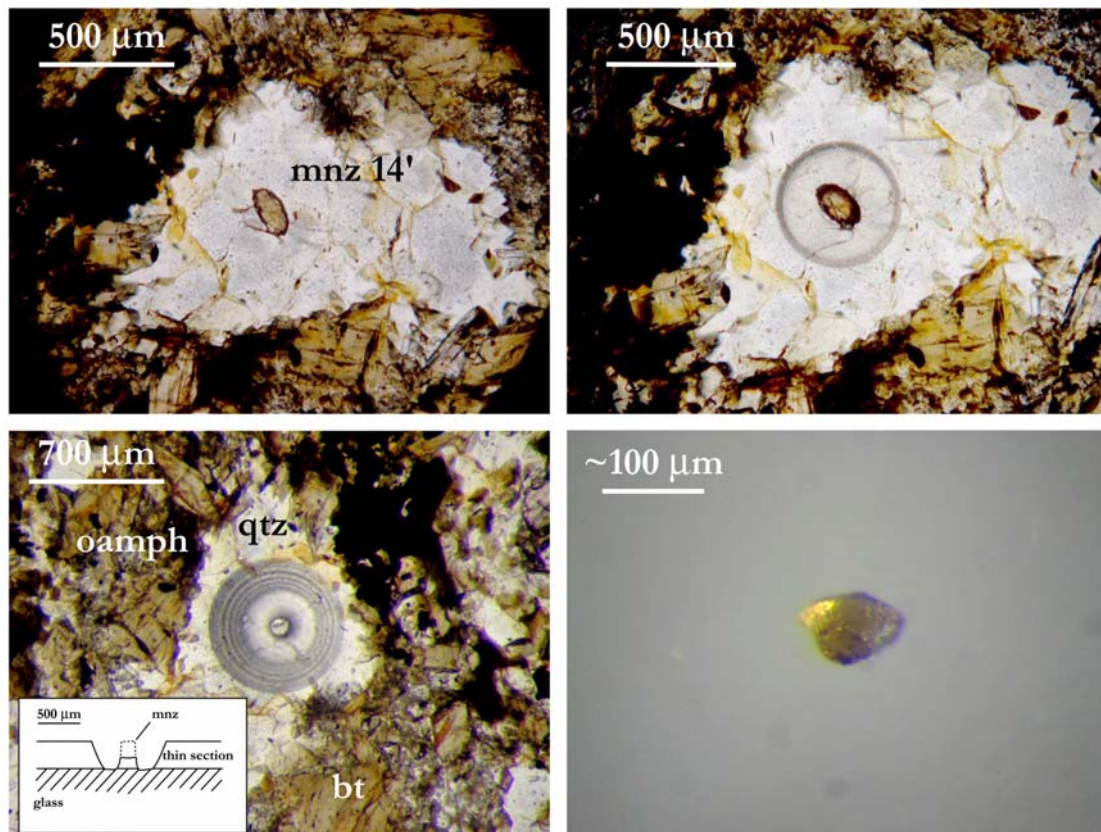


Fig. 3. Photomicrographs illustrating successive stages of monazite extraction from a thin-section using a Medenbach micro-drill mounted on a conventional optical microscope.

In view of the petrographical features and EMP results, selected monazites were sampled from thin-section with a Medenbach micro-drill mounted on an optical

microscope. Figure 3 illustrate successive stages of monazite micro drilling. Monazites as small as 60 μm have been micro-drilled. Sampled grains were individually transferred in Petri dish, washed with Milli-Q ultrapure water and dried with distilled ethanol.

Sample dissolution and chemical separation follows the technique described in Paquette and Pin (2001). Total Pb blank were 5.5 ± 3.5 pg for Pb and less than 1 pg for U during the analytical period. The U-Pb isotopic results were performed on a FISIONS VG Sector 54-30 mass spectrometer in a multicollector static mode, ^{204}Pb was simultaneously measured with a Daly detector ion-counting system. Individual fraction ellipse errors (2) and regression calculations were determined using the PbDat 1.24 and Isoplot/Ex 2.49 programs respectively (Ludwig, 1993 and 2001). The decay constants used for the U-Pb system are those recommended by the IUGS (Steiger and Jäger, 1977).

PRESENTATION AND DISCUSSION OF THE CONVENTIONAL ID-TIMS DATING RESULTS

C43

In this sample, the zircon grains are light pink with a rounded shape, such a morphology being commonly observed in zircon (re-) crystallised under granulite-facies conditions (e.g. Vavra et al., 1996; Schaltegger et al., 1999). The monazite grains are large (>100 μm), anhedral with a honey yellow colour.

Four of the fifth analysed zircon fractions (Table 1) are moderately discordant and define a discordia line (MSWD = 2.0) with a 2709 ± 4 Ma upper intercept and a poorly defined 829 ± 41 Ma lower intercept (Fig. 4a). The two analysed monazite grains are significantly discordant; this peculiarity being rarely observed (Paquette et al., 1999). They plot on quite opposite location in the Concordia diagram (Table 1 and Fig. 4a) and define an upper intercept at 2507 ± 2 Ma and a lower intercept at 790 ± 7 Ma. It is noteworthy that the fifth zircon fraction roughly plot on the chord previously defined by the monazites.

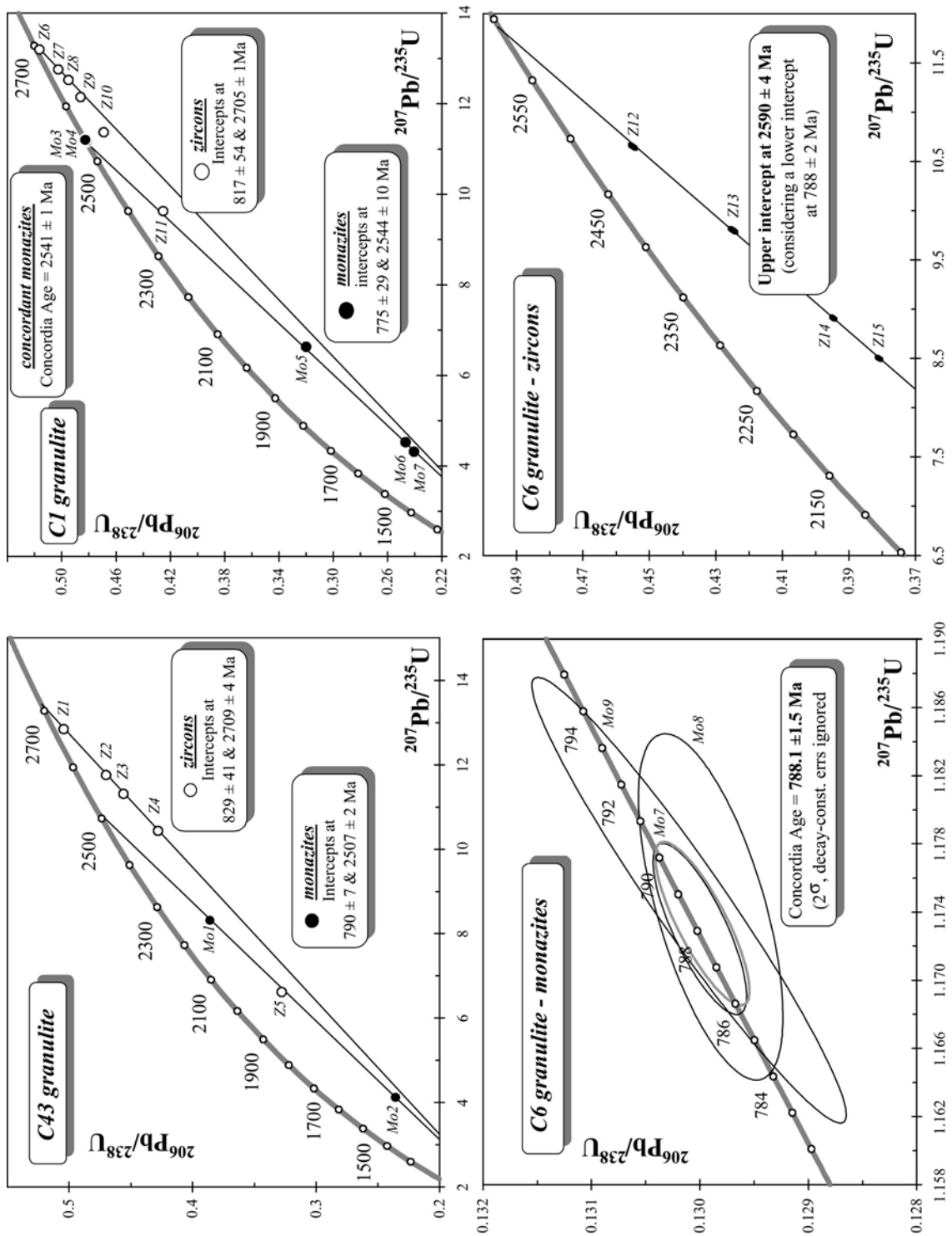


Fig. 4. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ concordia diagrams with conventional multi-grain analysis of zircons and monazites from Andriamena granulites.

Number	Description	Weight (mg)	Number of grains	Concentrations			Atomic ratios				Apparent ages (Ma)			
				U (ppm)	Pb rad. (ppm)	Pb n.rad. (pg.)	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}} \pm 2s$ (%)	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}} \pm 2s$ (%)	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	
C43														
Z1	transp p pi	0.110	1	267	151	1.5	152622	0.5045 ± 0.25	12.851 ± 0.25	0.1847 ± 0.03	2633	2669	2696	
Z2	transp p pi	0.089	1	254	132	14	32772	0.4701 ± 0.16	11.759 ± 0.16	0.1814 ± 0.03	2484	2585	2666	
Z3	transp p pi	0.160	2	215	111	3.9	111069	0.4560 ± 0.16	11.313 ± 0.16	0.1799 ± 0.03	2422	2549	2652	
Z4	transp p pi	0.204	2	292	144	25	48099	0.4279 ± 0.29	10.438 ± 0.29	0.1769 ± 0.03	2297	2474	2624	
Z5	transp p pi	0.142	2	301	111	13	45131	0.3278 ± 0.20	6.621 ± 0.20	0.1465 ± 0.03	1828	2062	2305	
Mo1	anhe ye	0.015	1	1494	4776	5.7	50448	0.3883 ± 0.23	8.315 ± 0.23	0.1553 ± 0.03	2115	2266	2405	
Mo2	anhe ye	0.071	1	1790	4701	9.9	118928	0.2358 ± 0.47	4.121 ± 0.47	0.1267 ± 0.03	1365	1659	2053	
C1														
Z6	transp clrls	0.034	3	359	199	1.2	58756	0.5165 ± 0.12	13.201 ± 0.13	0.1854 ± 0.03	2684	2694	2702	
Z7	transp clrls	0.040	4	542	290	2.1	127470	0.5025 ± 0.27	12.759 ± 0.27	0.1842 ± 0.03	2625	2662	2691	
Z8	transp clrls	0.022	8	189	105	2.3	7261	0.4950 ± 0.29	12.529 ± 0.29	0.1836 ± 0.06	2592	2645	2685	
Z9	transp p ye	0.069	8	476	246	1.1	151071	0.4861 ± 0.13	12.148 ± 0.13	0.1812 ± 0.03	2554	2616	2664	
Z10	transp ye	0.046	10	451	224	15	27587	0.4691 ± 0.18	11.371 ± 0.19	0.1758 ± 0.03	2479	2554	2614	
Z11	turbid br	0.039	7	250	113	5.2	12331	0.4253 ± 0.14	9.629 ± 0.15	0.1642 ± 0.04	2285	2400	2499	
Mo3	round ye	0.004	1	1481	8151	10	11648	0.4815 ± 0.24	11.177 ± 0.24	0.1683 ± 0.03	2534	2538	2541	
Mo4	round ye	0.015	1	1292	10091	15	28149	0.4827 ± 0.60	11.206 ± 0.60	0.1684 ± 0.03	2539	2540	2542	
Mo5	anhe ye gr	0.004	1	1640	3945	5.3	11822	0.3199 ± 0.17	6.632 ± 0.17	0.1503 ± 0.03	1790	2064	2350	
Mo6	anhe ye gr	0.010	1	780	1692	2.0	21141	0.2467 ± 0.19	4.524 ± 0.19	0.1330 ± 0.03	1422	1735	2138	
Mo6	anhe ye gr	0.016	1	98.5	647	0.3	1546	0.2405 ± 0.76	4.320 ± 0.90	0.1302 ± 0.44	1389	1697	2101	
C6														
Z12	transp p ye	0.040	16	238	121	39	4529	0.4553 ± 0.15	10.651 ± 0.16	0.1697 ± 0.04	2419	2493	2554	
Z13	transp p ye	0.024	12	309	141	69	2109	0.4249 ± 0.20	9.799 ± 0.20	0.1673 ± 0.05	2283	2416	2531	
Z14	turbid br	0.029	4	1124	466	140	4839	0.3948 ± 0.13	8.910 ± 0.13	0.1637 ± 0.03	2145	2329	2494	
Z15	turbid br	0.047	4	697	282	190	3670	0.3810 ± 0.15	8.502 ± 0.15	0.1618 ± 0.03	2081	2286	2475	
Mo7	anhe ye	0.040	1	90.8	856	0.6	8420	0.1299 ± 0.27	1.173 ± 0.35	0.0654 ± 0.22	788	788	789	
Mo8	anhe ye	0.024	1	37.1	291	0.3	2291	0.1299 ± 0.42	1.174 ± 0.71	0.0655 ± 0.55	787	789	792	
Mo9	round ve	0.047	1	259	3288	21	4068	0.1301 ± 0.91	1.175 ± 0.94	0.0655 ± 0.26	788	789	790	

Tab. 1. U-Pb isotopic analysis of zircon and monazite from Andriamena UHT granulite C1, C6 and C43.

C1

The zircon grains display the same morphology than in the former sample. They evolve from quite colourless to pale yellow and translucent to brown and turbid crystals. Two types of monazite occur: mostly ovoid yellow grains and few anhedral yellow-greenish crystals.

Three of the six analyzed zircon fractions (Table 1 and Fig. 4b), corresponding to the colourless grains, are concordant to slightly discordant and define a discordia line with an upper intercept at 2705 ± 1 Ma and a lower intercept at 817 ± 54 Ma (MSWD = 1.4). The three last fractions corresponding to the coloured zircons do not fall on a chord. They have probably suffered a multi-episodic Pb-loss and accordingly do not indicate any geologically meaningful information. The rounded and yellow monazite are concordant at 2441 ± 1 Ma (Table 1 and Fig. 3b) whereas the three anhedral greenish grains are strongly discordant. When plotted on the same diagram, the five monazite crystals plot on a poorly-defined alignment with an upper intercept at 2544 ± 10 Ma and a lower intercept at 775 ± 29 Ma.

C6

The zircon grains are comparable to those of C1. Monazites are translucent, yellow and mostly anhedral, rarely ovoid.

Three analyzed monazite crystals are concordant and record a precise age of 788 ± 2 Ma (Fig. 3c and Table 1). The four analyzed zircon fractions are discordant along a poorly defined chord (MSWD = 21) with an upper intercept at 2588 ± 15 Ma and a lower intercept at 776 ± 100 Ma (Fig. 3d and Table 1). If the lower intercept is forced by 788 ± 2 Ma, as defined by the monazite dating, the upper intercept becomes 2590 ± 4 Ma.

In summary of this first part of the study, zircons and monazites U-Pb dating recorded three ages, respectively 2.7 Ga, 2.5 Ga and 790 Ma. It is noteworthy that only one zircon fraction is concordant (sample C1). Surprisingly considering the well-known concordant behaviour of monazite, half of the analyzed monazite grains are also discordant. Two crystals are concordant at 2.54 Ga in sample C1 and the three analyzed monazites from sample C6 are all concordant at 790 Ma.

At this stage of the study the interpretation of these results is highly speculative. Owing to the strong deformation associated to hydrous retrograde evolution suffered by sample C6, the 790 Ma-age recorded by concordant monazites can be interpreted as a metamorphic event that has fully reset their U-Pb isotopic system. It is noteworthy that this 790 Ma-age is more or less precisely dated as lower intercept by zircons and/or monazites by all samples, which favors our interpretation. Concordant and sub-concordant zircon fractions of samples C43 and C1 define precise upper intercepts at 2705-2710 Ma. This age is never recorded by monazites. Consequently, it can be reasonably considered that this last date represents the igneous emplacement of the granulite protoliths. Finally, a 2.5 Ga event has been recorded by monazites from C43 and C1 and possibly also by zircons of C6. This last result is calculated according to a poor alignment of the analytical points, which is possibly related to a multi-episodic Pb-loss. However, the upper intercept can be considered as meaningful around 2.5 Ga. The main problem concerns the interpretation of this 2.5 Ga-age. It could either represent a magmatic and/or metamorphic event. At this point of the study, this question can not be solved. The timing of the Ultra High Temperature metamorphic event represents a major constrain for the geological evolution of the Andriamena Complex. The conventional U-Pb dating indicates two possible ages, 790 Ma or 2.5 Ga, but can not favor one of the other. Finally, it is difficult to discuss the strong and variable discordance of the analyzed monazites.

COMBINED EMP AND ID-TIMS DATING OF MONAZITES

Sample description and monazite petrography

Monazite is particularly abundant in sample An6e (more than 10 grains >50 μ m per thin section). Three main populations of monazite have been distinguished and individually drilled, according to their textural position and crystallographic features. Monazite textural features are summarized in Table 2 and discussed afterwards.

Monazite grain	Textural features and internal zoning	Size	Intra-crystalline domain	n	Range in chemical composition (wt%)			U-Th-Pb ages (Ma)
					CaO	SiO ₂	Y ₂ O ₃	
Monazite included in garnet								
M1''	sub-euhedral micro-inclusion fully armoured	20 µm		2	0.2 - 0.3	1.7 - 1.8	< 0.1	2495 - 2570
M11' (fig. 5a)	euhedral micro-inclusions fully armoured (6 grains)	< 25 µm		6	0.2 - 0.4	1.3 - 1.8	0.1 - 0.4	2110 - 2478
M3''	euhedral micro-inclusion fully armoured	30 µm		2	0.3	1.5	0.3 - 0.5	2185 - 2327
M12' (fig. 5b - 6a)	sub-euhedral grain connected by cracks to the matrix - homogeneous with small overgrowths	80 µm	large core overgrowth	20	0.2 - 0.6	1.4 - 2.0	0.1 - 0.6	1633 - 2305
				1	1.4	0.4	1.4	502 ± 30
M12'a	perfectly euhedral, connected by cracks - homogeneous	60 µm		23	0.2 - 0.3	1.4 - 1.8	0.1 - 0.6	1503 - 2243
M15'	rounded grain, partially armoured - homogeneous	50 µm		14	0.2 - 0.3	1.6 - 2.2	0.2 - 0.3	2039 - 2446
M3'	rounded grain, connected by cracks - homogeneous	80 µm		16	0.1 - 0.4	1.3 - 2.0	0.1	1201 - 2066
M1	rounded grain, connected by cracks - homogeneous	90 µm		10	0.3 - 0.5	1.3 - 1.4	0.2 - 0.5	2163 - 2393
M10'	rounded grain, located in the garnet rim - broadly homogeneous with small overgrowths	100 µm	core overgrowth	26	0.1 - 0.4	0.6 - 1.1	0.1 - 0.9	1603 - 2306
				5	0.7 - 1.1	0.1 - 0.3	1.3 - 2.2	542 ± 35
Monazite located in quartz								
M18'	large ellipsoidal grain, brown coloured - homogeneous	300 µm		16	0.2 - 0.9	1.0 - 1.8	0.1 - 0.5	2258 - 2682
M13	ellipsoidal grain coloured - slight concentric zoning	160 µm		9	0.2 - 0.3	1.4 - 2.2	< 0.2	2218 - 2519
M4' (fig. 6b)	light yellow rounded grain - large homogeneous grain partly surrounded by a Th-rich rim and small overgrowths	100 µm	large core Th-rich rim overgrowth	14	0.2 - 0.6	1.2 - 1.8	0.1 - 0.3	1483 - 2406
				1	0.2	2.3	0.1	1178 ± 42
				1	1.5	0.3	1.2	471 ± 27
M13'	rounded grain - homogeneous large core partly surrounded by late recrystallisation	100 µm	large core recrystallised rim	15	0.1 - 0.7	0.8 - 1.8	0.1 - 0.6	1096 - 2099
				4	1.3	0.2	1.8 - 1.9	
M17	rounded grain - large homogeneous core partly surrounded by late recrystallisation	125 µm	large core recrystallised rim	10	0.1 - 0.6	1.3 - 2.1	0.1 - 0.4	1612 - 2014
				2	1.1 - 1.3	0.1 - 0.3	2.0 - 2.3	
M26'' and M25'' (fig. 5c-6c)	clear elliptical grain - rounded inherited core surrounded by a large rim and small overgrowths	110 µm	inherited core secondary rim overgrowth	11	0.2 - 0.4	1.2 - 1.6	0.1 - 0.4	1119 - 1439
				32	0.2	1.0 - 2.3	< 0.2	910 - 1805
				7	1.1 - 1.8	0.1 - 0.6	0.9 - 2.4	
M20	clear elliptical grain - rounded inherited core surrounded by a large rim and small overgrowths	100 µm	inherited core secondary rim overgrowth	3	0.2 - 0.3	1.3 - 1.5	0.1	1467 - 1660
				9	0.1 - 0.2	2.2 - 3.3	0.1	1106 - 1598
				3	1.8 - 1.9	0.5 - 0.6	0.9 - 1.2	
M2' (fig. 6d)	irregular euhedral grain - homogeneous grain with a large recrystallised domain	250 µm	homogeneous grain recrystallised domain	12	0.1	1.5 - 1.8	0.4 - 0.7	770 - 1087
				9	0.9 - 1.2	0.4 - 0.8	0.4 - 1.0	451 ± 12

Monazite grain	Textural features and internal zoning	Size	Intra-crystalline domain	n	Range in chemical composition (wt%)			U-Th-Pb ages (Ma)
					CaO	SiO ₂	Y ₂ O ₃	
Monazite located in the hydrated coronitic textures								
M10	large irregular homogeneous grain with small internal recrystallised domains	210 µm	large homogeneous core recrystallised domain	26	0.3 - 0.6	0.9 - 1.6	0.1 - 0.5	956 - 1921
M6	irregular grain with biotite inclusions in the rim - homogeneous core partly surrounded by late rounded grain - core with numerous recrystallisation located either in the core close to quartz inclusion or in large irregular grain with inclusions of bt, crd and qtz	110 µm	homogeneous core recrystallised rim	6	0.1 - 0.2	1.8 - 2.2	< 0.2	1583 - 2129
M7	rounded grain - core with numerous recrystallisation located either in the core close to quartz inclusion or in large irregular grain with inclusions of bt, crd and qtz	90 µm	core recrystallised domains	10	0.3 - 0.5	1.3 - 2.0	< 0.3	1073 - 2071
M5' (fig. 6f)	located in the rim - homogeneous inherited core surrounded by a large secondary rim and small large irregular grain - homogeneous large inherited core surrounded by a thin secondary Th-rich rim and partly by small overgrowths	150 µm	inherited core secondary rim overgrowth	9	0.3 - 0.4	1.2 - 1.7	< 0.1	1127 - 1323
M11	located in the rim - homogeneous inherited core surrounded by a thin secondary Th-rich rim and partly by small overgrowths	200 µm	secondary rim overgrowth	8	0.1 - 1.3	0.4 - 3.7	< 0.7	748 - 1419
M9''	rounded grain - homogeneous inherited core surrounded by a large secondary rim and small overgrowths	190 µm	large homogeneous core secondary Th-rich rim overgrowth	7	0.3 - 0.5	1.1 - 1.4	0.1 - 0.3	1137 - 1385
M8''	irregular grain with small euhedral inclusions of qtz, crd and bt in the rims - homogeneous grain with rounded grain - homogeneous core surrounded by a rim which display a patchy zoning and small recrystallised domains	150 µm	core large secondary rim overgrowth	3	0.1 - 0.3	1.6 - 2.2	< 0.2	773 - 950
M2	irregular grain with small euhedral inclusions of qtz, crd and bt in the rims - homogeneous grain with rounded grain - homogeneous core surrounded by a rim which display a patchy zoning and small recrystallised domains	150 µm	core large secondary rim overgrowth	4	0.8 - 1.5	0.1 - 0.8	0.8 - 2.4	940 - 1098 754 - 1125
M3	elliptical grain - patchy zoning with scarce recrystallised domains in the rim	140 µm	core large secondary rim overgrowth	3	0.3	1.3 - 1.5	0.1 - 0.2	751 - 1046
M9' (fig. 6e)	euhedral grain - homogeneous grain with scarce compositionally distinct domains	170 µm	homogeneous grain recrystallised domain	12	0.1 - 0.2	1.7 - 3.0	< 0.1	1213 - 1484 745 - 1525 473 ± 28
				9	1.3 - 1.6	0.1 - 0.8	0.8 - 2.4	738 - 1200
				11	0.1 - 1.2	0.4 - 2.4	< 0.7	
				5	1.3 - 1.4	0.1 - 0.2	2.1 - 2.4	
				5	0.4 - 0.5	0.7 - 0.8	0.3	
				13	0.1 - 0.3	0.9 - 2.4	< 0.1	
				1	1.4 - 1.5	0.2 - 0.4	0.9 - 1.4	
				11	0.1 - 0.4	1.0 - 2.8	< 0.3	
				1	1.3	0.4	1	
				23	0.2 - 1.3	0.2 - 1.5	0.1 - 1.7	730 - 1293
				1	1	0.3	1.5	558 ± 41

Tab. 2. Textural features, chemical compositions and U-Th-Pb ages of monazites from sample An6c obtained by EMP. N: number of analyses. Crystal numbers in bold are those also analyzed by ID-TIMS

1) Monazite included in primary garnet (grt₁) consists of perfectly euhedral micro-inclusions (M12'a) and rounded grains (M12') (Fig. 5a and 5b). These grains are either fully armoured by garnet or connected with the matrix via numerous cracks within garnet. Back-scattered imaging does not reveal any significant chemical zoning (Fig. 6a), except in grains located in garnet rims or affected by garnet cracks. The euhedral shape of the monazites included in garnet excludes a detrital origin, but rather favors a metamorphic origin and a crystallisation coeval with garnet (grt₁) growth (i. e. with the UHT metamorphism).

