

**REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE
MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE
SCIENTIFIQUE**

**UNIVERSITE DES SCIENCES ET DE LA TECHNOLOGIE
HOUARI BOUMEDIENE.**

**FACULTE DES SCIENCES DE LA TERRE, GEOGRAPHIE ET AMENAGEMENT DU
TERRITOIRE.
(FSTGAT)**



THESE

Présentée pour l'obtention du diplôme de DOCTORAT
En : SCIENCES DE LA TERRE

Spécialité : Pétrologie - Structurologie

Par

Abderrahmane BENDAOU

THEME

**PETROLOGIE ET GEOCHIMIE DES SERIES BASIQUES ET
ULTRABASIQUES PRECAMBRIENNES DE L'IN OUZZAL ET DU
HOGGAR CENTRAL ET LEUR RELATION AVEC L'ENCAISSANT**

Soutenue publiquement le 02/03/2008, devant le jury composé de :

**M. MEGARTSI
K. OUZEGANE
H. HADDOUM
J-R. KIENAST
G. GODARD
M. KAHOU**

**Professeur (USTHB)
Professeur (USTHB)
Professeur (USTHB)
Professeur (Paris VII)
Maître de Conférences (Paris VII)
Maître de Conférences (USTHB)**

**Président
Directrice de thèse
Examinateur
Examinateur
Examinatrice
Examinateur**

République Algérienne Démocratique et Populaire
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique
Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumédiène

**Faculté des Sciences de la Terre,
de la Géographie et de l'Aménagement du Territoire**

THÈSE

Présentée pour obtenir le grade de

DOCTEUR D'UNIVERSITÉ

Spécialité: Sciences de la Terre / Géologie

Option : Pétrologie-Structurologie

par

Abderrahmane BENDAOU

**"Pétrologie et Géochimie des Séries Basiques et
Ultrabasiques Précambriennes
de l'In Ouzal et du Hoggar Central
et leur Relation avec l'Encaissant"**

Soutenue publiquement le 2 Mars 2008, devant le jury composé de:

M. Megartsi	Professeur	Président
K. Ouzegane	Professeur	Directrice de Thèse
H. Haddoum	Professeur	Examineur
J-R. Kienast	Professeur	Examineur
G. Godard	Maître de Conférences	Examineur
M. Kahoui	Maître de Conférences	Examineur

Résumé

Le terrane de l'In Ouzzal (Hoggar Occidental) et la partie Nord du terrane de Laouni, (Hoggar central), constituent des terrains privilégiés pour mieux comprendre l'évolution des processus ayant affecté la croûte continentale terrestre au cours de l'Archéen et du Précambrien.

Deux ensembles basiques-ultrabasiques archéens, au milieu de ceintures vertes formant des bassins au sein de dômes gneissiques charnockitiques, ont été reconnus dans le terrane de l'In Ouzzal :

1- une série komatiites – tholéiites hautement magnésiennes, au Nord du terrane de l'In Ouzzal. Elle présente des affinités avec les séries archéennes de type Munro ; elle est accompagnée de tholéiite hautement ferrifère et d'andésites. Les données isotopiques Rb/Sr et Sm/Nd et en éléments majeurs et traces suggèrent une mise en place vers 2.6 Ga au sein d'une croûte continentale qui contamine un magmatisme basique dont la source est un manteau métasomatisé par la déshydratation d'une lithosphère océanique subductée.

2- un complexe stratifié tholéiitique à anorthosite – métagabbros – pyroxénites à grenat, au Sud de l'In Ouzzal (Tirek et Amesmesssa).

L'ensemble de ces formations basiques a été métamorphisé à l'Eburnéen. Les études pétrographique, minéralogique, thermobarométrique et de relations de phases permettent de mettre en évidence un cheminement pression-température horaire avec un pic thermique à 950-1050°C et 10-12 kbar puis une baisse de pression et de température à 700-800°C et 5-8 kbar. Ces conditions sont confirmées par l'encaissant paradérivé. Ce métamorphisme de très haute température granulitique est interprété comme résultant d'une délamination lithosphérique mettant la croûte inférieure directement en contact avec l'asthénosphère à l'Eburnéen.

Dans les régions de Tidjenouine et Tamanrasset, appartenant au terrane de Laouni au Hoggar central, deux séries basiques granulitiques ont été identifiées :

1- La première appartient à une série tholéiitique d'arc.

2- La seconde correspond à un magmatisme de type continental intraplaque ;

L'évolution paragenétique observée traduit un pic thermique à 800°C et 10 kbar (Tamanrasset) - 875°C et 7.5 kbar (Tidjenouine) suivi par une phase de décompression de 3 à 4 kbar avec une baisse de température de 100 à 150°C. Les données isotopiques et les datations U-Pb sur zircon des migmatites de Tidjenouine suggèrent que le métamorphisme granulitique est d'âge éburnéen mais que l'évènement panafricain est plus important que proposé antérieurement avec un réchauffement à la limite faciès amphibolite-faciès granulite (vers 650-700°C).

Remerciements

Je ne peux commencer ces remerciements qu'en témoignant toute ma reconnaissance à M^{elle} Khadidja Ouzegane. Sa disponibilité, ses vastes connaissances en pétrologie et de la géologie du Hoggar font que c'est un réel privilège de faire partie de son équipe et de profiter de sa direction avisée et rigoureuse. C'est elle qui m'a initié à la pétrologie métamorphique et m'a offert l'opportunité de travailler sur ces merveilleuses roches que sont les granulites du Hoggar central et surtout de l'In Ouzzal. Je lui dois infiniment.

Il m'est très agréable que ce soit Mr M'hamed Megartsi qui me fasse l'honneur de présider ce jury. Son cours, en graduation, qui fait la liaison entre la géochimie des roches basiques et la géodynamique, m'a bien servi tout le long de ce travail. Je l'en remercie doublement.

Je tiens particulièrement à remercier Mr Jean-Robert Kienast d'avoir accepté de faire partie de ce jury. Ce travail n'aurait pu aboutir ni même s'initier sans son aide. Il m'a accueilli plusieurs fois dans son laboratoire, et cela depuis la préparation de ma thèse de magister. Son immense savoir en pétrologie et en relation de phases, et son aide pour l'analyse à la microsonde des lames de roches, particulièrement d'Amessmessa, ont été essentiels dans l'avancement de ce travail. Les discussions que nous avons eues sur les roches basiques de Tidjenouine, ou l'évolution géodynamique de l'In Ouzzal étaient toujours passionnantes et à chaque fois extrêmement instructives.

Ma profonde gratitude va également à Mr Gaston Godard pour sa disponibilité à chacun de mes stages à l'Université de Jussieu. Cette thèse a beaucoup profité de ses connaissances en imagerie pétrologique, de ses conseils sur l'interprétation des structures complexes que sont les exsolutions et les symplectites dans les minéraux des granulites du Hoggar et des longues journées de travail en collaboration. Je suis heureux qu'il ait accepté de juger ce travail.

Mes vifs remerciements à Mrs Hamid Haddoum et Mohamed Kahoui, avec lesquels j'ai eu la joie et le privilège de faire du terrain au Hoggar. J'ai profité des connaissances du premier en géologie structurale des socles anciens, et du second sur le magmatisme éburnéen et sur ce vaste sujet qu'est la chimie des amphiboles. C'est un honneur de les avoir dans ce jury.

Je remercie chaleureusement Mr Jean-Paul Liégeois pour son aide, ses conseils sur la partie géochimique de ce travail et les discussions passionnantes que nous avons à chacune de nos rencontres. Partager sa passion sur l'évolution géodynamique du Hoggar, est à chaque fois un plaisir pas du tout « métacratonique ». Je lui suis également reconnaissant pour m'avoir accueilli au sein de son laboratoire au Musée Royal d'Afrique Central de Tervuren et à l'Université Libre de Bruxelles avec chaleur et attention. Merci également à Julien Berger pour le super séjour que j'ai effectué à Bruxelles et pour son agréable compagnie de géologue au cours de notre virée ouzzalienne. Ma reconnaissance va également à Christine Gilson et Patricia Hermand pour leur gentillesse et les analyses isotopiques des granulites du Hoggar.

Je tiens à remercier le Doyen de la FSTGAT, Mr Hadj Benhallou, pour ses encouragements, son soutien et sa bienveillance.

Je suis également reconnaissant à Ali Beiliche, Hassan Kaci et Nourredine Haddoune pour leur aide constante et leur amitié.

Un grand merci à Mahmoud Bouasria pour l'excellent travail dans la reproduction et la confection finale des exemplaires de ce manuscrit.

Il est très agréable de travailler lorsque pour les moments de répit, on retrouve une bande de copains sur lesquels on peut compter et avec qui on peut partager des soirées de franches rigolades autour d'un bon repas. Je remercie donc pour leur présence et leur bonne humeur Kahina et Kamel, Lila et Djamel, Nassima et Ghani, Nassima et Mustapha. Ainsi qu'Ilyan, qui malheureusement, est encore célibataire. Je joins à cette liste Hocine, Safouane, Soraya et Otoman.

Je ne pourrais oublier la fine équipe des laboratoires 49-60, la plus belle concentration de pétrologues métamorphistes au monde, Amel, Dénia, Malika, Saïda, Amar et Zouhir.

Je remercie très fortement mes parents pour leur soutien et leur affection; et mes sœurs Zohra et Rokia et mon frère Sofiane pour tous les moments partagés. Je leur dois infiniment et ces remerciements me permettent de leur témoigner ma reconnaissance et mon amour.

Un merci affectueux à ma Halima pour sa patience pour les longs moments de solitude lorsque plongé dans mon travail je la négligeais ; ainsi, que pour son aide revitalisante pour l'étape finale d'impression.

Ainsi, je ne finirai pas ces remerciements sans faire part de ma reconnaissance aux parents de Halima, auxquels je joins Amira, Nassima, Hamza et Nabil, pour m'avoir accordé la main de leur fille. La finalisation de cette thèse en a été beaucoup plus agréable!!!

A Halima
A Mes Parents
A Chakibo et Momoh

Table des Matières

<i>Résumé</i>	i
<i>Remerciements</i>	iii
<i>Dédicaces</i>	v
<i>Problématiques</i>	xiii
CHAPITRE I : LE BOUCLIER TOUAREG	1
<i>PARTIE I : LE TERRANE DE L'IN OUZZAL</i>	
CHAPITRE II : INTRODUCTION A LA GEOLOGIE DE L'IN OUZZAL	5
CHAPITRE III : ETUDE PÉTROGRAPHIQUE	13
<i>I- INTRODUCTION</i>	13
<i>II- LES ROCHES ULTRABASIQUES</i>	16
1- Les Péridotites	16
2- Les Pyroxénites	16
3- Les Serpentinites	18
<i>III- LES ANORTHOSITES ET LEUCOGABBROS</i>	18
<i>IV- LES METANORITES</i>	20
<i>V- LES PYRIGARNITES</i>	22
1- Les Pyrigarnites sans quartz et sans spinelle	23
2- Les Pyrigarnites à quartz absent	27
a- Les pyrigarnites sans quartz et sans clinopyroxène	27
b - Les pyrigarnites à quartz absent et Cpx présent	28
3- Les pyrigarnites à quartz	30
<i>VI- GRANULITES A PIGEONITE INVERSEE</i>	32
<i>VII- CONCLUSION</i>	37
CHAPITRE IV : ETUDE MINERALOGIQUE	39
<i>I- INTRODUCTION</i>	39
<i>II- OLIVINE</i>	39
1- Péridotites	39
<i>III- GRENAT</i>	39
1- Pyroxénite à grenat	39
2- Pyrigarnites	39
3- Granulites titano-ferrifères	44

<i>IV- CLINOPYROXENE</i>	45
1- Péridotites	45
2- Pyroxénites	45
3- Métanorites	45
4- Pyrigarnites	46
5- Granulites Titano-ferrifère	46
<i>V- ORTHOPYROXENE</i>	48
1- Péridotites	48
2- Pyroxénites	48
3- Métanorites	48
4- Pyrigarnites	49
5- Granulites Titano-ferrifère	49
<i>VI- AMPHIBOLE</i>	49
1- Péridotites	50
2- Pyroxénites	50
3- Métanorites	50
4- Les Pyrigarnites	52
<i>VII- PLAGIOCLASE ET FELDSPATH ALCALIN</i>	56
1- Métanorites	56
2- Les Pyrigarnites	57
<i>VIII- Le SPINELLE</i>	59
1- Péridotites	59
2- Pyroxénites	60
3- Norites	60
4- Pyrigarnites	60
<i>IX- OPAQUES</i>	61
1- Péridotites	61
2- Pyroxénites	61
3- Métanorites	61
4- Pyrigarnites	61
<i>X- CONCLUSION ET DISCUSSION</i>	62
CHAPITRE V : ETUDE THERMOBAROMETRIQUE	63
<i>I- INTRODUCTION</i>	63
<i>II- GEOTHERMOBAROMETRIE CLASSIQUE DES PYRIGARNITES D'IN HIHAOU</i>	64

1- Paragenèse du pic du métamorphisme	64
2- Paragenèse rétrograde	65
<i>III- GEOTHERMOBAROMETRIE AUTOMATIQUE DES PYRIGARNITES D'IN HIHAOU</i>	66
1- Paragenèse du pic du métamorphisme	67
2- Paragenèse rétrograde	70
<i>IV- GEOTHERMOBAROMETRIE CLASSIQUE DES PYRIGARNITES D'AMESMESSA</i>	72
<i>V- LA GEOTHERMOBAROMETRIE AUTOMATIQUE DES PYRIGARNITES D'AMESMESSA</i>	73
1- Paragenèse du pic du métamorphisme	73
2- Paragenèse rétrograde	76
<i>VI- CONCLUSION</i>	79
CHAPITRE VI : ETUDE GEOCHIMIQUE	85
<i>I-INTRODUCTION</i>	85
<i>II- NOMENCLATURE</i>	86
<i>III- LES EFFETS DE L'ALTÉRATION ET DU MÉTAMORPHISME</i>	91
<i>IV- AGE DU MAGMATISME BASIQUE</i>	95
<i>V- CARACTÉRISTIQUES GÉOCHIMIQUES DU MAGMATISME BASIQUE ET ULTRABASIQUE D'IN HIHAOU</i>	97
<i>VI- CARACTÉRISTIQUES GÉOCHIMIQUES DE LA SÉRIE DE TEKHAMALT</i>	120
<i>VII- CONCLUSION GÉNÉRALE À LA GÉOCHIMIE DES SÉRIES BASIQUES ET ULTRABASIQUES DE L'IN OUZZAL NORD</i>	122
CHAPITRE VII : L'ENCAISSANT – GRANULITES-AL-MG À SPINELLE	125
<i>I- INTRODUCTION</i>	125
<i>II- GÉOCHIMIE ET TRAVAUX ANTÉRIEURS</i>	125
<i>III- PÉTROGRAPHIE ET RELATIONS DE PHASES</i>	130
1- Les granulites Al-Mg à Spinelle – Cor - Grenat (type A)	132
2- Les granulites Al-Mg à Spinelle - Grenat (type B)	134
3- Les granulites Al-Mg à Spinelle sans Grenat (type C)	135
<i>IV- MINÉRALOGIE</i>	136
1- La Biotite	136
2- Le Spinelle	138
3- Le Grenat	139
4- L'Orthopyroxène	140
5- La Saphirine	141
6- La Cordiérite	143

7- Les Feldspaths	143
V- RECONSTITUTION DU CHEMINEMENT P-T	143
VI- CONCLUSION	148
 PARTIE II : LE TERRANE DE LAOUNI	
CHAPITRE VIII :- LE HOGGAR CENTRAL	151
CHAPITRE IX:	157
“Pressure-Temperature-Fluid Evolution in Eburnean Metabasites and Metapelites from Tamanrasset (Hoggar, Algeria)” K. Ouzegane, <u>A. Bendaoud</u> , J-R. Kienast, and JLR. Touret The Journal of Geology, 2001, volume 109, p. 247–263	
CHAPITRE X : LES SERIES ORTHODERIVEES BASIQUES DE TIDJENOUINE	175
I- INTRODUCTION	175
II- LITHOLOGIE ET GEOCHIMIE	175
1- Les Métanorites Litées	178
a- Les métanorites litées claires	178
b- des métanorites litées sombres	180
2. les metabasites en enclaves	184
a- Les pyrigarnites à cpx	184
b- Les pyrigarnites à amphibole	186
c- Les pyrigarnites à biotite	186
d- Les granulites à fayalite	190
III- PETROLOGIE ET RELATIONS DE PHASES	192
1- Les Métanorites Litées	192
a- Les métanorites litées claires	192
b- des métanorites litées sombres	193
2- Les Métabasites enclavés dans les orthogneiss	193
a- Les pyrigarnites a cpx	194
b- Les Amphibolites	195
c- Les pyigarnites à biotite	195
IV- CHIMISME DES MINERAUX	197
1. Le grenat	197
2. Les pyroxènes	198
3. L'amphibole	198

4. La biotite	199
5. Le spinelle	200
6. Le plagioclase	200
V- GEOTHERMOBAROMETRIE	201
1- La géothermométrie	201
a- Le géothermomètre Grenat-Clinopyroxène	201
b- Le géothermomètre Orthopyroxène-Clinopyroxène	201
c- Le géothermomètre Grenat-Orthopyroxène	202
d- Le géothermomètre Grt-Bt	202
2-. Géobarométrie	202
a- Le géobaromètre Grt-Pl-Opx-Qtz	203
b- Le géobaromètre Grt-Pl-Cpx-Qtz	203
c- Le géobaromètre Grt-Pl-Bt-Qtz	203
VI- CONCLUSION	204
CHAPITRE XI:	205
“Textures and phase relationships in ferrous granulites from Tidjenouine (Hoggar, Algeria): fayalite–ferrossilite–quartz secondary assemblage”	
A. Bendaoud, K. Ouzegane, J-R. Kienast	
Journal of African Earth Sciences 37 (2003) 241–255	
CHAPITRE XII:	221
“Geochronology and metamorphic P-T-X evolution of the Eburnian Granulite-facies Metapelites of Tidjenouine (Central Hoggar, Algeria): witness of the LATEA metacratonic evolution”	
A. Bendaoud, K. Ouzegane, G. Godard, J-P. Liégeois,	
J-R. Kienast, O. Bruguier, A. Drareni	
Geological Society, London, Special Publications 297 (2008)	
CHAPITRE XIII:	259
“Granulitic metamorphism in the Laouni terrane (Central Hoggar, Tuareg Shield, Algeria)”	
A. Bendaoud, A. Derridj, K. Ouzegane, J-R. Kienast	
Journal of African Earth Sciences 39 (2004) 187–192	
CHAPITRE XIV : CONCLUSION GÉNÉRALE	265
I- « Géodynamique archéenne et paléoprotérozoïque inférieure : Exemple de reconstitution à partir de données géochronologiques, géochimiques et tectono-métamorphiques du terrane de l’In Ouzzal et du micro-continent LATEA (Hoggar) »	265
II- CONCLUSION	287

Références Bibliographiques

291

Annexes

303

ANNEXE I: COMPOSITIONS CHIMIQUES DES MINÉRAUX DES ROCHES BASIQUES ET ULTRABASIQUES DE L'IN OUZZAL

ANNEXE II: COMPOSITIONS CHIMIQUES EN ÉLÉMENTS MAJEURS ET TRACES ET EN ISOTOPES Rb-Sr ET Sm-Nd DES ROCHES BASIQUES ET ULTRABASIQUES DE L'IN OUZZAL

ANNEXE III: COMPOSITIONS CHIMIQUES DES MINÉRAUX DES GRANULITES AL-Mg A SPINELLE D'IN HIHAOU

Problématiques

L'un des sujets d'étude les plus privilégiés des spécialistes des sciences de la Terre est de déterminer l'évolution des modalités de fonctionnement de notre planète. En effet, la tectonique des plaques nous a offert un cadre global dans lequel plusieurs des grands phénomènes terrestres actuels pouvaient être expliqués; mais en a-t-il toujours été ainsi ? Le géotherme du manteau, le magmatisme, le métamorphisme, et le style des déformations au cours de l'Archéen (4-2.5 Ga), par exemple, étaient sensiblement différents de ceux qu'on observe aujourd'hui; et pendant longtemps, à cause de ces différences, une majorité de géologues pensaient que la tectonique des plaques, où les mouvements horizontaux dominent, était absente à cette époque-là. Depuis, grâce à l'étude de la région d'Abitibi au Canada, région archéenne la plus étudiée au monde, l'opinion s'est inversée. Les profils géophysiques ayant révélé en profondeur une dominance des contacts anormaux horizontaux.

Ainsi, les mécanismes spécifiques à la tectonique archéenne et celles liées à la tectonique des plaques modernes ont fait l'objet de nombreux débats et sont à présent assez bien connus. Par contre, la période marquant la transition, correspondant au Paléoproterozoïque reste encore mal étudiée. Le terrane de l'In Ouzzal (Hoggar occidental) et le terrane de Laouni (Hoggar central) constituent des terrains privilégiés pour de telles recherches.

Ce travail s'intéresse aux roches orthodérivées basiques et ultrabasiques archéennes ou protérozoïques qui affleurent dans ces régions, à leurs encaissements métasédimentaires, affectés par le faciès granulite. Ce métamorphisme est contemporain d'un événement majeur Eburnéen. La connaissance du cheminement pression-température-temps d'une région est un élément essentiel dans le diagnostic des processus tectoniques responsables du métamorphisme. Ceci mis en liaison avec la géochimie des roches magmatiques constituant leurs protolithes ; l'étude de leur encaissement métasédimentaire et les objets structuraux est l'un des meilleurs moyens pour contraindre l'évolution d'un contexte géodynamique.

Pour résoudre toutes les questions relatives à cette problématique, cette thèse est structurée, après une introduction qui donne un aperçu sur la géologie du Bouclier touareg., en deux grandes parties. La première sur le terrane de l'In Ouzzal et la seconde sur celui de Laouni. Elle se clôt par une conclusion générale. Ainsi, le plan de cette thèse est le suivant :

- Une INTRODUCTION SUR LA GEOLOGIE DU BOUCLIER TOUAREG.

- Une PREMIERE PARTIE CONCERNANT LE TERRANE DE L'IN OUZZAL : Elle comprend **six chapitres** :

- **Le premier chapitre** correspond à **une synthèse des connaissances actuelles sur le terrane de l'In Ouzzal** (diversité lithologie, géochronologie et géochimie des formations archéennes et paléoprotozoïques et thermobarométrie des granulites éburnéennes).

- **Le deuxième chapitre** est **une étude pétrographique des roches basiques et ultrabasiques de l'In Ouzzal**. Particulièrement de deux régions de ce terrane : In Hihaou, dans l'In Ouzzal Nord, et Amessmessa, dans l'In Ouzzal Sud. Il permet de définir les assemblages minéralogiques et de différencier les paragenèses successives en identifiant les réactions interminérales aussi bien progrades et du pic du métamorphisme que des stades plus tardifs de décompression et de baisse de température pour le retour au géotherme normal.

- **Le troisième chapitre** est **une étude minéralogique des ces séries basiques-ultrabasiques de l'In Ouzzal**. Il permet de montrer que les compositions chimiques des différentes phases témoignent de la diversité de la chimie des roches étudiées et du métamorphisme de très haute température.

- **Le quatrième chapitre** est de **la thermobarométrie** où nous tentons de reconstituer le cheminement pression-température suivi par les granulites basiques et particulièrement les pyrigarnites qui montrent les variances les plus faibles.

- **Le cinquième chapitre** qui traite de la **géochimie de ces roches basiques et ultrabasiques de l'In Ouzzal Nord** et montre leur affinité avec des roches caractéristiques de l'Archéen. Les données isotopiques sont utilisées pour mieux contraindre l'âge de leur mise en place. Et combinées aux teneurs en majeurs et traces, elles permettent de proposer un modèle de genèse.

- **Le sixième chapitre** consacré à des **granulites Al-Mg hyperalumineuse** dont l'assemblage le plus complet est à **corindon spinelle grenat biotite orthopyroxène sillimanite saphirine cordiérite feldspath potassique** constituant l'encaissant des séries basiques et ultrabasiques étudiées. Leur pétrographie et leur minéralogie sont particulièrement aptes à reconstituer le cheminement complet suivi par les granulites de l'In Ouzzal.

- Une **DEUXIEME PARTIE CONCERNANT LE TERRANE DE LAOUNI** : Elle comprend six chapitres :

- **Le premier chapitre** comprend **une introduction sur la géologie complexe du Hoggar central** et plus particulièrement du terrane de Laouni. En effet, ce domaine du Hoggar est caractérisé par une évolution polycyclique non encore complètement élucidée

- **Le deuxième chapitre** correspond à une publication internationale : « **Pressure-temperature-fluid evolution in eburnean metabasites and metapelites from Tamanrasset (Hoggar, Algeria)** ». (2001) *Journal of Geology* vol 109 pp 213-230. (Ouzegane, K., **Bendaoud, A.**, Kienast, J.R. & Touret J.L.R.). Cet article correspond à une étude combinée des inclusions fluides avec la thermobarométrie automatique qui permet de bien contraindre le cheminement pression-température-aH₂O suivi par les pyrigarnites et leur encaissant métapélitique de la région de Tamanrasset.

- **Le troisième chapitre** est une étude sur **la pétrographie, la minéralogie, la géochimie et la thermobarométrie des roches basiques de la région de Tidjenouine.**

- **Le quatrième chapitre** correspond à une publication internationale «**Fayalite-quartz bearing granulites from Tidjenouine (Central Hoggar, Algeria)**». (2003) *Journal of African Earth Sciences* 37, 241–255. (**Bendaoud, A.**, Ouzegane, K., & Kienast J.R.). Cet article traite de granulites de la région de Tidjenouine à minéralogie très rare au Hoggar comprenant un assemblage à fayalite-quartz, complété par du grenat, du clinopyroxène, de l'amphibole, de l'orthopyroxène et du plagioclase.

- **Le cinquième chapitre** correspond à un quatrième article international : «**The Eburnian Granulitic Metapelites of Tidjenouine, geochronology and metamorphic P- T-X evolution: witness of the LATEA metacratonic evolution (Central Hoggar, Algeria)**» (2008) *Journal of Geological Society of London, Special Publication* (**Bendaoud, A.**, Ouzegane, K., Godard, G.; Liégeois, J-P., Kienast, J-R., Bruguier, O. and Drareni, A.). Il traite de l'âge, de la pétrographie, de la minéralogie, de la géochimie et de la thermobarométrie de l'encaissant métapélitique des roches basiques et ultrabasiques de la région de Tidjenouine.

- **Le sixième chapitre** correspondant à une publication internationale **Granulitic metamorphism in the Laouni terrane (central Hoggar)**. (2004) *Journal of African Earth Sciences*. (**Bendaoud, A.**, Derridj, A., Ouzegane, K. & Kienast, J-R). Il fait la synthèse sur le métamorphisme granulitique, des roches orthodérivées basiques et de leurs encaissants métapélitiques et migmatitiques, du terrane de Laouni.

La thèse se termine par :

- **Une CONCLUSION** qui reprend les principaux résultats obtenus dans ce qui précède, accompagnés par une étude consacré à la reconstitution géodynamique archéenne et paléoprotozoïque du terrane de l'In Ouzzal et du terrane de Laouni . Elle correspond à une synthèse des connaissances actuelles sur la géodynamique archéenne et, à partir des données géochimiques et géochronologiques disponibles pour l'In Ouzzal, propose différentes possibilités d'évolution géodynamique au cours de l'Archéen pour ce terrane. Il reprend, pour l'évènement éburnéen, le modèle proposé par Ouzegane et al. (2003) en mettant en exergue ses affinités avec la tectonique archéenne. Il propose également pour le terrane de Laouni un modèle géodynamique pour la formation des granulitiques en débattant sur leur âge éburnéen ou panafricain.

Chapitre I

Le Bouclier touareg

Le Bouclier Touareg

Le Bouclier Touareg (Fig. I-1 et 2) est un site privilégié pour les études géologiques; en particulier celles qui s'intéressent à la tectonique des plaques et à l'évolution de son fonctionnement au cours des temps. Siège d'orogénèses successives, il offre, sur une relative faible surface, un exemple des problèmes qui se posent à l'échelle des continents. Les traits qu'il recèle sont d'autant plus intéressants qu'ils englobent autant des temps les plus reculés de la vie de la Terre et de ses continents que les derniers soubresauts de celle-ci. On y cherche ainsi aussi bien les signes d'une tectonique primitive archéenne et paléoprotérozoïque singulière que ceux de la tectonique des plaques moderne au Panafricain ou les manifestations d'un volcanisme intraplaque cénozoïque-quaternaire. On comprend alors l'intérêt qu'il a suscité, depuis plus de trois-quarts de siècle, depuis les illustres travaux de Kilian et de Lelubre, chez de nombreux géologues. Je n'ai pas jugé utile de faire ici un historique exhaustif des travaux effectués au Hoggar, on en trouvera un aperçu dans les références citées dans ce chapitre et la préface du numéro spécial consacré au Précambrien du Hoggar paru dans le *Journal of African Earth Science* (Ouzegane et al., 2003).

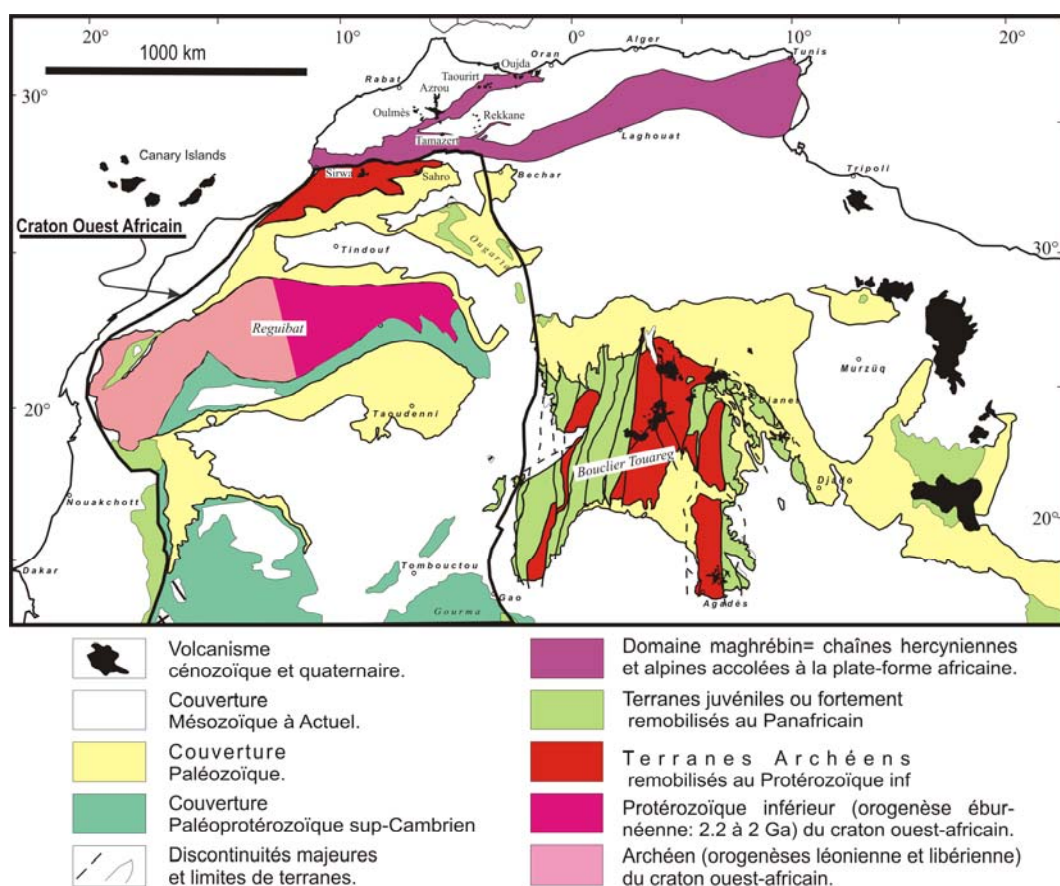


Figure I-1 : Carte simplifiée de l'Afrique du Nord montrant la position du bouclier Touareg (Fabre, 2005)

Le Bouclier Touareg

Le bouclier Touareg (Fig. I-2) est constitué, dans son ensemble, de trois massifs :

- le Hoggar, situé en Algérie, est le plus important avec ces 550 000 km² de superficie.

Il se prolonge,

- au sud-ouest par le Massif des Iforas, au Mali,
- et à l'Est par le Massif de l'Air, au Niger.