2) The second population consists of monazite located in the matrix composed by an aggregate of recrystallized polygonal quartz grains. They commonly occur either as included or as interstitial grains. Most of these monazites display an ovoid morphology with a size varying from 50 to 300 µm (Fig. 5c). BSE imaging revealed either homogeneous (M4') or complex internal structure. This last feature consists of an inherited rounded unzoned core surrounded by a secondary large homogeneous rim (M26'') (Fig. 6b and 6c). A completely different zoning pattern, consisting of a patchy zoning, was observed in grains connected to cordierite (M2, M3). Finally, a single grain (M2') displays an internal zoning characterized by well-defined intra-crystalline faces (Fig. 6d).

3) Most of the monazites were found in the hydrated coronitic textures formed at the expense of garnet. Monazite occur as large grain (>100 µm) with a very irregular shape resulting from the combined growth of monazite within the host hydrated mineral assemblage (oamph₂, crd₂, bt₂) (Fig. 5d). As for quartz included monazites, monazites from hydrated textures display either no internal zoning (M9' and M10) or a core-rim structure (M5') (Fig. 6e-6f). Both homogeneous crystals and inherited cores are systematically inclusion-free, compared to the large irregular rims, which contain numerous euhedral inclusions of quartz, orthoamphibole (oamph₂), cordierite (crd₂) and biotite (bt₂) (Fig. 5d-6f). This suggests that the secondary rim of monazite is coeval with garnet breakdown into orthoamphibole, cordierite and biotite through the divariant reaction (1) during the retrograde evolution.

One common feature to both matrix monazite populations (from quartz and hydrated aggregates) is the frequent occurrence of small overgrowth or internal larger dark domains located close to inclusions, which are easily identified in back-scattered electron images (Fig. 6b-6d and 6f). Such domains also occur in minor amounts in monazite included into garnets and connected to the matrix by cracks (M12') (Fig. 6a). It is

noteworthy that these monazites with different morphologies and internal zoning occur in the same thin section. Monazites M4' (located in quartz) and M5' (located in aggregates of orthoamphibole, cordierite, biotite) show very different morphology (Fig. 6b and 6f) despite a distance lesser than 1.5 mm. It emphasizes the prevailing role of textural position in monazite crystallisation.

Thirty-six individual grains of monazite, belonging to the three distinct populations, have been chemically characterized and dated by EMP.

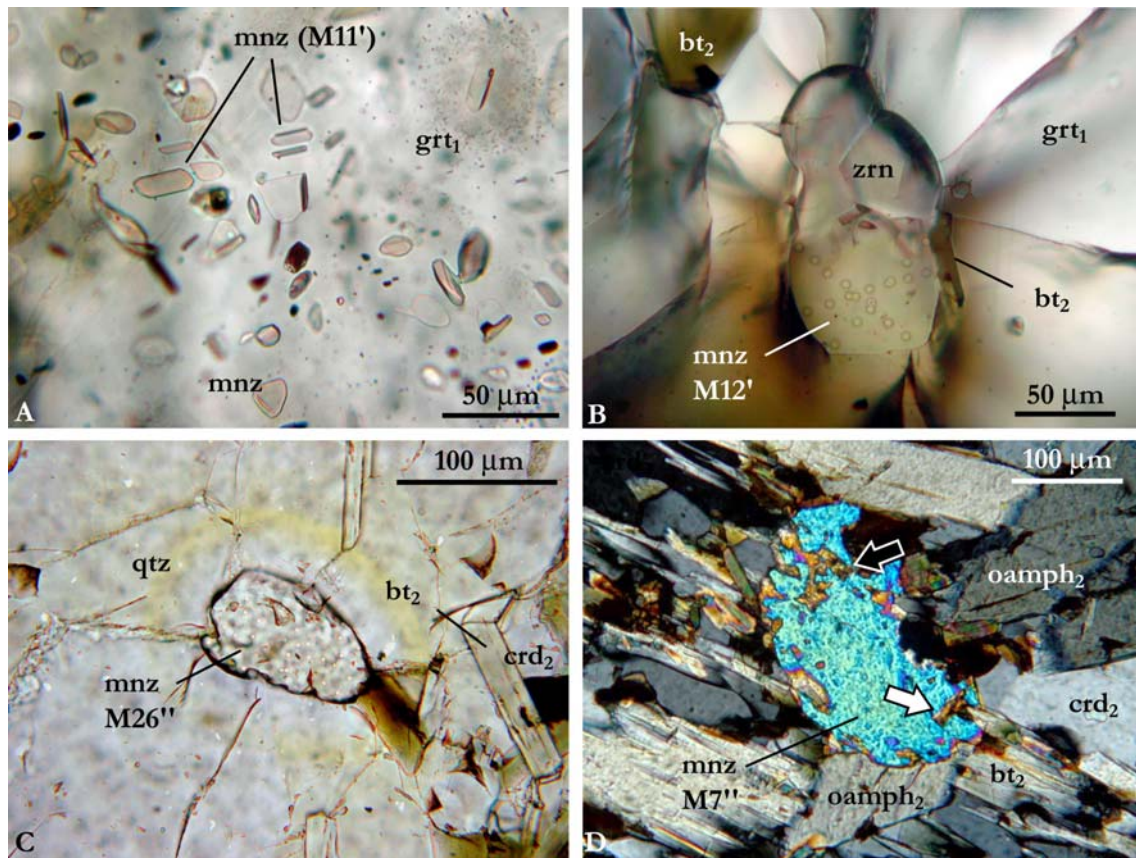


Fig. 5. Photomicrographs showing the distinct populations of monazites and their textural features from sample An6e. All these grains have been dated by EMP. A) fully armoured euhedral micro-inclusions included in a primary UHT garnet. B) rounded grain of monazite, associated with three zircons, included in a primary UHT garnet. The monazite is connected with the matrix via numerous garnet cracks. The small spots are location of EMP analyses. C) monazite located in the matrix which consist of an aggregate of recrystallized equant polygonal grains of quartz. D) Monazite located into the secondary hydrated aggregates of orthoamphibole, cordierite and biotite. They are characterized by a very irregular shape which result from the intimate intergrowth of monazite with the host hydrated minerals. Note that the core of the grain is totally inclusion free in contrast to the rim.

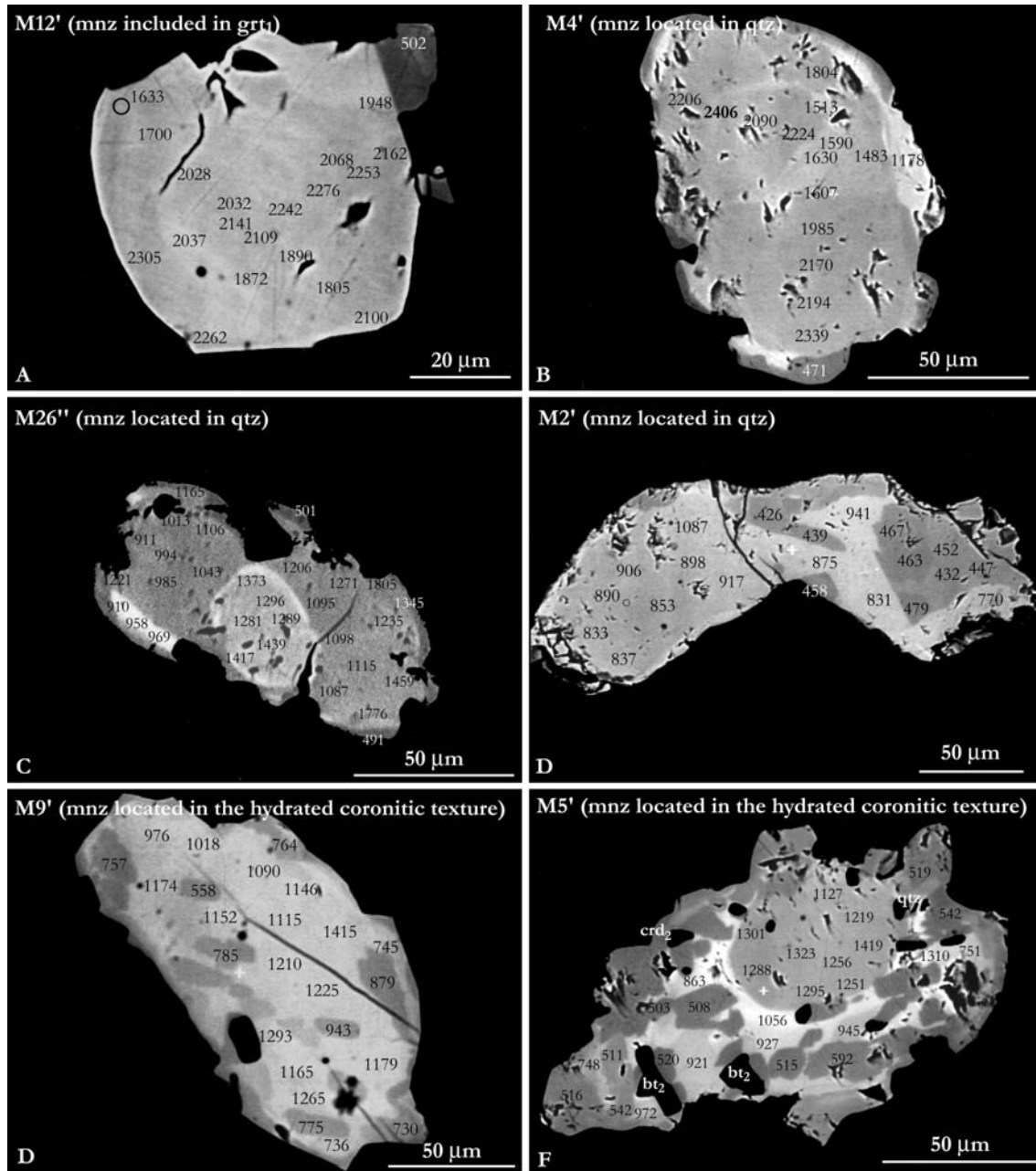


Fig. 6. Backscattered electron images of six representative monazites from sample An6e and U-Th-Pb chemical ages. A) monazite included in garnet (same grain as in Fig. 5b). This grain is characterized by the occurrence of a dark small overgrowth which yields a significant younger age in comparison to the core. B) homogeneous rounded grain located in quartz with locally small dark overgrowths. C) grain located in the quartz with a typical core-rim structure and small overgrowths (same grain as in Fig. 5c) D) grain located in quartz with a characteristic euhedral internal zoning. The dark area is interpreted as a recrystallized domain. D) grain located in the hydrated coronitic textures. E) grain located in the coronitic textures with its typical irregular shape. It displays a complex internal zoning which consists of an homogeneous inherited core (medium grey) surrounded by a large irregular rim (light grey) with numerous inclusions. Cambrian ages are systematically restricted to overgrowths or sub-euhedral internal domains usually located at the contact with inclusions. It is noteworthy that monazite M4' (Fig. 6b) and M5' (Fig. 6f), are located at less than 1 mm from each other. It clearly demonstrates the critical role of petrographical position on the behavior of monazite. Grains M12', M4', M2' and M5' have been drilled out from thin-sections and individually dated by ID-TIMS.

EMP Th-Pb chemical dating results.

Monazite included in garnet

Fourteen monazites included in primary garnet (grt_1), eight of which corresponding to micro-inclusions, have been chemical dated, yielding a total of 125 measurement points. Chemical Th-Pb age data are presented as weighted histograms (Table 3 and Fig. 7). About 95% of the analyses display a continuous distribution from 2.6 Ga to 1.4 Ga (Fig. 7). The large scattering of calculated individual ages prevent us from calculating a mean age. The oldest ages around 2.5 Ga have been reported from fully armoured euhedral micro-inclusions (M11', M1''). The textural equilibrium between monazite and the host garnet suggests that the monazite growth was contemporaneous of the garnet crystallisation ~ 2.5 Ga ago. The continuous distribution of chemical ages is also recorded at the crystal-scale itself. In monazite M12' (Fig. 6a and Table 3), the ages range continuously from 2.3 Ga to 1.6 Ga, but they are not correlated with any spatial distribution. This last point cannot be definitely constrained only using EMP dating. However, the lack of well-defined age domains at the crystal scale could be interpreted as resulting from multiple growing pulses of monazite (Shaw et al., 2001). It suggests that the scattering of the age result could be related to partial Pb-loss. Finally, the dating of the thin overgrowths from monazites included into cracks-rich garnets (M12' and M10') produce significantly younger ages with a mean value of 518 ± 20 Ma.

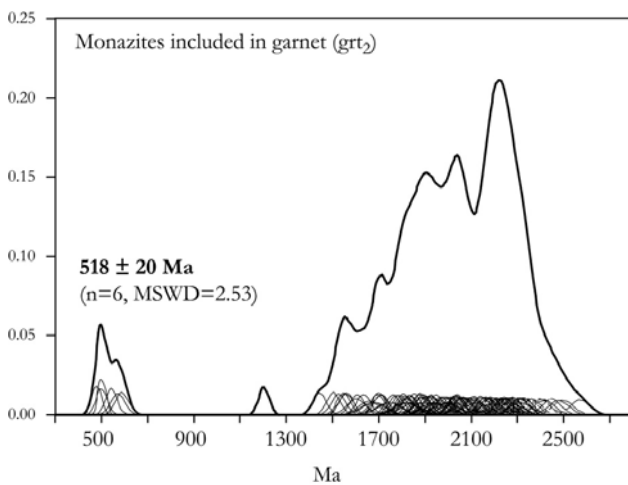


Fig. 7. Weighted-histogram representation of the chemical age data of monazite included in primary UHT garnet from sample An6

crystal analyse	Th	U	Pb	T	crystal analyse	Th	U	Pb	T	
	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(Ma)		(ppm)	(ppm)	(ppm)	(Ma)	
27	75400 ± 705	1550 ± 169	4440 ± 103	1201 ± 45	105	74320 ± 701	2650 ± 173	9000 ± 162	2262 ± 71	
28	73260 ± 697	2230 ± 169	7020 ± 135	1851 ± 61	106	70760 ± 689	2390 ± 172	6940 ± 135	1872 ± 63	
29	74040 ± 701	1810 ± 168	7240 ± 138	1923 ± 64	107	71110 ± 690	3310 ± 175	8850 ± 160	2242 ± 70	
30	73030 ± 695	1090 ± 167	5540 ± 116	1559 ± 56	108	61020 ± 649	3190 ± 174	7080 ± 137	2068 ± 70	
31	70160 ± 684	1160 ± 165	5300 ± 113	1546 ± 57	109	71490 ± 691	2420 ± 173	7320 ± 140	1948 ± 64	
32	70360 ± 685	980 ± 165	6290 ± 126	1830 ± 65	110	69490 ± 685	1500 ± 169	1680 ± 74	502 ± 30	
33	60090 ± 643	2810 ± 171	6550 ± 129	1985 ± 69	111	62930 ± 657	2960 ± 173	7300 ± 139	2100 ± 71	
34	61850 ± 648	2080 ± 169	4600 ± 104	1442 ± 56	112	70820 ± 687	2200 ± 171	6620 ± 130	1805 ± 61	
35	54810 ± 621	3580 ± 174	5810 ± 119	1835 ± 66	113	71580 ± 692	2500 ± 172	7120 ± 137	1890 ± 63	
36	55460 ± 621	3620 ± 174	5390 ± 114	1693 ± 62	114	71670 ± 692	3210 ± 175	8290 ± 153	2109 ± 67	
37	53010 ± 611	3460 ± 174	5810 ± 119	1891 ± 69	115	70850 ± 689	2920 ± 173	7780 ± 146	2032 ± 66	
38	55090 ± 620	3670 ± 174	6370 ± 127	1979 ± 69	116	70020 ± 685	2910 ± 173	7680 ± 144	2028 ± 66	
39	62470 ± 654	1590 ± 168	6620 ± 130	2066 ± 74	117	72180 ± 693	2720 ± 173	6470 ± 128	1700 ± 57	
40	61100 ± 647	2380 ± 170	6760 ± 132	2060 ± 72	118	63300 ± 657	1750 ± 169	5260 ± 113	1633 ± 61	
41	56900 ± 628	3310 ± 173	5470 ± 115	1710 ± 62	119	67170 ± 674	2450 ± 171	8330 ± 153	2305 ± 75	
42	60580 ± 643	1830 ± 168	4830 ± 107	1558 ± 60	120	79780 ± 723	2840 ± 174	8620 ± 157	2037 ± 63	
					121	73810 ± 700	3070 ± 174	8590 ± 157	2141 ± 67	
16	36890 ± 532	1620 ± 167	950 ± 68	500 ± 47	122	78040 ± 717	2960 ± 175	7790 ± 146	1879 ± 59	
17	30610 ± 501	1700 ± 166	960 ± 68	588 ± 57	123	70350 ± 687	3060 ± 174	8810 ± 159	2276 ± 72	
18	43990 ± 573	1870 ± 169	1080 ± 69	479 ± 41	124	63190 ± 657	2840 ± 173	7860 ± 147	2253 ± 75	
19	29670 ± 495	1630 ± 167	900 ± 68	570 ± 59	125	62800 ± 656	2980 ± 173	7530 ± 142	2162 ± 72	
54	29740 ± 495	1980 ± 168	3940 ± 97	2239 ± 111						
55	24090 ± 462	2470 ± 169	3170 ± 88	2025 ± 110	82	57800 ± 635	3010 ± 173	6500 ± 129	2011 ± 71	
56	23460 ± 456	2730 ± 169	3500 ± 92	2190 ± 113	83	57300 ± 632	3200 ± 174	6210 ± 125	1923 ± 68	
57	20460 ± 436	2930 ± 172	2840 ± 85	1935 ± 110	84	55320 ± 623	3830 ± 175	5780 ± 120	1790 ± 64	
58	22240 ± 446	2750 ± 170	2730 ± 84	1811 ± 104	85	58400 ± 635	3120 ± 173	5710 ± 119	1760 ± 64	
59	19190 ± 429	2870 ± 172	2740 ± 84	1956 ± 115	86	61620 ± 650	2540 ± 172	4900 ± 109	1503 ± 57	
60	21110 ± 445	2500 ± 170	2840 ± 85	1990 ± 116	87	61010 ± 647	1260 ± 165	4610 ± 105	1525 ± 61	
61	32090 ± 506	2230 ± 169	4050 ± 98	2125 ± 101	88	64350 ± 662	1320 ± 166	5130 ± 112	1606 ± 61	
62	31790 ± 504	1950 ± 167	4200 ± 100	2266 ± 108	89	66840 ± 671	2040 ± 170	6130 ± 124	1775 ± 63	
63	39800 ± 548	1180 ± 166	4820 ± 107	2306 ± 104	90	59650 ± 643	2410 ± 171	5780 ± 120	1814 ± 66	
64	39320 ± 549	1240 ± 166	1060 ± 69	542 ± 48	91	58700 ± 636	2790 ± 173	6150 ± 124	1909 ± 68	
65	23970 ± 462	3140 ± 171	3860 ± 96	2263 ± 110	92	59820 ± 642	2590 ± 171	6700 ± 131	2056 ± 72	
66	24170 ± 461	2760 ± 170	3210 ± 89	1986 ± 105	93	60390 ± 644	2570 ± 172	6540 ± 129	1998 ± 70	
67	23740 ± 458	2680 ± 171	2980 ± 86	1894 ± 105	94	62310 ± 652	1780 ± 169	6750 ± 132	2088 ± 74	
68	22100 ± 451	2960 ± 172	2670 ± 83	1743 ± 101	95	65340 ± 664	1130 ± 166	6650 ± 131	2044 ± 73	
69	22410 ± 452	3020 ± 171	2720 ± 83	1748 ± 99	96	57040 ± 630	3250 ± 174	7350 ± 140	2243 ± 76	
70	23600 ± 460	2340 ± 169	2490 ± 81	1672 ± 101	97	60150 ± 643	2860 ± 173	7150 ± 137	2144 ± 73	
71	36960 ± 532	2090 ± 168	3300 ± 90	1603 ± 79	98	62620 ± 653	2180 ± 171	6370 ± 127	1931 ± 68	
72	46140 ± 582	2090 ± 169	4550 ± 104	1817 ± 77	99	58090 ± 635	2700 ± 172	6650 ± 131	2078 ± 73	
74	41930 ± 562	1750 ± 168	4430 ± 103	1958 ± 87	100	60020 ± 642	2360 ± 171	7190 ± 138	2214 ± 77	
75	25620 ± 470	2520 ± 169	3170 ± 88	1937 ± 104	101	61990 ± 652	1650 ± 167	5380 ± 115	1707 ± 64	
76	24470 ± 464	2760 ± 170	3000 ± 86	1855 ± 101	102	60420 ± 647	1110 ± 166	5670 ± 118	1888 ± 72	
77	24850 ± 465	2840 ± 171	2700 ± 83	1656 ± 93	103	57990 ± 634	2910 ± 172	6330 ± 127	1967 ± 70	
78	21920 ± 446	2750 ± 170	2490 ± 81	1681 ± 101	104	70340 ± 685	2180 ± 170	8060 ± 149	2182 ± 71	
79	22330 ± 449	2880 ± 170	2810 ± 84	1829 ± 103						
80	23910 ± 461	2440 ± 169	2790 ± 85	1820 ± 105	159	75710 ± 709	1210 ± 167	7650 ± 144	2039 ± 68	
81	34810 ± 522	1750 ± 168	3860 ± 96	1995 ± 97	160	72640 ± 696	910 ± 166	8470 ± 155	2360 ± 79	
					161	73100 ± 698	850 ± 165	7840 ± 146	2189 ± 74	
10	53120 ± 612	2220 ± 170	7060 ± 136	2415 ± 87	162	75330 ± 706	1050 ± 168	8690 ± 158	2324 ± 76	
11	59740 ± 641	2220 ± 170	7110 ± 137	2215 ± 78	163	70390 ± 688	1670 ± 169	8380 ± 154	2314 ± 77	
12	53100 ± 612	1440 ± 166	5790 ± 120	2110 ± 82	164	61310 ± 650	1380 ± 168	6790 ± 133	2174 ± 79	
13	65100 ± 665	1550 ± 168	7240 ± 138	2173 ± 76	165	79060 ± 724	1020 ± 168	9600 ± 171	2446 ± 78	
14	53840 ± 615	1720 ± 168	6480 ± 129	2276 ± 85	166	74910 ± 706	1010 ± 168	8250 ± 152	2229 ± 74	
15	58740 ± 638	1470 ± 167	7570 ± 143	2478 ± 88	167	68050 ± 678	1510 ± 168	7770 ± 146	2238 ± 76	
					168	70040 ± 686	2050 ± 170	8490 ± 155	2311 ± 75	
20	58590 ± 639	3540 ± 177	8200 ± 151	2393 ± 78	169	67880 ± 679	1860 ± 170	8310 ± 153	2347 ± 78	
21	57410 ± 631	4030 ± 177	7860 ± 147	2282 ± 74	170	75170 ± 706	930 ± 167	8930 ± 161	2403 ± 79	
22	55460 ± 623	3290 ± 175	7150 ± 137	2230 ± 77	171	72450 ± 695	990 ± 167	7720 ± 145	2161 ± 73	
23	55670 ± 623	3560 ± 176	7040 ± 136	2163 ± 74	172	69070 ± 684	1500 ± 169	7750 ± 145	2206 ± 75	
24	56040 ± 627	4240 ± 178	7500 ± 142	2203 ± 73						
26	54360 ± 619	4120 ± 178	7430 ± 141	2244 ± 75	M11''	11	64460 ± 652	970 ± 161	8060 ± 155	2495 ± 88
27	55380 ± 623	3840 ± 176	7270 ± 139	2203 ± 74	12	69930 ± 674	1230 ± 161	9120 ± 169	2570 ± 86	
28	57470 ± 629	3580 ± 175	7840 ± 146	2326 ± 77						
29	57260 ± 630	2040 ± 169	7150 ± 137	2327 ± 83	M13''	44	58450 ± 625	4700 ± 175	7860 ± 152	2185 ± 71
31	56820 ± 631	3320 ± 174	7290 ± 139	2225 ± 76	45	57130 ± 618	3950 ± 171	7970 ± 153	2327 ± 76	

Tab. 3. U-Th-Pb electron microprobe analyses and calculated individual ages of monazites included in garnet from the granulite An6c. errors at 2σ . Crystal numbers in bold are those also analyzed by ID-TIMS.

Monazite from the matrix (quartz)

Nine monazite located in the matrix consisting of recrystallized quartz have been dated by EMP (Tables 4 to 7 and Fig. 8). According to their internal zoning pattern and age data, this population was sub-divided into four different groups: (1) elliptical and homogeneous monazite (M18'), (2) rounded homogeneous monazites (M4', M13, M13' and M17) (Tab. 5), (3) irregular monazites with a core-rim internal structure (M26", M25", M20) (Tab. 6) and (4) euhedral monazite (M2') (Tab. 7).

(1) Th-Pb individual ages for the large M18' monazite (up to 300 μm) continuously range from 2.7 Ga to 2.3 Ga (Table 4) and define an apparent bimodal distribution (Fig. 8a). Two statistical ages can be calculated at 2605 ± 35 (n=11) and 2357 ± 47 Ma (n=5). Nevertheless, owing to the continuous variation of ages favouring a partial Pb-loss hypothesis, this bimodal distribution is most probably fortuitous and geologically meaningless.

(2) Dating of the four rounded and homogeneous monazite (M4', M13, M13' and M17) yield a total of 58 individual ages (Table 5). The weighted histogram (Fig. 8b) is similar to the age distribution inferred from monazite included in garnet. Most ages display a continuous spreading at the crystal scale from 2.5 Ga to 1.1 Ga (Fig. 8b), which is interpreted as the result of a partial Pb-loss. One another striking point is that the maximal age recorded in monazite from the quartz (~ 2.52 Ga) is in good agreement with the oldest age reported from monazite included in grt (~ 2.57 Ga). Small overgrowths yield a second age group (n=7), which define an unimodal age population at 498 ± 14 Ma (MSWD=1.2).

(3) The third monazite group located in quartz, is characterized by an irregular morphology and a core-rim structure (M25", M26" and M20), which contrast with the rounded or slightly elliptical shape of the others grains. The three analyzed grains yield a total of 65 individual chemical ages, which range from 1.8 Ga to 0.9 Ga (Fig. 8c), with the oldest ages generally recorded into the cores. The ages obtained on monazite overgrowths define an unimodal population with a mean age of 483 ± 12 Ma (n=10; MSWD=0.84) consistent with the previous results (Fig. 8c).

(4) Euhedral monazite M2' displays two chemically distinct domains which coincide with two different ages groups (Fig. 8d). Twelve analysis define a first population which range from 1.1 Ga to 0.77 Ga and 9 analyses constitute a second population with a mean age of 451 ± 12 Ma (MSWD=0.96). The younger domain is characterized by well-defined

internal crystallographic faces suggesting that monazite M2' recrystallised at ~ 450 Ma (Fig. 6d).

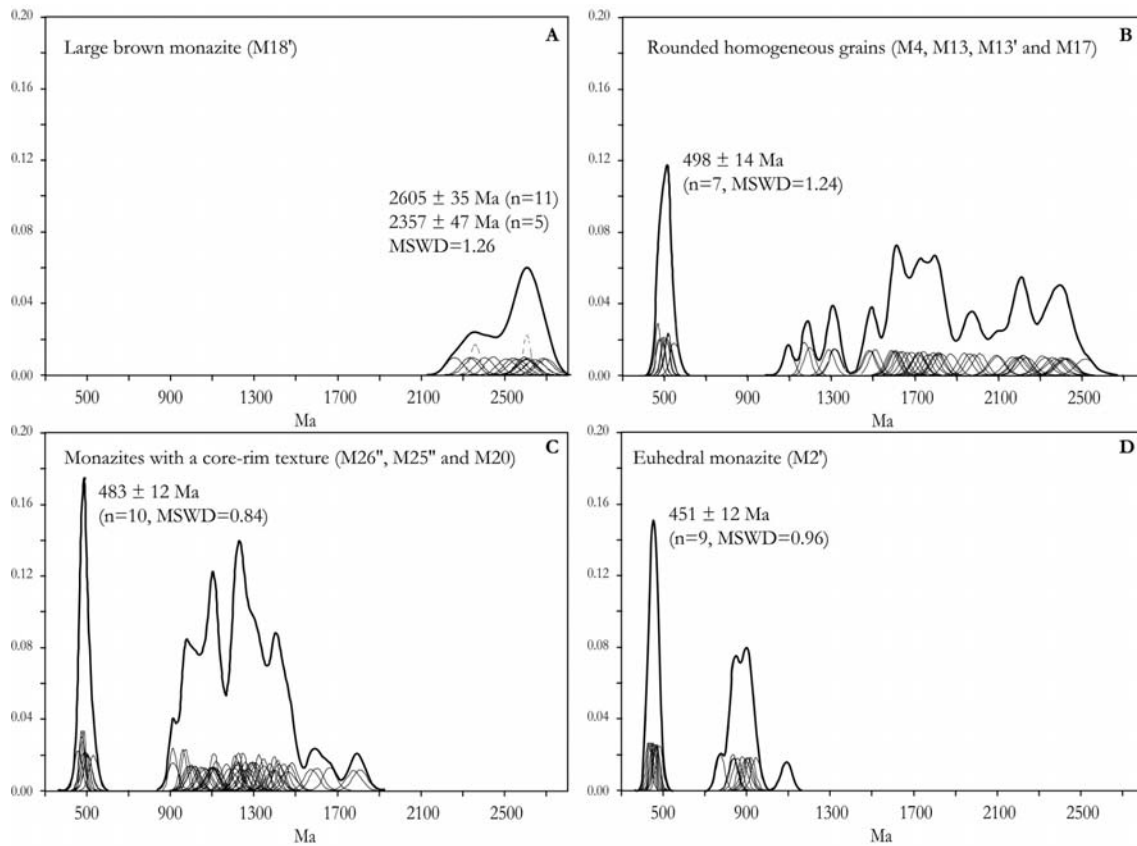


Fig. 8. Weighted-histogram representation of the chemical age data of monazites located in the matrix which consists of recrystallized polygonal quartz from sample An6e A) large grain M18'. B) rounded and homogeneous monazite M4', M13, M13' and M17. C) grains with the specific irregular morphology and core-rim structure (M25'', M26'' and M20). D) Euhedral monazite M2'

crystal analys ^c	Th (ppm)	U (ppm)	Pb (ppm)	T (Ma)
211	61820 ± 653	950 ± 166	6950 ± 135	2258 ± 82
212	65690 ± 669	2220 ± 170	9250 ± 166	2609 ± 85
213	62570 ± 656	3080 ± 174	8640 ± 157	2443 ± 79
214	66130 ± 671	3260 ± 175	9770 ± 173	2593 ± 80
215	59600 ± 645	2870 ± 172	9110 ± 164	2682 ± 87
216	62210 ± 655	1790 ± 169	7860 ± 147	2403 ± 83
217	58790 ± 639	1520 ± 168	7690 ± 144	2506 ± 89
218	59130 ± 641	1360 ± 168	7830 ± 146	2559 ± 91
219	57770 ± 633	1540 ± 168	7910 ± 147	2604 ± 93
220	57180 ± 633	1630 ± 168	8010 ± 149	2642 ± 94
221	63190 ± 659	1220 ± 167	7520 ± 142	2348 ± 83
222	61050 ± 649	2180 ± 170	8980 ± 162	2696 ± 90
223	65230 ± 668	1940 ± 169	8780 ± 159	2538 ± 84
224	59430 ± 642	1640 ± 168	8150 ± 151	2600 ± 91
225	61300 ± 649	1260 ± 167	8340 ± 153	2644 ± 93
226	60380 ± 646	1890 ± 170	7440 ± 141	2330 ± 82

Tab. 4. U-Th-Pb electron microprobe analyses and calculated individual ages of monazite M18' located in quartz. See Fig. 8a for the weighted-histogram representation.

crystal	analyse	Th (ppm)	U (ppm)	Pb (ppm)	T (Ma)	crystal	analyse	Th (ppm)	U (ppm)	Pb (ppm)	T (Ma)
M13	69	79110 ± 729	910 ± 165	8600 ± 158	2218 ± 72	M4'	74	73320 ± 698	1680 ± 167	1670 ± 73	471 ± 27
	70	57520 ± 638	800 ± 167	6790 ± 134	2375 ± 91		75	62810 ± 654	1570 ± 167	7560 ± 142	2329 ± 81
	71	65540 ± 674	930 ± 166	7890 ± 148	2417 ± 85		76	62070 ± 651	1860 ± 168	7130 ± 137	2194 ± 77
	72	65920 ± 674	1010 ± 167	8340 ± 154	2519 ± 88		77	59010 ± 638	1670 ± 167	6660 ± 131	2170 ± 79
	73	66730 ± 678	860 ± 166	8050 ± 151	2432 ± 85		78	61860 ± 648	2200 ± 170	6500 ± 128	1985 ± 70
	75	72130 ± 699	970 ± 167	8460 ± 156	2364 ± 80		79	67120 ± 673	1240 ± 167	5320 ± 114	1607 ± 60
	76	79430 ± 730	1110 ± 167	9120 ± 165	2314 ± 74		80	67780 ± 674	1320 ± 166	5470 ± 115	1630 ± 60
	77	62690 ± 662	710 ± 164	7490 ± 143	2424 ± 88		81	70050 ± 685	1760 ± 168	5330 ± 113	1513 ± 55
78	63300 ± 664	910 ± 167	7030 ± 137	2240 ± 82	82	59040 ± 640	1460 ± 168	5400 ± 114	1804 ± 69		
M13'	126	53500 ± 613	1550 ± 166	4710 ± 107	1717 ± 70	84	81190 ± 728	2180 ± 170	4780 ± 107	1178 ± 42	
	127	56360 ± 628	1280 ± 164	1430 ± 71	524 ± 35	85	64720 ± 662	1340 ± 167	4750 ± 106	1483 ± 57	
	128	57960 ± 636	1560 ± 166	1450 ± 72	510 ± 34	86	68590 ± 677	1410 ± 167	5410 ± 115	1590 ± 58	
	129	63950 ± 660	1420 ± 167	5330 ± 114	1666 ± 63	87	58160 ± 633	4340 ± 177	7840 ± 146	2224 ± 72	
	130	60070 ± 644	1440 ± 168	1520 ± 73	521 ± 34	88	63630 ± 657	2140 ± 168	7020 ± 135	2090 ± 72	
	131	59010 ± 640	1670 ± 167	1470 ± 72	506 ± 33	89	64530 ± 660	1700 ± 168	8090 ± 149	2406 ± 82	
	132	61940 ± 652	1780 ± 168	4690 ± 106	1490 ± 58	90	59050 ± 636	1760 ± 168	6820 ± 133	2206 ± 79	
	133	55910 ± 625	1970 ± 168	3720 ± 95	1291 ± 55	M17	51	47160 ± 589	1610 ± 166	1310 ± 72	553 ± 41
	134	59610 ± 642	1940 ± 168	4020 ± 98	1318 ± 54		52	73810 ± 705	950 ± 166	6410 ± 129	1787 ± 63
	135	60780 ± 645	2130 ± 168	3750 ± 95	1201 ± 50		53	74140 ± 709	980 ± 167	5790 ± 120	1612 ± 58
	136	59390 ± 640	2730 ± 172	5270 ± 113	1643 ± 61		54	71290 ± 697	2000 ± 170	6630 ± 132	1814 ± 62
	137	60830 ± 647	1910 ± 168	4100 ± 99	1322 ± 54		55	57330 ± 639	1610 ± 168	1470 ± 73	521 ± 35
	138	59600 ± 640	3310 ± 174	5720 ± 119	1720 ± 61		56	71800 ± 699	1760 ± 169	7190 ± 139	1966 ± 67
	139	56850 ± 629	1600 ± 167	5150 ± 112	1768 ± 69		57	74410 ± 710	1010 ± 166	6320 ± 128	1744 ± 61
140	61900 ± 651	2120 ± 169	5570 ± 117	1724 ± 63	58		74550 ± 711	870 ± 166	5740 ± 120	1599 ± 58	
141	62410 ± 654	2010 ± 168	5940 ± 122	1829 ± 66	59		80230 ± 733	1090 ± 168	7930 ± 149	2014 ± 66	
142	60500 ± 646	1510 ± 166	6510 ± 129	2099 ± 76	60		77290 ± 722	1100 ± 168	7360 ± 141	1940 ± 65	
143	62540 ± 654	2070 ± 168	5480 ± 116	1688 ± 62	61		69420 ± 690	980 ± 166	6150 ± 125	1813 ± 66	
144	64150 ± 661	1170 ± 165	3410 ± 91	1096 ± 47	62		70590 ± 694	850 ± 168	6430 ± 129	1874 ± 67	

Tab. 5. U-Th-Pb electron microprobe analyses and calculated individual ages of rounded and homogeneous monazites M13, M13, M4' and M17 located in quartz. See Fig. 8b for the weighted-histogram representation.

crystal	analyse	Th (ppm)	U (ppm)	Pb (ppm)	T (Ma)	crystal	analyse	Th (ppm)	U (ppm)	Pb (ppm)	T (Ma)		
M25"	26	r	91550 ± 757	2310 ± 169	4330 ± 107	958 ± 35	M20	24	o	94900 ± 786	1490 ± 169	2120 ± 78	472 ± 23
	27	o	49950 ± 596	1670 ± 166	1250 ± 74	501 ± 39		25	o	95090 ± 784	1500 ± 169	2160 ± 79	480 ± 23
	89	c	59940 ± 633	2950 ± 168	4440 ± 108	1373 ± 54		26	r	82300 ± 738	1460 ± 169	5970 ± 123	1481 ± 51
	90	r	42270 ± 554	1020 ± 161	2330 ± 84	1115 ± 65		27	r	85990 ± 749	2480 ± 171	5230 ± 114	1208 ± 41
	14	r	43560 ± 571	1180 ± 166	2630 ± 84	1206 ± 65		28	r	93350 ± 778	1330 ± 169	6050 ± 124	1344 ± 44
	15	r	42840 ± 563	980 ± 165	2310 ± 81	1095 ± 63		29	r	99690 ± 800	1470 ± 169	5290 ± 114	1106 ± 37
	16	r	43940 ± 571	980 ± 166	2760 ± 85	1271 ± 67		30	r	83890 ± 743	1350 ± 168	5760 ± 120	1412 ± 48
	17	r	58510 ± 640	1530 ± 169	5380 ± 115	1805 ± 70		31	r	109830 ± 834	1700 ± 171	7430 ± 142	1395 ± 42
	18	r	44050 ± 570	950 ± 166	2680 ± 84	1235 ± 66		32	c	66850 ± 674	1050 ± 164	4770 ± 108	1467 ± 57
	19	r	43870 ± 569	820 ± 165	2340 ± 81	1098 ± 63		33	c	61400 ± 652	890 ± 168	4770 ± 108	1598 ± 64
	20	r	42920 ± 566	940 ± 166	2290 ± 80	1087 ± 62		34	r	109200 ± 832	1410 ± 170	6380 ± 128	1222 ± 38
	21	r	54630 ± 622	1370 ± 169	4920 ± 109	1776 ± 72		35	c	67440 ± 676	970 ± 167	5450 ± 116	1660 ± 62
	22	o	53390 ± 619	1670 ± 170	1300 ± 72	491 ± 36		36	r	110430 ± 837	1750 ± 170	7070 ± 137	1322 ± 40
	23	r	41100 ± 557	950 ± 165	2990 ± 87	1459 ± 76		38	o	90500 ± 769	1410 ± 169	2030 ± 77	474 ± 24
	24	r	43190 ± 566	930 ± 167	2990 ± 87	1398 ± 72		39	r	118230 ± 863	1610 ± 172	7070 ± 137	1246 ± 37
	25	r	54930 ± 624	1730 ± 170	3770 ± 96	1345 ± 58							
	26	c	66780 ± 674	2030 ± 171	4370 ± 103	1289 ± 50							
	27	c	63890 ± 661	2410 ± 173	4300 ± 102	1296 ± 51							
	28	c	62020 ± 653	2700 ± 174	4200 ± 101	1281 ± 51							
	29	c	60670 ± 646	2560 ± 173	4550 ± 105	1417 ± 55							
	30	c	61200 ± 651	2860 ± 174	4730 ± 107	1439 ± 55							
	31	r	93590 ± 774	2730 ± 175	4540 ± 105	969 ± 34							
	32	r	56440 ± 629	1410 ± 169	3430 ± 92	1221 ± 55							
	33	r	90980 ± 769	2310 ± 175	4090 ± 100	910 ± 34							
	34	r	48760 ± 592	1010 ± 167	2160 ± 79	911 ± 52							
	35	r	46280 ± 582	1070 ± 167	2260 ± 80	994 ± 56							
	36	r	43100 ± 564	970 ± 166	2080 ± 78	985 ± 59							
	37	r	43100 ± 568	920 ± 168	2200 ± 79	1043 ± 61							
	38	r	44200 ± 572	1140 ± 167	2430 ± 81	1106 ± 61							
	39	r	45150 ± 577	1110 ± 168	2260 ± 80	1013 ± 58							
	40	r	54410 ± 621	1640 ± 169	3200 ± 90	1165 ± 54							

Tab. 6. U-Th-Pb electron microprobe analyses and calculated individual ages of characteristic irregular grains with a core-rim structure (M25", M26" and M20). See Fig. 8c for the weighted-histogram representation. c: core; r: rim; o: overgrowths.

crystal	analyse	Th (ppm)	U (ppm)	Pb (ppm)	T (Ma)	
	1	r	58450 ± 637	640 ± 165	2300 ± 80	837 ± 44
	2	r	57690 ± 632	720 ± 163	2430 ± 81	890 ± 46
	3	r	60570 ± 643	910 ± 165	2620 ± 83	906 ± 44
	4	r	57710 ± 634	820 ± 165	2340 ± 81	853 ± 45
	5	r	56370 ± 626	870 ± 163	2240 ± 79	833 ± 45
	6	r	62670 ± 654	900 ± 166	2740 ± 84	917 ± 44
	7	r	61900 ± 651	930 ± 165	3230 ± 89	1087 ± 49
	8	r	61770 ± 649	810 ± 165	2630 ± 83	898 ± 44
	9	o	64430 ± 661	1030 ± 167	1300 ± 71	426 ± 30
	10	r	64840 ± 662	920 ± 166	2700 ± 83	875 ± 42
M2'	11	o	65670 ± 668	860 ± 166	1410 ± 71	458 ± 31
	12	o	65450 ± 667	1200 ± 166	1370 ± 71	439 ± 30
	13	r	64140 ± 660	940 ± 167	2880 ± 85	941 ± 44
	14	r	66000 ± 668	800 ± 164	2590 ± 83	831 ± 40
	15	o	62870 ± 656	1230 ± 166	1440 ± 71	479 ± 32
	16	o	62460 ± 654	990 ± 166	1370 ± 71	463 ± 32
	17	o	64380 ± 660	1090 ± 166	1380 ± 71	452 ± 31
	18	o	64320 ± 661	1120 ± 166	1320 ± 71	432 ± 30
	19	r	63360 ± 657	780 ± 166	2300 ± 80	770 ± 40
	20	o	65120 ± 664	1090 ± 165	1380 ± 71	447 ± 30
	21	o	64340 ± 661	1430 ± 166	1450 ± 72	467 ± 31

Tab. 7. U-Th-Pb electron microprobe analyses and calculated individual ages of euhedral monazite M2'. See Fig. 8d for the weighted-histogram representation. r: rim; o: overgrowths or internal recrystallized domain..

Monazite located in the coronitic reaction (oamph, crd, bt)

Ten monazites located in the hydrated coronitic textures were analyzed (Tab. 8-9-10) including (1) 3 homogeneous grains (M10, M6 and M7), (2) 5 grains with a core-rim structure or a patchy zoning (M5', M11, M9'', M8'', M2 and M3) and (3) one euhedral homogeneous grains (M9').

(1) The first monazite population (M10, M6 and M7), yield a total of sixty-three chemical ages characterized by an age distribution identical to those of quartz included monazites (Fig. 9a). The homogeneous massive cores yield ages ranging from 2.1 Ga to 1.0 Ga and the small overgrowth are dated at 498 ± 8 Ma (n=20, MSWD=0.98).

(2) The most characteristic population of monazite located in the coronitic textures displays a core-rim internal zoning pattern, with numerous inclusions of orthoamphibole, cordierite and biotite in the large and irregular secondary rim (Fig. 5d and 6f). The six analyzed grains (M5', M11, M9'', M8'', M2 and M3) yield a total of 113 individual chemical ages (Fig. 9b). The bimodal ages distribution is composed of a main age group (n=84) ranging from 1.5 Ga to 0.74 Ga and a second group (n=29) with a mean value of 513 ± 7 Ma (MSWD=1.41). Monazite M5', constituted of three distinct age domains (Fig. 6f), is representative of such age distribution. The homogeneous and inclusion-free inherited core yields the oldest ages ranging from 1.3 Ga to 1.1 Ga. The large rim, containing numerous inclusions, yields ages ranging from 1.3 Ga close to the interface with the inherited core to 750 Ma inside the rim. Overgrowths and internal recrystallizations at the inclusions contact are dated at 520 ± 13 Ma (n=8, MSWD=0.71).