Sa structure est caractérisée par de grands cisaillements, dont certains d'échelle continentale souvent N-S, qui lui confèrent un aspect morcelé. Ainsi, les accidents 4°50' et 8°30' ont servi à une subdivision du Hoggar en Hoggar occidental, central et oriental (Bertrand et Caby, 1978).

Différents événements, qui se rattachent aussi bien à l'Archéen qu'à l'Eburnéen et au Pan-Africain, ont été reconnus dans le Hoggar. Mais c'est essentiellement à cette dernière orogénèse qu'on doit la structuration actuelle du bouclier. De plus, c'est un bombement récent, essentiellement cénozoïque, dû à du volcanisme intraplaque, qui est à l'origine de l'affleurement de ce segment précambrien. Il est aujourd'hui ceinturé en discordance par les grès ordovicien du Tassili, qui probablement le recouvraient avant cette surrection et l'érosion qui s'en suivit.

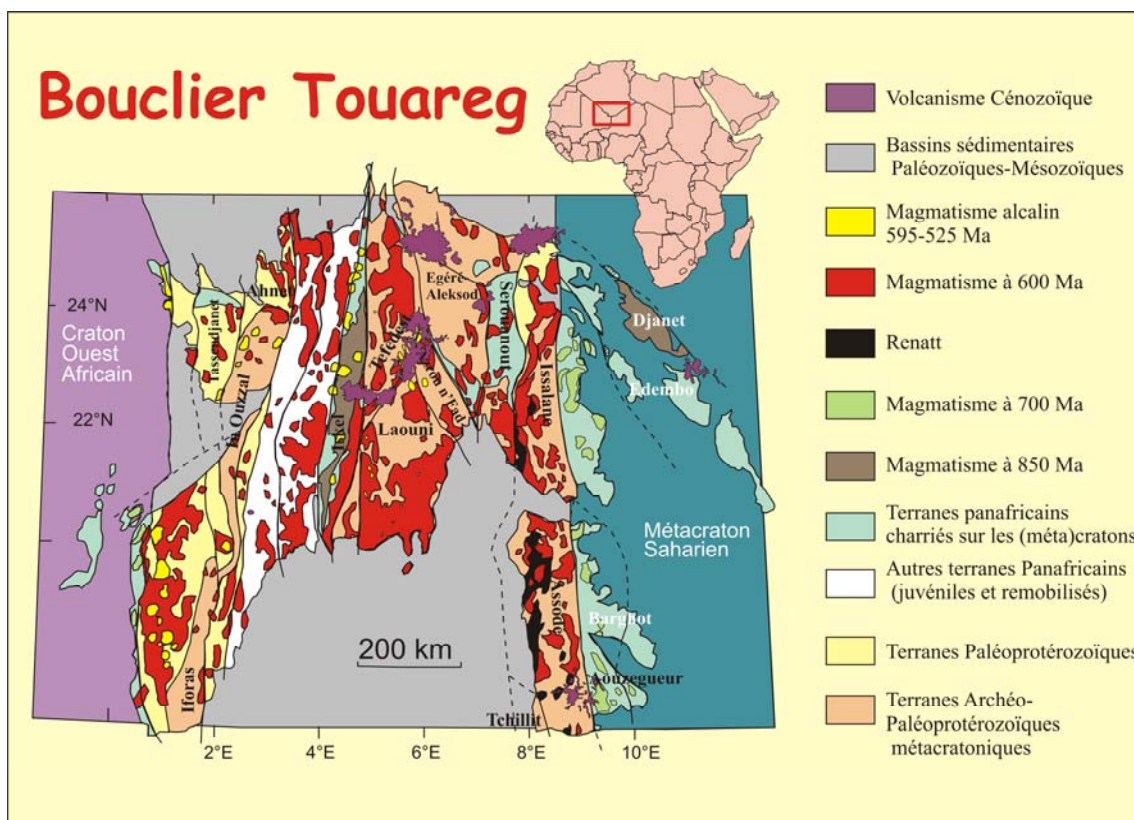


Figure I-2 : Carte Géologique simplifiée du bouclier Touareg (Liégeois et al., 1998 ; Liégeois et al., 2003)

Le Bouclier Touareg

Liégeois et *al.*, (1994) et Black et *al.*, (1994), se basant sur l'étude détaillée du massif de l'Aïr (Fig. I-2) et faisant la synthèse de toutes les connaissances acquises, montrent que ce bouclier correspond à une amalgamation, au cours de l'orogénèse panafricaine, d'une vingtaine de terranes, dont les lithologies et l'histoire tectono-métamorphique sont très différentes. Ainsi, le bouclier Touareg, peut être considéré comme une succession de domaines juvéniles panafricains alternant avec des terranes formés de roches d'âges variés, archéens et/ou éburnéens plus ou moins remobilisées au Pan-Africain ((Fig. I-2, Black et *al.*, 1994).

Ce modèle permet d'expliquer ainsi les grandes difficultés qu'on a à corréliser les diverses lithologies des différentes régions constitutives de cet immense ensemble qu'est le bouclier Touareg. Au Panafricain, les terranes, qui constituent aujourd'hui le Hoggar, étaient séparés les uns des autres par des portions de croûte océanique donnant lieu à des zones de subduction parfois obliques. Ces mouvements étaient accompagnés par le coulissement de ces terranes les uns par rapports aux autres le long de décrochements souvent transpressifs. Le résultat est un assemblage de régions hétérogènes où les corrélations, de même que les généralisations, deviennent douteuses, difficiles voire impossibles. L'ensemble a été pris, au cours du même cycle orogénique, entre deux grands continents convergeant, aboutissant à deux grandes collisions EW, l'une avec le Craton Est Africain (Bertrand et *al.*, 1986; Caby et Andreopoulos-Renaud, 1987; Black et Liégeois, 1993) l'autre avec le Craton Ouest Africain (COA, Black et *al.*, 1979; Caby et *al.*, 1981; Liégeois et *al.*, 1987). Du Hoggar au Golfe de Guinée, la chaîne panafricaine chevauche le COA. En fait, la chaîne panafricaine (Fig. I-1), qui s'étend du Hoggar au Golfe de Guinée - et se poursuit par la chaîne mobile brésilienne au NE du Brésil (Caby et *al.*, 1991) - correspondent à l'amalgamation du Craton Ouest Africain à la partie centrale du Gondwana.

Le Bouclier Touareg

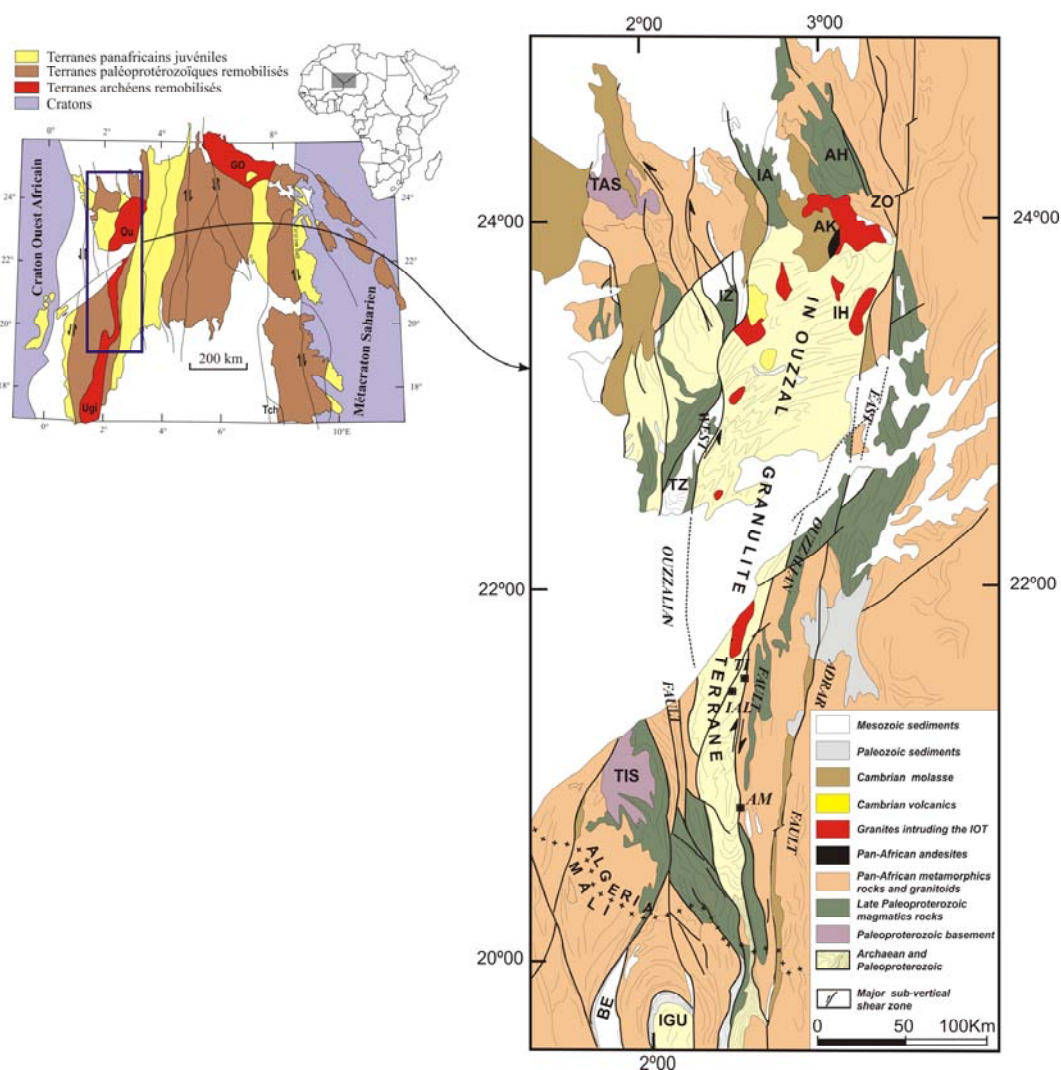
Le Terrane de l'In Ouzzal

Chapitre II

Introduction à la *Géologie* de l'In Ouzzal

Introduction à la Géologie de l'In Ouzzal

Situé au centre du Hoggar occidental, l'In Ouzzal est l'un des 23 terranes définis par Black et al. (1994). C'est un bloc allongé de direction Nord-Sud, de plus de 400 km de longueur, large au nord de 80 Km à hauteur du massif d'In Hahaou et s'amincissant jusqu'à disparaître au sud vers la frontière malienne pour être relayé par l'Adrar des Iforas (Fig.II-1). Il correspond à un segment de croûte archéenne (3.3 – 2.5 Ga) ayant subi un événement tectono-métamorphique d'une très grande amplitude à l' Eburnéen (2000 Ma) qui l'a complètement remobilisé. La grande majorité des formations aussi bien ortho que para-dérivées dont il est constitué présentent ainsi les caractères géochimiques des terrains archéens mais les associations minéralogiques et les caractéristiques structurales ont été en majorité oblitérés au cours de l'Eburnéen par un métamorphisme granulitique de très haute température qui a dépassé les 1000°C (Ouzegane et al., 2003a et références à l'intérieur).



Introduction à la géologie de l'In Ouzzal

Les principaux reliefs qui dominent le reg granulitique de l'In Ouzzal de plusieurs centaines de mètres, sont les massifs d'ignimbrites datés à 530 Ma (Piccioto et al., 1965) et de granites Pan-africains d'In Hahaou et In Eher à l'ouest, de Nahalet et Tihimatine au centre et d'Ihouhaouene à l'Est (Fig. II-2). Les limites de l'Unité granulitique de l'In Ouzzal avec les terranes qui l'entourent sont des décrochements verticaux ayant fonctionné au Pan-Africain (Fig. II-2). La bordure mylonitique Est-In Ouzzal étudiée en détail dans les régions de Tirek (Attoum, 1983) et d'Amesmessa (Djemai, 1996) est une faille verticale profonde avec une composante décrochante en jeu dextre. Le décrochement Ouest-ouzzalien est par contre, sénestre (Caby, 1970). Moussine-Pouchkine et al. (1988) ont mis en évidence que le Nord de l'In Ouzzal chevauche les séries volcano-sédimentaires de l'Adrar Ahnet.

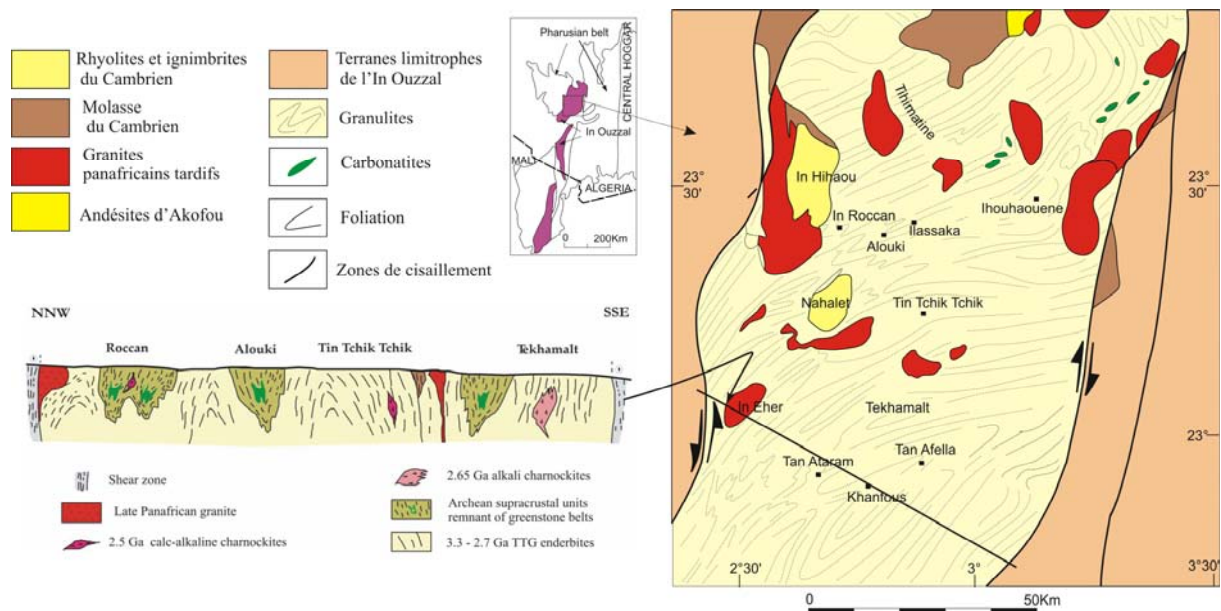


Figure II-2 : Carte géologique de la partie Nord de l'In Ouzzal (Caby, 1996) et coupe montrant sa structuration en dômes et bassins (Ouzegane et al., 2003a).

Figure II-3 : Photos des différentes lithologies composant le terrane de l'In Ouzzal

A et B : Charnockites à Opx-Cpx de Tin chick chick, similaires aux TTG archéens et datés entre 3.2 et 2.7 Ga.

C et D : Charnockites à Cpx de Tin Alaram, correspondant à d'anciens granites alcalins et datés à 2.65 Ga.

E : Charnockites à Opx-Cpx, correspondant à d'anciens granites calco-alcalins et datés à 2.5 Ga.

F : Vue générale de la région d'In Hahaou avec en arrière fond les ignimbrites panafricains.

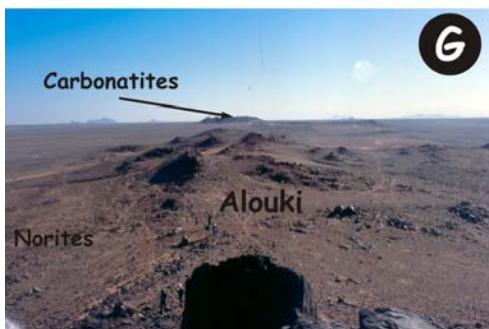
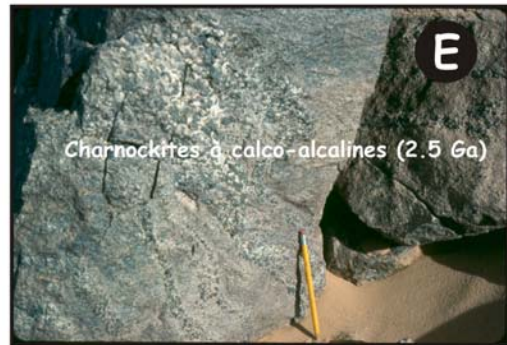
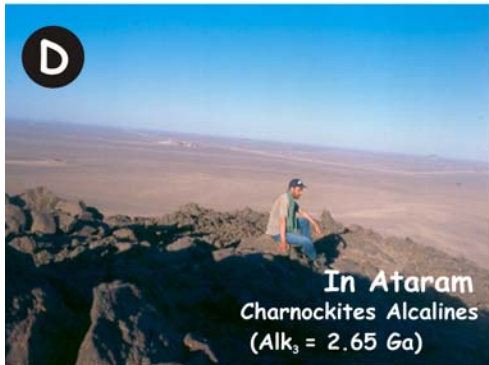
G : Vue de la région d'Alouki avec au premier plan des BIF et au fond les carbonatites d'Ihouhaouène.

H : BIF présentant le litage caractéristique à quartz-magnétite.

I : Granulites Al-Mg

J : Anorthosites de la région de Tickechitine

Introduction à la géologie de l'In Ouzzal



Introduction à la géologie de l'In Ouzzal

L'In Ouzzal est formé de deux unités majeures: la première correspond à des orthogneiss charnockitiques et la seconde est constituée de métasédiments communément associés à un matériel orthodérivé basique (métanorites, pyrigarnites) et ultrabasique (péridotites et pyroxénites) auxquelles s'ajoutent des leptynites et des anorthosites. On trouve dans la région d'Ihouhaouène un autre ensemble composé de carbonatites et de fénites qui présentent la particularité d'être saturés en quartz (Ouzegane et al., 1988). Cartographiquement, les séries de l'In Ouzzal sont caractérisées par des structures fermées orientées NE-SW à ENE-WSW, correspondant à des dômes constitués d'orthogneiss charnockitique (Fig.II-2). La série supracrustale composée de métasédiments et de roches basiques et ultrabasiques remplit, quant à elle, des bassins situés entre ces dômes (Haddoum, 1992, Haddoum et al., 1994, Fettous, 2001).

Dans certaines régions de l'In Ouzzal, les roches supracrustales en synformes et les orthogneiss charnockitiques en dômes montrent vers les contacts la présence de couloirs linéaires correspondant à des zones de cisaillement. D'autre part, il semble que les quartzites, mais aussi les marbres, soient les sites privilégiés pour la localisation de cette déformation transcurrente qui atteint souvent dans ces niveaux le stade ultramytonitique (Alouki, Ihouhaoune, Tirek, Ouzegane et al., 2003a)

Les différentes études menées sur ces structures en dômes et bassins (Haddoum, 1992 ; Haddoum et al., 1994; Fettous, 2001 ; Djemaï, travaux en cours) permettent de conclure qu'elles s'apparentent fortement à celles de certaines régions archéennes tel que le Craton du Dharwar, au sud de l'Inde. Dans cette région, elles sont interprétées comme le résultat d'une déformation liée aux déplacements relatifs verticaux entre diapirs gneissiques et ceintures de roches vertes dites " sagductées " (Choukroune et al., 1997). Dans l'In Ouzzal, l'histoire de la déformation à l'Eburnéen, a d'abord été interprétée comme la succession de deux stades (Haddoum et al., 1994), le premier correspondant à une structuration en nappes suivie par un second stade caractérisé par le fonctionnement de zones de cisaillement transcurrentes. Des études plus récentes (Fettous et Mahdjoub, 2001 ; Fettous, 2001, Djemaï, travaux en cours) sont en faveur d'une absence d'écaillages et suggèrent que la tectonique éburnéenne a surtout consisté en une reprise de la déformation antérieure. Les traits structuraux, observés au niveau de cette base de croûte, sont en faveur d'une déformation totalement réalisée dans les conditions du faciès granulite et sont tous compatibles avec un raccourcissement homogène de direction globale NW-SE (Fettous, 2001).

Ce raccourcissement horizontal accentue l'étirement vertical et l'aplatissement des structures anciennes en forme de bassins et de dômes, ce qui explique leur forme elliptique et leur

allongement dans les directions NE-SW à ENE- WSW (Fig. II-2). Ce raccourcissement s'exprime également, aussi bien dans les orthogneiss charnockitiques que dans les formations paradérivées, par la présence d'une foliation et d'une linéation d'étirement minérale généralement verticale. Pour Fettous et Mahdjoub (2001), le raccourcissement homogène des dômes et bassins, le jeu transcurrent des zones de cisaillement et la formation des pseudotachyllites correspondraient à trois stades de déformations qui se succèderaient dans le temps. Cependant, il paraît plus probable qu'ils soient contemporains, l'étirement vertical des structures s'accommodant par les déplacements horizontaux le long de couloirs de cisaillement transpressifs (Ouzegane et al., 2003a).

L'ensemble charnockitique (Fig. II-3A à 3E) qui occupe de très grandes étendues, couvre la majeure partie de la région qui s'étend de l'oued Tin Chik Chik à Tekhamalt (Ouzegane 1987) et forme l'essentiel des affleurements de la région de Tirek et Amesmessa. On trouve également ces charnockites dans les régions de Roccan, Ihouhaouenne et Tikechitine (Fig. II-2) associées aux marbres et aux granulites alumino-magnésiennes.

L'histoire archéenne de l'In Ouzzal a été essentiellement approchée par la géochimie et la géochronologie de ces formations à composition granitique (Fig. II-4). Ainsi, Peucat et al. (1996) reconnaissent, au sein des orthogneiss charnockitiques, les trois groupes suivants:

- des orthogneiss de composition trondhjémitique ou tonalitique (Fig. II-3A et 3B), similaires aux séries TTG caractéristiques des terrains archéens primitifs (Martin, 1987). Il en existe au moins deux générations qui se mettent en place à 3.3 Ga et à 2.7 Ga (U/Pb sur zircon et Sm/Nd sur roches totales);

- des gneiss granitiques alcalins (Fig. II-3C et 3D), similaires aux granites alcalins liés aux rifts qui se mettent en place vers 2.65 Ga (U/Pb sur zircon et Rb/Sr sur roches totales);

- des orthogneiss calco-alcalins (Fig. II-3E) formant une suite de composition granodioritique à monzogranitique, similaires aux granites calco-alcalins archéens de type CA₁ et CA₂ de Sylvester (1994), qui se mettent en place vers 2.5 Ga (U/Pb sur zircon) au sein d'une croûte épaissie. Les données isotopiques montrent que cet ensemble provient de la fusion partielle d'un matériel d'âge situé entre 3.5 et 3.3 Ga.

A ces formations, il faut ajouter

- des leptynites à cordiérite syngrenulitique datés à 2 Ga.

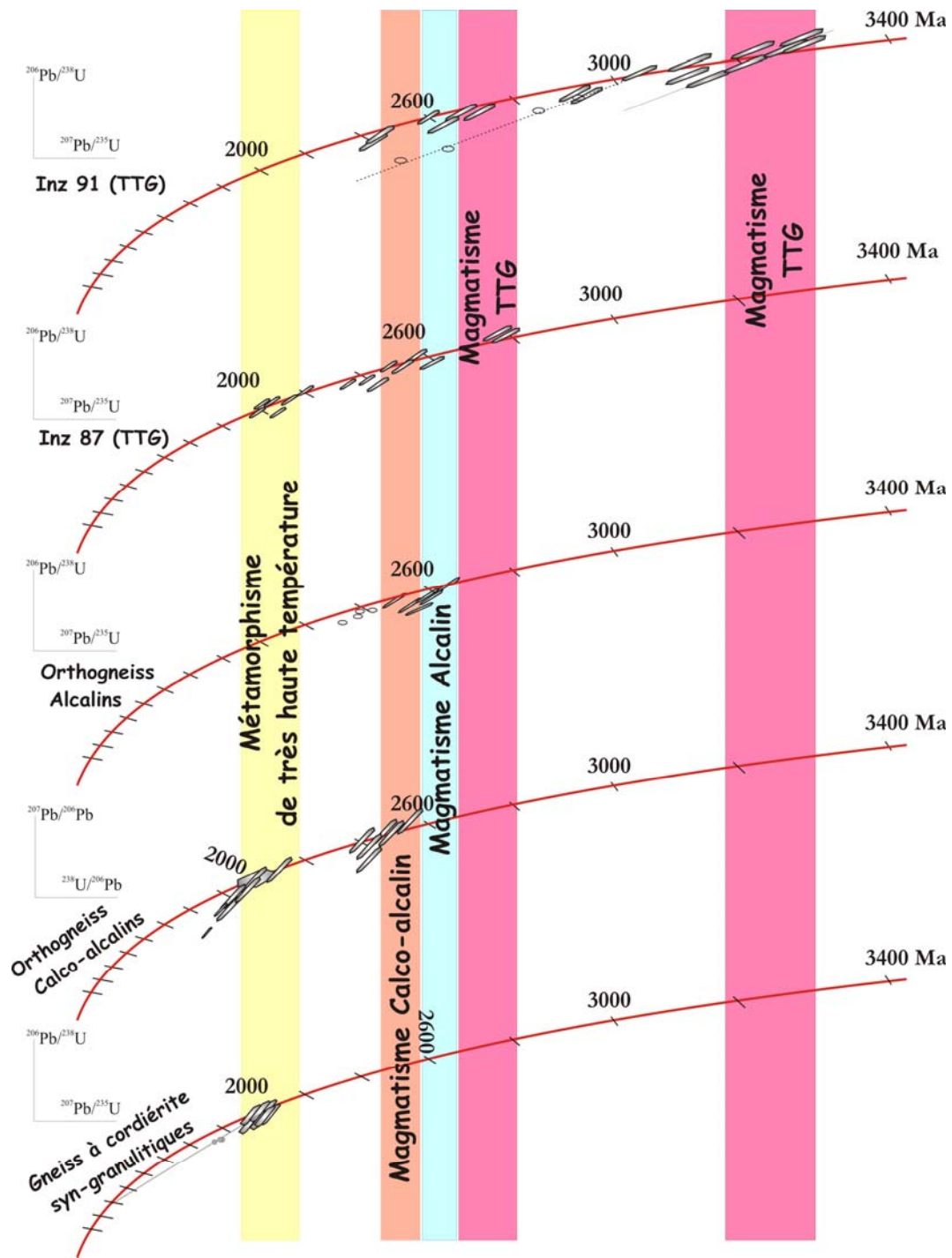


Figure II-4 : Diagrammes concordia U-Pb des différentes lithologies orthodérivées du terrane de l'In Ouzzal montrant les âges des événements majeurs archéens (d'après les données de Peucat et al., 1996). L'évènement éburnéen est syn-granulitique (Drareni et al., 2007).

L'ensemble supracrustal est constitué de métasédiments, essentiellement des quartzites rubanés à magnétite (Fig. II-3H), des quartzites à grenat, orthopyroxène, sillimanite, des marbres et des granulites aluminomagnésiennes (Fig. II-3I) associés à un matériel orthodérivé tels que des leptynites, des anorthosites (Fig. II-3J) et des lentilles basiques (norites,

Introduction à la géologie de l'In Ouzzal

pyrigarnites) et ultrabasiqes (lherzolites et harzburgites). La sédimentation responsable de l'ensemble para-dérivé est datée entre 2.7 et 2.65 Ga par des zircons hérités et la présence de skarns entre les marbres et les métaqranites alcalins. La géochimie de ces roches, et particulièrement celle des granulites Al-Mg qui sont très abondantes, montrent qu'elles résultent du démantèlement d'un pôle granitique, probablement les suites TTG, et d'un composant chloritique provenant de roches basiques et ultrabasiqes (des roches de ceintures vertes) ayant subi de l'hydrothermalisme. Le mélange de ces deux pôles s'est fait en une infinité de proportions relatives permettant l'obtention d'une diversité de compositions rendant ces roches particulièrement aptes à reconstituer l'évolution métamorphique éburnéenne de ce terrane.

L'étude de l'histoire métamorphique et structurale éburnéenne de cette région a fait l'objet d'une multitude de travaux ces dernières années (Ouzegane, 1987; Bertrand et al., 1992; Haddoum, 1992; Mouri, 1995; Benyahia, 1996; Djemaï, 1996; Boumaza, 1996; Ouzegane et al., 2003). Ces auteurs montrent que l'évolution métamorphique de l'In Ouzzal est caractérisée par deux stades granulitiques de très haute température : une évolution prograde, avec un pic à 9-10 Kbar et 900-1000°C, suivie d'une autre rétrograde où la pression baisse jusqu'à 5-6 kbar. Cette dernière est marquée par l'intrusion de corps carbonatitiques et, dans les stades les plus tardifs, par la mise en place de quelques filons de leptynites.

Chapitre III

Etude Pétrographique

Etude Pétrographique

I- INTRODUCTION

Ce chapitre est focalisé sur la pétrologie des séries basiques et ultrabasiques de l'In Ouzzal. Il permet de définir les compositions minéralogiques et les textures des différentes roches étudiées, de différencier les paragenèses successives et enfin d'en déduire leur évolution paragenétique. Ce dernier objectif sera obtenu en proposant les réactions qui permettent d'expliquer les variations et la chronologie des assemblages observés (les diagrammes de phases présentés utilisent la composition réelle des minéraux).

Les roches basiques et ultrabasiques ont été échantillonnées dans deux régions (Fig. II-1 et 2):

- 1- dans la partie méridionale de l'In Ouzzal Nord, entre In Hihaou et Tekhamalt;
- 2- dans la partie qui s'étend à 30 km de part et d'autre (du Nord au Sud) de la base minière d'Amessmessa, dans l'In Ouzzal Sud.

Les roches des deux régions seront décrites conjointement dans les parties pétrographiques et minéralogiques. Lorsque des différences sont présentes, elles seront soulignées. Il est à noter qu'à chaque fois, aussi bien dans les tableaux que dans le texte, les échantillons sont cités en exemples (les échantillons « Bam », « Tir » et « Am » pour la région d'Amessmessa, « Inh » et « Inz » pour In Hihaou et « Tek » pour Tekhamalt) ce qui permet de se faire une idée sur les spécificités lithologiques de chaque ensemble.

Dans le Nord de l'In Ouzzal (In Hihaou et Tekhamalt), les péridotites apparaissent en masses lenticulaires de plusieurs centaines de mètres (Fig. III-1E à F), associées le plus souvent à des pyroxénites et aux formations paradérivées avec lesquelles elles sont impliquées dans les plissements. Ce sont des roches à texture rubanée montrant le plus souvent un état de serpentinitisation très avancée. Ces péridotites peuvent être classées en deux groupes : des lherzolites à olivine, diopside, orthopyroxène, spinelle, et des hazburgites à olivine, orthopyroxène et magnétite. Les pyroxénites (Fig. III-1A et D), caractérisées sur le terrain par une teinte vert clair, se composent pour l'essentiel d'orthopyroxène, de clinopyroxène et de pargasite montrant des textures d'équilibre avec des points triples. Le spinelle brun riche en chrome se présente sous forme de fins cristaux en phase interstitielle ou en inclusion dans la pargasite ou l'enstatite. Le plagioclase, en liserés dentelés, et la phlogopite sont plus rares.

Péetrographie et Relations de phases dans les roches basiques et ultrabasiques de l'In Ouzzal

Les granulites basiques (métanorites et pyrigarnites) sont localisées en majeure partie dans la région d'In Hihaou (Fig. III-1A à C), mais on les trouve également dans les régions de Tekhamalt et d'Ihouhaouène où elles apparaissent en lentilles boudinées parallèlement à la foliation des granulites alumino-magnésiennes, des quartzites à magnétite, des marbres, des péridotites et des orthogneiss charnockitiques. Les métanorites sont composées de clinopyroxène, d'orthopyroxène, de plagioclase, de pargasite, de magnétite et parfois de biotite. Les pyrigarnites se composent, lorsque la roche présente une texture réactionnelle, de deux paragenèses bien distinctes : l'assemblage primaire se caractérise par la présence de grenat, de clinopyroxène, de pargasite, de plagioclase, de magnétite et de rutil. Cet assemblage est parfois impliqué dans des réactions qui permettent le développement de symplectites à orthopyroxène-plagioclase accompagnés parfois d'amphibole secondaire.

Dans la région d'Amessmessa, l'ensemble roches basiques et ultrabasiques s'étend en un chapelé orienté grossièrement Nord-Sud. Les formations ultrabasiques affleurent soit sous forme totalement arasée de couleur bleue (Fig. III-2A et B), c'est particulièrement le cas des serpentinites, soit sous forme de collines de quelques mètres de hauteur de couleur sombre. Elles sont intimement associées aux autres formations basiques.

Les roches basiques (Fig. III-2C à D) constituent des buttes ou des collines qui peuvent faire plusieurs dizaines de mètres de hauteur et une centaine de mètres de largeur. Ces formations ont été observées essentiellement dans les trois kilomètres les plus à l'Est de la zone étudiée. On passe progressivement d'un type de lithologie à un autre par apparition puis enrichissement du grenat ou de plagioclase (Fig. III-2C à G). Certaines zones montrent la présence de niveaux lités avec une alternance de niveaux mélanocrates à pyroxènes et grenat et d'autres leucocrates plagioclasiques. L'ensemble constitue un complexe basique et ultrabasique lité.

Figure III-1: Photographies d'affleurements de roches basiques et ultrabasiques dans l'In Ouzzal Nord

A- Colline de roches basiques avec une lentille de pyrigarnites au 1^{er} plan, et des niveaux de norites et de pyroxénites associés à des granulites Al-Mg à corindon-spinelle-grenat à Alouki;

B- Lentilles de norites,

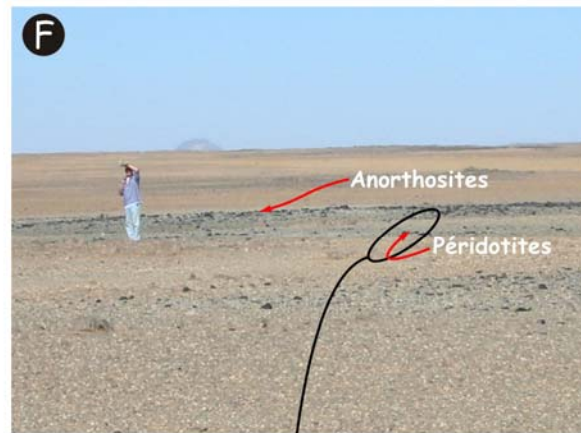
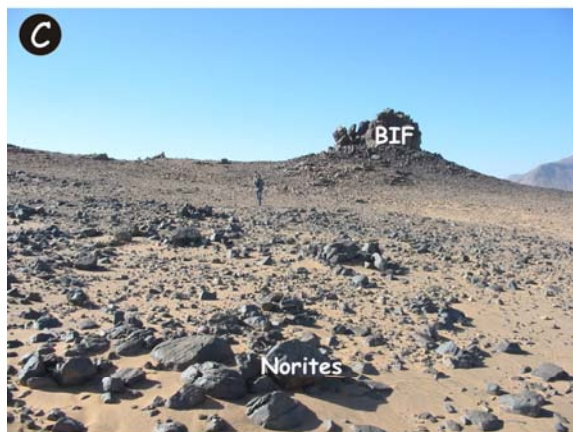
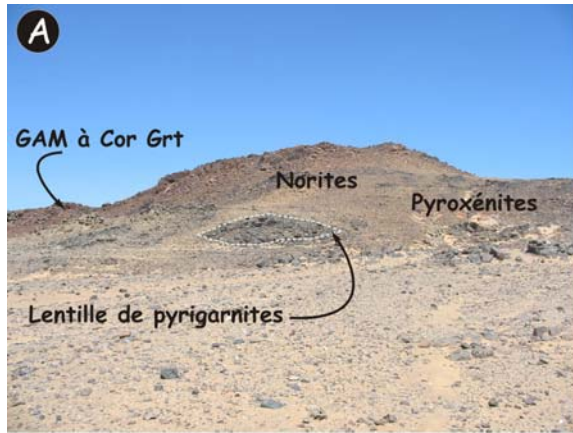
C- affleurement de norites dans la région d'Alouki,

D- Orthopyroxène géant associé à des pyrigarnites (Alouki),

E et F – affleurement dans le reg d'In Hihaou de roches ultrabasiques (péridotites et serpentinites)

G et H – Affleurement de péridotites en affleurements arasés, dans l'Oued Relga (In Hihaou)

Pétrographie et Relations de phases dans les roches basiques et ultrabasiques de l'In Ouzal



II- LES ROCHES ULTRABASIQUES

N° Ech	Péridotites						Pyroxénites					Anorthosites		
	Amessmessa			In Hihaou			Tek	In Hihaou				Ames	Amessmessa	
	Tir 92	Bam 77	Bam 94	Inh 260	Inh 487	Inh 474	Tek 33A	Inh 506	Inz 39	Inh 477	Inh 342	Bam 97	Bam 1	Bam 91
Ol	X	X	X	X	X	X	X							
Serp	X	X	X	X	X		X							
Cpx	X	X	X	X	X	X	X	X	X			X	X	
Opx	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X		
Spl	X	X	X	X	X	X	X	X	X			X		
Am	X	X	X	X	X	X	X			X	X	X	X	
Pl													X	X
FK													X	X
Grt												X		
Mt	X	X	X	X	X		X	X				X		

Tableau III-1: Exemples de composition minéralogique des roches ultrabasiques de l'In Ouzzal
Tek = Tekhamalt, Ames = Amessmessa

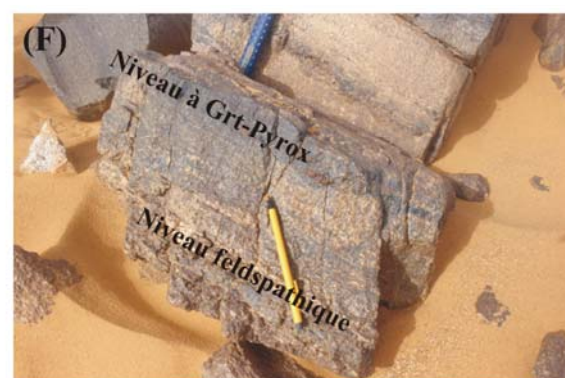
1- Les Péridotites (Tab. III-1): Ces roches sont à olivine-orthopyroxène-clinopyroxène-pargasite auxquels peut s'ajouter du spinelle et de la magnétite (ex. Inh 260, 487, Tek 33A, Tir 92 et Bam 77 et 94). La texture est granoblastique hétérogranulaire, avec des cristaux millimétriques d'olivine, de pyroxènes et de pargasite, alors que le spinelle est le plus souvent interstitiel (Fig. III-3B à D). La couleur brune de ce dernier révèle sa richesse en chrome.

2- Les Pyroxénites (Tab. III-1): Elles sont composées essentiellement d'associations à clinopyroxène – orthopyroxène (ex. Inh 474, Inh 506, Inz 39, Tir 87 et Bam 93, (Fig. III-3E et F), souvent tous deux à exsolutions (d'Opx dans Cpx et Cpx dans Opx), ou à orthopyroxène – pargasite (Inh 477, Inh 342, Fig. III-3G et H). Les cristaux sont polygonaux de 2 ou 3 mm. Cette texture suggère que ces roches sont d'anciens cumûlats. Certaines lames montrent une altération assez importante correspondant à un envahissement des pyroxènes par de l'amphibole ou de la chlorite.

Figure III-2: Photographies des affleurements du complexe stratifié d'Amessmessa

- A- Collines de roches basiques et ultrabasiques en arrière plan et affleurement arasé au 1^{er} plan ,
- B- Péridotites légèrement serpentinisées,
- C- Gabbros à amphibole - plagioclase,
- D- Passage norite – pyrigarnite par enrichissement en pyroxènes et grenat du haut vers le bas,
- E- les niveaux les plus mélanocrates à grenat-pyroxènes,
- F – alternance niveaux à grenat-pyroxènes et niveaux riches en plagioclase
- G– Pyrigarnite montrant une fente remplie de symplectites à Opx+Spl+Pl±Am provenant de la déstabilisation du grenat seul ou au contact de l'orthopyroxène ou de l'amphibole.

Pétrographie et Relations de phases dans les roches basiques et ultrabasiques de l'In Ouzzal



De l'amphibole primaire peut être présente et d'une façon importante, en inclusion dans le Cpx ou en contact direct avec l'orthopyroxène et/ou le clinopyroxène. De fins liserés de plagioclase peuvent entourer les minéraux primaires, en particulier le clinopyroxène.

A Amesmessa, une pyroxénite à grenat à lits d'amphibolites (Bam 97) montre des niveaux à amphibole qui alternent avec des niveaux à grenat – clinopyroxène – orthopyroxène – spinelle et du plagioclase interstitiel. Localement, entre les pyroxènes et de la magnétite chromifère, se mettent en place des symplectites à grenat secondaire – spinelle. Le grenat peut également être en couronne autour de l'amphibole en intercroissance avec l'orthopyroxène, le plagioclase et un spinelle chromifère.

3- Les Serpentinites (Tab. III-1, Fig. III-3A): Les péridotites peuvent être extrêmement fraîches ou légèrement altérées, mais certains affleurements montrent des roches complètement serpentinisées où aucune relique des minéraux antérieurs ne subsiste (ex. Bam 94 et in z 39). Dans Bam 94, la magnétite semble dessiner le contour d'anciens minéraux en texture spinifex

III- LES ANORTHOSITES ET LEUCOGABBROS

Ces roches constituent soit des niveaux qui se répètent, longs de plusieurs centaines de mètres et large d'une dizaine de mètres comme dans la région de Tikechitine (Ait Djafer, 2008) soit des niveaux leucocrates, centimétriques à pluridécimétriques, au sein de formations basiques litées comme dans les régions de Tekhamalt ou d'Amesmessa (Fig. III-2F). Dans ces roches litées, les anorthosites passent à des niveaux mélanocrates. Ces derniers peuvent correspondre aussi bien à des gabbros qu'à des métanorites avec ou sans grenat. La transition se faisant respectivement par un enrichissement en amphibole, ou en pyroxènes et en grenat.

Figure III-3: Micro-photographies des roches ultrabasiques de l'In Ouzzal

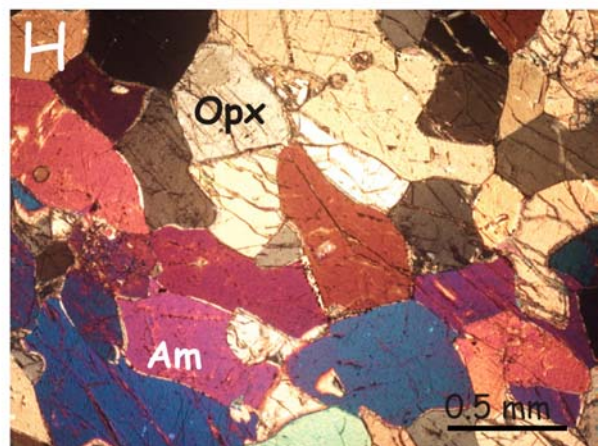
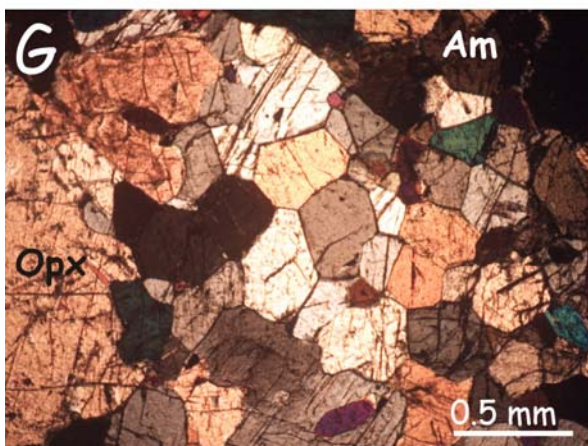
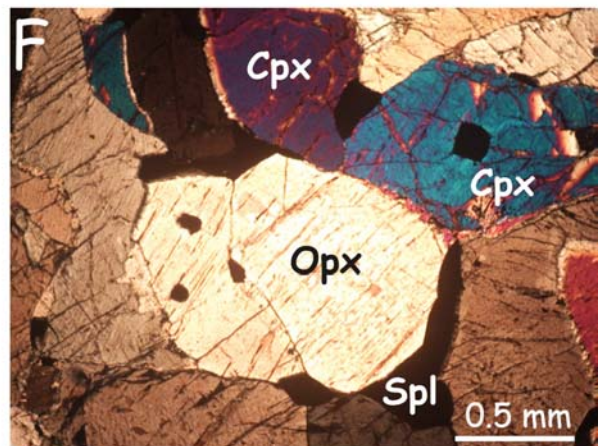
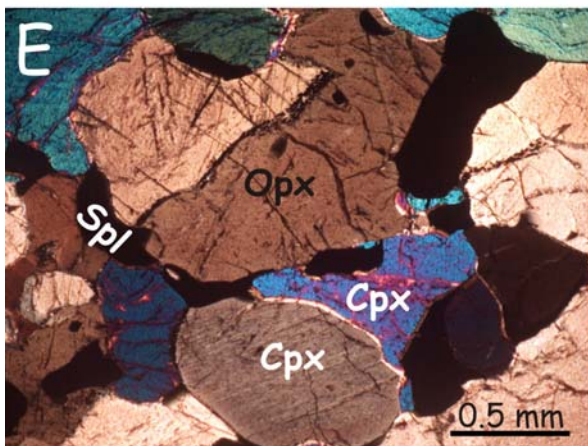
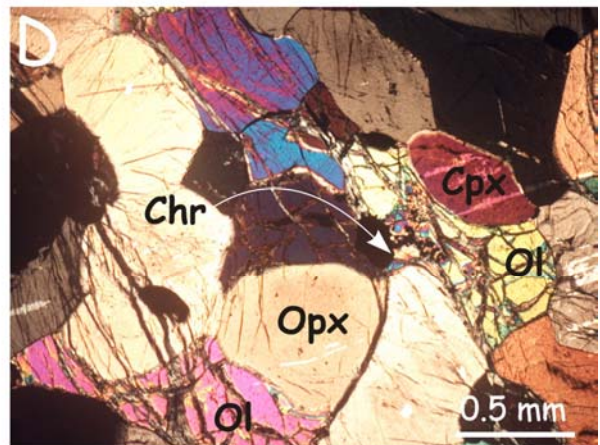
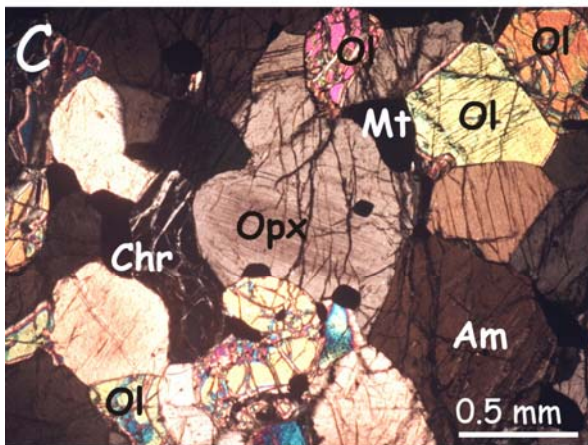
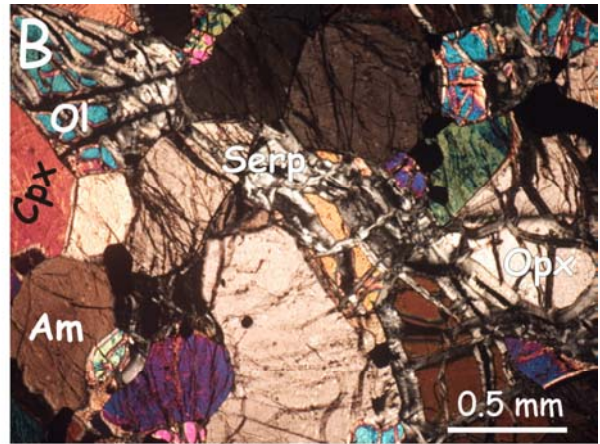
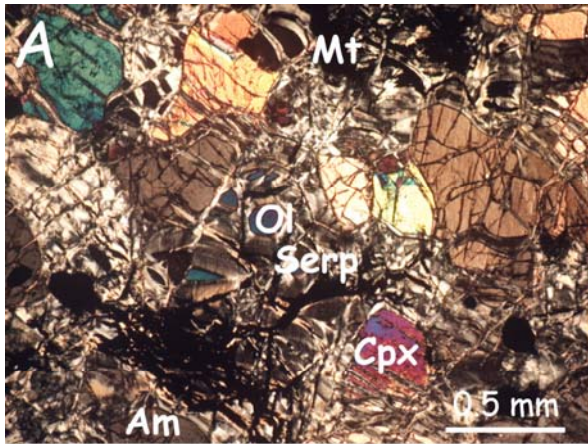
A- Serpentinite d'In Hihaou, montrant des reliques d'olivine, clinopyroxène et amphibole ;

B et C-, Péridotites d'Amesmessa, montrant l'association à olivine, orthopyroxène, clinopyroxène, amphibole, chromite et magnétite

D- Péridotite d'In Hihaou, à olivine, orthopyroxène, clinopyroxène, et chromite ;

E et F- Pyroxénites à spinelle d'In Hihaou. A noter la position interstitielle du spinelle, autour des pyroxènes, et les exsolutions dans les pyroxènes (Cpx, Opx).

G et H- Pyroxénite à orthopyroxène-pargasite sans Cpx d'In Hihaou. Noter que la texture peut être soit en points triples sans orientation préférencielle (G, Inh 342) soit avec une orientation soulignée par un allongement de l'amphibole (Inh 477).



IV- LES METANORITES (Tab. III-2)

	Métanorites									
	Ihouhaouène	In Hihaou					Amesmessa			
	Inh 629	Inh 465	Inh 297	Inz 13	Inz 20	Inh 13	Bam 9	Bam 92	Bam 99	Bam102
Cpx	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Opx	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Spl								X		
Am	X	X			X	X	X	X	X	X
Pl	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Bt	X	X	X		X	X			X	
Ilm	X			X	X				X	X
Mt	X	X	X		X			X	X	

Tableau III-2: Composition minéralogique des métanorites de l'In Ouzal

Elles sont composées de plagioclase, d'orthopyroxène, de clinopyroxène, d'amphibole et parfois de biotite. Dans ces métanorites, on observe des teneurs variables en opaques (0 à 8% de magnétite et/ou d'ilménite) auxquels s'ajoute exceptionnellement du spinelle (Inz 20, Bam 92). Elles montrent le plus souvent une belle texture granoblastique (Fig. III-4A à F), dont les grains peuvent être polygonaux, avec parfois dans certaines lames (par exemple Inh 297, Inz 13 et Bam 86) des microdomaines à symplectites à Opx-Pl en structures radiaires, pseudomorphosant, peut-être, d'anciens grenats totalement disparus. Dans ces mêmes lames à texture réactionnelle, l'amphibole semble être le minéral le plus précoce, les pyroxènes et le plagioclase se présentant en couronnes autour de lui. Cette texture indique la réaction:



Dans les échantillons les plus rétro-morphosés (Bam 8), une amphibole secondaire prend place et l'orthopyroxène ne subsiste plus qu'en quelques reliques.

Figure III-4: Micro-photographies des métanorites de l'In Ouzal

A et B- Métanorites d'In Hihaou, montrant des textures d'équilibre. A noter la déformation des macles des plagioclases et les exsolutions d'orthopyroxène dans le clinopyroxène (B).

C- Métanorites à antiperthites d'In Hihaou ;

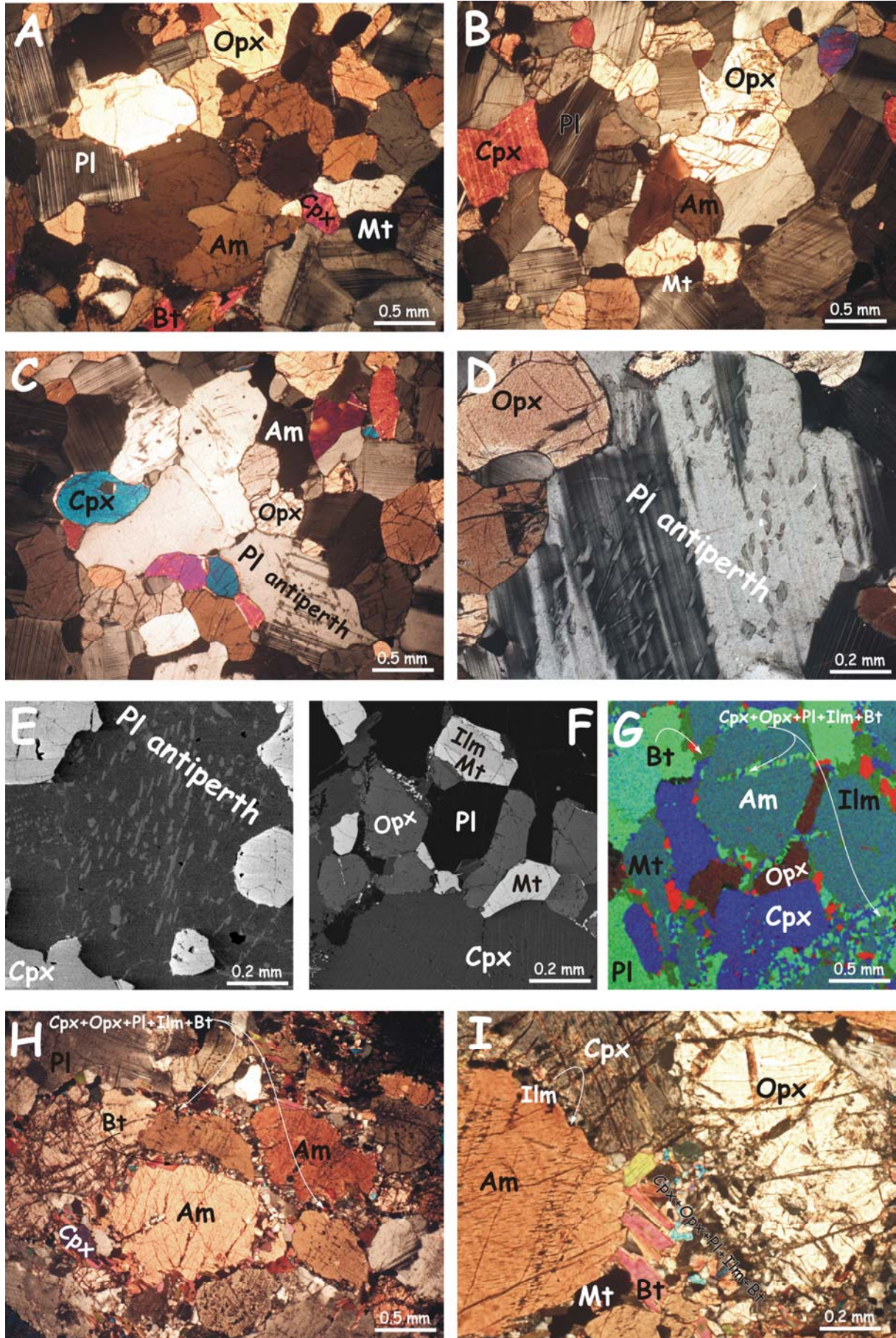
D- Gros plan d'un plagioclase à antiperthites ;

E- Image MEB des antiperthites. A noter leur concentration préférentielle au centre du minéral, résultat probable d'une zonation préexistante.

F- Image MEB d'une métanorite d'In Hihaou. A noter la présence des exsolutions d'orthopyroxène dans le clinopyroxène et deux types d'opaques : l'ilménite et la magnétite.

G, H et I- Métanorites réactionnelles à symplectites à Opx-Cpx-Pl-Bt-Mt-Ilm résultant de la déstabilisation de l'amphibole primaire. A noter la présence de couronnes constituées de cristaux de plus grande taille à pyroxènes, plagioclase, biotite. (G) Image RVB obtenue par la superposition de trois cartes d'éléments (Fe, Al et Ca)

Pétrographie et Relations de phases dans les roches basiques et ultrabasiques de l'In Ouzzal



Péetrographie et Relations de phases dans les roches basiques et ultrabasiques de l'In Ouzzal

Dans toutes ces roches, le plagioclase en grands cristaux montre systématiquement une zonation et des macles déformées, courbées, se terminant en pointe. Il peut également être de type antiperthite ; les exsolutions de F.K. sont d'autant plus grandes qu'elles sont proches du centre du minéral (Fig. III-4D et E). Le clinopyroxène présente, quant à lui, très souvent des exsolutions d'orthopyroxène (Fig. III-4B à F).

L'échantillon Inh 629 (Fig. III-4G à I), qui provient de la région d'Ihouhaouène, est particulier, il est riche en amphibole et en biotite et montre une texture réactionnelle avec de belles couronnes de pyroxènes et de plagioclase autour de l'amphibole primaire et des symplectites comprenant de la biotite. La réaction (1) devient alors :



V- LES PYRIGARNITES (Tab. III-3)

	Pyrigarnites														
	In Hahaou					Amesmesa									
	Inh 508G	Inh 508R	Inh 587	Inh 596	Inh 597	Bam 101	Bam 103	Bam 118	Bam 119	Bam 67	Bam 95	Bam 72	Bam 70	Bam 124	Am 16
Grt	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Cpx	X	X	X	X	X	X	X	X	X				X	X	X
Opx	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Spl										X	X	X	X	X	
Am	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Pl	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Bt												X			
Qtz															X
Ilm	X	X		X	X	X	X		X						
Mt	X	X		X	X	X				X	X	X			

Tableau III-3: Composition minéralogique des pyrigarnites de l'In Ouzzal

Inh 508G = partie à texture granoblastique, Inh 508R = partie à texture réactionnelle

Les pyrigarnites d'Amesmesa sont remarquables par leurs textures réactionnelles spectaculaires, aussi bien à l'affleurement qu'en lame mince, et par la taille des minéraux qui peut aller du millimètre à plusieurs centimètres. Celles échantillonnées à In Hahaou ont, à une exception près (Inh 508R), une texture granoblastique avec des minéraux polygonaux en équilibre (Inh 587, 596 et 597).

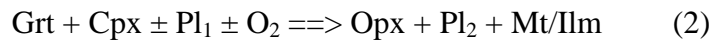
Suivant les minéraux constitutifs de ces roches on peut distinguer :

- 1- des pyrigarnites sans quartz et sans spinelle ;
- 2- des pyrigarnites sans quartz, avec ou sans clinopyroxène ;
- 3- des pyrigarnites à quartz

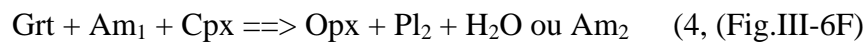
1- Les Pyrigarnites sans quartz et sans spinelle : Ces roches sont à texture granoblastique, le plus souvent à gros cristaux de grenat, de clinopyroxène, de plagioclase, d'orthopyroxène et d'amphibole. On y trouve également parfois une grande quantité d'opaqes (ilménite, magnétite). Moins fréquemment, s'ajoute de l'apatite, du feldspath perthitique, du rutile et du zircon. Toutes les roches échantillonnées à In Hihauou appartiennent à cette catégorie.

Ces pyrigarnites montrent différents micro-domaines :

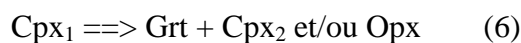
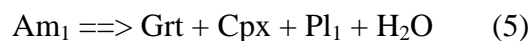
- des microdomaines où de gros cristaux de grenat sont séparés du clinopyroxène, souvent à exsolutions d'Opx, par d'épaisses couronnes d'orthopyroxène du côté Cpx et des symplectites à Opx-Pl du côté grenat (l'échantillon le plus spectaculaire à cet égard est Inh 508, Fig.III-5A à D). Du plagioclase primaire zoné semble également impliqué dans ce type de réaction. Des opaques accompagnent à chaque fois les produits (en grande majorité de la magnétite, mais l'ilménite peut être présente). Cette disposition suggère la réaction suivante (Fig.III-5A à C):



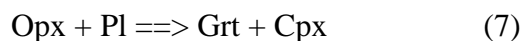
Lorsque l'amphibole primaire est présente dans ces microdomaines (ex. Bam 118), elle est séparée du grenat par des symplectites à Opx-Pl-Am₂, traduisant les réactions :



Dans certains microdomaines, les grains de grenat, légèrement roses avec parfois des fractures parallèles, définissent une texture polygonale dite de recuit (ex. Inh 596). Le grenat a la particularité de renfermer des inclusions d'amphibole, des opaques et de l'apatite, et entoure du clinopyroxène (à exsolution d'Opx, Fig. III-6B) en présence du plagioclase zoné et de l'orthopyroxène. Le grenat peut être ainsi du côté des produits suite à des réactions impliquant l'amphibole (ex. Inh 597, Fig. III-6A) ou le clinopyroxène:



- des microdomaines où du grenat secondaire, seul ou accompagné de clinopyroxène, vient séparer l'Opx du plagioclase. Cette texture montre que la réaction (2) est retraversée en sens inverse au cours du cheminement pression température suivi par les formations de la région :



Pétrographie et Relations de phases dans les roches basiques et ultrabasiques de l'In Ouzzal

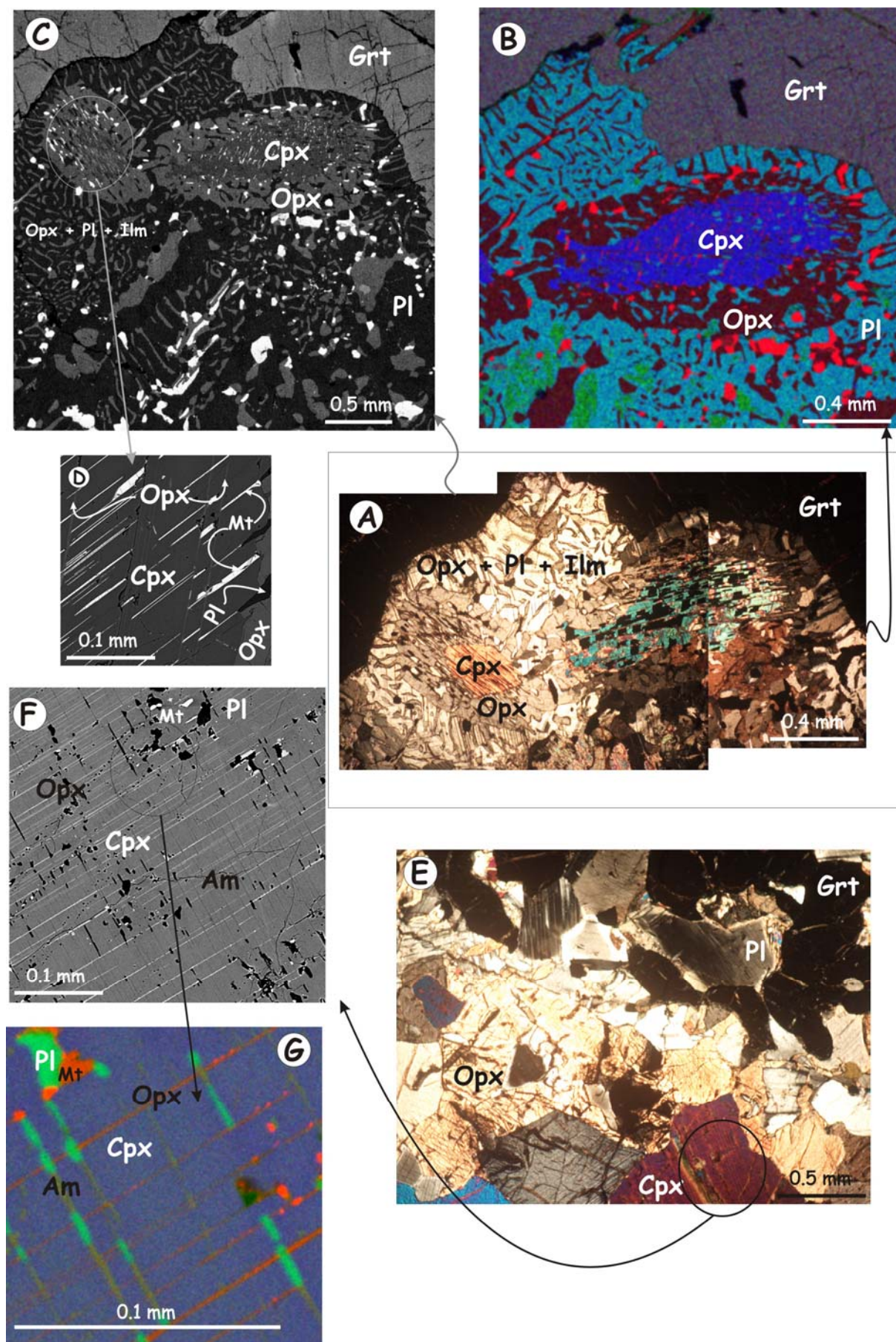


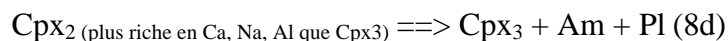
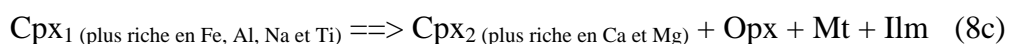
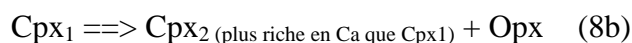
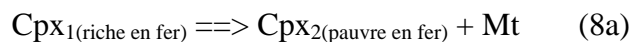
Figure III-5: Textures réactionnelles dans Inh 508 : A- Vue en lumière polarisée-analysée des niveaux sans plagioclase primaire ; B- Superposition de 3 cartes d'éléments (Ca, Al, Fe) obtenues au MEB du même microdomaine, permettant de mettre en évidence les phases en présence et de déterminer les réactions : $Grt + Cpx \Rightarrow Opx + Pl + Mt$ et $Cpx_I \Rightarrow Cpx_{II} + Opx + Pl + Mt$ (après exsolutions). C- Image BSE obtenue au MEB permettant de déterminer l'importance du X_{Fe} des différents minéraux (plus c'est brillant plus c'est riche en fer); D- Gros plan de l'image précédente montrant le décalage des exsolutions d'opaques (magnétite) par des exsolutions à Opx dans le Cpx suite à une phase de déformation.