(3) Monazite M9' is characterized by an euhedral shape with well-defined crystallographic faces suggesting a textural equilibrium with the coronitic-forming minerals. Twenty-four calculated individual ages range continuously from 1.3 Ga to 730 Ma, with a main population at 756 ± 20 Ma ($n=7$, MSWD=0.68) (Fig. 9c and Tab. 9). This last age is similar to those obtained on most of the monazites located in the coronitic textures (Fig. 9b). Nevertheless, the major characteristic of this grain is the almost lack of Cambrian structures, which are usually abundant in other monazites located in the coronitic textures.

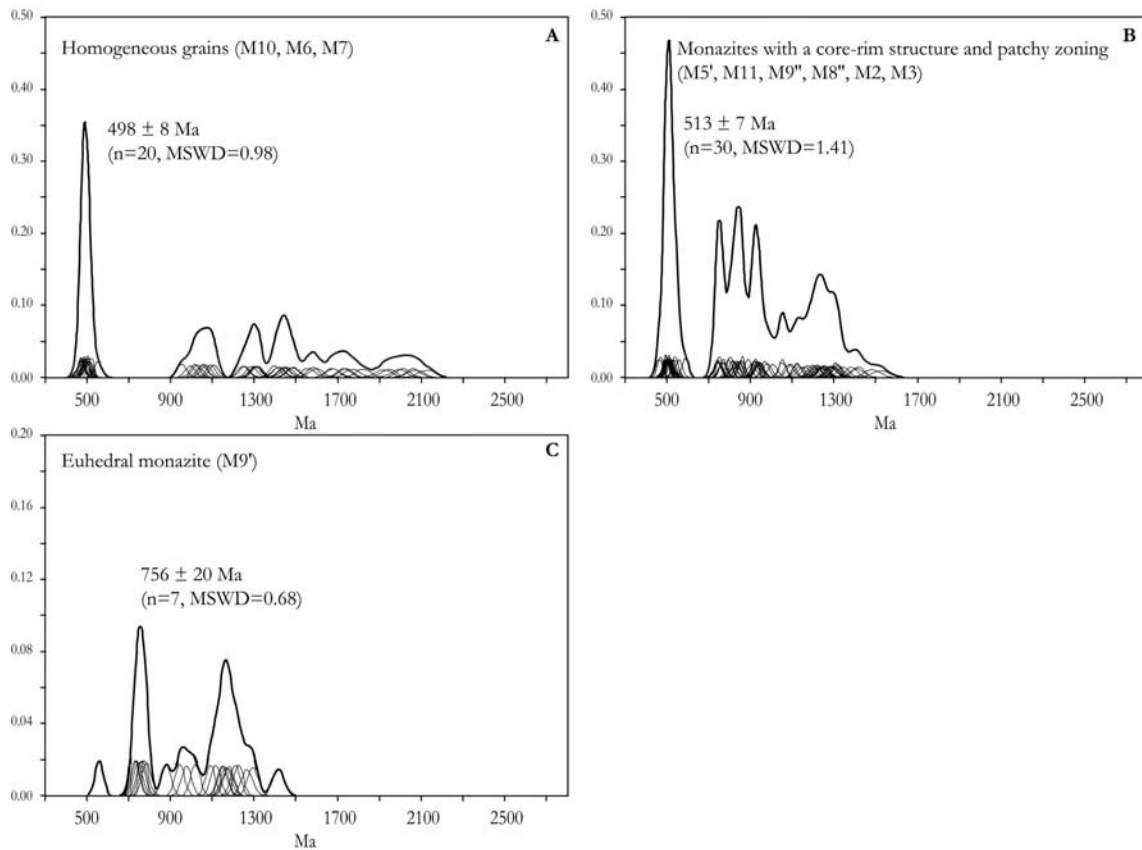


Fig. 9. Weighted-histogram representation of the chemical age data of monazites located in the hydrated coronitic textures (oamph, crd, bt) from sample An6e A) homogeneous grains M10, M6 and M7. B) grains with the characteristic core-rim structure and patchy zoning M5', M11, M9'', M8'', M2 and M3. C) homogeneous grain M9'.

crystal	analyse	Th (ppm)	U (ppm)	Pb (ppm)	T (Ma)	crystal	analyse	Th (ppm)	U (ppm)	Pb (ppm)	T (Ma)		
	69	o	72870 ± 704	5560 ± 186	2070 ± 79	504 ± 26	85	c	70090 ± 690	2380 ± 174	3780 ± 97	1059 ± 43	
	70	o	67970 ± 682	1740 ± 171	1670 ± 75	504 ± 30	86	c	61490 ± 654	2470 ± 173	4010 ± 99	1247 ± 51	
	71	c	82650 ± 737	870 ± 168	8070 ± 150	2012 ± 65	89	c	62440 ± 659	3060 ± 176	3640 ± 95	1093 ± 45	
	73	c	67520 ± 681	770 ± 167	6550 ± 130	1993 ± 72	90	c	60730 ± 654	2550 ± 174	3020 ± 88	956 ± 43	
	74	o	66450 ± 679	1300 ± 169	1500 ± 72	472 ± 30	92	c	61820 ± 656	3460 ± 177	3420 ± 92	1018 ± 43	
M6	76	o	69010 ± 690	1630 ± 171	1660 ± 75	496 ± 30	93	c	61470 ± 655	3460 ± 177	3720 ± 96	1109 ± 45	
	77	c	67680 ± 680	680 ± 167	6360 ± 128	1944 ± 71	94	c	55330 ± 629	1800 ± 172	2790 ± 86	997 ± 49	
	78	c	81880 ± 735	990 ± 167	8250 ± 153	2061 ± 67	95	c	54250 ± 624	1930 ± 171	2920 ± 87	1052 ± 50	
	79	c	68000 ± 682	850 ± 168	7100 ± 137	2129 ± 76	97	c	59370 ± 645	3050 ± 176	3280 ± 91	1030 ± 45	
	80	o	67460 ± 682	1670 ± 171	1670 ± 75	509 ± 31	98	c	60070 ± 650	3610 ± 177	4390 ± 103	1314 ± 51	
	81	c	79020 ± 726	960 ± 168	6030 ± 123	1583 ± 55	99	c	61290 ± 655	3670 ± 178	4950 ± 110	1445 ± 54	
							100	c	58010 ± 641	2740 ± 174	4430 ± 104	1421 ± 56	
	56	c	60260 ± 648	1520 ± 169	4730 ± 107	1559 ± 62	101	c	57150 ± 636	1940 ± 172	3840 ± 97	1308 ± 56	
	58	o	58460 ± 639	1530 ± 169	1420 ± 72	497 ± 34	102	c	58580 ± 643	1700 ± 171	4210 ± 101	1416 ± 58	
	59	o	58240 ± 640	1580 ± 169	1470 ± 73	514 ± 34	M10	103	c	60530 ± 651	1930 ± 172	5240 ± 114	1675 ± 64
	60	c	59980 ± 645	1410 ± 169	4810 ± 108	1599 ± 63	104	c	52500 ± 617	2090 ± 171	5400 ± 116	1921 ± 75	
	63	c	80970 ± 732	1370 ± 169	5520 ± 117	1399 ± 49	106	o	57520 ± 641	1460 ± 170	1390 ± 73	496 ± 35	
	64	o	63500 ± 664	950 ± 167	1440 ± 74	481 ± 33	107	c	57430 ± 636	1780 ± 170	5260 ± 114	1771 ± 69	
	65	c	58540 ± 641	1630 ± 169	6270 ± 126	2071 ± 77	108	c	56050 ± 634	1930 ± 172	4300 ± 103	1483 ± 61	
	66	o	59640 ± 648	1030 ± 168	1410 ± 73	497 ± 35	110	c	57760 ± 641	3040 ± 175	4610 ± 106	1458 ± 57	
	67	c	61990 ± 655	1430 ± 168	4460 ± 104	1444 ± 58	111	c	59410 ± 646	3130 ± 177	4850 ± 109	1490 ± 57	
	68	o	65500 ± 673	1130 ± 168	1520 ± 74	489 ± 32	112	c	61130 ± 655	3790 ± 180	4460 ± 104	1305 ± 50	
	69	o	79740 ± 729	1100 ± 169	1950 ± 77	520 ± 28	113	o	55250 ± 631	1370 ± 170	1370 ± 73	510 ± 36	
M7	70	o	62360 ± 659	1180 ± 168	1410 ± 73	473 ± 33	114	c	60380 ± 651	3490 ± 178	3670 ± 95	1109 ± 46	
	71	c	64220 ± 665	1570 ± 171	5640 ± 118	1738 ± 65	115	o	59000 ± 646	1780 ± 171	1620 ± 75	554 ± 35	
	72	o	79340 ± 729	1140 ± 170	1850 ± 77	495 ± 28	116	c	60930 ± 654	3480 ± 178	4210 ± 102	1256 ± 50	
	73	o	76160 ± 717	1150 ± 169	1760 ± 76	490 ± 28	117	c	62220 ± 659	3390 ± 179	4490 ± 105	1318 ± 51	
	74	o	82520 ± 741	1420 ± 171	1870 ± 77	477 ± 26	118	c	62120 ± 661	3220 ± 178	4340 ± 103	1288 ± 50	
	75	c	61820 ± 655	1400 ± 169	5670 ± 119	1822 ± 69	119	c	61930 ± 659	2830 ± 176	4800 ± 108	1447 ± 55	
	76	c	63460 ± 663	1360 ± 170	5490 ± 117	1730 ± 65							
	77	o	57700 ± 640	1230 ± 169	1320 ± 72	476 ± 34							
	79	o	59540 ± 647	1530 ± 171	1450 ± 73	499 ± 34							
	80	c	59410 ± 644	1390 ± 168	5010 ± 111	1678 ± 66							
	83	c	65080 ± 672	1920 ± 171	3510 ± 93	1073 ± 46							
	84	o	40850 ± 562	970 ± 169	940 ± 69	475 ± 46							

Tab. 8. U-Th-Pb electron microprobe analyses and calculated individual ages of homogeneous grains M10, M6 and M7 located in the hydrated coronitic textures. See Fig. 9a for the weighted-histogram representation. c: core; o: overgrowths.

crystal	analyse	Th (ppm)	U (ppm)	Pb (ppm)	T (Ma)	
	30	r	53690 ± 616	2010 ± 169	2690 ± 83	976 ± 48
	31	r	53510 ± 616	1880 ± 168	2050 ± 77	757 ± 42
	32	r	53520 ± 615	1960 ± 168	3240 ± 89	1174 ± 53
	33	r	59280 ± 641	1770 ± 168	3030 ± 87	1018 ± 46
	34	o	48140 ± 592	1460 ± 167	1330 ± 71	558 ± 41
	35	r	61560 ± 649	2230 ± 170	3650 ± 94	1152 ± 48
	36	r	53280 ± 616	2060 ± 170	2140 ± 78	785 ± 43
	37	r	65110 ± 664	3020 ± 172	4190 ± 100	1210 ± 47
	38	r	60760 ± 647	2200 ± 169	3480 ± 92	1115 ± 47
	39	r	61670 ± 649	2000 ± 169	3410 ± 91	1090 ± 47
	40	r	57550 ± 631	1530 ± 167	2170 ± 79	764 ± 41
M9'	41	r	61780 ± 650	1630 ± 168	3530 ± 93	1146 ± 49
	42	r	63340 ± 657	2910 ± 173	4800 ± 108	1415 ± 53
	43	r	55360 ± 623	1340 ± 166	2020 ± 77	745 ± 42
	44	r	57000 ± 632	1430 ± 167	2470 ± 81	879 ± 45
	45	r	66940 ± 673	3180 ± 174	4380 ± 102	1225 ± 46
	46	r	57500 ± 634	2030 ± 170	2760 ± 84	943 ± 45
	47	r	62500 ± 655	2180 ± 170	3780 ± 95	1179 ± 49
	48	r	56880 ± 628	2710 ± 172	3530 ± 93	1165 ± 50
	49	r	62370 ± 652	2630 ± 171	4250 ± 101	1293 ± 51
	50	r	56230 ± 627	1870 ± 169	3640 ± 94	1265 ± 55
	51	r	55950 ± 627	2090 ± 169	2210 ± 79	775 ± 41
	52	r	53760 ± 616	1900 ± 169	2000 ± 77	736 ± 41
	53	r	53850 ± 617	2180 ± 170	2020 ± 77	730 ± 41

Tab. 10. U-Th-Pb electron microprobe analyses and calculated individual ages of monazite M9' located in the hydrated coronitic textures. See Fig. 9c for the weighted-histogram representation. r: rim; o: overgrowths.

located in the secondary coronitic textures formed at the expense of the garnet, yield younger ages with a minimum value around 0.75 Ga. The continuous distribution of the ages between 2.5 Ga and 0.75 Ga may be the result of the combination of lead loss and monazite growth episodes as suggested by the occurrence of inherited cores surrounded by recrystallized rims. Most of the monazites are also characterized by the occurrence of small overgrowth and internal recrystallization dated around 500 Ma. The systematic age gap between the 750 Ma and 500 Ma overgrowths associated to the homogeneity of this last population suggests that the last monazite growth episode occurred at ~500 Ma (mean age of 498 ± 4 Ma, $n=83$, $MSWD=2.68$).

Chemical composition of monazite

In-situ geochemical characterization of monazite by EMP (P, Ca, Si, LREE and Y) was carried out simultaneously with U-Th-Pb chemical dating. Although recent works do not show correlation between age and composition in monazites (Cocherie et al., 1998; Rubatto et al., 2001), others works demonstrate that integrating geochemical data with dating provide powerful arguments for deconvoluting multiple episodes of monazite or zircon growth (Föster et al., 2000).

Monazite chemical composition can be described in a ternary system with three end-members: pure monazite ($LREEPO_4$), brabantite ($CaTh(PO_4)_2$) and huttonite ($ThSiO_4$). Incorporation of the actinides Th and U in the monazite structure occurs through two main mechanisms of substitution: the brabantite substitution $(Th,U)^{4+}+Ca^{2+}=2LREE^{3+}$ and the huttonite substitution $(Th,U)^{4+}+Si^{4+}=LREE^{3+}+P^{5+}$ (Franz et al., 1996; Förster, 1998). LREE from La to Sm occur as major elements in the monazite, whereas HREE and Y commonly occur as minor elements. Variation of the rare earth element contents is dependent upon the extend of the xenotime content $(Y,HREE)PO_4$, which is controlled by the substitution $2LREE^{3+}=Y^{3+}+HREE^{3+}$ (Franz et al., 1996). Representative chemical compositions are presented in table 11. In order to show the variation in composition between the various population of monazite, two distinct representations were used: cationic plot for evaluating the substitution types (Fig. 10) and compositional pattern normalized to a reference monazite composition (monazite M4' - analyze #89, Tab. 11) (Fig. 11-12).

location features	inclusion in grt		qtz			coronitic texture			qtz			coronitic texture			qtz		coron		
	M12' #105	M1 11 2495	M4' #89	M5' #66	M10 97	inherited core M26" #27	M5' #66	M10 97	M10 1030	euheudal M2' #7	neoformed rim M26" #16	M5' #56	M9' #38	M9' #43	euheudal M9' #38	M9' #43	M26" #22	overgrowth M9" 41	M9" 501
UO2	0.29	0.11	0.19	0.21	0.34	0.27	0.46	0.34	0.10	0.11	0.21	0.24	0.15	0.18	0.18	0.14	0.17	0.18	0.18
PbO	0.97	0.87	0.87	0.46	0.35	0.46	0.73	0.35	0.35	0.30	0.73	0.38	0.22	0.14	0.14	0.17	0.17	0.17	0.17
ThO2	8.46	7.33	7.34	7.27	6.76	7.27	7.92	6.76	7.04	5.00	15.18	6.91	6.30	6.08	6.08	6.91	6.30	7.32	7.32
CaO	0.33	0.25	0.23	0.26	0.65	0.36	0.26	0.65	0.10	0.18	0.11	0.31	0.65	1.20	1.20	0.65	1.20	1.37	1.37
P2O5	26.65	27.28	26.65	26.51	28.35	27.55	26.51	28.35	26.82	28.08	23.53	27.35	28.10	29.42	29.42	27.35	29.42	29.89	29.89
Y2O3	0.27	0.06	0.08	0.06	0.39	0.27	0.06	0.39	0.05	0.02	0.03	0.16	0.16	1.81	1.81	0.16	1.78	1.78	
SiO2	1.89	1.68	1.76	1.70	0.94	1.42	1.70	0.94	1.69	1.03	3.75	1.40	0.86	0.18	0.18	0.86	0.18	0.28	0.28
La2O3	16.94	16.42	16.67	15.99	16.39	17.37	15.99	16.39	18.07	16.06	14.94	16.65	15.09	14.23	14.23	16.65	15.09	13.57	13.57
Ce2O3	29.81	30.12	30.05	29.69	30.07	31.34	29.69	30.07	31.64	32.64	27.16	30.44	27.87	26.38	26.38	30.44	27.87	25.58	25.58
Pr2O3	2.49	2.83	2.57	2.64	2.40	2.63	2.64	2.40	2.72	2.72	2.54	2.85	2.73	2.48	2.48	2.85	2.73	2.24	2.24
Nd2O3	8.80	9.65	9.19	9.44	9.81	9.44	9.44	9.81	8.87	12.31	8.63	9.82	11.62	10.78	10.78	9.82	11.62	9.60	9.60
Sm2O3	1.03	1.38	1.06	1.17	1.59	1.03	1.17	1.59	0.46	1.04	0.57	1.35	2.80	2.83	2.80	1.35	2.80	2.83	2.83
Gd2O3	0.63	0.72	0.42	0.49	0.88	0.48	0.49	0.88	0.16	0.21	0.12	0.46	0.97	2.54	2.54	0.12	0.97	2.63	2.63
total	98.55	98.71	97.06	99.89	98.89	99.89	96.91	98.89	98.05	100.15	97.48	98.33	97.51	98.12	98.12	98.33	97.51	97.43	97.43
U	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Pb	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Th	0.32	0.27	0.28	0.30	0.25	0.27	0.30	0.25	0.26	0.18	0.59	0.26	0.23	0.22	0.22	0.59	0.26	0.27	0.27
Ca	0.06	0.04	0.04	0.05	0.11	0.06	0.05	0.11	0.02	0.03	0.02	0.05	0.11	0.20	0.20	0.02	0.05	0.23	0.23
P	3.70	3.76	3.74	3.73	3.86	3.75	3.73	3.86	3.72	3.80	3.39	3.78	3.88	3.97	3.97	3.78	3.88	4.03	4.03
Y	0.02	0.01	0.01	0.02	0.03	0.02	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.15	0.15	0.00	0.01	0.15	0.15
Si	0.31	0.27	0.29	0.28	0.15	0.23	0.28	0.15	0.28	0.16	0.64	0.23	0.14	0.04	0.04	0.64	0.23	0.04	0.04
La	1.03	0.99	1.02	0.98	0.97	1.03	0.98	0.97	1.09	0.95	0.94	1.00	0.91	0.80	0.80	0.94	0.91	0.80	0.80
Ce	1.79	1.80	1.83	1.81	1.77	1.85	1.81	1.77	1.90	1.91	1.69	1.82	1.66	1.49	1.49	1.69	1.66	1.49	1.49
Pr	0.15	0.17	0.16	0.16	0.14	0.15	0.16	0.14	0.16	0.19	0.16	0.17	0.16	0.13	0.13	0.16	0.16	0.13	0.13
Nd	0.52	0.56	0.54	0.58	0.56	0.54	0.58	0.56	0.52	0.70	0.52	0.57	0.68	0.55	0.55	0.52	0.68	0.55	0.55
Sm	0.06	0.08	0.06	0.07	0.09	0.06	0.07	0.09	0.03	0.06	0.03	0.08	0.16	0.16	0.16	0.03	0.08	0.16	0.16
Gd	0.03	0.04	0.02	0.03	0.05	0.03	0.03	0.05	0.01	0.01	0.01	0.03	0.05	0.13	0.13	0.01	0.03	0.13	0.13
2ThSiO4	0.078	0.068	0.073	0.071	0.038	0.057	0.071	0.038	0.069	0.041	0.159	0.057	0.035	0.010	0.010	0.159	0.057	0.011	0.011
2REEPO4	0.899	0.909	0.909	0.907	0.904	0.920	0.907	0.904	0.928	0.954	0.838	0.919	0.908	0.890	0.890	0.838	0.919	0.853	0.853
CaTh(PO4)2	0.037	0.027	0.026	0.029	0.063	0.037	0.029	0.063	0.011	0.018	0.016	0.032	0.060	0.110	0.110	0.016	0.032	0.121	0.121

Tab. 11. Representative chemical composition of the distinct monazite populations from sample An6c.

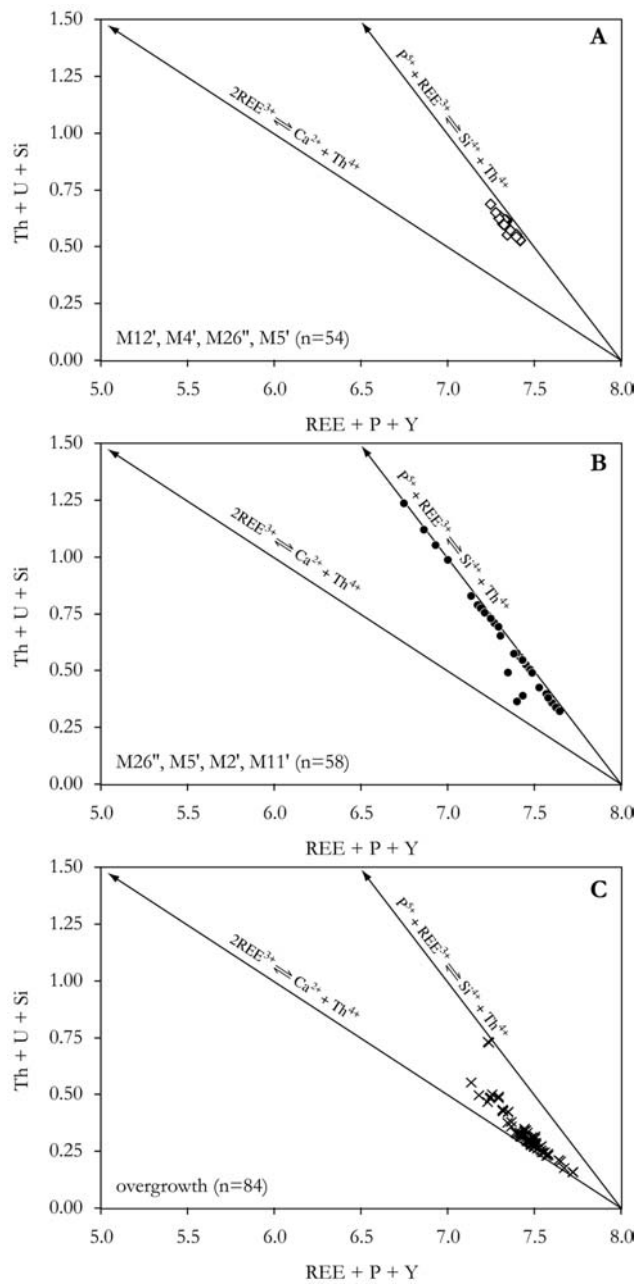


Fig. 10. Cationic plots (per formula units for 16 oxygens) showing the variation in composition between the three monazite groups (a) UHT group, (b) low grade group and (c) Cambrian overgrowths.

The investigation of monazite chemical composition reveals that their composition vary significantly at the sample-scale and crystal-scale. Such changes in composition are correlated with textural features and chemical ages, which allow us distinguishing three distinct groups: (1) UHT group, (2) low grade group and (3) Cambrian overgrowth.

(1) "UHT group" – Monazites included in garnet (M12') (excluding one grain M10'), rounded homogeneous grains (M4' in quartz or M10 in coronitic textures) and inherited cores from monazites located either in quartz (M26'') or in the coronitic textures (M5') exhibit the same very homogeneous chemical composition (Tab. 11). ThO₂ and UO₂ contents are quite homogeneous ranging respectively from 6.0 to 9.4 wt% and 0.1 to 0.5 wt%. The cationic plot in figure 10a, illustrates the chemical homogeneity of four representative monazites (M12', M4', M26'' and M5'), which belong to the various textural populations. All the data plot just below the substitution vector huttonite (Fig. 10a) suggesting that the incorporation of Th and U was mainly associated with incorporation of Si (SiO₂ = 0.8 - 2.2 wt%), via the huttonite substitution. CaO and Y₂O₃ content are relatively low (< 0.6 wt%).