E- Vue en lumière polarisée-analysée des niveaux granoblastiques. Le grenat et le clinopyroxène sont séparés par de gros cristaux en couronnes, du plagioclase zoné du côté grenat et de l'orthopyroxène du côté clinopyroxène. Le zonage du plagioclase indique que la réaction peut s'écrire sous la forme de $Grt + Cpx + Pl_I \Rightarrow Opx + Pl_{II}$ F- Image BSE montrant les exsolutions alignées dans le clinopyroxène. G- Superposition de trois cartes d'éléments (Ca, Al, Fe) montrant l'alignement des exsolutions d'orthopyroxène, puis leur recoupement par les exsolutions à amphibole + plagioclase (alignées perpendiculairement aux précédentes).

- des microdomaines, où le grenat est totalement absent, à gros cristaux de clinopyroxène (à exsolution de plagioclase et/ou d'orthopyroxène, Bam 103), d'orthopyroxène (à exsolution de clinopyroxène), d'amphibole et de plagioclase. L'ensemble présente une texture d'équilibre. Parfois, des symplectites à Opx-Pl suggèrent soit la présence antérieure d'un grenat totalement disparu, soit une réaction du type 1 ($Am \Rightarrow Cpx + Opx + Pl + Ilm/Mt$).

- des microdomaines où toutes les phases, y compris le grenat, sont à l'équilibre (Inh 587). Dans ces différents microdomaines, les exsolutions dans le clinopyroxène peuvent être mono-minéral, et correspondre dans ce cas à de l'orthopyroxène ou à de la magnétite, soit pluri-minérales et correspondre à des individus en aiguilles d'orthopyroxène, de plagioclase et d'opaques (magnétite-ilménite).

Dans certaines roches, ces exsolutions correspondent à plusieurs générations successives. Ainsi, par exemple dans Inh 508, des exsolutions à magnétite sont recoupées perpendiculairement par des exsolutions à Opx qui les décalent (Fig.III-5D). Dans d'autres cristaux de clinopyroxène, de l'orthopyroxène et de la magnétite, alignées dans une direction, sont recoupées perpendiculairement par des exsolutions à amphibole + plagioclase (Fig.III-5F et G). Ces différentes exsolutions expriment les réactions suivantes :



Pétrographie et Relations de phases dans les roches basiques et ultrabasiques de l'In Ouzzal

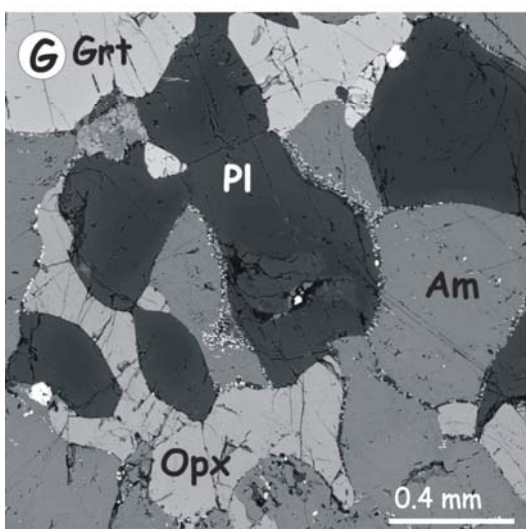
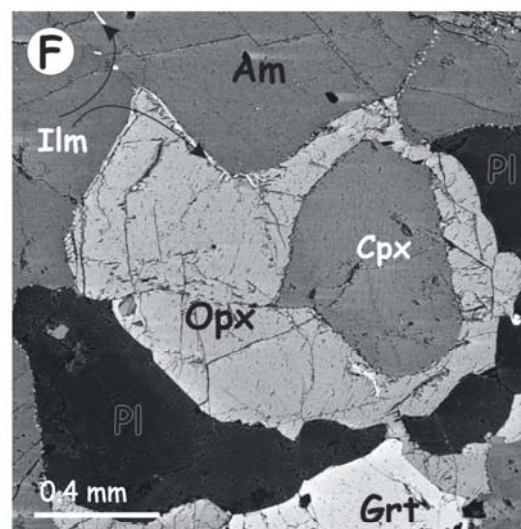
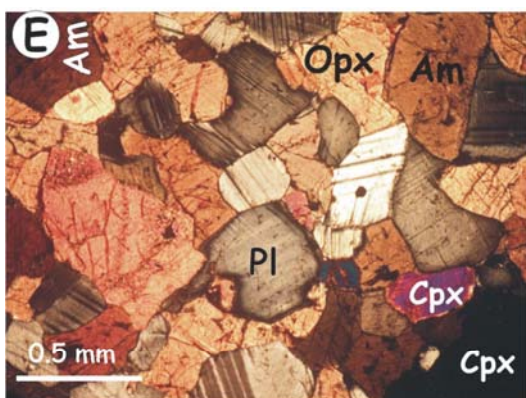
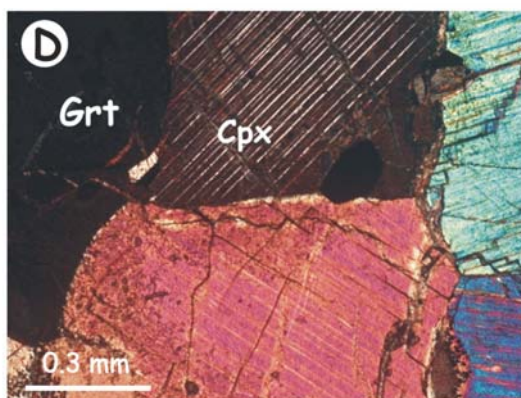
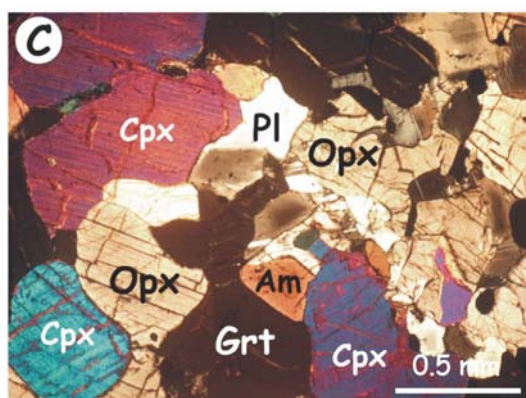
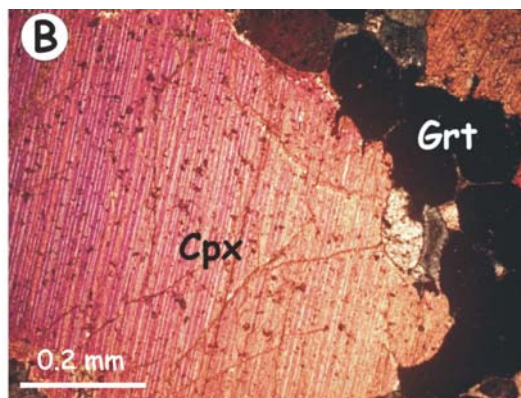
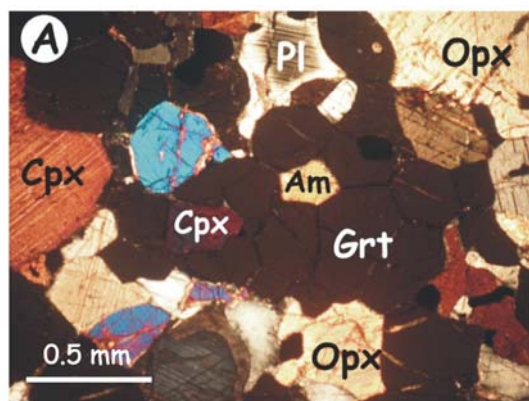


Figure III-6: Textures réactionnelles et à l'équilibre dans Inh 596 et 597 :

A- Vue en lumière polarisée et analysée montrant du grenat avec en inclusion de l'amphibole. Il est en texture de recuit associé à du clinopyroxène. Noter le zonage du plagioclase et les exsolutions d'orthopyroxène dans le clinopyroxène ;

B- Vue en lumière polarisée et analysée d'une couronne de grenat autour de clinopyroxène à exsolutions d'orthopyroxène.

C- Vue en lumière polarisée et analysée d'un microdomaine où le grenat est recristallisé alors que le clinopyroxène, le plagioclase, l'amphibole et l'orthopyroxène sont en équilibre ;

D- Vue en lumière polarisée et analysée d'un contact grenat / clinopyroxène en équilibre ;

E- Vue en lumière polarisée et analysée d'un microdomaine sans grenat, à clinopyroxène, orthopyroxène, amphibole et plagioclase en texture d'équilibre ;

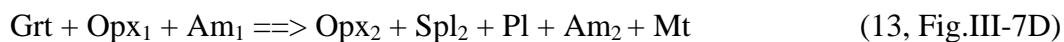
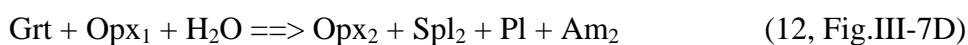
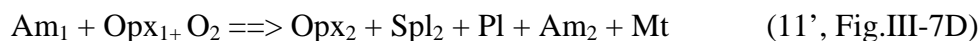
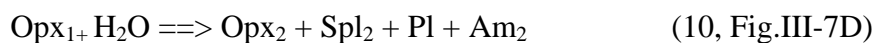
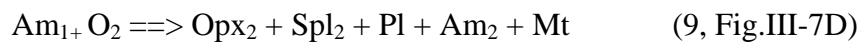
F- Image BSE obtenue au MEB permettant de montrer la réaction : $\text{Grt} + \text{Cpx} + \text{Am} \Rightarrow \text{Opx} + \text{Pl}$, ou le clinopyroxène est blindé dans l'orthopyroxène et le plagioclase en couronne. Noter l'exsolation de grains d'ilménite par l'amphibole à sa bordure.

G- Image BSE obtenue au MEB permettant de montrer la réaction : $\text{Grt} + \text{Am} \Rightarrow \text{Opx} + \text{Pl} + \text{Am}_2$

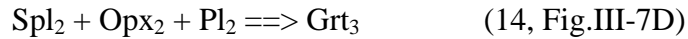
A noter la zonation du plagioclase dans la quasi-totalité de ces microdomaines.

2- Les Pyrigarnites à quartz absent Elles sont caractérisées par la présence de symplectites à Spl-Opx-Pl, et montrent une diversité quant à leur minéralogie. Deux groupes peuvent être individualisés en fonction de la présence ou de l'absence de clinopyroxène primaire :

a- Les pyrigarnites sans quartz et sans clinopyroxène: La paragenèse primaire de ces roches à orthopyroxène, grenat et amphibole; et l'absence de plagioclase primaire indiquent qu'elles correspondent à d'anciennes pyroxénites à grenat. Leur texture est particulière : une première foliation (verticale sur le terrain) soulignée par un orthopyroxène boudiné, un grenat en plages pluricentimétriques recristallisées en grains polygonaux, et une amphibole vert foncé. Perpendiculairement, des symplectites, à orthopyroxène, spinelle, plagioclase, amphibole et magnétite, poussent, d'une part, entre le grenat et l'orthopyroxène, et entre l'orthopyroxène et l'amphibole d'autre part. De telles textures contrôlées par la déformation suggèrent les réactions suivantes :



Dans les produits s'ajoute du grenat en vermicules. Une observation détaillée de ces symplectites, en particulier au MEB, révèle que le grenat néoformé, comme dans les autres types de pyrigarnites, se met en couronne autour du spinelle, le séparant de l'orthopyroxène et du plagioclase secondaire. Cette disposition suggère la réaction tardive suivante :



Au niveau des points triples que définit la texture polygonale du grenat, on observe la présence de symplectites à Spl-Opx, ou à Spl-Opx-Pl (Fig.III-8E). Ceci traduit les réactions :



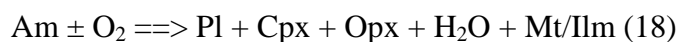
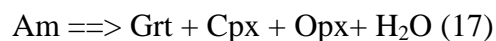
Parfois entre deux cristaux d'amphibole, ou entre une amphibole et l'orthopyroxène, on observe un liseré de spinelle et de magnétite. Ceci traduit un rééquilibrage de ces minéraux primaires par départ d'aluminium et de fer suite à des exsolutions.

On observe également des microdomaines où le grenat et l'amphibole sont séparés par du plagioclase zoné indiquant des équilibres de type bivariant entre ces trois phases.

b- Les pyrigarnites à quartz absent et Cpx présent: Ces roches présentent une texture granoblastique très riche en textures réactionnelles symplectitiques et coronitiques. Les minéraux primaires sont le grenat, dont la taille peut être centimétrique, le clinopyroxène, qui contient de spectaculaires exsolutions d'orthopyroxène et de plagioclase. Ces exsolutions sont accompagnés parfois de spinelle et d'amphibole (Bam 70, 75 et 124). Ces exsolutions alignées suivant plusieurs directions cristallographiques peuvent montrer des structures de déformations.

Dans les microdomaines sans grenat, de gros cristaux d'orthopyroxène sont en équilibre avec le clinopyroxène, l'amphibole et du plagioclase zoné.

Plusieurs réactions sont caractérisées par la déstabilisation de l'amphibole et la production du grenat. Ainsi, observe-t-on de l'amphibole entourée par des couronnes polycristallines d'orthopyroxène et de clinopyroxène suivies par de grandes couronnes de grenat, ou de plagioclase zoné traduisant probablement les réactions :



La réaction (18) pour s'équilibrer demande soit du quartz parmi les réactants soit de la magnétite ou de l'ilménite parmi les produits. Ces deux dernières phases sont présentes.

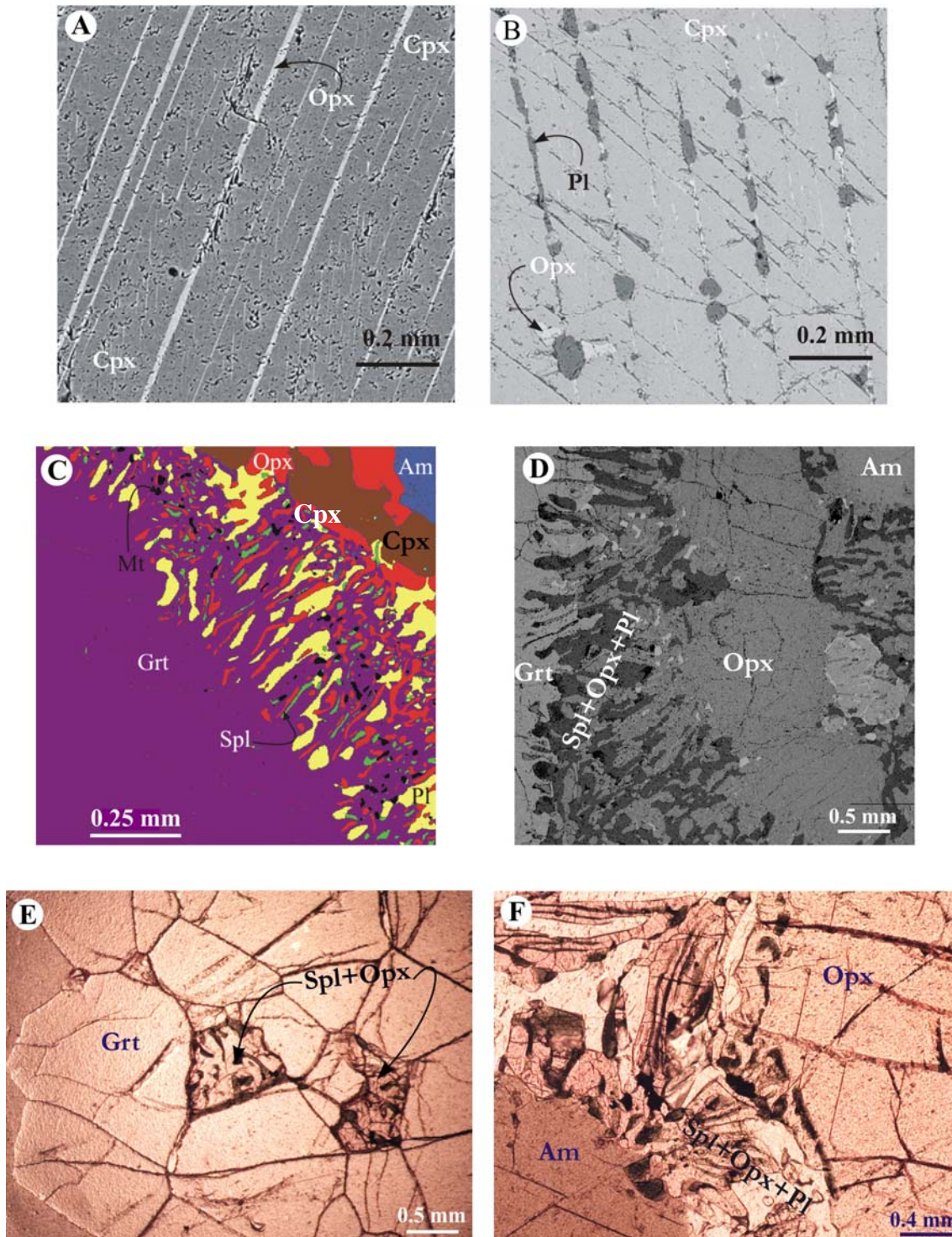
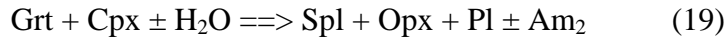


Fig. III-7: A et B- Exsolutions dans le clinopyroxène d'orthopyroxène (A) et d'orthopyroxène + plagioclase, C- Superposition de trois cartes d'éléments (Ca, Al, Fe): Réaction en deux temps : d'abord $Am \Rightarrow Cpx + Opx + Grt$ puis $Grt + Cpx \Rightarrow Opx + Spl + Pl$ dans les pyrigarnites à Cpx-Spl (Bam 70), D- Image MEB : Réactions $Grt + Opx_1 \Rightarrow Opx_2 + Spl + Pl$ dans la partie gauche et $Opx_1 + Am_1 \Rightarrow Opx_2 + Spl + Pl + Am_2$ en haut à droite (Bam 67). E- Grenat se déstabilisant en $Opx + Spl + Grt_{bordure}$ (Bam 67), F- Réaction $Opx_1 + Am_1 \Rightarrow Opx_2 + Spl + Pl + Am_2$ (Bam 67)

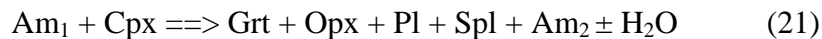
Le grenat et le clinopyroxène, dont ceux produit par la réaction précédente (17), peuvent être séparés, en présence d'amphibole, par des couronnes d'Opx, autour du Cpx et de l'amphibole, et des symplectites à Spl-Opx-Pl±Am autour du grenat traduisant les réactions :



Des couronnes de grenat entourent également de grands cristaux de clinopyroxène, parfois à exsolutions d'orthopyroxène, suggérant la réaction :



Des intercroissances à grenat, orthopyroxène, spinelle et plagioclase séparent également l'amphibole du clinopyroxène. Ceci correspond à la réaction :



Enfin, de l'amphibole peut être séparé de l'orthopyroxène et du plagioclase par des couronnes de grenat, de clinopyroxène et de plagioclase secondaire :

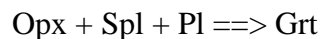


L'échantillon Bam 124 présente un niveau à texture assez particulière : un grenat centimétrique se déstabilise le long de fissures verticales, parallèles entres-elles, en Spl + Opx + Pl. Ceci correspond à la réaction (8) :



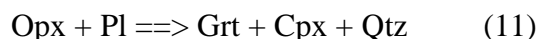
Dans ces mêmes fissures, on observe du clinopyroxène, à inclusion de plagioclase zoné, séparé du grenat par des symplectites du même type (Opx + Spl + Pl ± Am₂).

Dans ce type de pyrigarnites, comme dans le type précédent, les symplectites à Spl + Opx + Pl sont accompagnées par des vermicules de grenat néoformé indiquant la réaction (6) :



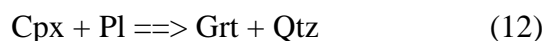
Dans certaines roches, le clinopyroxène et l'orthopyroxène, en présence de plagioclase zoné, semblent résulter d'une réaction entre le grenat et l'amphibole (ex. Bam 70).

3- Les pyrigarnites à quartz : Ce sont des roches constituées à plus de 70% par des symplectites et des couronnes à grenat et clinopyroxène séparant des cristaux d'orthopyroxène, de grandes plages de plagioclase et du quartz, indiquant la réaction :



D'autres microdomaines montrent de gros cristaux d'orthopyroxène, de clinopyroxène et des plages polycristallines de quartz en équilibre.

Parfois le clinopyroxène est séparé du plagioclase par de fins liserés de grenat et de quartz, suggérant la réaction :



L'ilménite est très présente et participe localement aux textures réactionnelles en tant que réactant. L'amphibole est très rare et s'associe au clinopyroxène et au quartz. Du sphène en inclusion dans de l'orthopyroxène a également été observé.

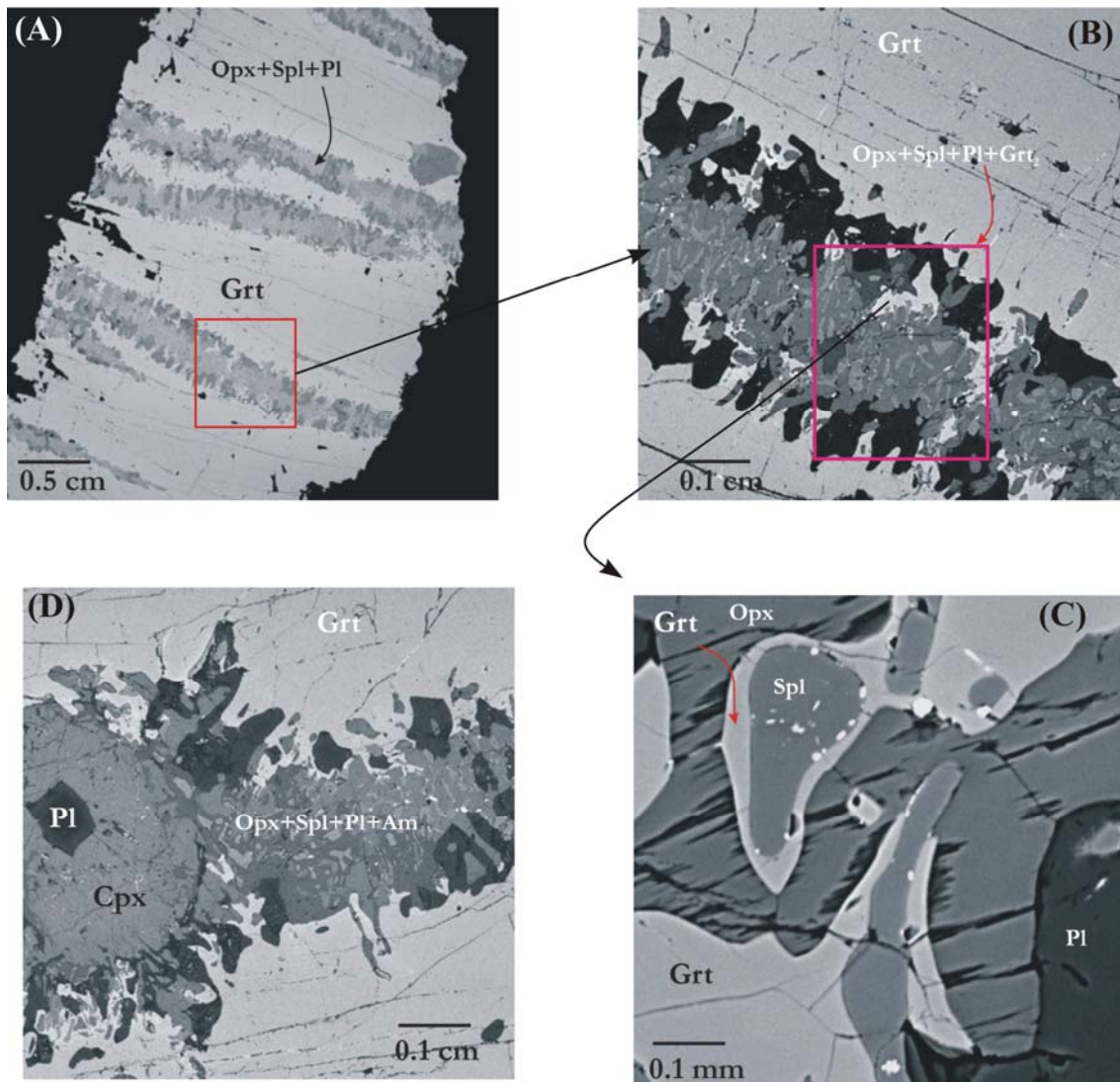


Fig. III-8 : Images MEB montrant le grenat se déstabilisant dans des fissures en Spl+Opx+Pl±Am

A- Allure générale des fissures du grenat. Noter l'étirement du grenat et la disposition perpendiculaire à cet étirement des fissures,

B- Vue plus rapprochée d'une fissure montrant les symplectites à Spl+Opx+Pl+Grt±Am résultant de la réaction $\text{Grt} \Rightarrow \text{Spl} + \text{Opx} + \text{Pl}$. Noter la position du plagioclase au contact direct du grenat,

C- Le clinopyroxène et le plagioclase (en inclusion dans le Cpx) primaires séparés du grenat par des symplectites à Spl+Opx+Pl±Am, traduisant la réaction : $\text{Grenat} + \text{Cpx} \pm \text{H}_2\text{O} \Rightarrow \text{Spl} + \text{Opx} + \text{Pl} \pm \text{Am}$,

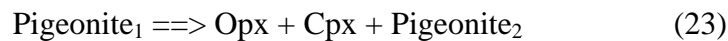
D- Symplectites vues à très fort grossissement. Noter le liseré de grenat autour du spinelle le séparant ainsi de l'Opx et du plagioclase indiquant la réaction inverse de celle observée en B : $\text{Opx} + \text{Spl} + \text{Pl} \Rightarrow \text{Grt}$.

VI- GRANULITES A PIGEONITE INVERSEE :

Elles ont été échantillonnées seulement à Amesmessa. Elles sont caractérisées par un assemblage minéralogique à grenat, orthopyroxène, clinopyroxène, quartz, ilménite et magnétite. L'orthopyroxène et le clinopyroxène se présentent, d'une manière systématique, intimement liés, dessinant par exemple des «structures en plumes», en «escaliers» ou en «doigts entrelacés». Cette association est caractéristique de pigeonite inversée. La magnétite est souvent associée à de l'ilménite parfois en exsolution.

Les images MEB permettent d'observer que ces associations de pyroxènes sont complexes. En effet, les exsolutions d'orthopyroxène dans la pigeonite appartiennent à plusieurs générations. Ainsi, on note des exsolutions de petite taille recoupées par d'autres de taille beaucoup plus importante, elles-mêmes montrant d'autres exsolutions plus fines.

Le traitement des cartes d'éléments obtenues au MEB permet de noter la présence en fait de trois types de pyroxènes. La réaction globale responsable de cet assemblage semble être :



Puis chacun des pyroxènes néoformés montre à son tour des exsolutions.

Le grenat peut se présenter en gros individus en équilibre avec les pyroxènes, ou en fines couronnes associées au quartz séparant la magnétite de la pigeonite. La réaction que nous proposons pour expliquer cet agencement est :



Au sein des exsolutions d'orthopyroxène de fines associations de même orientation à magnétite + quartz traduisent la réaction tardive :



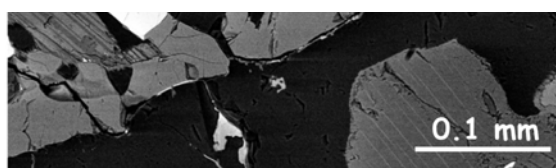
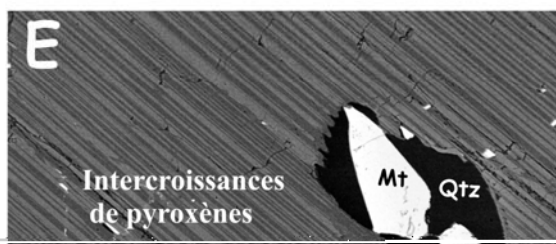
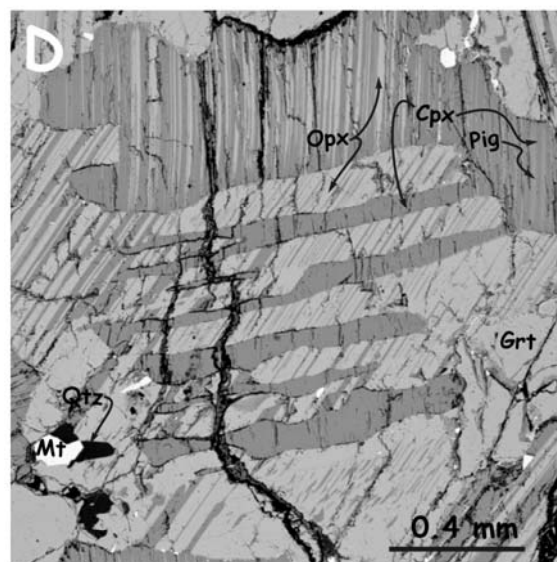
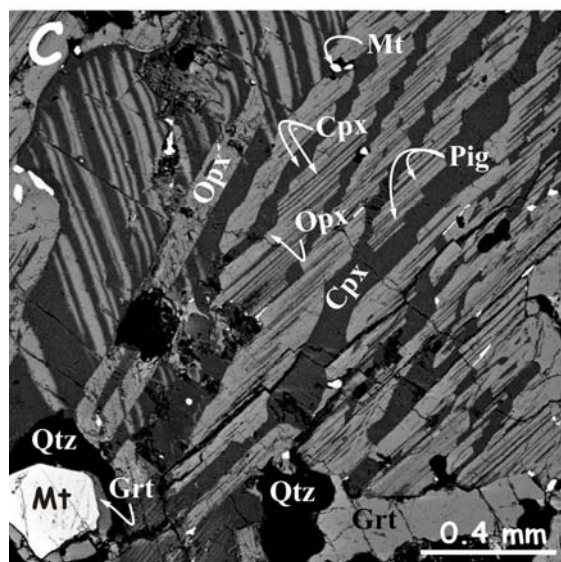
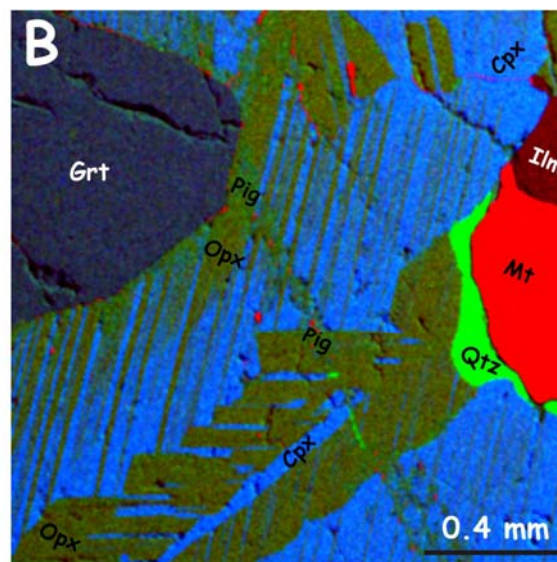
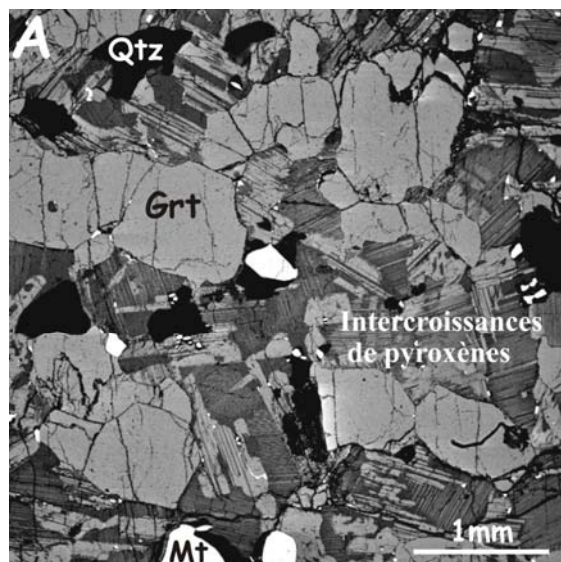
Fig. III-9 : Images MEB montrant les relations texturales dans les granulites à pigeonite (Tir 83). Dans chacune de ces images l'orthopyroxène, la pigeonite et le clinopyroxène correspondent respectivement à un gris très clair, un gris intermédiaire et un gris sombre.