(2) The "low grade group" – It consists of neofomed rims (M26'' and M5') and euhedral monazites (M2' and M9') located in the matrix, either in quartz or in the coronitic textures. In contrast to the "UHT group", they display a large variation in composition, which is only due to variable rates of huttonite substitution for more than 90 % of the analysis (Fig. 10b). Such group is characterized by highly variable ThO₂ concentrations, which range from 4.4 to 15.2 wt% and low UO₂ contents (< 0.3 wt%). Such second population is also characterized by the lowest xenotime contents reported in the sample, leading to a depletion in Y and MREE (Sm and Gd) perceptible in most of the grains (Fig. 11). CaO and Y₂O₃ contents are usually below 0.3 and 0.2 wt% respectively. SiO₂ exhibit a very important variation from 0.4 to 3.7 wt% (Tab. 11).

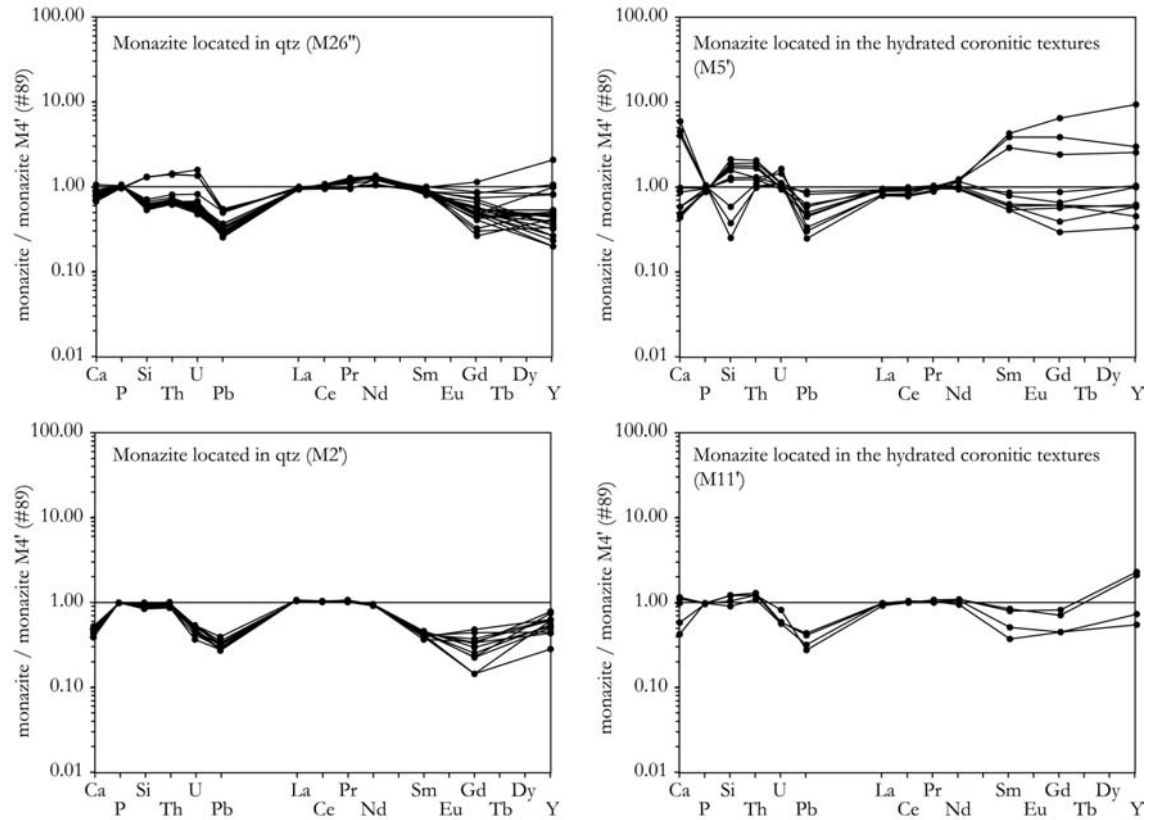


Fig. 11. Chemical composition of representative monazites from the "low grade group" normalized to monazite M4' - analyze #89, which belong to the "UHT group"

(3) Cambrian overgrowths – They occur in most of the matrix grains and are characterized by a typical and striking homogeneous chemical composition. Although thorium and uranium contents are not strongly different from the others monazite population (from 5.5 to 10.8 wt% and 0.1 to 0.2 wt% respectively from ThO_2 and UO_2), figure 9c shows that the incorporation of these actinides occurred almost exclusively through the brabantite substitution. Consequently, such overgrowths are strongly enriched in CaO (from 0.9 to 1.9 wt%), MREE (Sm and Gd) and Y (Y_2O_3 : from 0.8 to 2.4 wt%) and depleted in SiO_2 (<0.7 wt%) and LREE with respect to the others monazite domains (i.e. "UHT group" and "low grade group") (Fig. 11). These overgrowths display the highest xenotime component contents.

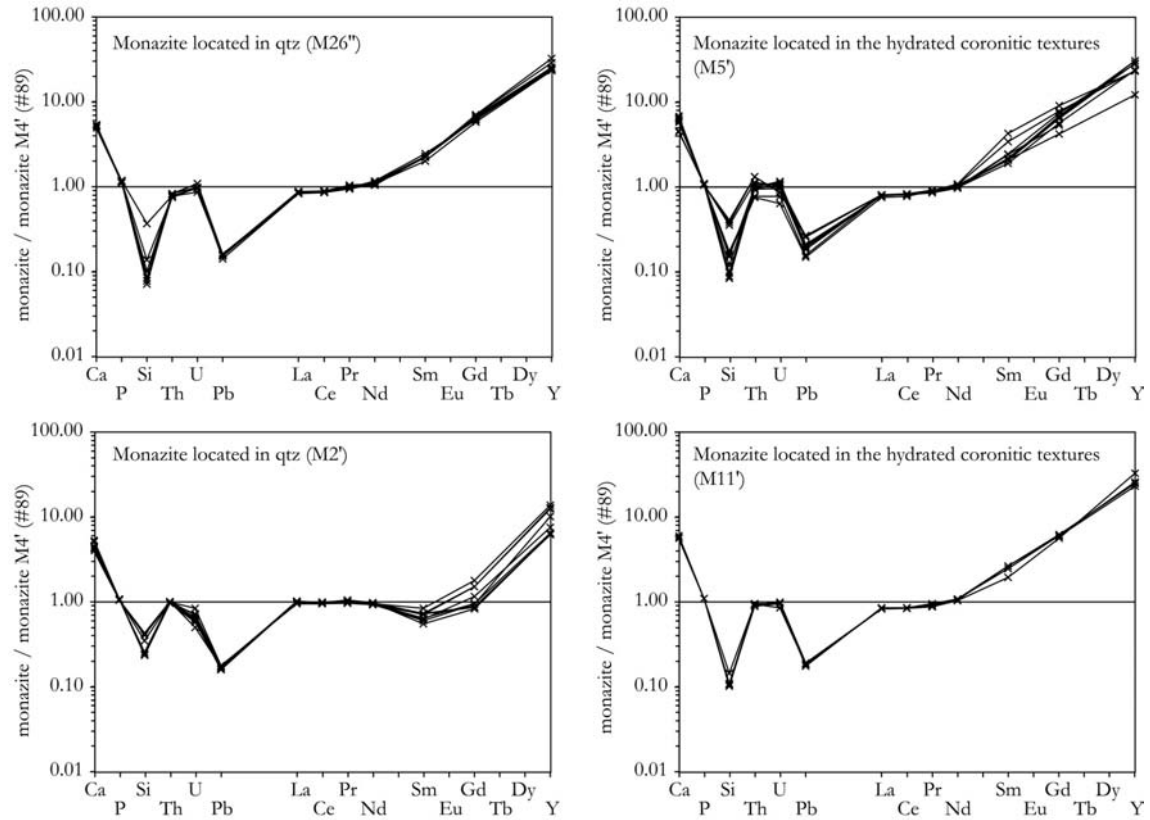


Fig. 12. Chemical composition of representative monazites from the "Cambrian overgrowths" normalized to monazite M4' - analyze #89, which belong to the "UHT group"

This correlation between chemical composition, textural features and chemical dating is interpreted as the result of three distinct episodes of monazite growth. Although they are located in different textural positions, the uniform and homogeneous compositions of monazites which form part of the "UHT group", like M12' in garnet, M4' in quartz and inherited core within M5' in orthoamphibole-bearing textures, suggest that they belong to the same generation. Petrographical constraints suggest that they are coeval with UHT metamorphism, constrain at a minimal age of ~ 2.5 Ga by EMP dating. The specific chemical composition of the neoformed rims and matrix grains ("low-grade group") is also consistent with a new episode of monazite crystallization as suggested by the textural features. This new monazite growth event is coeval with garnet breakdown into orthoamphibole-bearing assemblages, but its absolute age cannot be constrained only using EMP data. Finally, the third episode of monazite crystallization, which have been well demonstrated by EMP dating, correspond to the development of small overgrowths with a characteristic composition at 500 Ma.

ID-TIMS U-Pb dating of micro-drilled single monazites.

Twelve monazite grains, selected from the previous EMP study, were selected and micro-drilled for individual dating. The analyzed monazite grains are reported on a Concordia diagram (Fig. 13 and Table 12), where they all plot on discordant trajectories, from 13% to 95%. Considering that all these monazites are extracted from a single thin section, their relative location on the Concordia diagram are strongly connected to their textural position within the mineralogical assemblage. Consequently, the different results and corresponding ages are discussed relatively to the textural position of the monazites.

(1) The two analyzed monazites included in garnet (M8, M12) produce comparable and moderately discordant (29-32 %) analytical points, which indicate $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ apparent ages of 2.4 Ga.

(2) Three grains are located within the coronitic domains (M10, M16, M'5). The analytical points are strongly discordant, from 70 to 95%. A fourth one (M'9), characterized by a comparable level of discordance, plot on a distinct trajectory and indicates an older lower intercept than the other monazites. This is consistent with EMP dating which precise the almost lack of Cambrian domains within the grain.

(3) Three grains are located into the matrix at the contact between recrystallised quartz and hydrated coronitic assemblages (M3, M4, M17). These points are strongly discordant, from 75% to 83%, and plot near the former ones.

(4) The three last grains included into quartz display very distinct behavior of their U-Pb system. Monazite M'18 is much less discordant than the other crystals (13%) and preserved a pre-metamorphic history of the protolith at 2.7 Ga. Grain M'4 is moderately discordant (30%) and plot closely to the garnet-included monazites. Grain M'2 is highly discordant (94%) and plot near monazite M'5 located within the coronitic domains, both grains being characterized by large Cambrian overgrowths.

Ten of the twelve analyzed monazite plot on an imperfect alignment, which is strongly connected to garnet on the one side and to its breakdown products on the other side. Calculation using a model 2-fit (Ludwig, 2001) indicates two intercepts with the Concordia curve at 2523 ± 10 Ma and 576 ± 12 Ma respectively (Fig. 13). Additionally, a line joining M8 (garnet inclusion) and M'9 (Cambrian overgrowth-free) monazites allows

calculating an upper intercept at 2.56 Ga and a lower intercept at 740 Ma. Finally, a plot of the oldest M'18 monazite with the most discordant analyzed grains (M'2, M'5) indicates a 2.70 Ga upper intercept age.

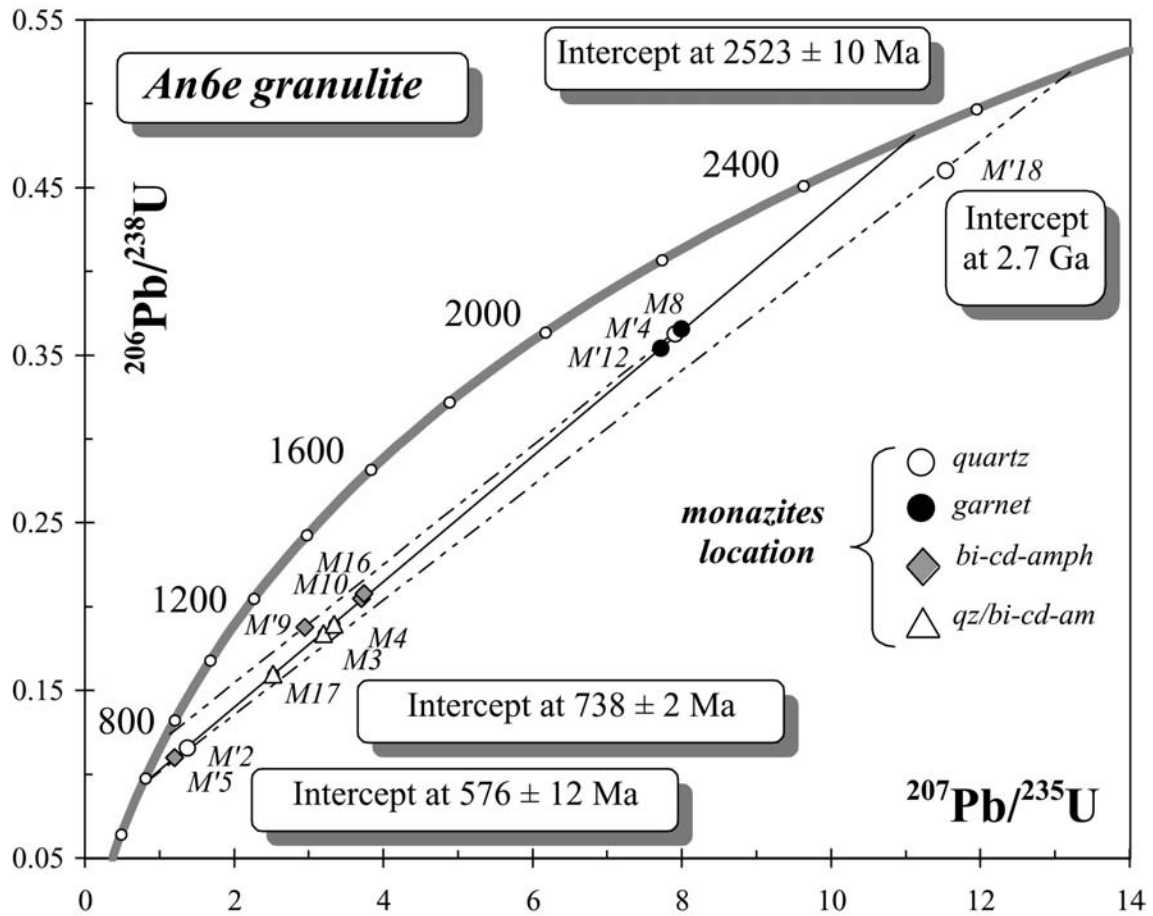


Fig. 13. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ concordia diagram with analysis monazites from the Andriamena granulite An6e. Each monazite analyze is characterized by its textural position.

Number	Description	Weight (mg)	Number of grains	Concentrations			Atomic ratios			Apparent ages (Ma)								
				U	Pb rad.	Pb n.rad.	^{206}Pb	^{204}Pb	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	^{206}Pb	^{207}Pb	^{206}Pb	^{207}Pb				
				(ppm)	(ppm)	(pg.)	^{206}Pb	^{204}Pb	$\pm 2s$ (%)	$\pm 2s$ (%)	^{238}U	^{235}U	^{206}Pb	^{206}Pb				
An6c																		
M'18	quartz	0.011	1	1189	6681	3.3	52690	0.4605 ± 0.12	11.532 ± 0.12	0.1816 ± 0.03	2442	2567	2668					
M'4	quartz	<0.001	1	1506	8866	0.1	6813	0.3618 ± 0.19	8.177 ± 0.21	0.1639 ± 0.09	1991	2251	2496					
M'2	quartz	<0.001	1	564	2083	2.1	559	0.1159 ± 1.36	1.371 ± 1.96	0.0858 ± 1.33	707	876	1334					
M8	garnet	0.013	1	900	4290	13.0	13576	0.3660 ± 0.53	7.991 ± 0.53	0.1584 ± 0.03	2011	2230	2438					
M'12	garnet	<0.001	1	2081	7337	0.4	10635	0.3542 ± 0.14	7.710 ± 0.15	0.1579 ± 0.06	1954	2198	2433					
M16	bi-cd-amph	0.001	1	3704	10735	2.1	6263	0.2079 ± 0.17	3.743 ± 0.19	0.1306 ± 0.08	1218	1581	2106					
M10	bi-cd-amph	<0.001	1	3703	7147	1.8	6524	0.2046 ± 0.15	3.705 ± 0.17	0.1313 ± 0.08	1200	1572	2116					
M'9	bi-cd-amph	0.001	1	7080	12745	3.0	10846	0.1876 ± 0.13	2.945 ± 0.14	0.1139 ± 0.05	1108	1394	1862					
M'5	bi-cd-amph	<0.001	1	1294	3007	1.5	1314	0.1101 ± 0.63	1.203 ± 0.94	0.0793 ± 0.66	673	802	1179					
M4	qz/bi-cd-am	<0.001	1	475	3854	2.6	591	0.1899 ± 2.40	3.342 ± 2.88	0.1277 ± 1.48	1121	1491	2066					
M3	qz/bi-cd-am	<0.001	1	987	5717	0.7	2214	0.1838 ± 0.41	3.194 ± 0.49	0.1260 ± 0.25	1088	1456	2043					
M17	qz/bi-cd-am	0.001	1	1138	6058	13.0	591	0.1598 ± 0.50	2.518 ± 0.73	0.1143 ± 0.49	956	1277	1869					

Individual analyses were performed on the least magnetic (2° forward and side tilt at 2.2 A using a Frantz Isodynamic magnetic barrier separator) mechanically abraded and crack-free zircon grains. Monazite grains were not abraded. The isotopic ratios are corrected for mass discrimination (0.1 ± 0.015 % per amu for Pb and U), isotopic tracer contribution and analytical blanks: 4 ± 1 pg for Pb and < 1 pg for U. Initial common Pb is determined for each fraction in using the Stacey & Kramers (1975) two-step model. Abbreviations : trans. = transparent ; p. pi. = pale pink ; ye = yellow ; clrls = colourless ; p. ye. = pale yellow ; br. = brown ; anhe = anhedral ; gr = greenish ; bi- cd- amph = biotite-cordierite-orthoamphibole ; qz/bi-cd-am = at the limit between quartz and biotite-cordierite-orthoamphibole assemblages.

Tab. 12. U-Pb isotopic analysis of zircon and monazite from Andriamena granulite An6c.

INTERPRETATION OF THE COMBINED EMP AND ID-TIMS DATING RESULTS.

The EMP study, which combine chemical U-Th-Pb dating, imaging of textural features and chemical composition analyze, has demonstrated that at least three episodes of monazite crystallization occurred in this sample. Most of the monazites from the matrix consist of a core and recrystallized rims and/or internal domains dated between 2.5 Ga and 0.75 Ga with the frequent occurrence of 500 Ma overgrowths. Consequently, ID-TIMS dating of such complex crystals implies a mixing of the different age domains and can not result in perfectly defined discordia line because the amount of each component vary from grain to grain. Accordingly, the lower intercepts calculated at 740 Ma and 576 Ma, only represent minimum and maximum estimates respectively. All the data plot into a triangle with an upper pole at 2.52-2.54 Ga and lower poles at 790 Ma (ID-TIMS on C6 monazites) and 500 Ma (EMP on An6e).

ID-TIMS dating has shown that all the monazites from sample An6e were discordant. This implies that all the ages determined by EMP and ranging from 2.5 Ga to 0.75 Ga were meaningless and only related to the degree of discordance of the U-Th-Pb system inside the monazite cores. It is noteworthy that discordant EMP Th-Pb chemical ages are quite well correlated with $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ID-TIMS apparent ages. At the opposite, the Th-Pb Cambrian ages measured by EMP technique on overgrowths are most probably meaningful and precisely dated at 520 ± 13 Ma on monazite M'5.

Finally, a single monazite grain armoured in quartz, was almost fully preserved from three metamorphic overprints and display an age of 2.7 Ga. Consequently, a total of four distinct ages were obtained by U-Pb dating of monazite grains from a single thin-section.

DISCUSSION AND CONCLUSION

Geological interpretation of the four distinct thermal events

Conventional isotopic results carried out on monazites extracted by standard mineral separation techniques from samples C43, C1 and C6 was not sufficient to constrain the age of the UHT metamorphism: 790 Ma or 2.5 Ga? This uncertainty was totally removed by applying on monazites from sample An6e our new complementary approach,

which implies EMP analysis (dating and chemical composition analyze) and conventional ID-TIMS. Moreover, it corroborates the occurrence of a 2.7 Ga thermal event, which was previously determined by conventional ID-TIMS dating of zircons from samples C1 and C43. Finally, and above all, it reveals the occurrence of a Cambrian event, which has not been observed on sample C1 or C6, although they come from the same locality and display the same metamorphic evolution as sample An6e.

The geological signification of the 2.7 Ga remains uncertain, but we interpret it as the igneous protolith age. In contrast, the late Archaean event (~ 2.5 Ga) is clearly identified as the age of the UHT metamorphism ($1050 \pm 50^\circ\text{C}$ and 11.5 ± 1.5 kbar). It has been inferred by dating monazites included and in textural equilibrium with UHT garnet. We remind that UHT granulites occurred in the field as small relic lenses and that they were strongly reworked during the Neoproterozoic times. Consequently, the geodynamic context at the origin of this extreme thermal perturbation is still unknown. These UHT granulites were affected by a second metamorphic event under lowest granulite facies conditions (900°C and ~ 7 kbar) at 790 Ma. This event is mainly characterized by the breakdown of the UHT garnet into an hydrated orthoamphibole and cordierite bearing assemblage. The age of the retrogression was rigorously constrain by dating monazites located in the hydrated coronitic textures, which display critical textural relationships with the metamorphic assemblages, like the occurrence of inclusions of orthoamphibole and cordierite in the middle Neoproterozoic neoformed monazite rim. This granulite event is coeval with the emplacement of voluminous mafic rocks and granitoids in Central and North-Central Madagascar interpreted as an arc magmatism related to the closure of the Mozambique ocean (Guérrot *et al.*, 1993; Handke *et al.*, 1999; Tucker *et al.*, 2000, Kröner *et al.*, 2000). The last thermal event, dated at 500 Ma, is characterized by the crystallization of small overgrowths. The recognition and dating of this fourth episode of monazite growths was possible only using the high spatial resolution of the EMP dating method since the overgrowths are lower than $10 \mu\text{m}$ in size. Interestingly, in addition to the overgrowths, Cambrian ages are also reported from internal recrystallized monazite domains located at the contact with rock-forming inclusions (quartz, cordierite, biotite, orthoamphibole) or in garnet cracks. Therefore, we suggest that the Cambrian episode of monazite crystallization is related to a fluid circulation event. This late event is coeval with the emplacement and deformation of the Andriamena unit, under upper amphibolite facies conditions (5-7 kbar, $650\text{-}700^\circ\text{C}$), dated by EMP at 530-500 Ma (Goncalves *et al.*, 2002). The deformation is

interpreted as the result of the continental convergence of the Australia-Antarctica block and Madagascar-Sri Lanka-India-East Africa block during the final amalgamation of Gondwana (Goncalves *et al.*, 2002). The relatively weak imprint, or total lacking of the Cambrian event in the Mg-granulites is partly due to its lowest metamorphic grade and to the refractory behaviour of the Mg-granulites. In the same way, we suggest that this particular bulk composition favors the preservation of evidences of four distinct ages, and above all the preservation of an igneous protolith age (2.7 Ga) on zircons and more amazingly on monazites, despite the superposition of a later UHT metamorphic event (2.5 Ga).