A- Allure générale des granulites à pigeonite avec leur assemblage à grenat – intercroissances de pyroxènes (orthopyroxène, clinopyroxène et pigeonite) – quartz –magnétite et ilménite Noter l'étiement du grenat qui sur le terrain souligne une linéation verticale.,

B- Superposition de trois cartes d'éléments (Ca, Si, Fe) : Vue plus rapprochée des exsolutions de pyroxènes et leurs relations avec les autres phases présentes. Noter l'association à ilménite/magnétite + quartz,

C et D- Vues rapprochées des intercroissances à clinopyroxène, orthopyroxène et pigeonite,

D- Associations à quartz, magnétite, grenat et quartz en couronnes autour des pyroxènes.



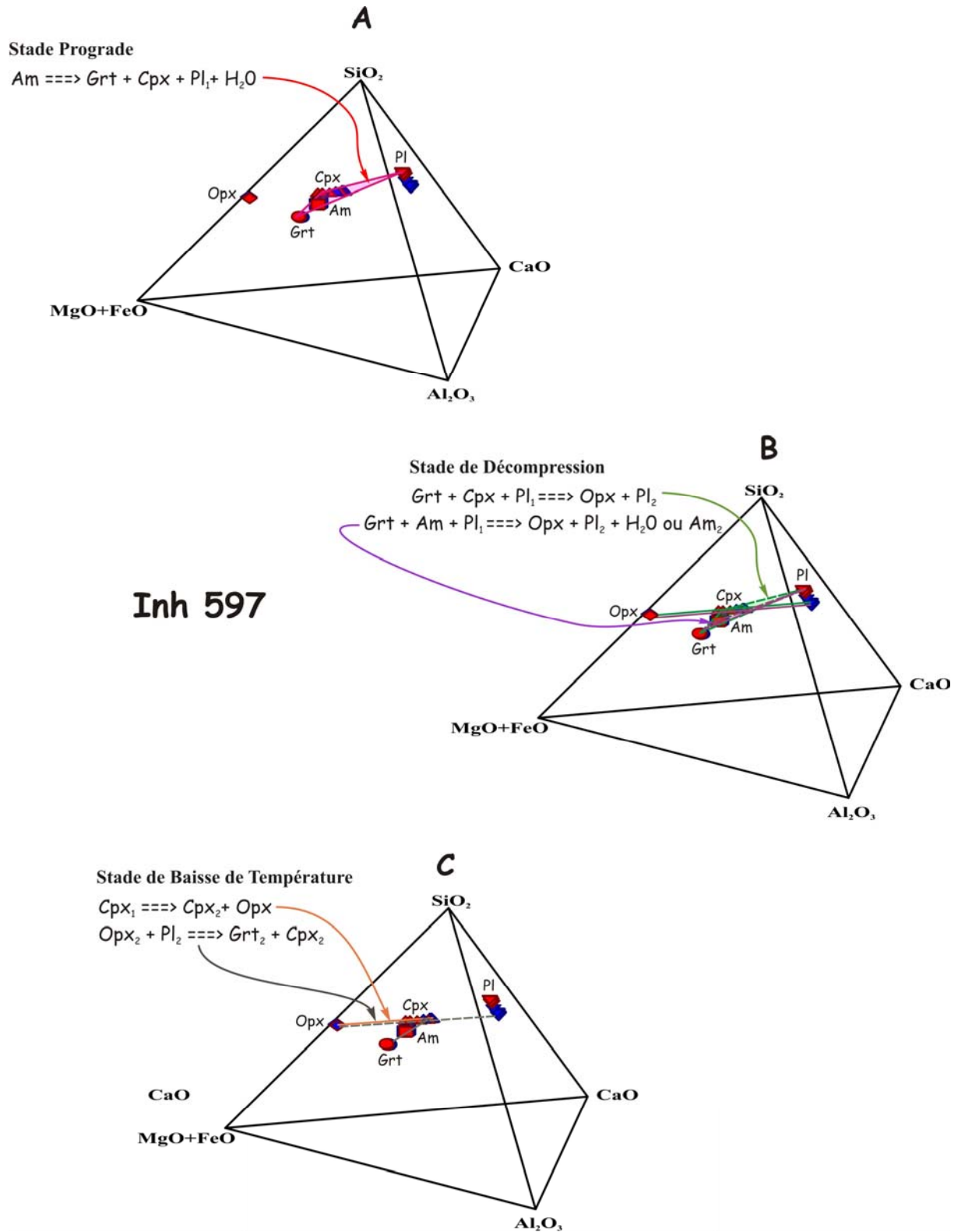
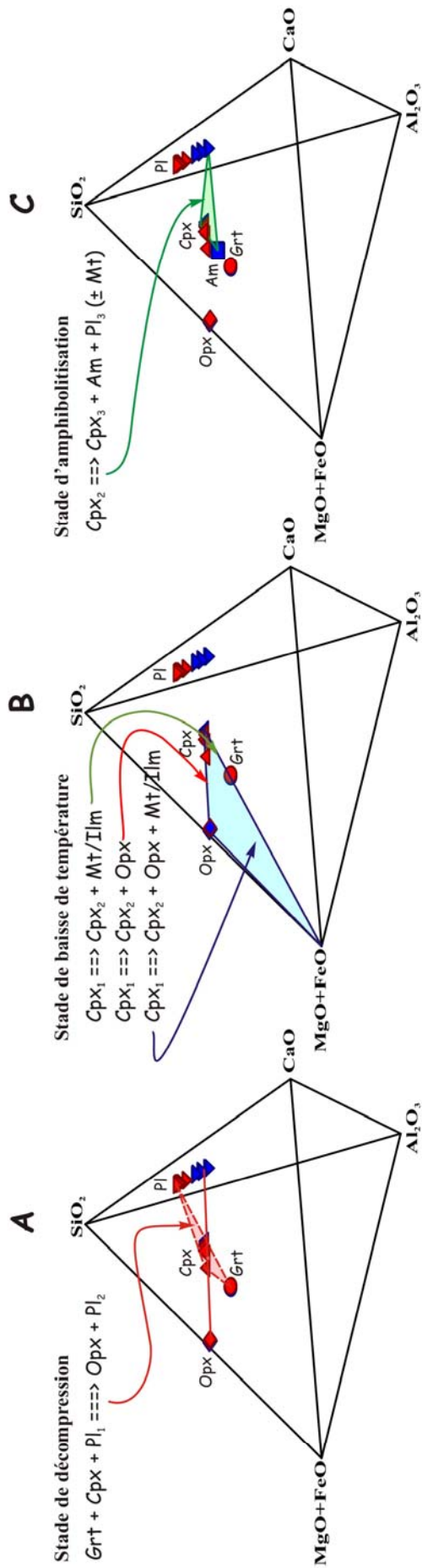


Figure III-10 : Relation de phases dans le systèmes, C(FM)ASH, dans une pyrigarnite d'In Hahaou (Inh 597) (les joints entre les réactants sont en tirets, et entre les produits en traits pleins).

Inh 508-2 (Niveaux Granoblastiques)



Inh 508-3 (Niveaux à Symplectites)

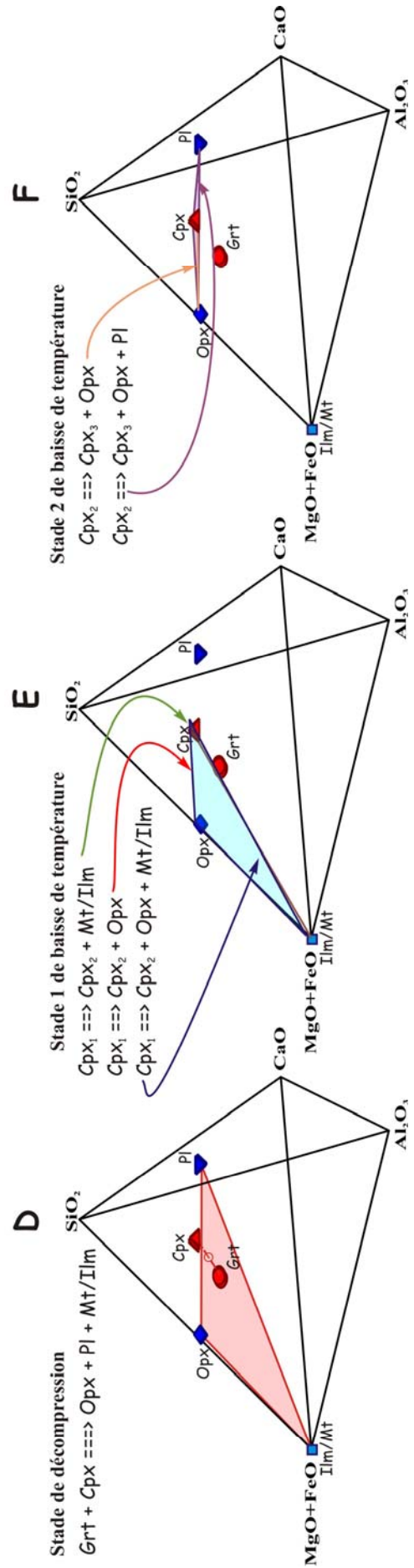


Figure III-11 Relation de phases dans les systèmes, C(FM)SH dans les pyrigarnites d'In Hahaou (Inh 508) (les joints entre les réactants sont en tirets, et entre les produits en traits pleins).

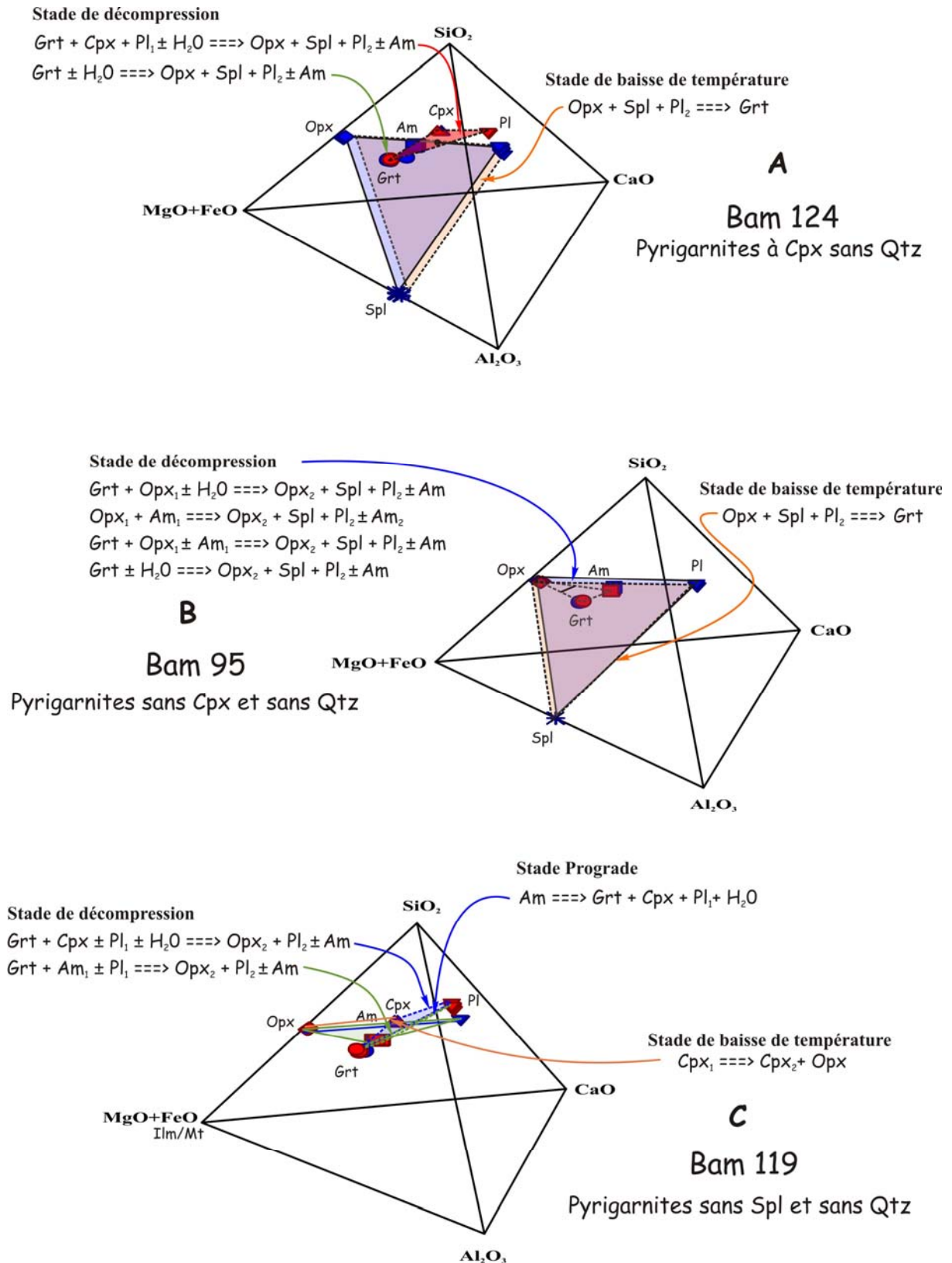


Figure III-12 : Exemples de relation de phases dans le systèmes, C(FM)ASH, dans les différents types de pyrigarnites d'Amessessa (les joints entre les réactants sont en tirets, et entre les produits en traits pleins).

VII- CONCLUSION :

L'étude pétrographique des roches basiques et ultrabasiques de l'In Ouzzal permet d'énoncer les conclusions suivantes :

- ces séries comprennent toute une variété de roches incluant aussi bien des roches ultrabasiques (péridotites, pyroxénites, serpentinites) que des anorthosites, des métagabbros, des métanorites et des pyrigarnites. Cette variété correspond à un large éventail géochimique traduisant la présence d'une ou de plusieurs séries magmatiques basiques et ultrabasiques dans le Nord de l'In Ouzzal et d'un ancien complexe magmatique lité assez complet à Amesmessa ;

- À part les roches d'Amesmessa échantillonnées dans les trois ou quatre premières centaines de mètres adjacentes à l'accident Est-ouzzalien, ou près d'accidents plus secondaires, les roches, particulièrement les pyroxénites, les métanorites et les pyrigarnites, sont d'une fraîcheur exceptionnelle (ce qui n'implique pas l'absence de phénomènes d'altérations anté-métamorphiques).

- à Amesmessa, des indices de deux phases de déformation, toutes deux syn-granulitiques, ont été enregistrés, particulièrement par les pyrigarnites. Une première se traduit par une foliation et un boudinage verticaux alors que la seconde correspond à une extension perpendiculaire. Ceci s'accompagne par des extinctions roulantes et des macles tordues et en biseaux des plagioclases.

- la rareté du quartz, présent que dans certaines pyrigarnites d'Amesmessa (Am 16) et exceptionnellement dans celles d'In Hihaou, où un grain de quartz a été reconnu en inclusion dans un grenat de l'échantillon Inh 508. Deux hypothèses sont possibles pour expliquer la rareté du quartz dans ces roches :

- 1) soit le quartz primaire a été totalement consommé par les réactions progrades à haute pression ;

- 2) soit c'est la composition originelle de ces roches qui expliquent que le quartz n'est pas exprimé en particulier dans les suites magnésiennes. AM16, pyrigarnite d'Amesmessa, où le quartz est exprimé, est riche en fer.

- la présence quasi-systématique d'un plagioclase zoné, indiquant la prédominance de réactions continues, et de pyroxènes à exsolutions (Opx et/ou plagioclase + opaques dans le Cpx et de Cpx dans l'Opx) dans les métanorites et les pyrigarnites.

- les textures et les relations de phases révèlent plusieurs types de réactions :

- des réactions progrades (Fig.III-10A ; Fig.III-12C) impliquant la déstabilisation de l'amphibole et induisant la formation de grenat ou de pyroxènes en gros cristaux (paragenèse du pic du métamorphisme). Ces réactions progrades s'accompagnent probablement parfois d'une fusion partielle de la roche dont les témoins sont sur le terrain des leucosomes qui peuvent migrer à différentes échelles. De telles réactions progrades dans le faciès granulite, très rares, sont aussi observées dans les granulites Al-Mg à corindon de l'In Ouzzal (Ouzegane et al. 2003b). A notre connaissance c'est la première fois que l'on met en évidence des réactions progrades dans des granulites basiques de ce type.

- des réactions symptomatiques d'une baisse de pression (Fig.III-10, 11 et 12) correspondant à la formation de symplectites à orthopyroxène-plagioclase avec ou sans spinelle.

- Et enfin, des réactions caractéristiques d'une baisse de température (Fig.III-10, 11 et 12) illustrées par exemple par les différents types d'exsolutions dans les pyroxènes et le grenat néoformé tardif.

Ces exsolutions dans les pyroxènes avec la présence de pigeonite, mais aussi des feldspaths ternaires (voir chapitre minéralogie) témoignent d'un métamorphisme de très haute température comme cela est suggéré par les granulites Al-Mg (saphirine-quartz-spinelle, Ouzegane et Boumaza, 1996 ; Adjerid et al., 2007) et les quartzites à magnétite (corindon-quartz, Guiraud et al. 1996, Badani 1998)

- Cette succession réactionnelle, avec stade prograde (élévation de température), puis de décompression, puis baisse de température, caractéristique d'un cheminement horaire est reconnue aussi bien à In Hihaou, dans l'In Ouzzal Nord, qu'à Amessmessa, dans l'In Ouzzal Sud.

Chapitre IV

Etude Minéralogique

ETUDE MINÉRALOGIQUE

I- INTRODUCTION

Nous allons, dans ce qui suit, présenter les compositions chimiques des différentes phases constitutives des roches étudiées. Les tableaux d'analyses se trouvent à l'annexe 1.

II- OLIVINE

1- Péridotites

L'olivine présente des compositions constantes avec des X_{Mg} de 0.86 à 0.88 (Inh 260, 487 et Tir 92). Les teneurs en NiO_2 sont faibles et varient entre 0.45 et 0.78 % wt.

Type	Echantillon	Région	X_{Mg} (Mg/(Mg+Fe ²⁺))	NiO (wt%)
Péridotite	Tir 92	Amessmessa	0.86 – 0.87	0.48 – 0.59
Péridotite	Inh 260	In Hihaou	0.87 – 0.88	0.45 – 0.76
Péridotite	Inh 487	In Hihaou	0.86 – 0.87	0.50 – 0.78

Tableau IV-1: Composition du l'olivine dans les péridotites de l'In Ouzzal

III- GRENAT

1- Pyroxénite à grenat (Bam 97)

Les grands cristaux du grenat primaire sont zonés, le cœur est plus magnésien ($X_{Mg} = 0.50$ vs 0.43 pour la bordure, Tab.IV-2). Cela exprime essentiellement des variations en almandin/pyrope (41% d'Alm / 40% Pyr pour le cœur et 46% d'Alm / 35% Pyr pour la bordure). Les teneurs en grossulaire et en spessartine sont constantes à 17 et 3% respectivement (Fig.IV-2A). Le grenat secondaire en symplectites avec le spinelle est beaucoup plus ferrifère avec un X_{Mg} de 0.39.

2- Pyrigarnites

Le grenat des **pyrigarnites sans Qtz et sans Spl** présente des compositions très diversifiées suivant l'échantillon analysé (cela est également vrai, comme nous allons le voir dans la suite de ce chapitre, pour le reste des minéraux composant ces roches). Ceci traduit probablement des différences notables de composition des roches totales où cet assemblage est présent. Le grenat correspond à de l'almandin (45 à 59%) riche en pyrope (20 à 36%) et en grossulaire (16 à 20%), et variable en spessartine (1 à 10%). Ils sont tous zonés, avec un cœur plus riche en magnésium et plus pauvre en fer, en manganèse et légèrement en calcium que la bordure (Fig.IV-1A et 2B). La variation en X_{Mg} qui y est associée va de 0.44 (Bam 118, Inh 508) à 0.32 (Bam 119) pour le cœur et de 0.35 à 0.18 pour la bordure. Le rapport $Fe^{3+}/(Fe^{2+}+Fe^{3+})$ est entre 0.01 et 0.10, sans liaison avec la position de l'analyse dans le grain. Les teneurs en Cr_2O_3 et TiO_2 sont faibles et ne dépassent pas respectivement 0.5 et 0.2 wt%.

Les Séries Basiques et Ultrabasiques du Terrane de l'In Ouzzal

Type	Echantillons	X_{Mg}	Pôles
		Cœur ==> bordure et/ou vermicules	Cœur ==> bordure et vermicules
Pyroxénites à Grt	Bam 97	0.50 ==> 0.43/0.39	C: Alm _{0.41} Py _{0.40} Grs _{0.17} Sps _{0.02} ==> B: Alm _{0.46} Py _{0.35} Grs _{0.17} Sps _{0.02} S: Alm _{0.49} Py _{0.31} Grs _{0.17} Sps _{0.03}
Pyrigarnites sans Spl et sans Qtz	Bam 118	0.44 ==> 0.35	Alm _{0.45} Py _{0.36} Grs _{0.17} Sps _{0.02} ==> Alm _{0.51} Py _{0.28} Grs _{0.18} Sps _{0.03}
	Inh 508	0.44 ==> 0.28	Alm _{0.45} Py _{0.35} Grs _{0.18} Sps _{0.02} ==> Alm _{0.56} Py _{0.20} Grs _{0.16} Sps _{0.08}
	Inh 587	0.42 ==> 0.36	Alm _{0.48} Py _{0.35} Grs _{0.16} Sps _{0.01} ==> Alm _{0.52} Py _{0.29} Grs _{0.18} Sps _{0.01}
	Inh 596	0.34 ==> 0.27	Alm _{0.53} Py _{0.28} Grs _{0.18} Sps _{0.01} ==> Alm _{0.59} Py _{0.22} Grs _{0.17} Sps _{0.02}
	Bam 101A	0.34 ==> 0.26	Alm _{0.53} Py _{0.27} Grs _{0.16} Sps _{0.04} ==> Alm _{0.58} Py _{0.20} Grs _{0.19} Sps _{0.04}
	Inh 597	0.33 ==> 0.27	Alm _{0.54} Py _{0.27} Grs _{0.17} Sps _{0.02} ==> Alm _{0.59} Py _{0.21} Grs _{0.18} Sps _{0.02}
	Bam 103	0.33 ==> 0.26	Alm _{0.52} Py _{0.26} Grs _{0.17} Sps _{0.04} ==> Alm _{0.57} Py _{0.20} Grs _{0.19} Sps _{0.04}
	Bam 119	0.32 ==> 0.18	Alm _{0.55} Py _{0.25} Grs _{0.15} Sps _{0.05} ==> Alm _{0.62} Py _{0.14} Grs _{0.19} Sps _{0.05}
Pyrigarnites sans Cpx et sans Qtz	Bam 67	0.50 ==> 0.46	Alm _{0.41} Py _{0.42} Grs _{0.15} Sps _{0.02} ==> Alm _{0.45} Py _{0.38} Grs _{0.14} Sps _{0.02}
	Bam 95	0.50 ==> 0.46	Alm _{0.41} Py _{0.41} Grs _{0.15} Sps _{0.02} ==> Alm _{0.46} Py _{0.38} Grs _{0.13} Sps _{0.02}
	Bam 72	0.45 ==> 0.42/0.40	Alm _{0.45} Py _{0.37} Grs _{0.15} Sps _{0.03} ==> Alm _{0.47} Py _{0.35} Grs _{0.15} Sps _{0.03} /Alm _{0.49} Py _{0.32} Grs _{0.15} Sps _{0.04}
Pyrigarnites à Cpx sans Qtz	Bam 124 Grt à fissures	0.55 (loin des fissures) ==> 0.43 (près des fissures)	Alm _{0.37} Py _{0.45} Grs _{0.17} Sps _{0.02} ==> Alm _{0.47} Py _{0.35} Grs _{0.15} Sps _{0.02}
	Bam 124 Matrice	0.49 ==> 0.47/0.44	Alm _{0.42} Py _{0.40} Grs _{0.16} Sps _{0.03} ==> Alm _{0.43} Py _{0.38} Grs _{0.16} Sps _{0.02} /Alm _{0.45} Py _{0.36} Grs _{0.17} Sps _{0.02}
	Bam 70	0.45 ==> 0.38	Alm _{0.46} Py _{0.37} Grs _{0.16} Sps _{0.01} ==> Alm _{0.50} Py _{0.31} Grs _{0.18} Sps _{0.01}
Pyrigarnite à Qtz	Am 16	0.19	Alm _{0.64} Py _{0.14} Grs _{0.20} Sps _{0.02}
Granulite Titano-ferrifère	Tir 83	0.19 à 0.10	Alm _{0.48} Py _{0.9} Grs _{0.19} Sps _{0.24} Alm _{0.47} Py _{0.07} Grs _{0.15} Sps _{0.32} Alm _{0.45} Py _{0.05} Grs _{0.17} Sps _{0.33} (voir texte pour explication)

Tableau IV-2 : Composition du grenat dans les roches basiques et ultrabasiques de l'In Ouzzal

Dans les **pyrigarnites sans Qtz et sans Cpx** (Bam 67, 72, 95), le grenat est également zoné (Fig.IV-1B et 2B) avec un cœur comprenant quasiment autant de pyrope que d'almandin (Alm_{0.41}Py_{0.42}Grs_{0.15}Sps_{0.02}, $X_{Mg} = 0.50$). Il s'appauvrit en Mg, et légèrement en Ca, vers la bordure (Alm_{0.46}Py_{0.38}Grs_{0.13}Sps_{0.02}, $X_{Mg} = 0.46$). Le grenat en vermicules entourant le spinelle dans les symplectites à Opx-Spl-Pl a la même composition que la bordure des grands cristaux. Bam

72, qui comporte en plus de la biotite, présente un grenat plus ferrifère avec une composition au coeur de $\text{Alm}_{0.45}\text{Pyr}_{0.37}\text{GrS}_{0.15}\text{Sps}_{0.03}$ et un X_{Mg} de 0.45 et de $\text{Alm}_{0.47}\text{Pyr}_{0.35}\text{GrS}_{0.15}\text{Sps}_{0.03}$ avec un X_{Mg} de 0.42 en bordure. Le grenat en vermicules est plus ferrifère ($\text{Alm}_{0.49}\text{Pyr}_{0.32}\text{GrS}_{0.15}\text{Sps}_{0.04}$; $X_{\text{Mg}} = 0.40$).

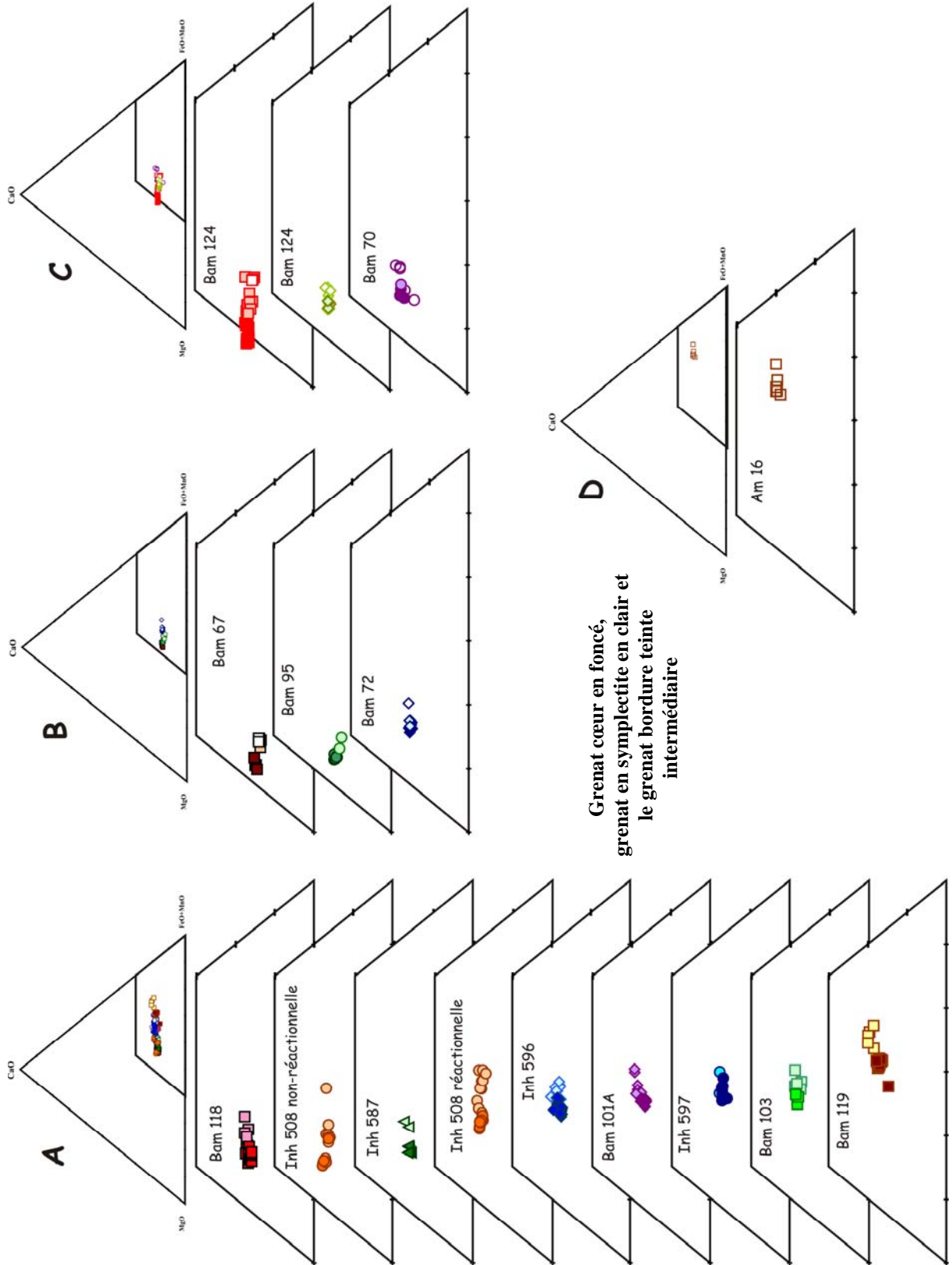


Figure IV-1 : Projection de la composition des grenats de roches basiques et ultrabasiques de l'In Ouzzal. A- Pyrigarnites sans Spl et sans Qtz; B- Pyrigarnites sans Cpx et sans Qtz ; C Pyrigarnites à Cpx et Spl ; D- Pyrigarnites à Qtz.