In conclusion, the combination of a detailed petrographical analysis, an EMP study and in-situ dating, associated to conventional and in-situ ID-TIMS dating were necessary to decipher all these complex geochronological information. As stated by Williams (1998) "If the sampling had not been guided by a prior detailed petrographical analysis, the significance of each monazite generations could not have been fully appreciated and the interpretation of the isotopic ages would have remained equivocal". In addition to the four distinct ages reported in a same thin-section, another main geochronological result is the important diachrony between the UHT peak metamorphism and the subsequent hydrated retrogression. Indeed, in a first approximation without these geochronological constraints, these metamorphic evolution might have been interpreted as the result of a single thermal event.

Relationships between monazite textural position and isotopic resetting

One of the main result of this study is that most of the analyzed monazite are significantly discordant (C43, C1 and An6e), which is a peculiarity rarely observed (Paquette *et al.*, 1999). Data are not sufficient to discuss the origin of the discordance for sample C43 and C1. In contrast, for sample An6e, the primary EMP investigation and the subsequent isotopic dating of monazite drilled-out from thin-section, allow us discussing the origin of the isotope discordance and the influence of the textural position on the variable degree of this discordance.

EMP dating reveals that most of the matrix monazites display various age domains interpreted as resulting from distinct episodes of monazite growth (2.5 Ga, 790 Ma and 500 Ma). Consequently, the isotope discordance reflects mainly a mixture of different domains

that crystallized at different times. It is beyond the scope of this contribution to discuss in detail the resetting processes, but we cannot definitely ruled out that the discordance is also partly due to lead loss by diffusion or leaching. Indeed, EMP ages of inherited UHT cores and grains included in garnet with no evidences of multiple growths are younger than 2.5 Ga, suggesting that lead loss occurred. Another possibility to explain these "younger intermediate ages" is that despite the high spatial resolution of EMP, a mixing between 2.5 Ga and 790 Ma domains occurred under the beam during analyze. The second episode of monazite growth at 790 Ma occurred through a dissolution-precipitation process as suggested by the occurrence of relic UHT inherited cores surrounding by a rim including phases resulting from the breakdown of UHT assemblage. EMP dating yield ages, which are frequently older than 790 Ma. We suggest that residual radiogenic lead remain partially trapped in the secondary rim when formed at 790 Ma, yielding apparent oldest ages when analyzed by EMP.

In our knowledge, this work is the first in which the degree of isotope discordance reported in conventional ID-TIMS U-Pb monazite ages is correlated with the textural position of monazites. Monazite included in garnet are usually the less discordant, demonstrating if it needs to be done, the shielding effect of garnet, which have been yet reported by EMP and SIMS studies (De Wolf *et al.*, 1993; Montel *et al.*, 2000). Monazites located in quartz displays highly variable degrees of discordance (from 13% to 94%). However, the preservation of a sub-concordant age of 2.7 Ga in one grain, despite the superposition of three metamorphic events one of which occurring under UHT conditions ($\sim 1050^\circ\text{C}$) demonstrates the robustness of the U-Th-Pb system and suggest that quartz can have the same efficient shielding effect than garnet. In such case, the closure temperature concept cannot be apply since these grains are not subject to resetting, despite the imprint of Ultra-High Temperature conditions (1050°C), which are significantly higher than all the closure temperature proposed recently (estimated at $530 \pm 25^\circ\text{C}$ (Black *et al.*, 1984) to $725 \pm 25^\circ\text{C}$ (Copeland *et al.*, 1988)). In contrast, monazites located in the hydrated coronitic textures (orthoamphibole, biotite and cordierite) and in the matrix at the contact with cordierite are the most discordant. We suggest that this fluid-rich environment favors the dissolution-precipitation process, and thus the isotope resetting. The last Cambrian episode of monazite crystallization is also interpreted as the result of a dissolution-precipitation process under fluid-present conditions. According to the experimental resetting study of the U-Th-Pb system in monazite, Seydoux-Guillaume *et al.* (2002) shows that the

dissolution-precipitation process depends on fluid composition and that this process is more efficient under Ca-rich fluid conditions. Interestingly, the Cambrian overgrowths are significantly enriched in Ca. This peculiar composition could be related to the fluid-composition, but we cannot exclude the possibility that it simply related to P-T conditions of crystallization different from the other episode of monazite crystallization.

Conclusion and future applications

This study is an attempt to demonstrate the importance of the local textural position on the behavior of monazite and its consequences on geochronology. This local influence is well illustrated by two monazite grains (M4' and M5') from sample An6e, which are located at less than 1 mm from each other in different textural settings. Despite their proximity, they display a strongly different morphology, internal zoning (Fig. 6b-6f), EMP and ID-TIMS ages (Fig. 13). We also illustrate the potential of combining in-situ high spatial resolution dating techniques, like EMP chemical dating, which is also non-destructive, with the high analytical precision of ID-TIMS applied on grains drilled out from thin sections, to unravel complex polycyclic evolutions and put absolute time constraints on P-T paths.

In addition to polymetamorphic rocks, this combined in-situ method is suitable for tectonic analysis. Constraining the timing of deformational fabrics can be achieved by analyzing grains located in different microstructural settings, like micro-scale shear zones, crenulation cleavages or pressure shadows around porphyroclastes. It will offer new critical insights into recurrent tectonic problems concerning whether multiple tectonic fabrics are related to a single-event or the superposition of distinct tectonic events well separated in time (Williams and Jercinovic, 2002). Therefore, it will be possible to construct time-calibrated P-T-D paths.

REFERENCES

- Black, L. P., Fitzgerald, F. D. & Harley, S. L., 1984. Pb isotopic composition, colour, and microstructure of monazites from a polymetamorphic rock in Antarctica. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **85**, 141-181.
- Bosch, D., Hammor, D., Bruguier, O., Caby, R. & Luck, J. M., 2002. Monazite "in-situ" $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ geochronology using a small geometry high-resolution ion probe. Application to Archaean and Proterozoic rocks. *Chemical Geology*, **194**, 151-165.
- Braun, I., Montel, J. M. & Nicollet, C., 1998. Electron microprobe dating of monazite from high-grade gneisses and pegmatites of the Kerala Khondalite Belt, southern India. *Chemical Geology*, **146**, 65-85.
- Cocherie, A., Legendre, O., Peucat, J. J. & Kouamelan, A. N., 1998. Geochronology of polygenetic monazites constrained by in situ electron microprobe Th-U-total lead determination; implications for lead behaviour in monazite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **62**, 2475-2497.
- Collins, A. S., Windley, B. F., Kröner, A., Fitzsimons, I. & Hulscher, B., 2001. The tectonic architecture of central Madagascar: Implication on the evolution of the East African Orogeny. *Gondwana Research*, **4**, 152-153.
- Copeland, P. & Parrish, R. R., 1988. Identification of inherited radiogenic Pb in monazite and its implications for U-Pb systematics. *Nature*, **333**, 760-763.
- Corfu, F., Crane, A., Moser, D. & Rogers, G., 1998. U-Pb zircon systematics of Gruinard Bay, Northwest Scotland; implications for the early orogenic evolution of the Lewisian Complex. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **133**, 329-345.
- Crowley, J. L. & Ghent, E. D., 1999. An electron microprobe study of the U-Th-Pb systematics of metamorphosed monazite; the role of Pb diffusion versus overgrowth and recrystallization. *Chemical Geology*, **157**, 285-302.
- DeWolf, C. P., Belshaw, N. & O'Nions, R. K., 1993. A metamorphic history from micron-scale $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ chronometry of Archean monazite. *Earth and Planetary Science Letters*, **120**, 207-220.
- Forster, H. J., 1998. The chemical composition of REE-Y-Th-U-rich accessory minerals from peraluminous granites of the erzgebirge-Fichtelgebirge region, Germany. I. The monazite-(Ce)-brabantite solid solution series. *American Mineralogist*, **83**, 259-272.

- Franz, G., Andrehs, G. & Rhede, D., 1996. Crystal chemistry of monazite and xenotime from Saxothuringian-Moldanubian metapelites, NE Bavaria, Germany. *European Journal of Mineralogy*, **8**, 1097-1118.
- Goncalves, P., Nicollet, C. & Lardeaux, J. M., 2000. In-situ electron microprobe monazite dating of the complex retrograde evolution of UHT granulites from Andriamena (Madagascar) : apparent petrographical path vs PTt path. Geological Society of America, Annual Meeting, Reno, USA. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, **32**,
- Goncalves, P., Nicollet, C., Montel, J. M., Lefevre, B., Paquette, J. L., Lardeaux, J. M. & Pin, C., 2001. Is the petrographical PTt path consistent with the real thermal path ? The example of the polymetamorphic Ultra-High Temperature granulites of Andriamena (Madagascar). EUG XI, Strasbourg, France. *Terra Abstract*, **12**,
- Goncalves, P., Nicollet, C. & Lardeaux, J. M., 2002. Finite strain pattern in Andriamena unit (North-Central Madagascar): evidence for late Neoproterozoic-Cambrian thrusting during continental convergence. *Precambrian Research*, **in press**,
- Guérrot, C., Cocherie, A. & Ohnenstetter, M., 1993. Origin and evolution of the West Andriamena Pan-African mafic-ultramafic complex in Madagascar as shown by U-Pb, Nd isotopes and trace element constraints. EUG VIII, Starsbourg, France. *Terra Abstract*, **5**, 387.
- Handke, M. J., Tucker, R. D. & Ashwal, L. D., 1999. Neoproterozoic continental arc magmatism in west-central Madagascar. *Geology*, **27**, 351-354.
- Harrison, T. M., McKeegan, K. D. & LeFort, P., 1995. Detection of inherited monazite in the Manaslu leucogranite by (super 208) Pb/ (super 232) Th ion microprobe dating; crystallization age and tectonic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, **133**, 271-282.
- Kober, B., 1986. Whole-grain evaporation for 207Pb/206Pb-age-investigations on single zircons using a double-filament thermal ion source. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **93**, 482-490.
- Kröner, A., Hegner, E., Collins, A. S., Windley, B. F., Brewer, T. S., Razakamanana, T. & Pidgeon, R. T., 2000. Age and magmatic history of the Antananarivo block, central Madagascar, as derived from zircon geochronology and Nd isotopic systematics. *American Journal of Science*, **300**, 251-288.

- Lanzirotti, A. & Hanson, G. N., 1995. U-Pb dating of major and accessory minerals formed during metamorphism and deformation of metapelites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **59**, 2513-2526.
- Ludwig, K. R., 1993. Pbdatt: a computer program for processing Pb-U-Th isotope data, version 1.24. U. S. Geological Survey, Open-File Report **88-542**, 32 pp.
- Ludwig, K. R., 2001. Eliminating mass-fractionation effects on U-Pb isochron ages without double spiking. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **65**, 3139-3145.
- Montel, J. M., Foret, S., Veschambre, M., Nicollet, N. & Provost, A., 1996. Electron microprobe dating of monazite. *Chemical Geology*, **131**, 37-53.
- Montel, J. M., Kornprobst, J. & Vielzeuf, D., 2000. Preservation of old U-Th-Pb ages in shielded monazite: example from the Beni Bousera Hercynian kinzigites (Morocco). *Journal of Metamorphic Geology*, **18**, 335-342.
- Nicollet, C., Montel, J. M., Foret, S., Martelat, J. E., Rakotondrazafy, R. & Lardeaux, J. M., 1997. E-Probe monazite dating in Madagascar : a good example of the usefulness of the in-situ dating method. UNESCO-IUGS-IGCP 348/368. Internal Symposium and field workshop on proterozoic geology of Madagascar, MADAGASCAR. *Abstract*, 65.
- Paquette, J. L., Montel, J. M. & Chopin, C., 1999. U-Th-Pb dating of the Brossasco ultrahigh-pressure metagranite, Dora-Maira massif, western Alps. *European Journal of Mineralogy*, **11**, 69-77.
- Paquette, J. L. & Pin, C., 2001. A new miniaturized extraction chromatography method for precise U-Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, **176**, 311-319.
- Parrish, R. R., 1990. U-Pb dating of monazite and its application to geological problems. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **27**, 1431-1450.
- Rubatto, D., Williams, I. S. & Buick, I. S., 2001. Zircon and monazite response to prograde metamorphism in the Reynolds Range, central Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **140**, 458-468.
- Schaltegger, U., Fanning, C. M., Guenther, D., Maurin, J. C., Schulmann, K. & Gebauer, D., 1999. Growth, annealing and recrystallization of zircon and preservation of monazite in high-grade metamorphism; conventional and in-situ U-Pb isotope, cathodoluminescence and microchemical evidence. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **134**, 186-201.

- Scharer, U., Krogh, T. E. & Gower, C. F., 1986. Magmatic-metamorphic evolution of the Grenville Province in eastern Labrador from U-Pb systematics in accessory minerals. Joint Annual Meeting, *11*, 124.
- Seydoux-Guillaume, A. M., Paquette, J. L., Wiedenbeck, M. & Heinrich, W., 2002. Experimental resetting of the U-Th-Pb system in monazite. *Chemical Geology*, **in press**,
- Simpson, R. L., Parrish, R. R., Randall, R., Searle, M. P. & Waters, D. J., 2000. Two episodes of monazite crystallization during metamorphism and crustal melting in the Everest region of the Nepalese Himalaya. *Geology*, **28**, 403-406.
- Smith, H. A. & Barreiro, B., 1990. Monazite U-Pb dating of staurolite grade metamorphism in pelitic schists. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **105**, 602-615.
- Steiger, R. H. & Jäger, E., 1977. Subcommission on geochronology: convention to use of decay constants in geo and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, **26**, 207-221.
- Suzuki, K., Adachi, M. & Kajizuka, I., 1994. Electron microprobe observations of Pb diffusion in metamorphosed detrital monazites. *Earth and Planetary Science Letters*, **128**, 391-405.
- Terry, M. P., Robinson, P., Hamilton, M. A. & Jercinovic, M. J., 2000. Monazite geochronology of UHP and HP metamorphism, deformation, and exhumation, Nordoyane, Western gneiss Region, Norway. *American Mineralogist*, **85**, 1651-1664.
- Tucker, R. D., Ashwal, L. D., Handke, M. J. & Hamilton, M. A., 1997. A geochronologic overview of the Precambrian rocks of Madagascar: A record from the Middle Archaean to the Late Neoproterozoic. Proceedings of the UNESCO-IUGS-IGCP 348/368 International Workshop on Proterozoic Geology of Madagascar, Antananarivo, Madagascar. *5*, 99.
- Vavra, G., Gebauer, D., Schmid, R. & Compston, W., 1996. Multiple zircon growth and recrystallization during polyphase Late Carboniferous to Triassic metamorphism in granulites of the Ivrea Zone (Southern Alps); an ion microprobe (SHRIMP) study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **122**, 337-358.
- Williams, M. L., Jercinovic, M. J. & Terry, M. P., 1999. Age mapping and dating of monazite on the electron microprobe: Deconvoluting multistage tectonic histories. *Geology*, **27**, 1023-1026.

- Williams, M. L. & Jercinovic, M. J., 2002. Microprobe monazite geochronology: putting absolute time into microstructural analysis. *Journal of Structural Geology*, **24**, 1013-1028.
- Zhu, X. K., O'Nions, R. K., Belshaw, N. S. & Gibb, A. J., 1997. Lewisian crustal history from in situ SIMS mineral chronometry and related metamorphic textures. *Chemical Geology*, **136**, 205-218.
- Zhu, X. K., O'Nions, R. K. & Gibb, A. J., 1998. SIMS analysis of U-Pb isotopes in monazite: matrix effects. *Chemical Geology*, **144**, 305-312.

- Conclusions Générales -

L'approche pluridisciplinaire (structurale, pétrologique et géochronologique) appliquée à l'étude des roches de l'unité basique - ultrabasique d'Andriamena (Centre-Nord Madagascar) a permis de mieux cerner l'évolution thermomécanique d'une portion du socle Précambrien Malgache. En plus des implications régionales, cette étude nous a aussi conduit à réfléchir sur des problèmes plus généraux comme la signification des "trajets pétrographiques" en contexte polycyclique et sur l'apport de la géochronologie in-situ dans de tels contextes.

EVOLUTION THERMOMECHANIQUE DE L'UNITE D'ANDRIAMENA

Les données géochronologiques U-Th-Pb obtenues à la microsonde électronique et par ID-TIMS montrent clairement le caractère polycyclique de l'évolution thermique de l'unité d'Andriamena. Ainsi, quatre événements ont été reconnus dans différentes lithologies: 2.7 Ga, ~2.5 Ga, 790-730 Ma et 530-500 Ma. Il est important de noter que certains échantillons, comme la granulite à orthoamphibole An6e, préservent des évidences de la totalité de l'histoire thermique d'Andriamena (cf. partie IV).

Si l'interprétation de l'événement Archéen daté à 2.7 Ga reste encore problématique, l'événement fini-Archéen à 2.5 Ga correspond quant à lui clairement à l'âge du métamorphisme de ultra-hautes températures (UHT). Ce dernier est préservé uniquement dans des granulites de composition très réfractaire riches en Mg et Al et il est marqué par des assemblages caractéristiques à sapphirine + quartz et orthopyroxène + sillimanite + quartz. Les conditions P-T du pic de métamorphisme ont été estimées à $1050 \pm 50^\circ\text{C}$ et 11.5 ± 1.5 kbar (cf. partie III). Le contexte géodynamique à l'origine de ces conditions extrêmes dans la croûte continentale est encore inconnu. Néanmoins, on peut souligner que le métamorphisme de UHT enregistré dans l'unité d'Andriamena est

contemporain d'un événement magmatique majeur à Madagascar, qui est marqué par la mise en place de granitoïdes de composition granodioritique et tonalitique dans le socle Malgache.

Le Néoprotérozoïque moyen (730-790 Ma) correspond à une période d'intense activité magmatique et métamorphique dans l'unité d'Andriamena. Elle est marquée par la mise en place d'un important complexe basique-ultrabasique contemporain d'un épisode de fusion partielle associé à un métamorphisme granulitique (850-900°C et ~7 kbar). Ce métamorphisme est à l'origine de la rétro-morphose partielle des assemblages fini-Archéens de UHT en de nouveaux assemblages de plus basses pressions et températures à sapphirine (spr_2) + cordiérite (crd_2) + orthopyroxène (opx_2) ou orthoamphibole (oamph_2) + cordierite (crd_2). Cet événement thermique Néoprotérozoïque moyen mis en évidence dans l'unité d'Andriamena est contemporain de la mise en place de granitoïdes et de gabbros dans le Centre et Centre-Nord Madagascar. Les spécificités géochimiques de ce magmatisme et du métamorphisme d'âge Néoprotérozoïque moyen sont compatibles avec un contexte tectonique de type arc continental, qui résulterait de la fermeture de l'océan Mozambique lors de la fragmentation du supercontinent Rodinia.

Le dernier événement tectonométamorphique enregistré dans le Centre-Nord Madagascar (530-500 Ma) est à l'origine du champ de déformation finie. La déformation résulte de la superposition de deux phases, D_1 et D_2 , contemporaines de conditions métamorphiques du faciès amphibolite à granulite de basses pressions (650-700°C et 5-7 kbar). Les structures tectoniques associées à la phase de déformation D_1 reflètent la mise en place de l'unité d'Andriamena sur le socle granito-gneissique: sur la base d'arguments lithologiques et tectoniques, l'unité d'Andriamena a été identifiée comme une unité allochtone. La dernière phase de déformation D_2 est marquée par le développement d'un plissement régional de longueur d'onde variable et de zone à fort gradient de déformation. Le champ de déformation D_1 - D_2 est compatible avec un raccourcissement horizontal Est-Ouest qui a été reconnu à l'échelle de Madagascar depuis les conditions de la croûte inférieure (Sud Madagascar) jusqu'à celle de la croûte supérieure (SQC dans le Centre Madagascar). Ce raccourcissement résulterait de la convergence continentale des blocs Australie-Antarctique et Inde-Madagascar-Afrique de l'Est, lors de la consolidation finale du Gondwana.

En somme, il apparaît que Madagascar, et l'unité d'Andriamena en particulier, constitue un lieu privilégié pour l'étude de la géologie, puisque plus de deux milliards d'années d'évolution et pas moins de quatre événements thermiques y sont préservés.

SIGNIFICATION DES TRAJETS PETROGRAPHIQUES

Par leur caractère réfractaire, les granulites Al-Mg préservent de nombreuses textures coronitiques qui permettent de déduire précisément leur évolution P-T. Nous avons nommé ce type de trajet, déduit uniquement sur la base d'observations pétrographiques, de "trajet pétrographique". Ainsi, nous avons pu retracer un trajet P-T complexe marqué par un pic de métamorphisme de UHT ($1050 \pm 50^\circ\text{C}$ et 11.5 ± 1.5 kbar) suivi d'une décompression isotherme d'environ 3-4 kbar à 900°C et enfin d'un refroidissement approximativement isobare de 900 à 650°C à 6-7 kbar. Cette évolution continue peut être attribuée apparemment à un seul événement tectonométamorphique, comme l'avait proposé Nicollet en 1988, en l'absence de données géochronologiques. Or, les données géochronologiques obtenues sur différentes portions de ce trajet ont montré qu'il résulte de la superposition d'au moins deux événements bien séparés dans le temps: le premier d'âge fini-Archéen correspond au métamorphisme de UHT et le second, au Néoprotérozoïque moyen, est à l'origine d'une apparente décompression et d'un refroidissement isobare. L'ensemble des données, qu'elles soient pétrologiques, géochronologiques et géodynamiques, impose un retour à des conditions P-T d'un géotherme stable durant les ~ 1.7 Ga séparant les deux événements thermiques. Ce retour à des "conditions normales" n'est pas exprimé minéralogiquement. En plus du caractère discontinu du trajet P-T, nous montrons que la décompression isotherme déduite pétrographiquement n'a pas de signification géologique, mais correspond à un trajet P-T apparent. Il résulte de l'équilibration de paragenèses réfractaires fini-Archéennes de UHT à plus basses pressions lors de l'événement Néoprotérozoïque moyen. Les réactions minéralogiques observées n'ont pas été réellement franchies (cf. partie III).

En définitive, on s'aperçoit que l'utilisation des seuls trajets pétrographiques n'est pas suffisante pour la compréhension des processus orogéniques en contexte polymétamorphique. Il est indispensable d'acquérir des données géochronologiques adéquates afin de construire de véritables trajets P-T-t.

APPORT DE LA GEOCHRONOLOGIE IN-SITU

Une des difficultés majeures en géochronologie est de corrélérer les âges avec des associations minérales, ce qui est, comme nous l'avons vu, crucial dans les roches métamorphiques ayant subi une histoire polycyclique. Grâce à la géochronologie in-situ, et en particulier, à la méthode de datation chimique U-Th-Pb sur monazite à la microsonde électronique combinée avec la datation isotopique conventionnelle U-Pb par ID-TIMS, nous pouvons aboutir à cette corrélation âge/métamorphisme. En effet, le caractère ponctuel et in-situ des données acquises à la microsonde électronique, ainsi que notre méthode de micro-prélèvement directement en lame mince pour l'analyse isotopique ultérieure permet de mettre en évidence des domaines d'âges différents à l'échelle du cristal et de dater des cristaux dans différents contextes pétrographiques. En conséquence, la datation de minéraux inclus dans les porphyroblastes de grenat de UHT ou localisés dans les textures réactionnelles postérieures, du type $grt_1 + qtz = oamph_2 + crd_2$ et $crd_2 = opx_3 + sil_3 + qtz$, a permis de montrer l'important diachronisme entre ces différents assemblages (2.5 Ga et 790-730 Ma respectivement) et, par conséquent, le caractère discontinu des trajets pétrographiques discutés précédemment (cf. partie III et IV).