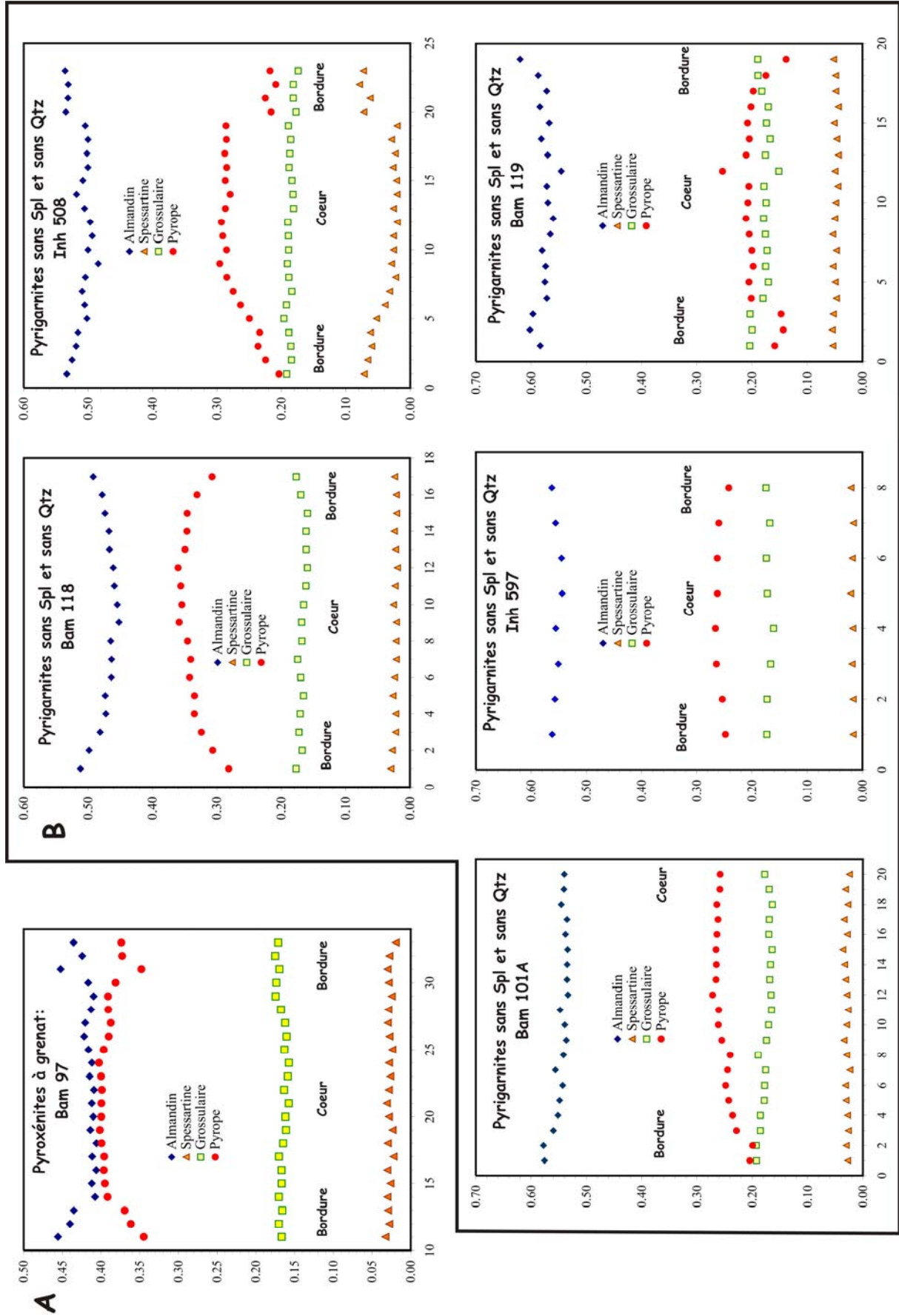


Figure IV-2 : Zonations des grenats des roches basiques et ultrabasiques de l'In Ouzzal. A- Pyroxénites à grenat; B- Pyrigarnites

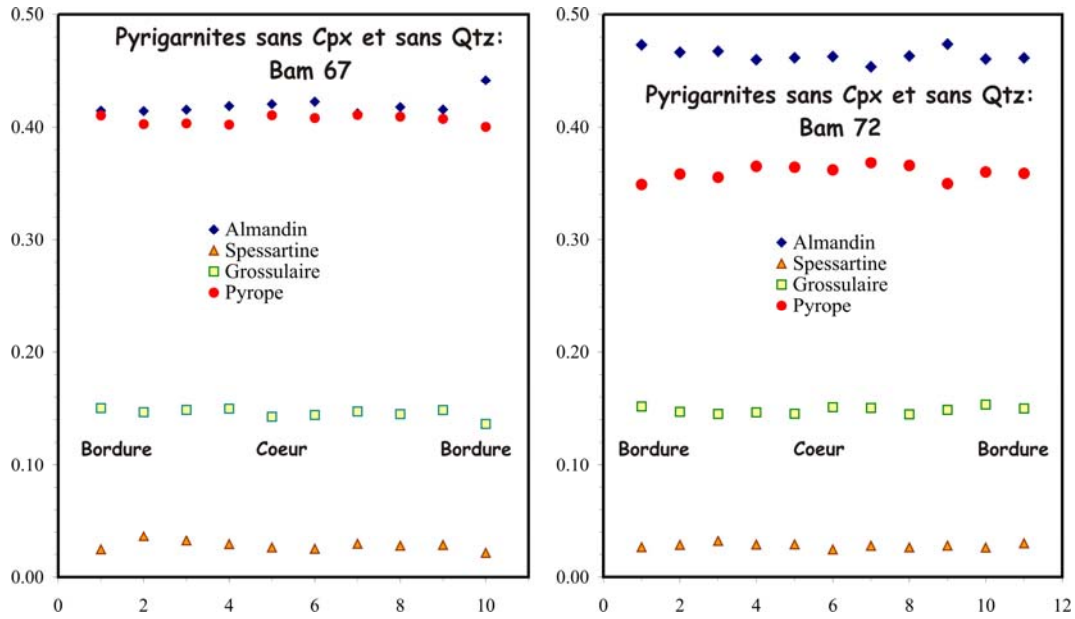


Figure IV-2B suite: Zonations des grenats des pyrigarnites

Les analyses des deux échantillons de **pyrigarnites à Qtz absent et Cpx présent** (Bam 70, 124) ont été faites dans des micro-domaines totalement différents. Pour Bam 70, c'est un microdomaine réactionnel à grenat, clinopyroxène et amphibole primaires en présence de plagioclase zoné ; alors que pour Bam 124, c'est un grenat pluricentimétrique qui se déstabilise le long de ces fissures en Opx-Spl-Pl±Am. Un clinopyroxène est en inclusion dans le grenat. Il renferme lui-même un plagioclase primaire zoné. Notons que des micro-domaines à orthopyroxène-clinopyroxène-amphibole-plagioclase primaires existent également dans la roche Bam 124 (la lame Bam 124-2). Ces précisions sont utiles vu les différences de compositions du grenat dans ces trois lames à minéralogie identique (Fig.IV-1C):

- dans Bam 70, le grenat a une composition au coeur de $\text{Alm}_{0.46}\text{Py}_{0.37}\text{GrS}_{0.16}\text{SpS}_{0.01}$ ($X_{\text{Mg}} = 0.45$) et de $\text{Alm}_{0.47}\text{Py}_{0.35}\text{GrS}_{0.17}\text{SpS}_{0.01}$ ($X_{\text{Mg}} = 0.43$) en bordure. Les vermicules des symplectites sont quant à eux plus ferrifères ($\text{Alm}_{0.50}\text{Py}_{0.31}\text{GrS}_{0.18}\text{SpS}_{0.01}$; $X_{\text{Mg}} = 0.38$).

- dans Bam 124, une traversée a été faite passant par trois fissures du grenat décrit précédemment avec les points extrêmes très éloignées de celles-ci. Les analyses montrent que ce grenat est zoné. A l'intérieur du grain, loin des fissures, le grenat a une composition de $\text{Alm}_{0.37}\text{Py}_{0.45}\text{GrS}_{0.17}\text{SpS}_{0.02}$ ($X_{\text{Mg}} = 0.55$), en bordure, près des fissures, il a une composition de $\text{Alm}_{0.47}\text{Py}_{0.35}\text{GrS}_{0.15}\text{SpS}_{0.02}$ ($X_{\text{Mg}} = 0.43$).

Le grenat des **pyrigarnites à quartz** (Am 16) est le plus riche en almandin et résulte de la réaction $\text{Opx} + \text{Pl} \implies \text{Cpx} + \text{Grt} + \text{Qtz}$. Il a une composition moyenne de $\text{Alm}_{0.64}\text{Py}_{0.14}\text{GrS}_{0.20}\text{SpS}_{0.02}$ avec un X_{Mg} de 0.19 (Fig.IV-1D).

3- Granulites titano-ferrifères

Le grenat des granulites titano-ferrifères présente des compositions très complexes. C'est une solution solide almandin (42 à 48%) – spessartine (24 à 33%) – grossulaire (15 à 20%) pauvre en pyrope (5 à 11%). Sa particularité, comme pour les pyroxènes associés, est sa richesse en manganèse en relation avec la composition chimique assez particulière de ces roches.

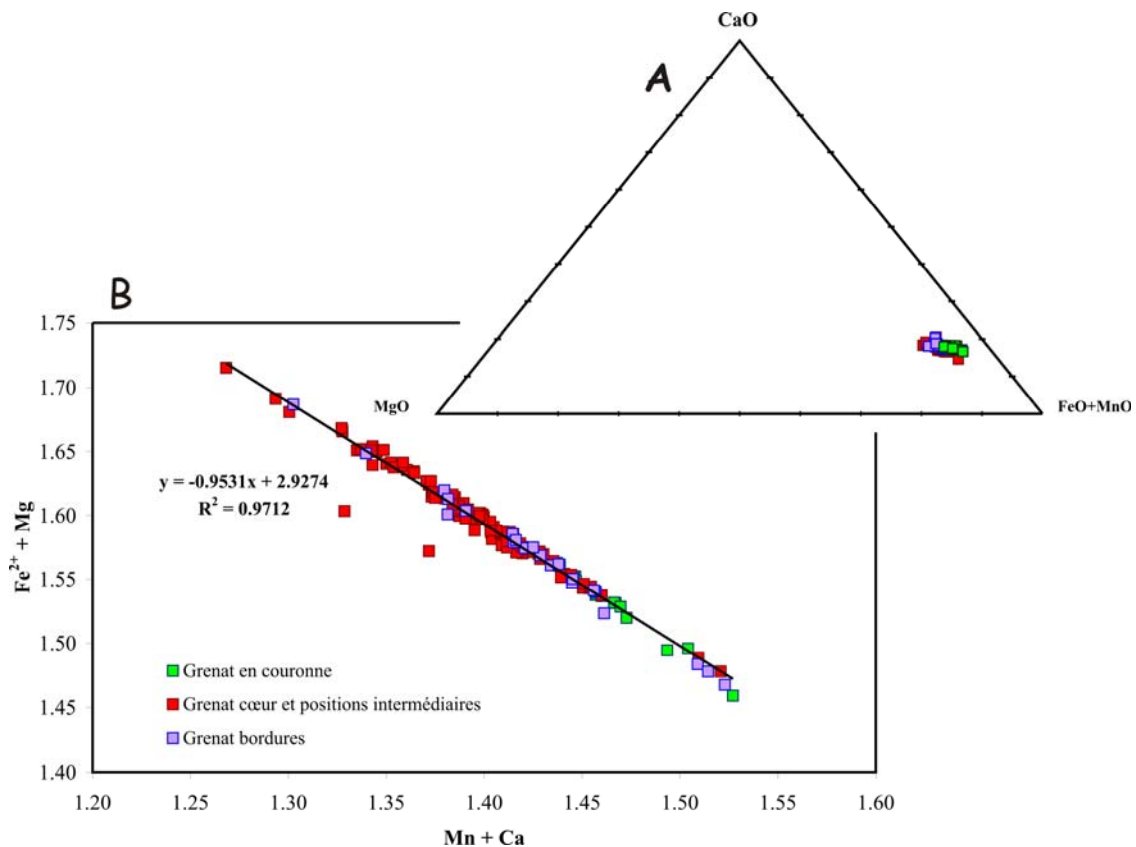


Figure IV-3: Projection de la composition du grenat des granulites titano-ferrifères dans (A) le diagramme Ca-Fe+Mn-Mg et (B) dans le binaire Mn + Ca vs Fe²⁺ + Mg

Bien qu'il n'y ait pas de zonation nette, le cœur des gros grains de la matrice a tendance à être plus magnésien et plus pauvre en manganèse, à l'inverse du grenat en couronnes autour du quartz. La bordure des gros grains a une composition très variable, le plus souvent intermédiaire entre les deux groupes précédents (cœur des gros grains de grenat et les petites couronnes de grenat). Les variations observées correspondent essentiellement à des échanges $Fe + Mg \rightleftharpoons Ca + Mn$ (Fig.IV-3). Les teneurs en Fe³⁺ sont relativement élevées, $X_{Fe^{3+}}$ (Fe^{3+}/Fe_t) = 0.05 à 0.18.

IV- CLINOPYROXENE

1- Péridotites (Fig.IV-4)

Le clinopyroxène des péridotites d'Amessmessa (Tir 92) a une composition homogène. Le rapport $X_{Mg(Fe_t)}$ ($Mg/(Mg+Fe_t)$) est de 0.85 ($X_{Mg} (Mg/(Mg+Fe^{2+}) = 0.85$ à 0.89). Il est riche en calcium ($CaO = 23.65wt\%$), et correspond ainsi à un diopside. Par contre, le clinopyroxène des péridotites d'In Hahaou montre des variations importantes. Le rapport $X_{Mg(Fe_t)}$ varie entre 0.87 à 0.90 pour Inh 260, 0.88 à 0.90 pour Inh 474 et 0.86 à 0.93 pour Inh 487. Il en est de même pour les teneurs en Al_2O_3 (4.52-4.59 wt%, pour Tir 92, 1.88-5.32 pour Inh 260 et 0.56-4.84 wt% pour Inh 487). Celles-ci correspondent essentiellement à la molécule tschermacke – $CaTs + FeTs$ (9 à 11% pour Tir 92, 5 à 11% pour Inh 260 et 9 à 12% pour Inh 487). Les teneurs en CaO sont encore plus contrastées, stables pour Tir 92 ($\approx 23.5 wt\%$) et variable pour Inh 260 (de 14.93 à 21.56wt%) et Inh 487 (de 19.11 à 24.54wt%). Ces variations dans le clinopyroxène des péridotites d'In Hahaou traduisent en partie leur enrichissement en Ca suite à l'exsolution d'orthopyroxène. Le pôle jadéite n'est présent qu'à moins de 1% ($Na_2O < 0.27 wt\%$). Les teneurs en TiO_2 et en Cr_2O_3 sont relativement faibles, inférieures à 0.45 wt%.

2- Pyroxénites (Fig.IV-4)

Le clinopyroxène des pyroxénites à spinelle (Inh 506) est un diopside à X_{Mg} de 0.86 à 0.91 ayant des teneurs élevées en Al_2O_3 (4.42 à 6.49 % wt), en TiO_2 (0.94 à 1.10 wt%) et en CaO (23.64 à 24.98 wt%). Les teneurs en Na et en Cr, sont pratiquement nulles. Dans les pyroxénites à grenat (Bam 97), le X_{Mg} varie de 0.80 à 0.83 avec des teneurs en aluminium et en calcium moins élevées ($Al_2O_3 = 1.39$ à 3.53 wt% et $CaO = 21.95$ à 22.95 wt%)

3- Métanorites (Fig.IV-4)

Les clinopyroxènes des métanorites sont également magnésiens et présentent des $X_{Mg(Fe_t)}$ qui varient entre 0.56 à 0.64 pour les plus ferrifères et entre 0.67 et 0.79 pour les plus magnésiens (méthanorites d'In Hahaou). Le rapport $X_{Fe^{3+}}$ (Fe^{3+}/Fe_t) dans un même échantillon peut aller de 0 à 0.42. Les teneurs en Al_2O_3 vont de 1.53 à 4.53 wt%. CaO peut varier d'une façon importante (par ex. entre 16.72 et 22.45 wt% pour Bam 102) ou être plus constant (par ex. entre 21.73 et 22.77 pour Inh 13) traduisant l'exsolution plus ou moins importante d'orthopyroxène. Les teneurs en Na_2O restent faibles, inférieures à 0.73 wt%.

4- Pyrigarnites (Fig.IV-4)

Comme pour le grenat, le clinopyroxène des **pyrigarnites sans quartz et sans spinelle** (Inh 508, 587, 596, 597 et Bam 101A, 103, 118, 119) présente des compositions différentes suivant l'échantillon. Le Cpx de Bam 118 et d'Inh 587 est le plus magnésien ($X_{Mg} = 0.71$ à 0.81), riche en Al_2O_3 (4.52 à 6.32 wt%), pauvre en Na_2O (0.45 à 0.78 wt%) et avec des teneurs en CaO variant de 18.16 à 22.34 wt% ; il possède ainsi les teneurs en jadeite (3.7 à 5.6%) et en molécule tschermack (6.1 à 7.7%) les plus élevées. À l'inverse, le Cpx de Bam 119 est le plus ferrifère ($X_{Mg} = 0.59$ à 0.65), pauvre en Al_2O_3 (1.11 à 3.28 wt%), en Na_2O (0.20 à 0.52 wt%) et avec des teneurs en CaO variant de 20.61 à 22.64 wt% . Il possède ainsi les teneurs en jadeite (1.5 à 3.8%) et en molécule tschermack (1.3 à 4.1%) les plus basses. Le clinopyroxène des autres échantillons présente des compositions intermédiaires.

Dans les **pyrigarnites à quartz absent et Cpx présent**, les clinopyroxènes sont magnésiens ($X_{Mg} = 0.68$ à 0.80 dans Bam 70 et 0.79 à 0.85 dans Bam 124), riches en Al_2O_3 (4.91 à 6.42 wt% dans Bam 70 et 5.19 à 6.29 wt% dans Bam 124) et légèrement en Na_2O (0.65 à 0.97 wt% dans Bam 70 et 0.38 à 0.66 wt% pour Bam 124). Ceci correspond à des teneurs en jadéite et en tschermackite de respectivement 4.7 à 7% et 7.6 à 9.4% pour Bam 70 et 2.7 à 4.8% et 8.1 à 10.1% pour Bam 124. Le cœur est plus alumineux et moins calcique que la bordure.

Comparé aux précédent, le clinopyroxène secondaire, résultant d'une réaction entre le plagioclase et l'orthopyroxène, des **pyrigarnites à quartz** (Am 16) est l'un des moins magnésiens ($X_{Mg} = 0.58$ à 0.64) et des moins alumineux ($Al_2O_3 = 1.74$ à 2.34 wt% - les molécules jadéite et tschermack sont de respectivement 2.4 à 3.5% et 1.9 à 2.8%).

5- Granulites Titano-ferrifère (Fig.IV-5)

L'analyse à la microsonde révèle que la pigeonite inversée se déstabilise probablement en trois types de pyroxènes. En effet, dans différents graphes trois groupes s'individualisent par des concentrations de points analytiques. En plus de l'orthopyroxène, un clinopyroxène ayant une composition d'un diopside à $X_{Mg} = 0.52$ - 0.59 et des teneurs moyennes en CaO et en MnO de respectivement 18.88 et 3.02 wt%. Un second pyroxène probablement une pigeonite secondaire pauvre en CaO (1.85 wt%) mais riche en MnO (5.76 wt%), ayant un X_{Mg} de 0.42. La pigeonite reconstituée par traitement d'images et en moyennant plus de 400 analyses d'un microdomaine a des teneurs plus élevées en CaO (5.92 wt%) et légèrement plus pauvre en MnO (5.33 wt%) et un $X_{Mg} = 0.44$.

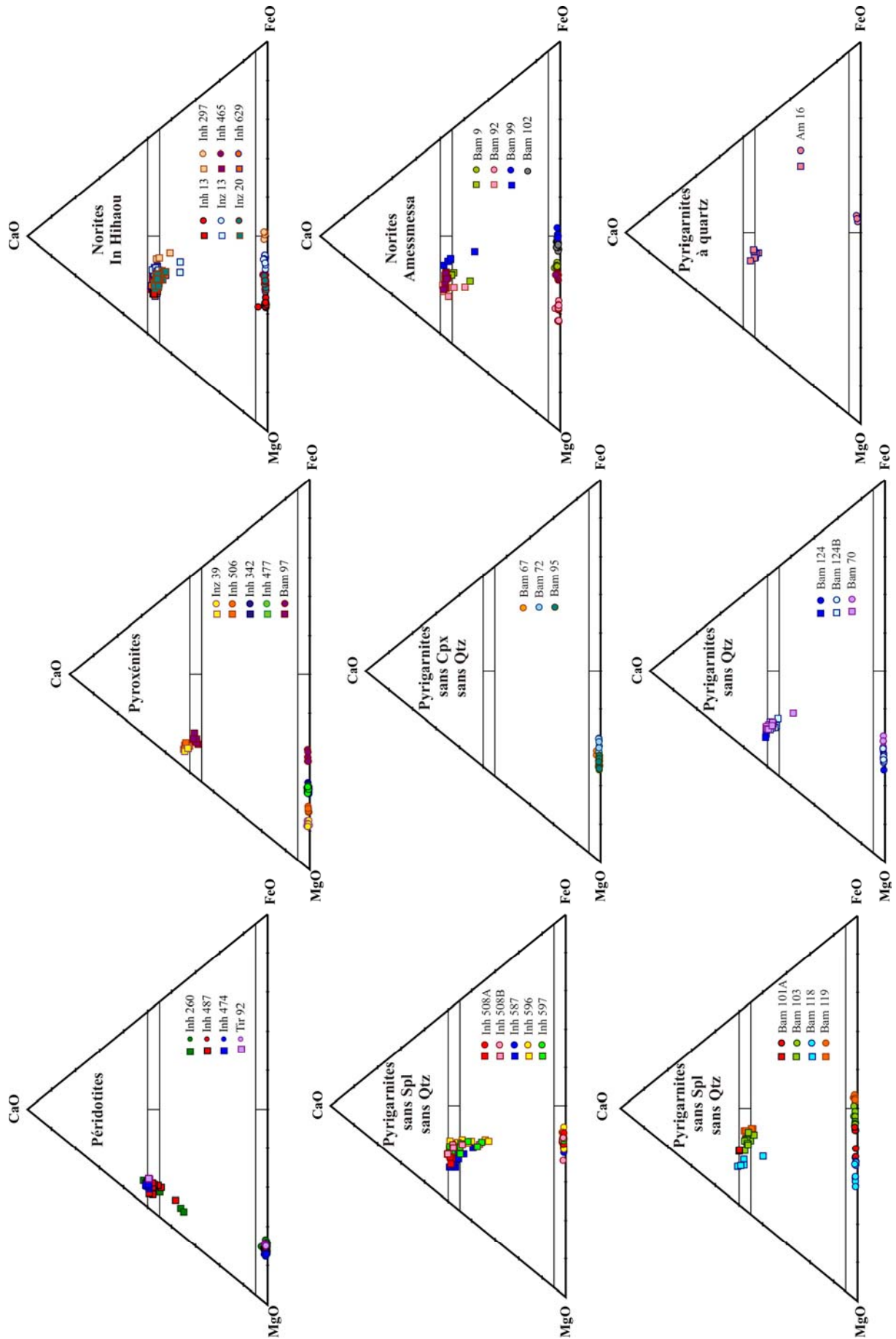


Figure IV-4 : Projection de la composition des pyroxènes des roches basiques et ultrabasiques de l'In Ouzzal dans le triangle CaO-MgO-FeO

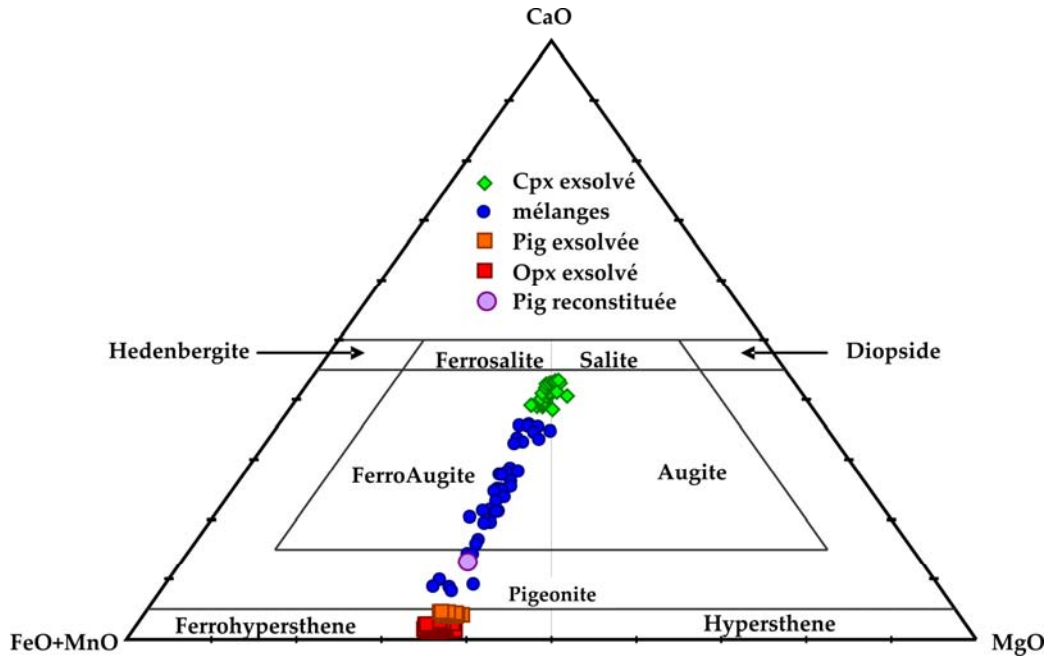


Figure IV-5: Projection de la composition des pyroxènes des granulites titano-férrifères

V- ORTHOPYROXENE

1- Péridotites (Fig.IV-4)

C'est une enstatite, (X_{Mg} de 0.85 pour Tir 92, 0.84-0.91 pour Inh 260 et 0.87-0.91 pour Inh 477 et 487) comprenant jusqu'à plus de 4 wt% d' Al_2O_3 et moins de 1 wt% de CaO. Il est pauvre en Cr et en Ni ($Cr_2O_3 < 0.5$ wt% et $NiO_2 < 0.9$ wt%).

2- Pyroxénites (Fig.IV-4)

L'orthopyroxène des pyroxénites sans clinopyroxène (Inh 342 et Inh 477) est alumineux ($Al_2O_3 = 3.63$ à 5.10 wt%) avec un X_{Mg} qui varie de 0.80 à 0.88. Alors que celui des pyroxénites à clinopyroxène est d'autant moins alumineux que son X_{Mg} augmente (Inh 506 $\implies X_{Mg} = 0.84 - 0.85$ et $Al_2O_3 = 3.08$ à 4.35 wt% ; Inh 39 $\implies X_{Mg} = 0.89 - 0.93$ et $Al_2O_3 = 1.31 - 1.92$). Tous sont pauvres en CaO (< 0.7 wt%). L'orthopyroxène des pyroxénites à grenat d'Amesmesa (Bam 97) est le plus ferrifère ($X_{Mg} = 0.64 - 0.74$ et $Al_2O_3 = 3.21 - 3.66$ wt%).

3- Métanorites (Fig.IV-4)

L'orthopyroxène des métanorites des deux régions présente la même gamme de compositions. Le X_{Mg} , dans les roches les plus ferrifères varie entre 0.50 et 0.53 (Inh 297, Bam 102) alors que dans les plus magnésiennes, il se situe entre 0.66 et 0.72 (Inh 13, Bam 92). Les teneurs en Al_2O_3 sont inférieures à 1.9 wt% sauf pour les échantillons Inh 20 et Bam 92 où elles atteignent 4.9 wt%. Les teneurs en CaO ne dépassent que rarement 1 wt%.

4- Pyrigarnites (Fig.IV-4)

Dans les **pyrigarnites sans quartz et sans spinelle**, comme pour les deux phases précédentes, la composition de l'orthopyroxène varie selon l'échantillon. Dans Bam 118, c'est une enstatite dont le X_{Mg} varie de 0.63, dans l'orthopyroxène primaire, à 0.71, dans l'orthopyroxène des symplectites. Les teneurs en Al_2O_3 sont de 2.37 à 3.1 wt% sans rapport avec la nature de l'Opx. Dans Bam 119, où tous les cristaux paraissent primaires, les compositions sont homogènes avec un X_{Mg} de 0.47 et des teneurs en Al_2O_3 de 1.09 à 1.73 wt%. L'orthopyroxène de Bam 101A et 103 a des compositions intermédiaires avec un cœur de l'orthopyroxène primaire toujours plus ferrifère que la bordure ou que l'orthopyroxène néo-formé.

L'orthopyroxène des **pyrigarnites sans quartz et sans Cpx** (Bam 67 et Bam 95) est le plus magnésien ($X_{Mg} = 0.71$ à 0.76 , sans véritable différence entre les gros cristaux et ceux en symplectites) et le plus alumineux ($Al_2O_3 = 4.86$ à 5.46 wt%, c'est le cœur de l'orthopyroxène primaire qui est le plus riche en Al).

L'orthopyroxène I^{aire} **des pyrigarnites à quartz absent et clinopyroxène présent** (Bam 70 et Bam 124) présente des X_{Mg} qui varient de 0.67 au cœur à 0.70 à la bordure, alors que celui de l'orthopyroxène secondaire est autour de 0.72. Les teneurs en Al_2O_3 vont de 3.13 à 4.44 wt%.

L'orthopyroxène **des pyrigarnites à Qtz** (Am 16) est le plus ferrifère et le moins alumineux avec un X_{Mg} de 0.45 à 0.47 et des teneurs d' Al_2O_3 d'environ 1 wt%.

5- Granulites Titano-ferrifère (Fig.IV-5)

L'orthopyroxène des granulites Fe-Ti est riche en manganèse ($MnO = 5.78$ à 6.78 %wt) avec des teneurs en CaO de 0.56 à 1.38 wt%. Le X_{Mg} moyen est de 0.41.

VI- AMPHIBOLE

La formule structurale de l'amphibole a été calculée pour 23 oxygènes. Nous avons choisi, pour le calcul de Fe^{3+} , la formule structurale à somme des cations égale à 13 (sans Ca, Na et K), considérée comme étant la plus adéquate pour les amphiboles calciques. Cependant, elle s'est révélée inapplicable pour certains échantillons particulièrement les roches ultrabasiques (péridotites et pyroxénites). Nous avons alors calculé la formule structurale de telle façon que $Fe_t = Fe^{2+}$.

1- Péridotites

L'amphibole présente dans les péridotites est le plus souvent une pargasite et moins souvent une magnésio-hornblende (Fig.IV-6A et B). L'échantillon Inh 474 se singularise partiellement par des teneurs en Si plus élevé correspondant à une composition d'édénite. Les teneurs en Na₂O sont autour de 1.50 wt%. Les amphiboles de Tir 92 sont légèrement plus riches en potassium. Les teneurs en Ti et F sont pour tous les échantillons faibles, alors que celles en Cl sont quasiment nulles.

2- Pyroxénites

Dans tous les échantillons analysés (Fig.IV-6A), c'est une pargasite (formule structurale calculée avec $Fe^{2+} = Fe_i$).

L'amphibole des pyroxénites sans clinopyroxène (Inh 342 et Inh 477) est très magnésienne, avec un X_{Mg} entre 0.79, au cœur, et 0.82 en bordure. TiO₂ peut atteindre 2.79 wt%, Na₂O 2.61 wt% et K₂O 1.21. Inh 477 a des teneurs en F entre 0.43 et 0.77 et en Cl presque nulles (< 0.1 wt%) alors que Inh 342 possède de faibles teneurs en F (< 0.07 wt%) mais élevées en Cl, entre 2.08 et 2.24 wt%.

L'amphibole de la pyroxénite à grenat d'Amesmessia (Bam 97) est beaucoup plus ferrifère ($X_{Mg} = 0.62$ à 0.69) et plus riche en K₂O (2.01 à 2.31 wt%) et en chlore (0.84 à 1.16 wt%). Les teneurs en TiO₂ sont entre 1.25 et 1.49 wt.