On peut aussi souligner l'apport indiscutable des âges chimiques obtenus à la microsonde électronique sur monazite pour l'interprétation des données isotopiques conventionnelles ID-TIMS. En effet, comme nous l'avons montré dans la partie IV, l'analyse isotopique conventionnelle de grains composés de plusieurs domaines d'âges différents aboutit inéluctablement à des âges de mélanges qui peuvent ne pas avoir de significations géologiques. Même si les âges chimiques sont des âges apparents, la combinaison de la datation à la microsonde avec l'imagerie des zonations internes des monazites et des relations texturales et l'analyse de la composition chimique permet d'identifier les différentes phases de cristallisation de la monazite. Enfin, par sa haute résolution spatiale ($\sim 3 \mu m$), la méthode de datation chimique à la microsonde électronique est actuellement la seule méthode permettant de fournir des informations sur des cristaux inférieurs à $10 \mu m$.

- Références bibliographiques -

- Ancey, M., Bastenaire, F. & Tixier, R., 1978. Application des méthodes statistiques en microanalyse. In: *Microanalyse, microscopie électronique à balayage* (eds Maurice, F., Meny, L. & Tixier, R.), pp. 323-347. Les éditions du physicien, Orsay.
- Appel, P., Moeller, A. & Schenk, V., 1998. High-pressure granulite facies metamorphism in the Pan-African Belt of eastern Tanzania; P-T-t evidence against granulite formation by continent collision. *Journal of Metamorphic Geology*, **16**, 491-509.
- Aranovich, L. Y. & Berman, R. G., 1996. Optimized standard state and solution properties of minerals. part II. Comparisons, predictions, and applications. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **126**, 25-37.
- Aranovich, L. Y. & Berman, R. G., 1997. A new garnet-orthopyroxene thermometer based on reversed Al₂O₃ solubility in FeO-Al₂O₃-SiO₂ system. *American Mineralogist*, **82**, 345-353.
- Arima, M., Kerrich, R. & Thomas, A., 1986. Sapphirine-bearing paragneiss from the northern Grenville province in Labrador, Canada: protolith composition and metamorphic P-T conditions. *Geology*, **14**, 844-847.
- Ashwal, L. D., Demaiffe, D. & Torsvik, T. H., 2002. Petrogenesis of Neoproterozoic granitoids and related rocks from the Seychelles: the case for an Andean-type arc origin. *Journal of Petrology*, **43**, 45-83.
- Audibert, N., Hensen, B. J. & Bertrand, P., 1995. Experimental study of phases relations involving osumilite in the system K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O at high pressure and temperature. *Journal of Metamorphic Geology*, **13**, 331-344.
- Bard, J. P., 1983. Metamorphism of an obducted island arc: example of the Kohistan sequence (Pakistan) in the Himalayan Collided range. *Earth and Planetary Science Letters*, **65**, 133-144.
- Berman, R. G., 1988. Internally consistent thermodynamic data for minerals in the system Na₂O-K₂O-CaO-MgO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-SiO₂-TiO₂-H₂O-CO₂. *Journal of Petrology*, **29**, 445-522.
- Berman, R. G., 1991. Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique, with petrological applications. *Canadian Mineralogist*, **29**, 833-856.
- Berman, R. G., Aranovich, L. Y. & Pattison, D. R. M., 1995. Reassessment of the garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange thermometer; II, Thermodynamic analysis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **119**, 30-42.
- Berman, R. G. & Aranovich, L. Y., 1996. Optimized standard state and solution properties of minerals: I. Model calibration for olivine, orthopyroxene, cordierite, garnet, and ilmenite in the system FeO-MgO-CaO-Al₂O₃-TiO₂-SiO₂. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **126**, 1-24.

- Bernard-Griffiths, J., Fourcade, S., Kienast, J. R., Peucat, J. J., Martineau, F. & Rahmani, A., 1996. Geochemistry and isotope (sr, Nd, O) study of Al-Mg granulites from the In Ouzzal Archaean bloc (Hoggar, Algeria). *Journal of Metamorphic Geology*, **14**, 709-724.
- Bertrand, P., Ellis, D. J. & Green, H., 1991. The stability of sapphirine-quartz and hypersthene-sillimanite-quartz assemblages : an experimental investigation in the system FeO-MgO-AL₂O₃-SiO₂ under H₂O and CO₂ conditions. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **108**, 55-71.
- Bertrand, P., Ouzegane, K. H. & Kienast, J. R., 1992. P-T-X relationships in the Precambrian Al-Mg-rich granulites from In Ouzzal, Algeria. *Journal of Metamorphic Geology*, **10**, 17-31.
- Bésairie, H., 1963. Description géologique du massif ancien de Madagascar. Premier volume Centre Nord et Centre Nord-Est. Service Géologique Tananarive.
- Bésairie, H., 1964. Carte géologique de Madagascar - 1:1 000 000, Service Géologique de Madagascar
- Bésairie, H., 1970. *Description géologique du massif ancien de Madagascar*. Tananarive.
- Bhattacharya, A., Krishnakumar, K. R., Raith, M. & Sen, S. K., 1991. An improved set of a-X parameters for Fe-Mg-Ca garnets and refinements of the orthopyroxene-garnet thermometer and the orthopyroxene-garnet-plagioclase-quartz barometer. *Journal of Petrology*, **32**, 629-656.
- Black, L. P., Fitzgerald, F. D. & Harley, S. L., 1984. Pb isotopic composition, colour, and microstructure of monazites from a polymetamorphic rock in Antarctica. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **85**, 141-181.
- Bohlen, S. R., 1987. Pressure-Temperature-time paths and a tectonic model for the evolution of granulites. *Journal of Geology*, **95**, 617-632.
- Bohlen, S. R., 1991. On the formation of granulites. *Journal of Metamorphic Geology*, **9**, 223-229.
- Bond, G. C., Nickeson, P. A. & Kominz, M. A., 1984. Breakup of a supercontinent between 625 Ma and 555 Ma: New evidence and implications for continental histories. *Earth and Planetary Science Letters*, **70**, 325-345.
- Bose, S., Fukuoka, M., Sengupta, P. & Dasgupta, S., 2000. Evolution of high-Mg-Al granulites from Sunkarametta, Eastern Ghats, India: evidence for a lower crustal heating-cooling trajectory. *Journal of Metamorphic Geology*, **18**, 223-240.
- Bosch, D., hammor, D., Bruguier, O., Caby, R. & Luck, J. M., 2002. Monazite "in-situ" 207Pb/206Pb geochronology using a small geometry high-resolution ion probe. Application to Archaean and Proterozoic rocks. *Chemical Geology*, **194**, 151-165.
- Braun, I., Montel, J. M. & Nicollet, C., 1998. Electron microprobe dating of monazite from high-grade gneisses and pegmatites of the Kerala Khondalite Belt, southern India. *Chemical Geology*, **146**, 65-85.
- Buick, I. S., Cartwright, I. & Harley, S. L., 1998. The retrograde P-T-t path for low-pressure granulites from the Reynolds Range, central Australia: petrological constraints and implications for low-P/high-T metamorphism. *Journal of Metamorphic Geology*, **16**, 511-529.
- Caen-Vachette, M., 1979. Le Précambrien de Madagascar. Radiochronométrie par isochrones Rb-Sr sur roches totales. *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*, **21**, 331-338.

- Carrington, D. P. & Harley, S. L., 1995. Partial melting and phase relations in high-grade metapelites: an experimental petrogenetic grid in the KFMASH system. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **120**, 270-291.
- Carrington, D. P. & Harley, S. L., 1995. Partial melting and phase relations in high-grade metapelites: an experimental petrogenetic grid in the KFMASH system. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **120**, 270-291.
- Chatterjee, N. D. & Schreyer, W., 1972. The reaction enstatite + sillimanite = sapphirine + quartz in the system MgO-Al₂O₃-SiO₂. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **36**, 49-62.
- Chemenda, A. I., Mattauer, M., Malavieille, J. & Bokun, A. N., 1995. A mechanism for syn-collisional rock exhumation and associated normal faulting: Results from physical modelling. *Earth and Planetary Science Letters*, **132**, 225-232.
- Chopin, C., 1984. Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the Western Alps: a first record and some consequences. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **86**, 107-118.
- Cocherie, A., Guérot, C. & Ohnenstetter, M., 1991. Contraintes géochimiques (terres rares et isotopes du néodyme) sur l'origine et l'évolution des complexes ultra-basiques panafricains de Madagascar (W-Andriamena). *Principaux résultats scientifiques et techniques du BRGM*, 97-99.
- Cocherie, A., Legendre, O., Peucat, J. J. & Kouamelan, A. N., 1998. Geochronology of polygenetic monazites constrained by in situ electron microprobe Th-U-total lead determination; implications for lead behaviour in monazite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **62**, 2475-2497.
- Collins, A. S., Razakamanana, T. & Windley, B. F., 2000. Neoproterozoic extensional detachment in central Madagascar: implications for the collapse of the East African orogen. *Geological Magazine*, **137**, 39-51.
- Collins, A. S., Windley, B. F., Kröner, A., Fitzsimons, I. & Hulscher, B., 2001. The tectonic architecture of central Madagascar: Implication on the evolution of the East African Orogeny. *Gondwana Research*, **4**, 152-153.
- Collins, A. S., Windley, B. F., Kröner, A., Fitzsimons, I. C. W., Razakamanana, T., Brewer, T. S. & Kinny, P. D., 2001. The Archaean rocks of central Madagascar: their place in Gondwana. Fourth Archaean symposium, Perth. *Australian Geological Survey Organisation publication*,
- Collins, A. S. & Windley, B. F., 2002. The tectonic evolution of central and northern Madagascar and its place in the final assembly of Gondwana. *Journal of Geology*, **110**, 325-339.
- Condie, K. C., 1993. Chemical composition and evolution of the upper continental crust; contrasting results from surface samples and shales. *Chemical Geology*, **104**, 1-37.
- Connolly, J. A. D., 1990. Multivariable phase diagrams: an algorithm based on generalized thermodynamics. *American Journal of Science*, **290**, 666-718.
- Copeland, P. & Parrish, R. R., 1988. Identification of inherited radiogenic Pb in monazite and its implications for U-Pb systematics. *Nature*, **333**, 760-763.
- Corfu, F., Crane, A., Moser, D. & Rogers, G., 1998. U-Pb zircon systematics of Gruinard Bay, Northwest Scotland; implications for the early orogenic evolution of the Lewisian Complex. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **133**, 329-345.
- Cox, R., Armstrong, R. A. & Ashwal, L. D., 1998. Sedimentology, geochronology and provenance of the Proterozoic Itremo Group, central Madagascar, and implications for pre-Gondwana palaeogeography. *Journal of the Geological Society, London*, **155**, 1009-1024.

- Crowley, J. L. & Ghent, E. D., 1999. An electron microprobe study of the U-Th-Pb systematics of metamorphosed monazite; the role of Pb diffusion versus overgrowth and recrystallization. *Chemical Geology*, **157**, 285-302.
- Currie, K. L. & Gittins, J., 1988. Contrasting sapphirine parageneses from Wilson Lake, Labrador and their tectonic implications. *Journal of Metamorphic Geology*, **6**, 603-622.
- Dalziel, I. W. D., 1991. Pacific margins of Laurntia and East Antarctica-Australia as a conjugate rift pair: evidence and implications for an Eocambrian supercontinent. *Geology*, **19**, 598-601.
- Dalziel, I. W. D., 1997. Overview: Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics: Review, hypothesis, environmental speculation. *Geological Society of America Bulletin*, **109**, 16-42.
- Dasgupta, S., Sengupta, P., Ehl, J., Raith, M. & Bardhan, S., 1995. Reaction textures in a suite of spinel granulites from the Eastern Ghats belt, India: Evidence for polymetamorphism, a partial petrogenetic grid in the system KFMASH and the roles of ZnO and Fe₂O₃. *Journal of Petrology*, **36**, 435-461.
- De Moraes, R. & Fuck, R. A., 2000. Ultra-high temperature metamorphism in central Brazil: the Barro Alto complex. *Journal of Metamorphic Geology*, **18**, 345-358.
- De Wit, M. J. d., Bowring, S. A., Ashwal, L. D., Randrianasolo, L. G., Morel, V. P. I. & Rabeloson, R. A., 2001. Age and tectonic evolution of Neoproterozoic ductile shear zone in southwestern Madagascar, with implications for Gondwana studies. *Tectonics*, **20**, 1-45.
- De Wolf, C. P., Belshaw, N. & O'Nions, R. K., 1993. A metamorphic history from micron-scale ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb chronometry of Archean monazite. *Earth and Planetary Science Letters*, **120**, 207-220.
- Droop, G. T. R. & Bucher-Nurminen, K., 1984. Reaction textures and metamorphic evolution of sapphirine-bearing granulites from the Gruf complex, Italian Central Alps. *Journal of Petrology*, **25**, 766-803.
- Droop, G. T. R., 1989. Reaction history of garnet-sapphirine granulites and conditions of Archean high-pressure granulite-facies metamorphism in the Central Limpopo Mobile Belt, Zimbabwe. *Journal of Metamorphic Geology*, **7**, 383-403.
- Ellis, D. J. & Green, E. H., 1979. An experimental study of the effect of Caupon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **71**, 13-22.
- Ellis, D. J., 1980. Osumilite-sapphirine-quartz granulites from Enderby Land, Antarctica: P-T conditions of metamorphism, implications for garnet-cordierite equilibria and the evolution of deep crust. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **74**, 201-210.
- Ellis, D. J., 1987. Origin and evolution of granulites in normal and thickened crusts. *Geology*, **15**, 167-170.
- Emberger, A., 1958. Les granites stratoïdes du pays Betsileo (Madagascar). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **VIII**, 537-554.
- Ernst, W. G., 1988. Tectonic history of subduction zones inferred from retrograde blueschist P-T paths. *Geology*, **16**, 1081-1084.
- Essene, E. J., 1989. The current status of thermobarometry in metamorphic rocks. *Geological Society Special Publications*, **43**, 1-44.

- Fernandez, A., Huber, S. & Schreurs, G., 2002. Tectonic evolution of the Itremo Region (Central Madagascar) and implications for Gondwana assembly. *Precambrian Research*, **in press**,
- Ferry, J. M. & Spear, F. S., 1978. Experimental calibration of the partitioning between biotite and garnet. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **66**, 113-117.
- Fitzsimons, I. C. W. & Harley, S. L., 1994. desequilibrium during retrograde cation exchange and recovery of peak metamorphic temperatures: A study of granulites from Antarctica. *Journal of Petrology*, **35**, 543-576.
- Fitzsimons, I. C. W., 2000. Grenville-age basement provinces in East Antarctica: Evidence for the three separate collisional orogens. *Geology*, **28**, 879-882.
- Forster, H. J., 1998. The chemical composition of REE-Y-Th-U-rich accessory minerals from peraluminous granites of the erzgebirge-Fichtelgebirge region, Germany. I. The monazite-(Ce)-brabantite solid solution series. *American Mineralogist*, **83**, 259-272.
- Foster, G., Kinny, P., Vance, D., Prince, C. & Harris, N., 2000. The significance of monazite U-Th-Pb age data in metamorphic assemblages; a combined study of monazite and garnet chronometry. *Earth and Planetary Science Letters*, **181**, 237-340.
- Franz, G., Andrehs, G. & Rhede, D., 1996. Crystal chemistry of monazite and xenotime from Saxothuringian-Moldanubian metapelites, NE Bavaria, Germany. *European Journal of Mineralogy*, **8**, 1097-1118.
- Fuhrman, M. L. & Lindsley, D. H., 1988. Ternary-feldspar modeling and thermometry. *American Mineralogist*, **73**, 201-215.
- Ganguly, J. & Saxena, S. K., 1984. Mixing properties of aluminosilicate garnets; constraints from natural and experimental data, and applications to geothermo-barometry. *American Mineralogist*, **69**, 88-97.
- Gardien, V., Thompson, A. B., Grujic, D. & Ulmer, P., 1995. Experimental melting of biotite + plagioclase + quartz \pm muscovite assemblages and implications for crustal melting. *Journal of Geophysical Research*, **100**, 15581-15591.
- Gardien, V., Lardeaux, J. M., Ledru, P., Allemand, P. & Guillot, S., 1997. Metamorphism during late orogenic extension insights from the French Variscan belt. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **168**, 271-286.
- Goncalves, P., Nicollet, C. & Lardeaux, J. M., 2000. In-situ electron microprobe monazite dating of the complex retrograde evolution of UHT granulites from Andriamena (Madagascar) : apparent petrographical path vs PTt path. Geological Society of America, Annual Meeting, Reno, USA. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, **32**,
- Goncalves, P., Nicollet, C., Montel, J. M., Lefevre, B., Paquette, J. L., Lardeaux, J. M. & Pin, C., 2001. Is the petrographical PTt path consistent with the real thermal path ? The example of the polymetamorphic Ultra-High Temperature granulites of Andriamena (Madagascar). EUG XI, Strasbourg, France. *Terra Abstract*, **12**,
- Goncalves, P., Nicollet, C. & Lardeaux, J. M., 2002. Finite strain pattern in Andriamena unit (North-Central Madagascar): evidence for late Neoproterozoic-Cambrian thrusting during continental convergence. *Precambrian Research*, **in press**,
- Goscombe, B., 1992. High-grade reworking of Central Australian granulites: Metamorphic evolution of the Arunta complex. *Journal of Petrology*, **33**, 917-962.
- Grew, E. S., 1980. Sapphirine + quartz association from Archaean rock in Enderby Land, Antarctica. *American Mineralogist*, **65**, 821-836.

- Guérrot, C., Cocherie, A. & Ohnenstetter, M., 1993. Origin and evolution of the West Andriamena Pan-African mafic-ultramafic complex in Madagascar as shown by U-Pb, Nd isotopes and trace element constraints. EUG VIII, Starsbourg, France. *Terra Abstract*, **5**, 387.
- Hand, M., Dirks, P. H. G. M., Powell, R. & Buick, I. S., 1992. How well established is isobaric cooling in Proterozoic orogenic belts? An example from the Arunta inlier, central Australia. *Geology*, **20**, 649-652.
- Handke, M. J., Tucker, R. D. & Ashwal, L. D., 1999. Neoproterozoic continental arc magmatism in west-central Madagascar. *Geology*, **27**, 351-354.
- Harley, S. L. & Green, D. H., 1982. Garnet-orthopyroxene barometry for granulites and peridotites. *Nature*, **300**, 697-701.
- Harley, S. L., 1984. The solubility of alumina in orthopyroxene coexisting with garnet in FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ and CaO-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂. *Journal of Petrology*, **25**, 665-696.
- Harley, S. L., 1985. Paragenetic and mineral-chemical relationships in orthoamphibole-bearing gneisses from Enderby Land, east Antarctica: a record of Proterozoic uplift. *Journal of Metamorphic Geology*, **3**, 179-200.
- Harley, S. L., 1986. A sapphirine-cordierite-garnet-sillimanite granulite from Enderby Land, Antarctica: implications for FMAS petrogenetic grids in the granulite facies. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **94**, 452-460.
- Harley, S. L., 1989. The origins of granulites: a metamorphic perspective. *Geological Magazine*, **126**, 215-247.
- Harley, S. L., Hensen, B. J. & Sheraton, J. W., 1990. Two-stage decompression in orthopyroxene-sillimanite granulites from Forefinger Point, Enderby Land, Antarctica: implication for the evolution of the archaean Napier Complex. *Journal of Metamorphic Geology*, **8**, 591-613.
- Harley, S. L. & Fitzsimons, I. C. W., 1991. Pressure-temperature evolution of metapelitic granulites in a polymetamorphic terrane: the Rauer group, East Antarctica. *Journal of Metamorphic Geology*, **9**, 231-243.
- Harley, S. L., 1998. Ultrahigh temperature granulite metamorphism (1050 °C, 12kbar) and decompression in garnet (Mg₇₀)-orthopyroxene-sillimanite gneisses from the Rauer Group, East Antarctica. *Journal of Metamorphic Geology*, **16**, 541-562.
- Harley, S. L. & Motoyoshi, Y., 2000. Al zoning in orthopyroxene in a sapphirine quartzite: evidence for >1120 °C UHT metamorphism in the Napier Complex, Antarctica, and implications for the entropy of sapphirine. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **138**, 293-307.
- Harrison, T. M., McKeegan, K. D. & LeFort, P., 1995. Detection of inherited monazite in the Manaslu leucogranite by ²⁰⁸Pb/²³²Th ion microprobe dating; crystallization age and tectonic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, **133**, 271-282.
- Hensen, B. J. & Essene, E. J., 1971. Stability of pyrope-quartz in the system MgO-Al₂O₃-SiO₂. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **30**, 72-83.
- Hensen, B. J. & Green, D. H., 1973. Experimental Study of the Stability of Cordierite and Garnet in Pelitic Compositions at High Pressures and Temperatures; III, Synthesis of Experimental Data and Geological Applications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **38**, 151-166.

- Hensen, B. J., 1986. Theoretical phase relations involving cordierite and garnet revisited: the influence of oxygen fugacity on the stability of sapphirine and spinel in the system Mg-Fe-Al-Si-O. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **92**, 362-367.
- Hensen, B. J., 1987. P-T grids for silica-undersaturated granulites in the systems MAS(n+4) and FMAS(n+3); tools for the derivation of P-T paths of metamorphism. *Journal of Metamorphic Geology*, **5**, 255-271.
- Hensen, B. J. & Harley, S. L., 1990. Graphical analysis of P-T-X relations in granulite facies metapelites. In: *High-temperature metamorphism and crustal antextesis*. (eds Ashworth, J. R. & Brown, M.), pp. 19-56. Unwin Hyman, The Mineralogical Society Series. United Kingdom.
- Hisada, K. & Miyano, T., 1996. Petrology and microthermometry of aluminous rocks in the Botswanan Limpopo Central Zone: evidence for isothermal decompression and isobaric cooling. *Journal of Metamorphic Geology*, **14**, 183-197.
- Hodges, K. V. & Spear, F. S., 1982. Geothermometry, geobarometry and the Al (sub 2) SiO (sub 5) triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. *American Mineralogist*, **67**, 1118-1134.
- Hodges, K. V. & Crowley, P. D., 1985. Error estimation and empirical geothermobarometry for pelitic systems. *American Mineralogist*, **70**, 702-709.
- Hoffman, P. F., 1991. Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside-out? *Science*, **252**, 1409-1412.
- Holland, T. J. B. & Powell, R., 1990. An enlarged and updated internally consistent thermodynamic data set with uncertainties and correlations: the system K₂O-Na₂O-CaO-MgO-MnO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-TiO₂-SiO₂-C-H₂O₂. *Journal of Metamorphic Geology*, **8**, 89-124.
- Holland, T. J. B., Babu, E. V. S. S. K. & Waters, D. J., 1996. Phase relations of osumilite and dehydration melting in pelitic rocks; a simple thermodynamic model for the KFMASH system. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **124**, 383-394.
- Holland, T. J. B. & Powell, R., 1998. An internally-consistent thermodynamic dataset for phases of petrologist interest. *Journal of Metamorphic Geology*, **16**, 309-343.
- Holtz, F., Scaillet, B., Behrens, H., Schulze, F. & Pichavant, M., 1996. Water contents of felsic melts: application to the rheological properties of granitic magmas. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, **87**, 57-64.
- Hottin, G., 1976. Présentation et essai d'interprétation du Précambrien de Madagascar. *Bulletin du BRGM*, **2**, 117-153.
- Kienast, J. R. & Ouzegane, K., 1987. Polymetamorphic Al-Mg rich parageneses in Archaean rocks from Hoggar, Algeria. *Geological Journal*, **22**, 57-79.
- Kober, B., 1986. Whole-grain evaporation for ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb-age-investigations on single zircons using a double-filament thermal ion source. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **93**, 482-490.
- Koziol, A. M. & Newton, R. C., 1988. Redetermination of the anorthite breakdown reaction and improvement of the plagioclase-garnet-Al₂SiO₅-quartz barometer. *American Mineralogist*, **73**, 216-223.
- Koziol, A. M., 1989. Recalibration of the garnet-plagioclase-Al₂SiO₅-quartz (GASP) geobarometer and application to natural parageneses. *EOS Transactions American Geophysical Union*, **70**, 493.