3- Métanorites

L'amphibole des métanorites du Nord de l'In Ouzzal est riche en aluminium (Alt en moyenne = 2 pfu) et toujours magnésienne (FS avec somme des cations = 13, sans Ca, Na et K). Sa composition varie de celle d'une édénite à celle d'une pargasite ou d'une magnésio-hastingsite (Fig.IV-6C). Le X_{Mg} varie entre 0.61 à 0.71 ($X_{Fe^{3+}} = 0.03 - 0.33$) pour l'amphibole la plus ferrifère (Inz 20) et entre 0.75 à 0.79 ($X_{Fe^{3+}} = 0 - 0.23$) pour la plus magnésienne (Inh 13). Les teneurs en Ti sont élevées et dépassent souvent 0.2 pfu. Il en est de même des alcalins (K₂O = 1.44 à 1.63 wt% dans Inh 13 et 2.25 à 2.45, dans Inz 20 ; Na₂O = 1.11 à 1.45 wt%, dans Inz 20 et 1.46 à 1.66 wt% dans Inh 13). Les teneurs en chlore et en fluor sont faibles, atteignant rarement 0.9 wt% pour le premier et 1.2 wt% pour le second.

Les variations de compositions au sein d'un même échantillon traduisent le plus souvent une substitution du type titano-tschemakite (présente dans tous les échantillons), et plus rarement des substitutions de type titano-glaucophane ou richtéritique (Inh 13 et Inh 629).

Les Séries Basiques et Ultrabasiques du Terrane de l'In Ouzzal

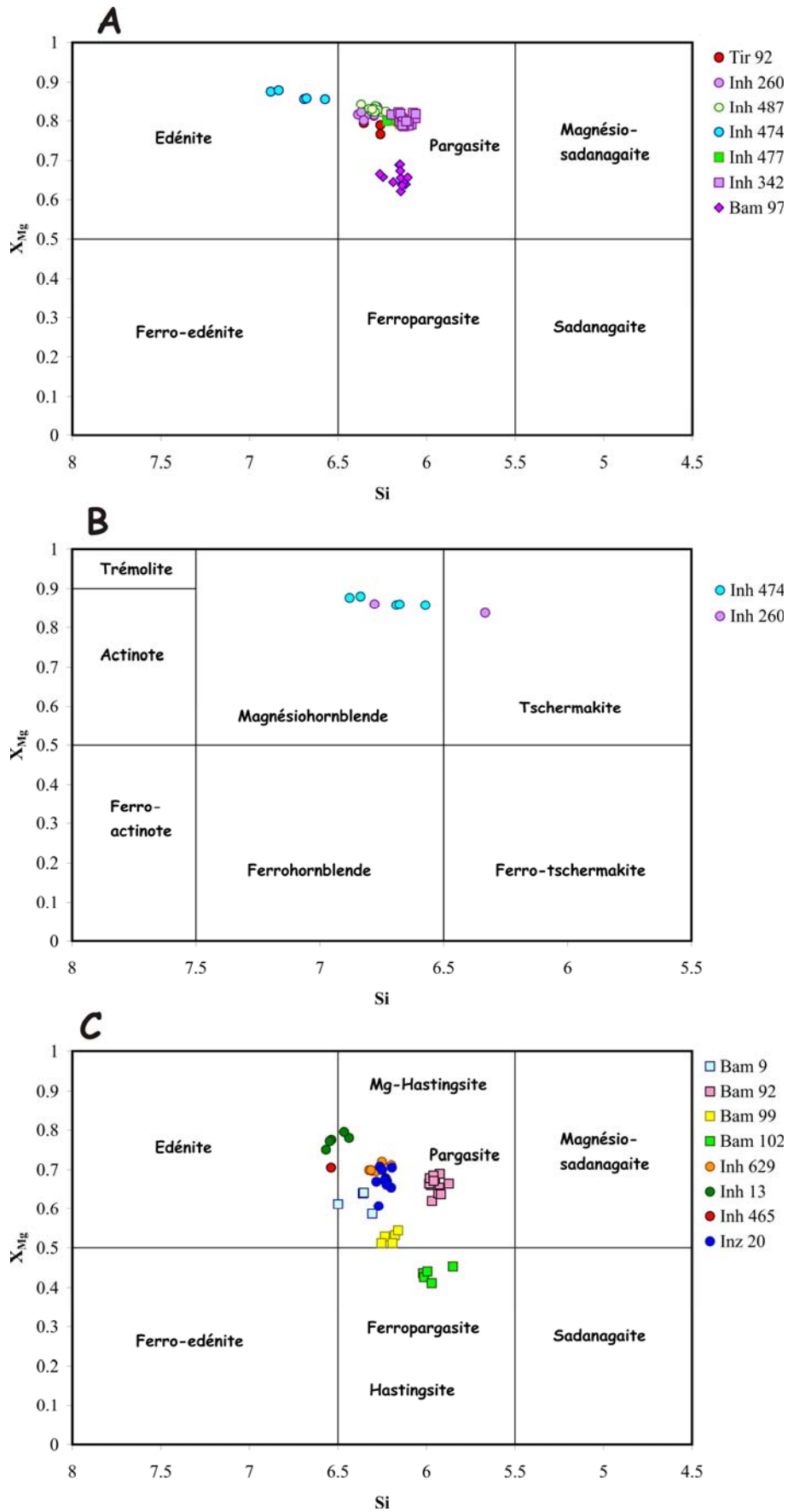


Figure IV-6: Projection de la composition des amphiboles des péridotites et pyroxénites (A et B) et des métanorites (C) de l'In Ouzzal dans les diagrammes de nomenclature Si vs X_{Mg} de Leake et al. (1997)

L'amphibole des métanorites d'Amessmessa (Fig.IV-6C), est en général, plus riche en Fe, Si et Al (Al atteint 2.94 pfu dans Bam 92). Ainsi, l'échantillon Bam 102 est une Hastingsite dont le X_{Mg} varie entre 0.41 et 0.45 ($X_{Fe^{3+}} = 0.17$ à 0.30). Son $X_{Mg/(Fe+Mg)}$ varie lui entre 0.36 et 0.39 (la formule structurale calculée pour $Fe^{2+}=Fe_t$ permet de classer ces amphiboles comme des ferro-pargasites). Les teneurs en potassium sont particulièrement élevées ($K_2O = 2.39$ à 2.81 wt%, $K = 0.48$ à 0.55 pfu) alors que celles de Na_2O sont inférieures à 1 wt%. Les teneurs en TiO_2 et en Cl sont, respectivement, de 1.75 à 2.37wt% et 1.08 à 1.43 wt%.

L'amphibole la plus magnésienne appartient à l'échantillon Bam 92. Elle correspond à une pargasite avec un X_{Mg} qui varie de 0.62 à 0.69 ($X_{Fe^{3+}} = 0.05$ à 0.34). Le $X_{Mg/(Fe+Mg)}$ varie entre 0.58 et 0.61. Les teneurs en alcalins restent relativement élevées ($K_2O = 2.26$ à 2.65 wt% et $Na_2O = 1.51$ à 1.77 wt%). Les teneurs en TiO_2 , F et Cl varient entre respectivement 1 et 1.22 wt%, 0 et 0.19 wt% et 1.14 et 1.58 wt%.

Dans tous les échantillons d'Amessmessa, les variations de composition des amphiboles traduisent une substitution de type titano-tschermakitique ($Ti + 2 Al^{IV} = Mg + 2 Si$) à laquelle s'associe parfois une substitution de type titano-glaucophane ($2Na_B + Ti \rightleftharpoons 2Ca + Mg$).

4- Les Pyrigarnites

Dans les pyrigarnites **sans Qtz et sans spinelle** (Inh 508, 587, 596, 597, Bam 101A, 103, 118, 119), les formules structurales calculées pour 13 cations – CNK permettent de classer leurs amphiboles comme des pargasites, ferro-pargasites, des magnésio-hastingsites et des magnésio-hornblendes (Fig.IV-7). Ainsi, l'amphibole correspond à une pargasite dans Inh 508, Bam 101A, 103, 118 et 119, une pargasite ou une magnésio-hastingsite dans Inh 596 et Inh 597, une magnésio-hornblende dans Inh 587 et une ferro-pargasite dans Bam 119. Inh 587 se singularise par un X_{Mg} constant (0.66) et les plus faibles teneurs en Al_2O_3 (5,29 à 6,31 wt%), TiO_2 (0,67 à 0,81) Na_2O (0,61 à 1 wt%), K_2O (nulle) et F (0,08 wt%). Les amphiboles de Inh 508 sont les plus magnésiennes ($X_{Mg} = 0,70$ à 0,81), les plus potassiques ($K_2O = 1,56$ à 1,99 wt%) et les plus riches en fluor (1,11 à 1,69 wt%). En ce qui concerne les amphiboles de Inh 596, Inh 597 et Bam 118 elles ont des compositions très proches. Le X_{Mg} varie de 0,61 à 0,75, avec une tendance à ce que les cœurs des amphiboles primaires soient plus ferrifères ; les plus magnésiennes sont celles en inclusions dans le grenat (Inh 596) ou au contact de l'orthopyroxène (Inh 597). Elles sont les plus riches en TiO_2 (1,88 à 3,36 wt%) et en Na_2O (2,52 à 3,46 wt).

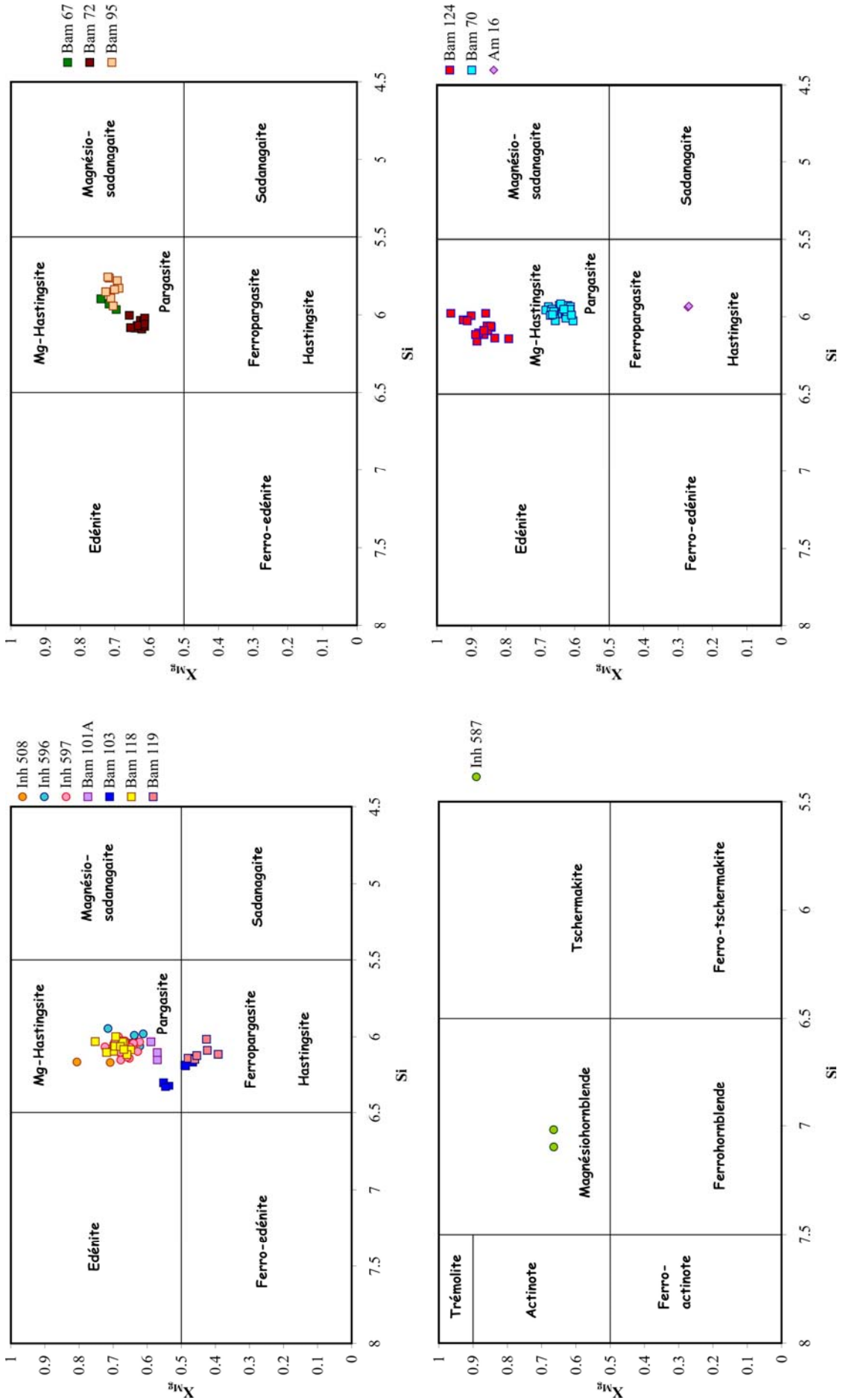


Figure IV-7 : Projection de la composition des amphiboles des pyrrharnites de l'In Ouzzal dans les diagrammes de nomenclature Si vs X_{Mg} de Leake et al. (1997)

Plusieurs substitutions ont été mises en évidence particulièrement visibles dans les échantillons Inh 596 et Inh 597 (bien que des tendances existent dans certaines pyrigarnites d'Amesmessas comme Bam 118 ou Bam 103 (Fig.IV-8):

- La substitution richtérite ($\text{Na}_A + \text{Na}_B \rightleftharpoons \text{A} + \text{Ca}$), avec une pente de 0,76 et 1,02 et un coefficient de régression linéaire R^2 de 0,89 et 0,97 pour respectivement Inh 596 et Inh 597.
- La substitution titano-glaucophane ($2\text{Na}_B + \text{Ti} \rightleftharpoons 2\text{Ca} + \text{Mg}$) avec une pente de 1,4 et un R^2 de 0,89 dans Inh 597.
- La substitution titano-tschermackitique ($\text{Ti} + 2\text{Al}^{\text{IV}} \rightleftharpoons \text{Mg} + 2\text{Si}$) avec une pente de 1,31 et un R^2 de 0,94 dans Inh 597.

Dans ces substitutions, on observe qu'il existe une tendance pour les cœurs à être plus riches en Ti et Na en relation probable avec une cristallisation à plus haute température des amphiboles au cœur par rapport à leurs bordures.

Pour l'amphibole des **pyrigarnites sans Qtz**, dans Bam 124, elle correspond à une pargasite ou à une Mg-hastingsite (X_{Mg} 0.79 à 0.96) avec des formules structurales calculées à 13cations-CNK (Fig.IV-7). Ces variations de X_{Mg} traduisent aussi bien des variations dans l'estimation du Fe^{3+} calculé ($X_{\text{Fe}^{3+}} = 0.28$ à 0.75) que des variations du $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ (0.64 à 0.78). Le cœur des grosses amphiboles primaires est plus ferrifère. Ces amphiboles sont sodiques ($\text{Na}_2\text{O} = 3$ wt%), relativement pauvres en potassium (<0.3 wt%), en titane (TiO_2 <1,2 wt%) et en chlore (<0.12 wt%). Trois types de substitutions sont opérantes (Fig.IV-8), les substitutions titano-tschermackitiques ($R^2 = 0.9$ avec une pente = -0,84), titano-glaucophane ($R^2 = 0.75$ avec une pente = -0,71) et richtérite ($R^2 = 0.80$ avec une pente = -1,09). Les teneurs en fluor sont comprises entre 0.52 et 0.76 wt%. Dans Bam 70, à une exception, les amphiboles correspondent à des pargasites avec des X_{Mg} qui varient de 0.60 à 0.68 ($\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}) = 0.57$ à 0.63). L'amphibole la plus magnésienne est celle qui participe aux symplectites à Opx-Spl-Pl (X_{Mg} moy = 0.67) et la bordure de amphibole primaire (X_{Mg} moy = 0.66) alors que le cœur de l'amphibole primaire à un X_{Mg} moyen de 0.62). Le cœur de l'amphibole primaire est également légèrement plus riche en titane. Par rapport à Bam 124, en plus d'être plus ferrifères, l'amphibole de Bam 70 est plus riche en titane ($\text{TiO}_2 = 1.77$ à 2.31 wt%), en potassium ($\text{K}_2\text{O} = 1.68$ à 2.19 wt%), et en chlore (0.64 à 0.82 wt%). La substitution titano-glaucophane est opérante ($R^2 = 0,7642$ avec une pente de -1,48) ainsi, bien qu'à un degré moindre, la substitution titano-tschermackitique ($R^2 = 0.7$, avec une pente de -1,22).

Les Séries Basiques et Ultrabasiques du Terrane de l'In Ouzzal

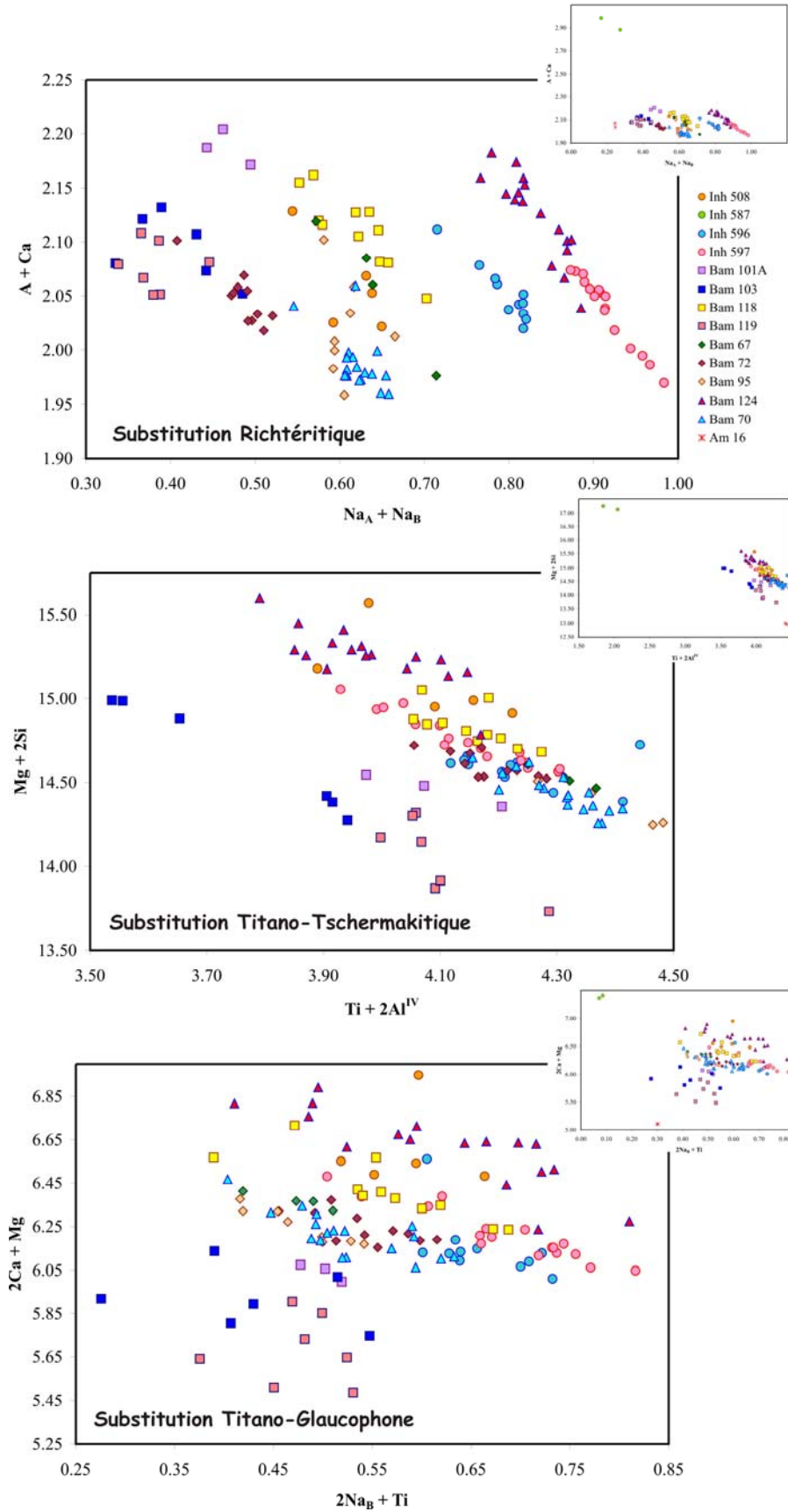


Figure IV-8: Substitutions richtérite, titano-tschermakitique et titano-glaucophane dans les pyroxènes de l'In Ouzzal

Pour ce qui est des amphiboles des **pyrigarnites sans Qtz et sans Cpx**, dans Bam 67 (où seule l'amphibole secondaire a été analysée), c'est une pargasite dont le X_{Mg} varie entre 0.70 et 0.74 (Fig.IV-7); mais en fait cela traduit essentiellement des valeurs calculées de Fe^{3+} différentes ($Mg/(Mg+Fe) = 0.65$ à 0.66). Ce sont des amphiboles relativement riches en alcalins ($Na_2O = 2.23$ wt% et $K_2O = 1.60$ wt% en moyenne). Malgré le nombre réduit d'analyses (4), trois types de substitutions ont été mise en évidence (Fig.IV-8): les substitutions titano-glaucophane ($R^2 = 0.92$ avec une pente de -0,9), titano-tschemakite ($R^2 = 0.99$ avec une pente de -1,21) et richtérite ($R^2 = 0.96$ avec une pente de -1,02). Dans Bam 95, aussi bien celle en exsolutions dans l'orthopyroxène que l'amphibole primaire, correspondent soit à de la pargasite soit à de la magnésio-hastingsite. La première est en moyenne plus riche en FeOt (13.48 wt% vs 12.58 wt% et $Mg/(Mg+Fe) = 0.60$ vs 0.63) et en K_2O (2.13 vs 1.70 wt%). Cependant, le X_{Mg} est quasiment le même (0.70 vs 0.71). Là aussi, les substitutions titano-glaucophane ($R^2 = 0.90$ avec une pente de 1.66) et titano-tschemakite ($R^2 = 0.98$ avec une pente de 1.22) sont opérantes. Seules l'amphibole en exsolutions dans l'orthopyroxène définit une substitution richtéritique.

Les **pyrigarnites à Qtz** ne renferment que de l'amphibole secondaire. Elle correspond à une Fe-pargasite (Fig.IV-7) très riches en potassium ($K_2O = 3.36$ wt%), avec des $X_{Mg} = 0.27$ et des teneurs en titane d'environ 2,38 wt%. Les teneurs en chlore sont extrêmement élevées à plus de 3,85 wt%. Généralement le chlore augmente avec la baisse du X_{Mg} comme cela est observé dans les amphiboles des quartzites à magnétite de Tekhamalt (Badani, 1998).

Si on considère l'ensemble des échantillons, l'amphibole dans les roches ultrabasiques et les métanorites a tendance à avoir un X_{Mg} d'autant plus élevé que les teneurs en Si sont importantes (Fig.IV-6). Ce n'est plus le cas pour les pyrigarnites, c'est même parfois l'inverse qui est observé (Fig.IV-7).

VII- PLAGIOCLASE ET FELDSPATH ALCALIN

1- Métanorites (FigIV-9)

Le plagioclase des métanorites est souvent zoné avec un cœur moins calcique que la bordure. Ainsi, dans l'In Ouzzal Nord, dans Inz 13, le plagioclase présente une composition de $An_{48}Ab_{50}Or_{02}$, au cœur, et $An_{58}Ab_{39}Or_{03}$, en bordure ; dans Inz 20 $An_{63}Ab_{39}Or_{01}$, au cœur, et $An_{86}Ab_{13}Or_{01}$, en bordure, dans Inh 629 $An_{43}Ab_{51}Or_{06}$, au cœur, et $An_{62}Ab_{37}Or_{01}$, en bordure. Exceptionnellement, il correspond à une solution ternaire $An_{53}Ab_{31}Or_{16}$, caractéristique de très hautes températures.

Dans les métanorites d'Amessmessa le plagioclase présente les mêmes caractéristiques. Dans Bam 92, il est à $An_{60}Ab_{39}Or_{01}$ au cœur et $An_{81}Ab_{18}Or_{01}$, en bordure. Le plagioclase en exsolution dans le clinopyroxène présente la même composition (An_{65} à An_{80}). Dans Bam 102, il est à $An_{52}Ab_{47}Or_{01}$ au cœur et à $An_{56}Ab_{43}Or_{01}$, en bordure. Le plagioclase de Bam 9 se singularise par une composition plus sodique, entre $An_{30}Ab_{68}Or_{02}$ et $An_{33}Ab_{66}Or_{02}$ et la présence d'individus ayant une composition de solution ternaire $An_{28}Ab_{58}Or_{14}$.

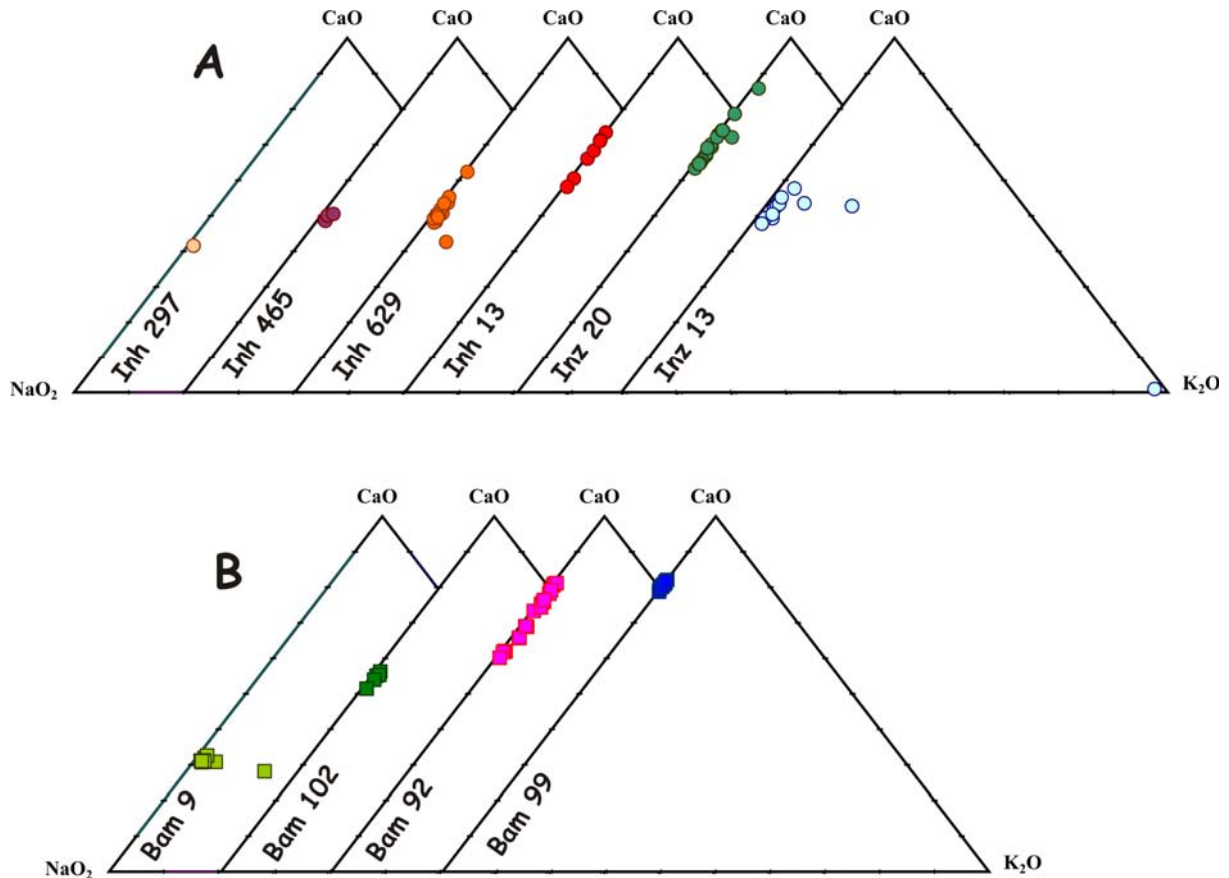


Figure IV-9 : Projection de la composition chimique des plagioclases des métanorites d'In Hihaou (A) et d'Amessmessa (B)

2- Pyrigarnites

Dans les échantillons ou niveaux où le plagioclase en plages zonées est présent, sa composition au cœur est plus sodique qu'en bordure (Inh 508 : $An_{50}Ab_{49}Or_{01}$ au cœur et $An_{88}Ab_{12}Or_{00}$ en bordure ; Inh 587 : $An_{58}Ab_{42}Or_{00}$ au cœur et $An_{83}Ab_{17}Or_{00}$ en bordure ; Inh 596 : $An_{56}Ab_{44}Or_{00}$ au cœur et $An_{87}Ab_{13}Or_{00}$ en bordure et Inh 597 : $An_{57}Ab_{43}Or_{00}$ au cœur et $An_{78}Ab_{22}Or_{00}$ en bordure). Le plagioclase exsolvé par le clinopyroxène ou en symplectites avec l'orthopyroxène, dans les niveaux sans plagioclase zoné ou amphibole, a des compositions qui se rapprochent de celles de la bordure du plagioclase zoné ($An_{86}Ab_{14}Or_{00}$ à $An_{91}Ab_{09}Or_{00}$).

Les Séries Basiques et Ultrabasiques du Terrane de l'In Ouzzal

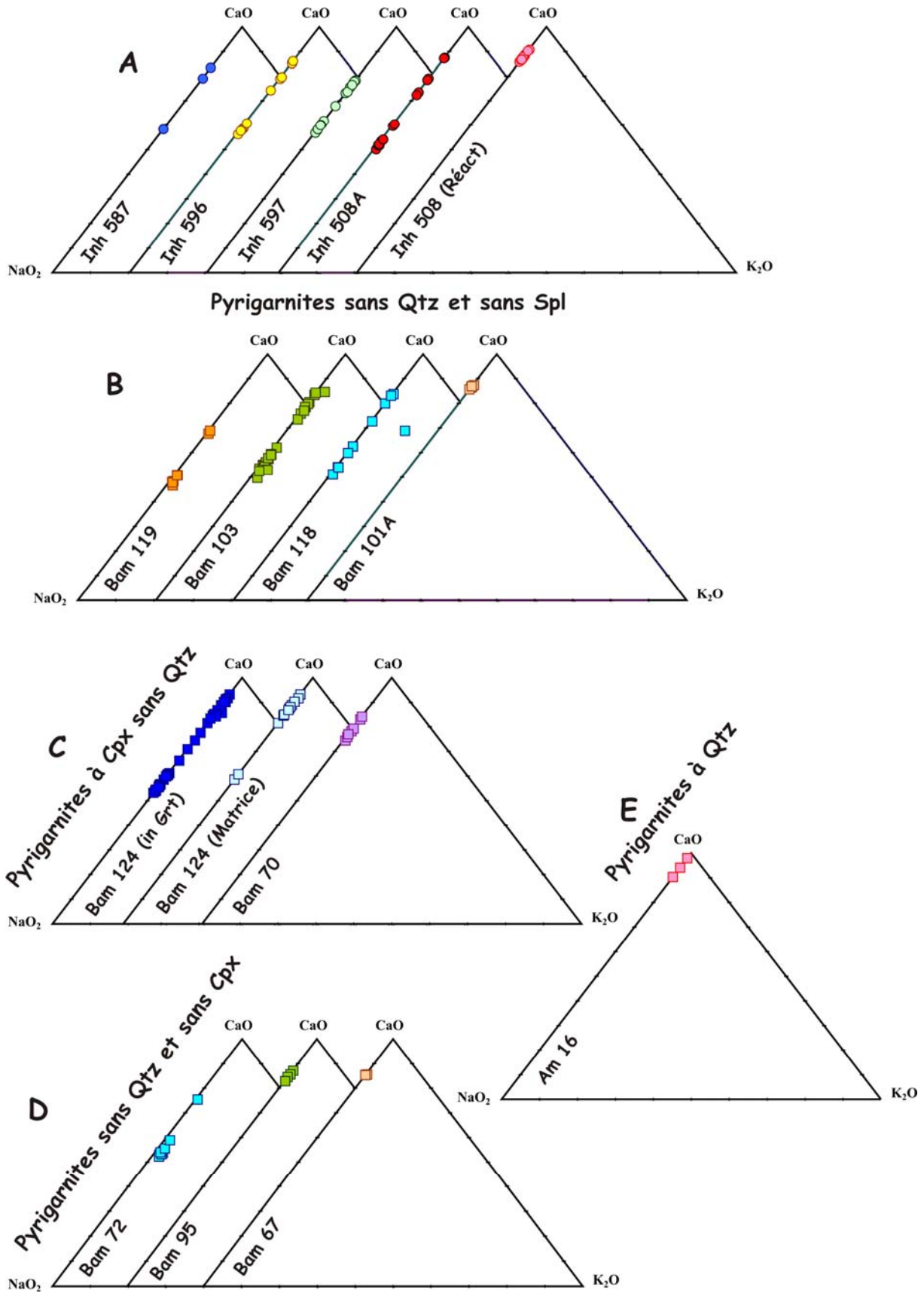


Figure IV-9 : Projection de la composition chimique des plagioclases des pyroxenites sans Qtz et sans Spl d'In Hahaou (A) et d'Amessessa (B), à Cpx sans Qtz (C), sans Qtz et sans Cpx (D) et à Qtz (E).