- Kriegsman, L. M. & Hensen, B. J., 1998. Back reaction between restite and melt: Implication for geothermobarometry and pressure-temperature paths. *Geology*, **26**, 1111-1114.
- Kriegsman, L. M. & Schumacher, J. C., 1999. Petrology of sapphirine-bearing and associated granulites from central Sri Lanka. *Journal of Petrology*, **40**, 1211-1239.
- Kriegsman, L. M., 2001. Partial melting, partial melt extraction and partial back reaction in anatectic migmatites. *Lithos*, **56**, 75-96.
- Kröner, A., Braun, I. & Jaeckel, P., 1996. Zircon geochronology of anatectic melts and residues from high-grade pelitic assemblages at Ihosy, southern Madagascar: evidence for Pan-African granulite metamorphism. *Geological Magazine*, **133**, 311-323.
- Kröner, A., Sacchi, R., Jaeckel, P. & Costa, M., 1997. Kibaran magmatism and Pan-African granulite metamorphism in northern Mozambique: Single zircon ages and regional implications. *Journal of African Earth Sciences*, **25**, 467-484.
- Kröner, A., Hegner, E., Collins, A. S., Windley, B. F., Brewer, T. S., Razakamanana, T. & Pidgeon, R. T., 2000. Age and magmatic history of the Antananarivo block, central Madagascar, as derived from zircon geochronology and Nd isotopic systematics. *American Journal of Science*, **300**, 251-288.
- Lal, R. K. & Upadhyay, H., 1987. P-T-X relationships deduced from corona textures in sapphirine-spinel-quartz assemblages from Paderu, southern India. *Journal of Petrology*, **28**, 1139-1168.
- Lanzirotti, A. & Hanson, G. N., 1995. U-Pb dating of major and accessory minerals formed during metamorphism and deformation of metapelites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **59**, 2513-2526.
- Lardeaux, J. M., Martelat, J. E., Nicollet, C., Rakotondrazafy, R. & Cardon, H., 1999. Metamorphism and tectonics in southern Madagascar: an overview. *Gondwana Research*, **2**, 355-362.
- Lardeaux, J. M., Ledru, P., Daniel, I. & Duchene, S., 2001. The Variscan French Massif Central-a new addition to the ultra-high pressure metamorphic 'club': exhumation processes and geodynamic consequences. *Tectonophysics*, **332**, 143-167.
- Leake, B. E., 1978. Nomenclature of amphibole. *Canadian Mineralogist*, **16**, 501-520.
- Ledru, P., Courrioux, G., Dallain, C., Lardeaux, J. M., Montel, J. M., Vanderhaeghe, O. & Vitel, G., 2001. The Velay Dome (French Massif Central); melt generation and granite emplacement during orogenic evolution. *Tectonophysics*, **342**, 207-237.
- Lucassen, F. & Franz, G., 1996. Magmatic arc metamorphism: petrology and temperature history of metabasic rocks in the Coastal Cordillera of northern Chile. *Journal of Metamorphic Geology*, **14**, 249-265.
- Ludwig, K. R., 1993. Pbdatt: a computer program for processing Pb-U-Th isotope data, version 1.24. U. S. Geological Survey, Open-File Report **88-542**, 32 pp.
- Ludwig, K. R., 2001. Eliminating mass-fractionation effects on U-Pb isochron ages without double spiking. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **65**, 3139-3145.
- Malavielle, J., Guihot, P., Costa, S., Lardeaux, J. M. & Gardien, V., 1990. Collapse of a thickened variscan crust in the french Massif Central: Mont Pilat extensional shear zone and Saint-Etienne Upper-Carboniferous basin. *Tectonophysics*, **177**, 139-149.

- Martelat, J. E., Vidal, G., Lardeaux, J. M., Nicollet, C. & Rakotondrazafy, R., 1995. Satellite images and tectonics of the lower continental crust: The example of South-Western Madagascar. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **321**, 325-332.
- Martelat, J. E., Nicollet, C., Lardeaux, J. M., Vidal, G. & Rakotondrazafy, R., 1997. Lithospheric tectonic structures developed under high-grade metamorphism in the southern part of Madagascar. *Geodinamica Acta*, **10**, 94-114.
- Martelat, J. E., 1998. *Evolution Thermomécanique de la croûte inférieure du Sud de Madagascar*. Unpublished thesis, Université Blaise Pascal - Clermont-Ferrand II, France.
- Martelat, J. E., Lardeaux, J. M., Nicollet, C. & Rakotondrazafy, R., 1999. Exhumation of granulites within a transpressive regime: an example from southern Madagascar. *Gondwana Research*, **2**, 363-367.
- Martelat, J. E., Lardeaux, J. M., Nicollet, C. & Rakotondrazafy, R., 2000. Strain pattern and late Precambrian deformation history in southern Madagascar. *Precambrian research*, **102**, 1-20.
- Martin, H., 1994. The Archaean grey gneisses and the genesis of continental crust. In: *Archaean crustal evolution* (eds Condie, K. C.), pp. 205-260. developments in Precambrian geology,
- McDade, P. & Harley, S. L., 2001. A petrogenetic grid for aluminous granulite facies metapelites in the KFMASH system. *Journal of Metamorphic Geology*, **19**, 45-59.
- Meert, J. G. & Voo, R. V. D., 1997. The assembly of Gondwana 800-550 Ma. *Journal of Geodynamics*, **23**, 223-235.
- Meert, J. G., Nédélec, A., Hall, C., Wingate, M. T. D. & Rakotondrazafy, M., 2001. Paleomagnetism, geochronology and tectonic implications of the Cambrian-age Carion granite, Central Madagascar. *Tectonophysics*, **340**, 1-21.
- Moine, B., 1974. *Caractères de sédimentation et de métamorphisme de séries précambriennes épizonales à catazonales du centre de Madagascar (Région d'Ambatofinandrahana)*. Unpublished thesis, Nancy, FRANCE.
- Montel, J. M., Weber, C. & Pichavant, M., 1986. Biotite-sillimanite-spinel assemblages in high-grade metamorphic rocks: occurrences, chemographic analysis and thermobarometric interest. *Bulletin de Minéralogie*, **109**, 555-573.
- Montel, J. M., Veschambre, M. & Nicollet, C., 1994. Datation de la monazite a la microsonde électronique. Dating monazite using electron microprobe. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **318**, 1489-1495.
- Montel, J. M., Foret, S., Veschambre, M., Nicollet, N. & Provost, A., 1996. Electron microprobe dating of monazite. *Chemical Geology*, **131**, 37-53.
- Montel, J. M., Kornprobst, J. & Vielzeuf, D., 2000. Preservation of old U-Th-Pb ages in shielded monazite: example from the Beni Bousera Hercynian kinzigites (Marocco). *Journal of Metamorphic Geology*, **18**, 335-342.
- Mouri, H., Guiraud, M. & Hensen, B. J., 1996. Petrology of phlogopite-sapphirine-bearing Al-Mg granulites from Ihouhaouene, In Ouzal, Hoggar, Algeria; an example of phlogopite stability at high temperature. *Journal of Metamorphic Geology*, **14**, 725-738.
- Muhongo, S., Kröner, A. & Nemchin, A. A., 2001. Single zircon evaporation and SHRIMP ages for granulite-facies rocks in the Mozambique Belt of Tanzania. *Journal of Geology*, **109**, 171-189.
- Newton, R. C., 1972. An experimental determination of the high-pressure stability limits of magnesian cordierite under wet and dry conditions. *Journal of Geology*, **80**, 398-420.

- Newton, R. C. & Perkins, D., 1982. Thermodynamic calibration of geobarometers based on the assemblages garnet-plagioclase-orthopyroxene-(clinopyroxene)-quartz. *American Mineralogist*, **67**, 203-222.
- Nédélec, A., Paquette, J. L., Bouchez, J. L., Olivier, P. & Ralison, B., 1994. Stratoid granites of Madagascar : structure and position in the Panafrican orogeny. *Geodinamica Acta*, **7**, 48-56.
- Nédélec, A., Stephens, W. E. & Fallick, A. E., 1995. The panafrican stratoid granites of Madagascar: alkaline magmatism in a post-collisional extensional setting. *Journal of Petrology*, **36**, 1367-1391.
- Nédélec, A., Ralison, B., Bouchez, J. L. & Grégoire, V., 2000. Structure and metamorphism of the granitic basement around Antananarivo: A key to the Pan-African history of central Madagascar and its Gondwana connections. *Tectonics*, **19**, 997-1020.
- Nicollet, C., 1988. *Metabasites granulitiques, anorthosites et roches associées de la croûte inférieure: Exemple pris à Madagascar et dans le Massif Central Français. Arguments en faveur d'un métamorphisme associé à l'extension lithosphérique*. Unpublished thesis, Université Blaise-Pascal, Clermont-Ferrand, France.
- Nicollet, C., 1990. Crustal evolution of the granulites of Madagascar. In: *Granulites and Crustal Evolution* (eds Vielzeuf, D. & Vidal, P.), pp. 391-310. Kluwer Academic publishers, Mathematical and physical sciences.
- Nicollet, C., Montel, J. M., Foret, S., Martelat, J. E., Rakotondrazafy, R. & Lardeaux, J. M., 1997. E-Probe monazite dating in Madagascar : a good example of the usefulness of the in-situ dating method. UNESCO-IUGS-IGCP 348/368. Internal Symposium and field workshop on proterozoic geology of Madagascar, MADAGASCAR. *Abstract*, 65.
- Paquette, J. L., Nédélec, A., Moine, B. & Rakotondrazafy, M., 1994. U-Pb, single zircon Pb-evaporation, and Sm-Nd isotopic study of a granulite domain in SE Madagascar. *Journal of Geology*, **102**, 523-538.
- Paquette, J. L. & Nédélec, A., 1998. A new insight into Pan-African tectonics in the East-West Gondwana collision zone by U-Pb zircon dating of granites from central Madagascar. *Earth and Planetary Science Letters*, **155**, 45-56.
- Paquette, J. L., Montel, J. M. & Chopin, C., 1999. U-Th-Pb dating of the Brossasco ultrahigh-pressure metagranite, Dora-Maira massif, western Alps. *European Journal of Mineralogy*, **11**, 69-77.
- Paquette, J. L. & Pin, C., 2001. A new miniaturized extraction chromatography method for precise U-Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, **176**, 311-319.
- Parrish, R. R., 1990. U-Pb dating of monazite and its application to geological problems. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **27**, 1431-1450.
- Pattison, D. R. M. & Bégin, N. J., 1994. Zoning patterns in orthopyroxene and garnet in granulites: implications for geothermobarometry. *Journal of Metamorphic Geology*, **12**, 387-410.
- Pattison, D. R. M., Spear, F. S. & Cheney, J. T., 1999. Polymetamorphic origin of muscovite + cordierite + staurolite + biotite assemblages: implications for the metapelitic petrogenetic grid and P-T paths. *Journal of Metamorphic Geology*, **17**, 685-703.
- Pearton, T. N., 1981. Gold and antimony mineralization in altered komatiites of the Murchison greenstone belt, South Africa. In: *Komatiites* (eds Arndt, N. T. & Nisbet, E. G.), George Allen & Unwin, London, pp. 479-475.

- Pili, E., Ricard, Y., Lardeaux, J. M. & Sheppard, S. M. F., 1997. Lithospheric shear zones and mantle-crust connections. *Tectonophysics*, **280**, 15-29.
- Piper, J. D. A., 2000. The Neoproterozoic supercontinent: Rodinia or Paleopangea? *Earth and Planetary Science Letters*, **176**, 131-146.
- Powell, R. & Holland, T. J. B., 1988. An internally consistent thermodynamic data set with uncertainties and correlations:3. Applications to geobarometry, worked examples and a computer program. *Journal of Metamorphic Geology*, **6**, 173-204.
- Powell, C. M., McElhinny, M. W., Meert, J. G. & Park, J. K., 1993. Paleomagnetic constraints on timing of the Neoproterozoic breakup of Rodinia and the Cambrian formation of Gondwana. *Geology*, **21**, 889-892.
- Pyle, J. M., Spear, F. S., Rudnick, R. L. & McDonough, W. F., 2001. Monazite-xenotime-garnet equilibrium in metapelites and a new monazite-garnet thermometer. *Journal of Petrology*, **42**, 2083-2107.
- Raith, M., Karmakar, S. & Brown, M., 1997. Ultra-high-temperature metamorphism and multistage decompressional evolution of sapphirine granulites from the Palni Hill Ranges, southern India. *Journal of Metamorphic Geology*, **15**, 379-399.
- Raith, J. G. & Harley, S. L., 1998. Low-P/high-T metamorphism in the Okiep Copper District, western Namaqualand, South Africa. *Journal of Metamorphic Geology*, **16**, 281-305.
- Ramasiarinoro, V. J., 1998. *Etudes des charnockites et granitoïdes des environs d'Antananarivo*. Unpublished thesis, Université d'Antananarivo, Madagascar.
- Ramsay, J. G., 1967. *Folding and fracturing of rocks*. New-York.
- Razanatseho, M. O. M., 1998. *Granite de Carion: approches pétrologiques et structurales*. Unpublished thesis, Université d'Antananarivo, Madagascar.
- Rickers, K., Raith, M. & Dasgupta, S., 2001. Multistage reaction textures in xenolithic high-MgAl granulites at Anakapalle, Eastern Ghats Belt, India: examples of contact polymetamorphism and infiltration-driven metasomatism. *Journal of Metamorphic Geology*, **19**, 561-580.
- Rubatto, D., Williams, I. S. & Buick, I. S., 2001. Zircon and monazite response to prograde metamorphism in the Reynolds Range, central Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **140**, 458-468.
- Sandiford, M., 1985. The metamorphic evolution of granulites at Fyfe Hills: implications for Archaean crustal thickness in Enderby Land, Antarctica. *Journal of Metamorphic Geology*, **3**, 155-178.
- Sandiford, M., Neall, F. B. & Powell, R., 1987. Metamorphic evolution of aluminous granulites from Labwor Hills, Uganda. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **95**, 217-225.
- Savoie, R., 1994. *Origine contrastée des paragenèses à sapphirine-quartz et spinelle-quartz dans les granulites de très hautes températures. Une approche expérimentale de l'influence de la fugacité d'oxygène*. Unpublished thesis, Clermont-Ferrand, France.
- Scharer, U., Krogh, T. E. & Gower, C. F., 1986. Magmatic-metamorphic evolution of the Grenville Province in eastern Labrador from U-Pb systematics in accessory minerals. Joint Annual Meeting, **11**, 124.
- Schaltegger, U., Fanning, C. M., Guenther, D., Maurin, J. C., Schulmann, K. & Gebauer, D., 1999. Growth, annealing and recrystallization of zircon and preservation of

- monazite in high-grade metamorphism; conventional and in-situ U-Pb isotope, cathodoluminescence and microchemical evidence. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **134**, 186-201.
- Sen, S. K. & Bhattacharya, A., 1984. An orthopyroxene-garnet thermometer and its application to the Madras charnockites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **88**, 64-71.
- Sengupta, P., Sen, J., Dasgupta, S., Raith, M., Bhui, U. K. & Ehl, J., 1999. Ultra-high temperature metamorphism of metapelitic granulites from Kondapalle, Eastern Ghats Belt: implication for the Indo-Antarctic Correlation. *Journal of Petrology*, **40**, 1065-1087.
- Seydoux-Guillaume, A. M., Paquette, J. L., Wiedenbeck, M. & Heinrich, W., 2002. Experimental resetting of the U-Th-Pb system in monazite. *Chemical Geology*, **in press**,
- Shackleton, R. M., 1986. Precambrian collision tectonics in Africa. In: *Collision Tectonics* (eds Coward, M. P. & Ries, A. C.), pp. 329-349. Geological Society Special Publication, London.
- Shaw, C. A., Karlstrom, K. E., Williams, M. L., Jercinovic, M. J. & McCoy, A. M., 2001. Electron-microprobe monazite dating of ca. 1,71-1,63 Ga and ca. 1,45-1,38 ga deformation in the Homestake shear zone, Colorado: Origin and early evolution of a persistent intracontinental tectonic zone. *Geology*, **29**, 739-742.
- Simpson, R. L., Parrish, R. R., Randall, R., Searle, M. P. & Waters, D. J., 2000. Two episodes of monazite crystallization during metamorphism and crustal melting in the Everest region of the Nepalese Himalaya. *Geology*, **28**, 403-406.
- Smith, H. A. & Barreiro, B., 1990. Monazite U-Pb dating of staurolite grade metamorphism in pelitic schists. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **105**, 602-615.
- Smith, H. A. & Giletti, B. J., 1997. Lead diffusion in monazite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **61**, 1047-1055.
- Spear, F. S. & Schumacher, J. C., 1982. Phase relations of metamorphic amphiboles; natural occurrence and theory; Orthoamphibole and cummingtonite amphibolites; origin of cordierite-anthophyllite rocks. *Reviews in Mineralogy*, **9B**, 160-163.
- Spear, F. S., 1999. Real-time AFM diagrams on your Macintosh. *Geological Materials Research*, **1**, 1-18.
- Spear, F. S., Kohn, M. J. & Cheney, J. T., 1999. P-T paths from anatexitic pelites. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **134**, 17-32.
- Srogi, L., Wagner, M. E. & Lutz, T. M., 1993. Dehydration partial melting and disequilibrium in the granulite-facies wilmington complex, pennsylvania-delaware piedmont. *American Journal of Science*, **293**, 405-462.
- St-Onge, M. R. & Ijewliw, O. J., 1996. Mineral corona formation during high-P retrogression of granulitic rocks, Ungava orogen, Canada. *Journal of Petrology*, **37**, 553-582.
- Stern, R. J., 1994. Arc assembly and continental collision in the Neoproterozoic East African Orogen: Implications for the consolidation of Gondwanaland. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **22**, 319-351.
- Stevens, G., Clemens, J. D. & Droop, G., 1997. Melt production during granulite-facies anatexis: experimental data from "primitive" metasedimentary protoliths. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **128**, 352-370.
- Suzuki, K., Adachi, M. & Kajizuka, I., 1994. Electron microprobe observations of Pb diffusion in metamorphosed detrital monazites. *Earth and Planetary Science Letters*, **128**, 391-405.

- Terry, M. P., Robinson, P., Hamilton, M. A. & Jercinovic, M. J., 2000. Monazite geochronology of UHP and HP metamorphism, deformation, and exhumation, Nordoyane, Western gneiss Region, Norway. *American Mineralogist*, **85**, 1651-1664.
- Thompson, J. B., 1957. The graphicak analysis of mineral assemblages in pelitic schists. *American Mineralogist*, **42**, 842-858.
- Todd, C. S., 1998. Limits on the precision of geobarometry at low grossular and anorthite content. *American Mineralogist*, **83**, 1161-1167.
- Torsvik, T. H., Smethurst, M. A., Meert, J. G., Voo, R. V. d., McKerrow, W. S., Brasier, M. D., Sturt, B. A. & Walderhaug, H. J., 1996. Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Paleozoic - a tale of Baltica and Laurentia. *Earth Sciences Revue*, **40**, 229-258.
- Torsvik, T. H., D.Tucker, R., Ashwal, L. D., Eide, E. A., Rakotosolofo, N. A. & Wit, M. J. d., 1998. Late Cretaceous magmatism in Madagascar: palaeomagnetic evidence for a stationary Marion hotspot. *Earth and Planetary Science Letters*, **164**, 221-232.
- Torsvik, T. H., Ashwal, L. D., Tucker, R. D. & Eide, E. A., 2001. Neoproterozoic geochronology and paleogeography of the Seychelles microcontinent: the India Link. *Precambrian Research*, **110**, 14-59.
- Tucker, R. D., Ashwal, L. D., Handke, M. J. & Hamilton, M. A., 1997. A geochronologic overview of the Precambrian rocks of Madagascar: A record from the Middle Archaean to the Late Neoproterozoic. Proceedings of the UNESCO-IUGS-IGCP 348/368 International Workshop on Proterozoic Geology of Madagascar, Antananarivo, Madagascar. 5, 99.
- Tucker, R. D., Ashwal, L. D., Handke, M. J., Hamilton, M. A., Grange, M. L. & Rabeloson, R. A., 1999a. U-Pb geochronology and isotope geochemistry of the Archean and Proterozoic rocks of North-Central Madagascar. *The Journal of Geology*, **107**, 135-153.
- Tucker, R. D., Ashwal, L. D., Hamilton, M. A., Torsvik, T. H. & Carter, L. M., 1999b. Neoproterozoic silicic magmatism of northern Madagascar, Seychelles, and NW India: Clues to Rodinia's assembly and dispersal. *31*, 317.
- Vachette, M. & Hottin, G., 1975. Ages au strontium par isochrones sur roches totales de diverses formations cristallines précambriennes types du versant oriental de Madagascar: migmatite de l'Angavo, séries de Beforona et de Vavatenina, série de Manampotsy, granites de la carrière de Brickaville. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **282**, 1233-1236.
- Vachette, M. & Hottin, G., 1976. Ages voisins de 2700 M.A. les gneisses de Maevatanana et d'Andriba et pour les granitoides associés. Rajeunissement panafricain de gneiss d'Andriba, de migmatites et charnockites (nord-ouest de Madagascar). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **282**, 1233-1236.
- VanReenen, D. D., 1986. Hydration of cordierite and hypersthene and a description of the retrograde orthoamphibole isograd in the Limpopo belt, South Africa. *American Mineralogist*, **71**, 900-915.
- Vavra, G., Gebauer, D., Schmid, R. & Compston, W., 1996. Multiple zircon growth and recrystallization during polyphase Late Carboniferous to Triassic metamorphism in granulites of the Ivrea Zone (Southern Alps); an ion microprobe (SHRIMP) study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **122**, 337-358.

- Vernon, R. H., 1972. Reactions involving hydration of cordierite and hypersthene. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **35**, 125-137.
- Vernon, R. H., 1996. Problems with inferring P-T-t paths in low-P granulite facies rocks. *Journal of Metamorphic Geology*, **14**, 143-153.
- Vielzeuf, D. & Boivin, P., 1984. An algorithm for the construction of petrogenetic grids; application to some equilibria in granulitic paragneisses. *American Journal of Science*, **284**, 760-791.
- Vielzeuf, D. & Holloway, J. R., 1988. Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **98**, 257-276.
- Vielzeuf, D., Clemens, J. C., Pin, C. & Moinet, E., 1990. Granites, granulites, and crustal differentiation. In: *Granulites and crustal evolution* (eds Vielzeuf, D. & Vidal, P.), pp. 59-85. NATO ASI Series, Series C: Mathematical and Physical Sciences.
- Vielzeuf, D. & Schmitd, M. W., 2001. Melting reactions in hydrous systems revisited: application to metapelites, metagreywackes and metabasalts. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **141**, 251-267.
-
- Williams, M. L., Jercinovic, M. J. & Terry, M. P., 1999. Age mapping and dating of monazite on the electron microprobe: Deconvoluting multistage tectonic histories. *Geology*, **27**, 1023-1026.
- Williams, M. L. & Jercinovic, M. J., 2002. Microprobe monazite geochronology: putting absolute time into microstructural analysis. *Journal of Structural Geology*, **24**, 1013-1028.
- Windley, B. F., Razafiniparany, A., Razakamanana, T. & Ackermann, D., 1994. Tectonic framework of the Precambrian of Madagascar and its Gondwana connections: A review and reappraisal. *Geologische Rundschau*, **83**, 642-659.
-
- Zeh, A., 2001. Inference of a detailed P-T path from P-T pseudosections using metapelitic rocks of variable composition from a single outcrop, Shackleton Range, Antarctica. *Journal of Metamorphic Geology*, **19**, 329-350.
- Zhu, X. K., O'Nions, R. K., Belshaw, N. S. & Gibb, A. J., 1997. Lewisian crustal history from in situ SIMS mineral chronometry and related metamorphic textures. *Chemical Geology*, **136**, 205-218.
- Zhu, X. K., O'Nions, R. K. & Gibb, A. J., 1998. SIMS analysis of U-Pb isotopes in monazite: matrix effects. *Chemical Geology*, **144**, 305-312.
- Zhu, X. K. & O'Nions, R. K., 1999. Monazite chemical composition: some implications for monazite geochronology. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **137**, 351-363.