Dans les **pyrigarnites sans quartz et sans spinelle**, le plagioclase des échantillons de l'In Ouzzal Nord est zoné. Sa composition au cœur est plus sodique qu'en bordure (Inh 508 : $An_{50}Ab_{49}Or_{01}$ au cœur et $An_{88}Ab_{12}Or_{00}$ en bordure ; Inh 587 : $An_{58}Ab_{42}Or_{00}$ au cœur et $An_{83}Ab_{17}Or_{00}$ en bordure ; Inh 596 : $An_{56}Ab_{44}Or_{00}$ au cœur et $An_{87}Ab_{13}Or_{00}$ en bordure et Inh 597 : $An_{57}Ab_{43}Or_{00}$ au cœur et $An_{78}Ab_{22}Or_{00}$ en bordure). Le plagioclase exsolvé par le clinopyroxène ou en symplectites avec l'orthopyroxène, dans les niveaux sans plagioclase zoné ou amphibole, a des compositions qui se rapprochent de celles de la bordure du plagioclase zoné ($An_{86}Ab_{14}Or_{00}$ à $An_{91}Ab_{09}Or_{00}$).

A Amessmessa, Bam 101A est le seul échantillon qui ne contient que du plagioclase secondaire. Celui-ci est plus calcique (An_{86} à An_{87}) que le plagioclase secondaire de Bam 118 (An_{72} à An_{84}) et surtout de Bam 119 (An_{69}). En ce qui concerne le plagioclase primaire, il est toujours zoné au contact des ferromagnésiens, avec un cœur plus sodique que la bordure (Bam 118 : Cœur = An_{52} , Bordure = An_{63} ; Bam 119 : Cœur = An_{47} , Bordure = An_{51} et Bam 103 : Cœur = An_{51} , Bordure = An_{86}). Les compositions les plus calciques sont celles des bordures au contact du grenat ou du clinopyroxène. Une seule analyse, dans un plagioclase en symplectite de Bam 118, a donné des teneurs relativement élevées en potassium (Or_{11}). Le plagioclase exsolvé par le clinopyroxène présente la même composition que le plagioclase primaire (ex. dans Bam 103, An_{53} à An_{55}).

Le plagioclase en inclusion dans le Cpx des **pyrigarnites sans quartz** est zoné avec un enrichissement en Ca vers la bordure (Bam 124 : C = An_{59} et B = An_{82}), tout comme celui qui est au contact des ferromagnésiens (Bam 70 : C = An_{75} et B = An_{80}). Le plagioclase en symplectite avec l'orthopyroxène, le spinelle et l'amphibole est plus calcique (Bam 70 : An_{83} ; Bam 124 : An_{84} à An_{93}).

Le seul plagioclase présent dans les **pyrigarnites sans Qtz et sans Cpx** (Bam 67 et Bam 95) est celui associé aux symplectites à Opx-Spl-Pl-Am, et il est calcique (An_{83} à An_{87}). Cependant, le plagioclase le plus calcique est celui associé à l'orthopyroxène des **pyrigarnites à Qtz** (An_{90} à An_{97}).

VIII- Le SPINELLE

1- Péridotites

Le spinelle de la péridotite d'Amessmessa (Tir 92) est magnésien ($X_{Mg} = 0.60$) avec des teneurs relativement élevées en chrome ($Cr_2O_3 = 8$ wt%, $Cr/(Cr+Al) = 0.09$). Le fer trivalent calculé est supérieur au quart du fer total ($Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+}) = 0.27$ à 0.29) Les teneurs en Zn n'ont pas été analysées.

Le spinelle des péridotites d'In Hihaou présente des compositions relativement diverses d'un échantillon à un autre. Les teneurs en chrome varient de 6 wt% (Inh 487, Cr/Cr+Al = 0.10) à 17.22 wt % (Inh 474, Cr/Cr+Al = 0.20). Les rapport $X_{Fe^{3+}}$ et X_{Mg} peuvent varier fortement au sein d'un même échantillon, par exemple ils sont dans Inh 487 de respectivement entre 0.17 et 0.43 et entre 0.50 et 0.72.

2-Pyroxénites

Dans Inh 506, c'est un spinelle à X_{Mg} entre 0.65 et 0.68, moyennement riche en chrome ($Cr_2O_3 = 3.15$ à 5.09 wt%, Cr/Cr+Al = 0.03 à 0.05), très pauvre en Ti et en Zn. Le $X_{Fe^{3+}}$ est entre 0.08 et 0.19. Les teneurs en NiO atteignent 1.25 wt%. Le spinelle de Inh 39 est très différent. Il est beaucoup plus riche en chrome ($Cr_2O_3 = 29.98$ à 31.20 wt%, Cr/Cr+Al = 0.47 à 0.51), plus ferrifère ($X_{Mg} = 0.22$ à 0.28) et plus ferrique ($X_{Fe^{3+}} = 0.38$ à 0.40). Les teneurs en titane et en Zn restent faibles.

Dans la pyroxénite à grenat d'Amesmesssa, le spinelle a un X_{Mg} de 0.24 à 0.36, les teneurs en Cr_2O_3 varient entre 7 et 12.96 wt% (Cr/Cr+Al = 0.08 à 0.15) et $X_{Fe^{3+}}$ entre 0.08 et 0.15. Les teneurs en Zn atteignent 1.60 alors que le titane est absent.

3-Norites

La seule métanorite renfermant du spinelle a été échantillonnée à Amesmesssa (Bam 92). Le spinelle a un $X_{Mg} = 0.30$ à 0.36 avec des teneurs en Cr_2O_3 qui peuvent atteindre 11.61 wt% (Cr/Cr+Al = 0.10 à 0.14) et un rapport Fe^{3+} qui varie entre 0.12 et 0.19. Les teneurs en Zn sont très faibles et celles en titane nulles.

4- Pyrigarnites

Le spinelle des **pyrigarnites sans Qtz et sans Cpx** (Bam 67 et 95) présente un X_{Mg} entre 0.46 et 0.50 avec un $X_{Fe^{3+}}$ entre 0.06 et 0.16. Les teneurs en Cr_2O_3 sont d'environ 1.2 wt% alors que celles en ZnO et NiO atteignent à peine 0.20 wt%.

Dans les **pyrigarnites sans Qtz**, le spinelle en symplectites de Bam 70 présente un X_{Mg} compris entre 0.37 et 0.50. En fait, on a deux groupes assez distincts : 1)- les spinelles entourés par le grenat secondaire à X_{Mg} élevé (0.44 à 0.50), $X_{Fe^{3+}}$ entre 0.13 et 0.18, Cr_2O_3 entre 0.49 et 0.96 wt% et ZnO entre 1.12 et 1.36 wt% ; 2)- les spinelles associés au plagioclase à X_{Mg} bas (0.37 à 0.38), $X_{Fe^{3+}}$ entre 0.12 et 0.14, Cr_2O_3 entre 1.77 et 2.05 wt% et ZnO entre 1.42 et 1.53 wt%. Le spinelle de Bam 124 présente des compositions plus proches du premier type X_{Mg} entre 0.48 et 0.52, $X_{Fe^{3+}}$ entre 0.05 et 0.09, Cr_2O_3 entre 0.17 et 0.45 wt% et ZnO entre 0.05 et 0.27 wt%.

IX- OPAQUES

1- Péridotites

Seuls les opaques des péridotites de l'In Ouzzal Nord ont été analysées. C'est de la magnétite pouvant être relativement riche en chrome ($X_{Cr} = Cr / (Cr + Fe^{3+})$ pouvant atteindre 0.21 dans Inh 260, 0.19 dans Inh 487 et 0.06 dans Inh 474). Elle est pauvre en TiO_2 et NiO_2 , dont les teneurs sont le plus souvent inférieures à 1 wt%. Le rapport $Mg / (Mg + Fe_{2+})$ varie entre 0.02 et 0.22.

2- Pyroxénites

Inh 506 présente une magnétite ayant des teneurs moyennes en Cr_2O_3 de 4 wt%, pauvre en TiO_2 (< 0.75 wt%) et en MgO (< 0.25 wt%).

La magnétite contenue dans Bam 97 est totalement dépourvue de magnésium, renferme jusqu'à 7.5 wt% de Cr_2O_3 et est pauvre en TiO_2 (< 1 wt%).

3- Métanorites

A Amesmessa, toutes les métanorites contiennent aussi bien de la magnétite que de l'ilménite. Les opaques analysés dans Bam 102 correspondent à des ilménites pauvres en magnésium ($MgO < 0.33$ wt%) et en manganèse ($MnO < 1$ wt%) mais relativement riches en Fe^{3+} ($Fe^{3+} / Fe_t = 0.10$ en moyenne). La magnétite de Bam 92 contient jusqu'à 7.35 wt% de Cr_2O_3 (0.22 pfu), 3 wt% de TiO_2 et 3 wt% d' Al_2O_3 (les individus les plus riches en Cr sont également les plus alumineux et les plus titanifère. Bam 92 contient également de l'ilménite. Bam 99 contient de la magnétite pauvre en Al_2O_3 et TiO_2 mais pouvant contenir 2.1 wt% de Cr_2O_3 ; et de l'ilménite ayant moins de 7% de fer trivalent.

A In Hihaou, dans Inh 629, de la magnétite peut avoir jusqu'à 1%wt de Cr_2O_3 . On y observe également de l'ilménite contenant 3 wt% de MnO avec un $X_{Fe^{3+}} = 0.08$. Dans Inh 13, l'ilménite est pratiquement pure. Dans, Inh 297 et Inh 465 seule de la magnétite quasiment pure a été analysée

4- Pyrigarnites

Dans les **pyrigarnites sans spinelle**, de l'ilménite à été analysée dans Bam 101A, Bam 103 et Bam 119 alors que la magnétite n'a été analysée que dans Bam 101A. Dans cette dernière roche, l'ilménite peut renfermer environ 9% de fer trivalent (Fe^{3+}), mais pas de magnésium et peu de manganèse ($MnO < 1.2$ wt%). Dans Bam 103, la composition de l'ilménite est très variable avec des $X_{Fe^{3+}}$ allant de 0.02 à 0,20 et des teneurs en MnO de 1.70 à 4.50 wt% et de

Cr₂O₃ de 0,06 à 1 wt%. Cela traduit des zonations et des exsolutions. L'ilménite de Bam 119 comprend 8% de fer trivalent (Fe³⁺/Fe_t) et 3,26 wt% de MnO. La magnétite de Bam 101A renferme de 0.26 à 6,06 wt% d'Al₂O₃ avec peu de TiO₂ (0 à 0.26 wt%) et de Cr₂O₃ (0.54 à 0.61 wt%).

Pour les pyrigarnites d'In Hihaou, Elles renferment aussi bien de la magnétite, qui peut contenir jusqu'à 2.44 wt% de TiO₂, que de l'ilménite où le magnésium et le fer trivalent sont absents mais où le manganèse atteint 2.1 wt%.

Les **pyrigarnites sans Qtz et sans Cpx** renferment des magnétites presque pures avec peu de Cr₂O₃ et d'Al₂O₃.

X- CONCLUSIONS ET DISCUSSION

Plusieurs remarques peuvent être faites après cette étude minéralogique. Les minéraux des paragenèses primaires ont changé de composition pour s'adapter aux changements des conditions de pression et de température. Cela se traduit soit par des zonations des grains (grenat et plagioclase), soit par des évolutions traduisant des substitutions (amphibole et clinopyroxène). Pour tous les types de pyrigarnites, le grenat primaire est plus magnésien au cœur alors que sa bordure et les grenats secondaires des symplectites sont plus ferrifères. Le clinopyroxène primaire semble avoir été plus ferrifère comme le montrent les nombreuses exsolutions d'opaques qui accompagnent l'orthopyroxène et le plagioclase. Le plagioclase primaire est systématiquement zonés et beaucoup plus sodique au cœur qu'en bordure. La présence de reliques de feldspath ternaire, les teneurs élevées en aluminium dans les pyroxènes (particulièrement le clinopyroxène), la présence de pigeonite et d'amphiboles riches en fluor (les plus magnésiennes) ou en chlores (les plus ferrifères) en titane et alcalins traduit le métamorphisme extrême atteint dans le terrane de l'In Ouzzal.

Une étude comparée entre les compositions chimiques des minéraux de roches ayant les mêmes assemblages minéralogiques, tels que les pyrigarnites sans spinelle ou les métanorites des deux principales régions étudiées, In Hihaou (In Ouzzal du Nord) et Amessmessa (In Ouzzal du Sud), montre que les minéraux d'Amessmessa sont systématiquement plus ferrifères que ceux d'In Hihaou. Cela est particulièrement vrai, pour les grenats et les amphiboles (Fig.IV-1, 6 et 7).

De même, la grande gamme de compositions des phases et la grande diversité des assemblages des roches étudiées traduit la variété géochimique des deux séries basiques et ultrabasiques d'In Hihaou et d'Amessmessa.

Chapitre V

Etude Thermobarométrique

ÉTUDE THERMOBAROMETRIQUE

I- INTRODUCTION

Le but de l'étude thermobarométrique est de reconstituer le cheminement pression-température suivi par les granulites des régions étudiées. Nous distinguerons l'estimation des conditions physiques atteintes par les paragenèses précoces au pic du métamorphisme des conditions plus tardives au cours de la baisse de la température et de la pression. Parmi les roches basiques-ultrabasiqes, les assemblages minéralogiques que présentent les pyrigarnites, en raison de variances plus faibles, se prêtent le mieux à l'utilisation de nombreux thermomètres et baromètres.

Dans l'étude des terrains granulitiques ayant subi un métamorphisme de très haute température ($> 950^{\circ}\text{C}$), les roches basiques orthodérivées sont souvent considérées comme étant un mauvais matériel pour la reconstitution des conditions du pic thermique traversées par ces formations (ex. Harley, 2003). Ceci principalement en raison de la ressemblance entre les minéralogies magmatiques et métamorphiques (ce qui est le cas des roches ultrabasiqes et des métanorites) et de la diffusion intraminérale post-métamorphique qui modifie les compositions des phases. Nous allons dans ce qui suit tester ce constat sur les pyrigarnites de l'In Ouzzal.

Le centre des grains de minéraux primaires est considéré comme représentant les compositions à l'équilibre du pic du métamorphisme. La bordure des grains des minéraux primaires et la composition des minéraux néoformés caractérisent, quant à elles, les conditions d'équilibre au cours de l'évolution rétrograde. En effet, la notion d'équilibre atteint entre les phases représentatives d'une paragenèse, spécialement entre les assemblages choisis pour la thermobarométrie, est fondamentale pour que les résultats soient significatifs.

Soulignons que chaque géothermomètre ou géobaromètre possède ses propres limites d'utilisation liées aux incertitudes des calibrations issues de données expérimentales ou de minéraux naturels, aux incertitudes liées aux données thermodynamiques, et aux incertitudes sur les modèles d'activités des minéraux.

II- GEOTHERMOBAROMETRIE CLASSIQUE DES PYRIGARNITES D'IN HIHAOU

Nous avons utilisé plusieurs thermomètres et baromètres avec à chaque fois toute une série de calibrations. Ils sont présentés dans le tableau ci-dessous :

Thermomètres	Calibrations
Grenat - Clinopyroxène	Ellis et Green (1979) Powell (1985) Pattison et Newton (1989)
Grenat - Orthopyroxène	Sen et Bhattacharya (1984) Harley (1985) Lee et Ganguly (1988)
Baromètres	Calibrations
Grt-Pl-Cpx-Qtz	Newton et Perkins (1982) Powell et Holland (1988) modèle 1 Powell et Holland (1988) modèle 2 Eckert et al. (1991)
Grt-Pl-Opx-Qtz	Newton et Perkins (1982) Bohlen et al. (1983) Perkins et Chipera (1985) Mg Perkins et Chipera (1985) Fe Powell et Holland (1988) Eckert et al. (1991)

Il est à noter que les deux baromètres cités nécessitent la présence de quartz alors que dans les roches étudiées il est absent. Cependant, ces baromètres sont usuellement utilisés pour des roches basiques sans quartz : on considère que le quartz a été complètement consommé par les différentes réactions ou alors que c'est du SiO₂, dans les fluides, qui participe aux réactions.

1- Paragenèse du Pic du métamorphisme

Les résultats thermométriques ont été obtenus essentiellement grâce à deux géothermomètres : Grt-Cpx et Grt-Opx. Au moins une demi-douzaine de couples ont été utilisés pour chaque échantillon. Pour chaque géothermomètre, les températures varient quelque peu aussi bien d'une calibration à l'autre que d'un échantillon à un autre.

Pour le géothermomètre Grt-Cpx (Fig.V-1), c'est généralement la calibration d'Ellis et Green (1979) qui fournit les températures les plus élevées. Les températures sont, à 10 kbar, de 920 ± 15°C pour Inh 587, 890 ± 35°C pour Inh 508 et 865 ± 15°C pour Inh 596. Inh 597 se singularise par des températures beaucoup plus basses, autour de 770 ± 20°C. Ceci s'explique probablement par le fait que les clinopyroxènes analysés sont extrêmement riches en exsolutions d'orthopyroxène, ce qui a probablement fortement changé leur composition originelle.

La calibration de Powell (1985) donne des températures qui sont seulement 10 à 15°C plus basses que celles fournies par la calibration d'Ellis et Green (1979). Les résultats obtenus par la calibration de Pattison et Newton (1989) sont plus variables, ils peuvent être aussi bien au

Etude Thermobarométrique

dessus ($890 \pm 15^\circ\text{C}$, Inh 596) qu'en dessous des autres calibrations d'une vingtaine de degrés.

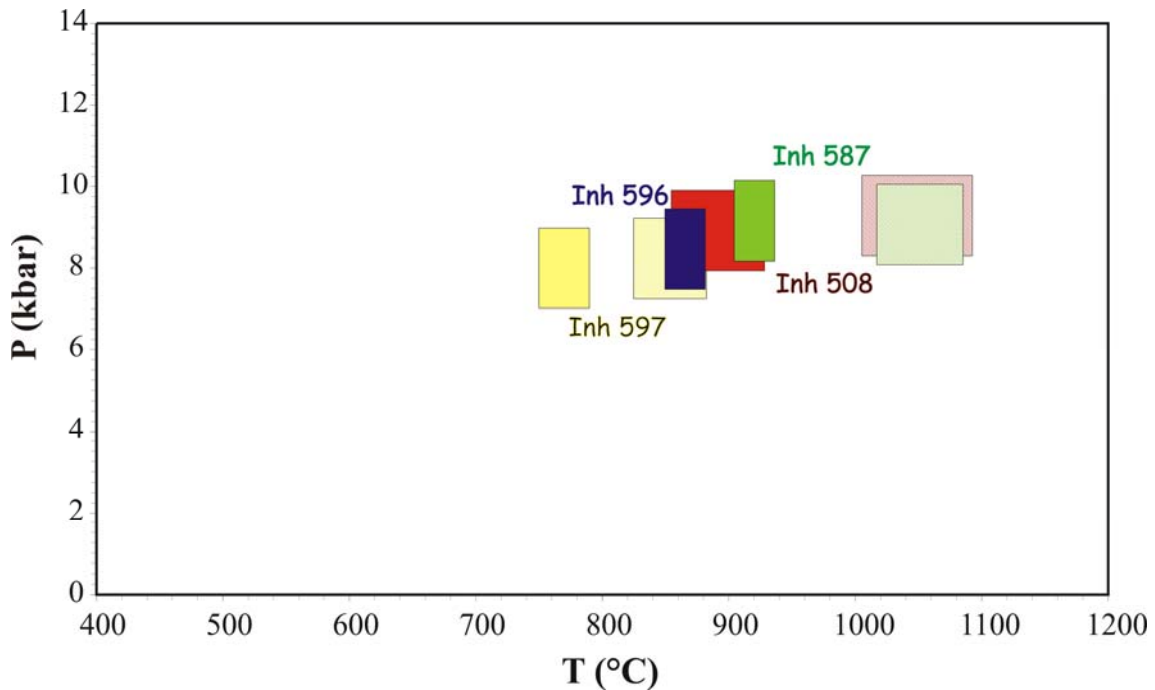


Figure V-1: Conditions calculées avec les thermomètres (Grt-Cpx = Ellis et Green, 1979 ; Grt-Opx = Sen et Bhattacharya, 1984), et baromètres classiques (Grt-Cpx-Pl-Qtz et Grt-Opx-Pl-Qtz = Newton et Perkins). Assemblages à Grt-Cpx-Pl en foncé et Grt Opx-Pl en clair. (Les cases sont construites en utilisant les résultats moyens \pm l'écart type)

Pour le géothermomètre Grt-Opx (Fig.V-1), les calibrations de Sen et Bhattacharya (1984) et de Lee et Ganguly (1988) permettent d'obtenir des températures plus élevées que pour le thermomètre précédent, entre $1050 \pm 55^\circ\text{C}$ pour Inh 508 et Inh 587 jusqu'à $850 \pm 26^\circ\text{C}$ pour Inh 597. La calibration d'Harley (1984) par contre donne des températures au moins 100°C plus basses, autour de 900°C pour Inh 508 et Inh 587 à 750°C pour Inh 597.

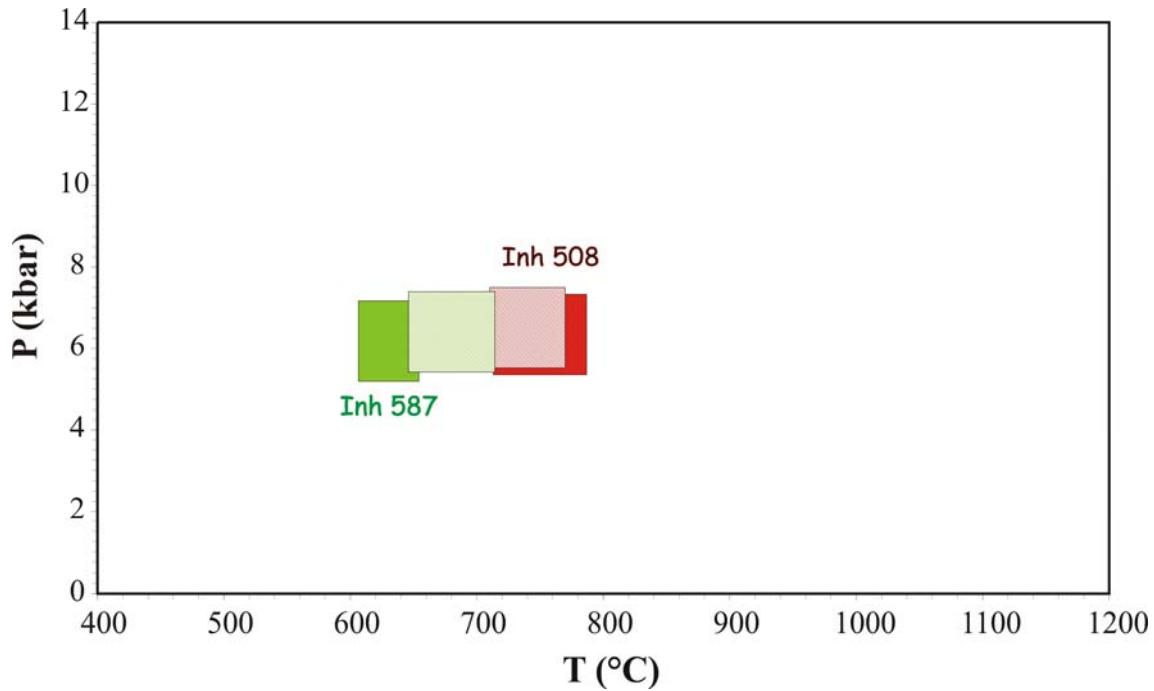
Signalons que le thermomètre amphibole – plagioclase a été utilisé lorsque cela est possible (Inh 508) et les résultats sont de $890 \pm 20^\circ\text{C}$.

En ce qui concerne la barométrie, les résultats des diverses calibrations des différents géobaromètres Grt-Pl-Cpx-Qtz (Fig.V-1), Grt-Pl-Opx-Qtz (Fig.V-1) et Grt-Pl-Hbl-Qtz, à quelques exceptions près, sont très regroupés autour de 9 ± 1 kbar à 900°C .

2- Paragenèse rétrograde

La calibration d'Ellis et Green (1979), du thermomètre Grt-Cpx (Fig.V-2), permet d'obtenir des températures moyennes de 747°C pour Inh 508 (texture granoblastique) à 627°C pour Inh 587. Les températures obtenues par la calibration de Powell sont de 20°C plus basses alors que celles fournies par la calibration de Pattison et Newton (1985), sont entre 476 et 635°C .

Etude Thermobarométrique



**Figure V-2 : Conditions calculées avec les thermomètres et baromètres classiques (les mêmes calibrations que pour la paragenèse primaire sont utilisées).
Assemblages à Grt-Cpx-Pl en foncé et Grt Opx-Pl en clair.
(Les cases sont construites en utilisant les résultats moyens \pm l'écart type)**

En ce qui concerne les calibrations du thermomètre Grt-Opx (Fig.V-2), comme pour la paragenèse primaire, les calibrations de Sen et Battacharya (1984) et Lee et Ganguly (1988) fournissent des températures pratiquement identiques, entre 676 et 732°C pour les différents échantillons. La calibrations d'Harley donne des températures plus basses, entre 625 et 665°C.

Les diverses calibrations des baromètres choisis, Grt-Pl-Cpx-Qtz et Grt-Pl-Opx-Qtz (Fig.V-2), permettent d'obtenir des pressions de 6.5 ± 1 kbar à 750°C.

III- GEOTHERMOBAROMETRIE AUTOMATIQUE DES PYRIGARNITES D'IN HIHAOU

Malgré la simplicité de la théorie thermodynamique son application pratique pour une estimation précise de la pression et de la température est d'une grande complexité à cause des incertitudes considérables qui l'accompagnent. Toute une série de sources d'erreurs peut être citée. Les deux sources d'erreurs les plus importantes sont : 1)- Les erreurs sur la détermination des températures pour les baromètres, et des pressions pour les thermomètres. En effet, la grande majorité des thermobaromètres dépendent, à un degré ou à un autre, en même temps de la pression et de la température, en raison de la pente des courbes d'équilibre 2)- Les incertitudes sur le modèle d'activité des minéraux correspondant à des solutions solides, comme le grenat, le clinopyroxène, l'orthopyroxène, l'amphibole et le plagioclase ;

Etude Thermobarométrique

certaines très complexes et pouvant mettre en compétition plusieurs éléments chimiques sur plusieurs sites cristallographiques.

Pour contraindre au maximum les résultats et quantifier cette incertitude, certains auteurs, en particulier Powell et Holland (1988 à 1998) et Berman (1988, 1990), préconisent l'obtention d'une cohérence interne de thermomètres et baromètres. Ceci consiste à utiliser les mêmes données thermodynamiques et modèles d'activité pour les minéraux, et à calibrer empiriquement toutes les réactions possibles entre leurs différents pôles purs de ces phases.

Nous avons utilisé le logiciel Thermocalc de Powell et Holland (1988-1998) capable d'accomplir plusieurs applications. Parmi celles-ci, le calcul de la température et/ou la pression correspondante, en introduisant les activités des pôles des différentes phases constituant un assemblage ; et la possibilité de contraindre les conditions de formation de plusieurs assemblages minéralogiques des différents types de roches. Les différentes activités ont été calculées par le programme "ax" de Holland (1996, non publié).

1- Paragenèse du pic du métamorphisme

Les conditions du pic du métamorphisme ont été déterminées grâce aux échantillons Inh 508-2 et Inh 596.

Inh 508-2

Activités

Les activités des pôles purs, concernant les différentes phases, sont présentées ci-dessous :

	py	alm	gr	di	hed	cats	en
a	0.0690	0.0730	0.0134	0.540	0.280	0.138	0.290
sd(a)/a	0.31312	0.30492	0.52324	0.06348	0.13302	0.22291	0.15123
	fs	mgts	an	ab	tr	ts	
a	0.140	0.0220	0.590	0.480	0.00880	0.00100	
sd(a)/a	0.23500	0.45455	0.05043	0.08112	0.49271	0.84000	
	parg	ilm	ru	H2O			
a	0.0580	1.00	1.00	0.300			
sd(a)/a	0.31121	0	0				

Average PT

Le système de réactions indépendantes obtenu est le suivant :

- 1) $3di + 3cats = py + 2gr$
- 2) $3cats + 3en = 2py + gr$
- 3) $gr + 3fs = alm + 3hed$
- 4) $3hed + 3cats = alm + 2gr$
- 5) $3fs + 3mgts = py + 2alm$
- 6) $alm + gr + 2ru = hed + 2an + 2ilm$
- 7) $12di + 3ts = 2py + 4gr + 3tr$
- 8) $18di + 12an + 3parg = 5py + 10gr + 3ab + 3tr$
- 9) $9di + 18an + 6parg = 11py + 13gr + 6ab + 6H2O$

Etude Thermobarométrique

Ces réactions aboutissent, en fonction de l'activité d'H₂O, aux conditions pressions, températures et diagnostics suivantes :

aH ₂ O	avP	sd	avT	Sd	fit	fit lim
0.1	11.5	1.3	899	67	1.58	1.42
0.2	12.1	1.1	982	65	1.32	1.42
0.3	12.5	1.1	1036	64	1.18	1.42
0.4	12.8	1	1077	63	1.09	1.42

'sd' est l'erreur estimée sur la pression ou sur la température. Elle est calculée en utilisant les incertitudes sur les données thermodynamiques des phases pures impliquées dans les réactions indépendantes trouvées par le programme; le "fit" est le degré de conformité des résultats avec la base de données du programme. Pour que ces résultats soient acceptables le "fit" obtenu doit être inférieur au "fit" limite (fit lim) donné dans le diagnostic.

Nous remarquons que les pressions d'eau supérieures à 0,1 sont les seules à fournir des pressions et des températures acceptables. Il est connu que pour de telles roches du faciès granulitique, les aH₂O varient de 0.1 à 0.4 (Harley, 1984). Nous estimons ainsi que les résultats obtenus pour aH₂O = 0.2 – 0.4 sont les plus appropriés. Les pressions et températures moyennes correspondantes sont respectivement autour de 12 kbars et 1000°C.

Les mêmes opérations ont été effectuées, mais sans l'implication de l'ilménite et du rutile. Ce dernier est absent mais pourrait avoir été consommé dans les réactions parmi les réactants.

Average PT

Le système de réactions indépendantes obtenu est le suivant :

- 1) 3di + 3cats = py + 2gr
- 2) 3cats + 3en = 2py + gr
- 3) gr + 3fs = alm + 3hed
- 4) 3hed + 3cats = alm + 2gr
- 5) 3fs + 3mgts = py + 2alm
- 6) 12di + 3ts = 2py + 4gr + 3tr
- 7) 2py + 14hed + 2tr = 16di + 7fs + 2an + 2H₂O
- 8) 18di + 12an + 3parg = 5py + 10gr + 3ab + 3tr

Ces réactions aboutissent, en fonction de l'aH₂O, aux conditions pressions, températures et diagnostics suivants :

aH ₂ O	avP	sd	avT	Sd	fit	fit lim
0.1	10.6	2	919	79	1.65	1.45
0.2	11.4	1.8	997	76	1.39	1.45
0.3	12	1.7	1047	74	1.26	1.45
0.4	12.4	1.7	1085	73	1.17	1.45

Etude Thermobarométrique

Ces résultats sont quasiment identiques aux précédents, seules les erreurs sur la pression croissent.

Inh 596

Average PT

Activités

Les activités des pôles purs, concernant les différentes phases, sont présentées ci-dessous :

	py	alm	gr	di	hed	cats	en
a	0.0340	0.110	0.00900	0.370	0.270	0.0930	0.310
sd(a)/a	0.41133	0.24416	0.56453	0.11907	0.13846	0.24679	0.14283
	fs	mgts	an	ab	tr	ts	
a	0.140	0.0250	0.660	0.440	0.00793	0.00130	
sd(a)/a	0.23500	0.40000	0.05000	0.09408	0.49790	0.55751	
	parg	ilm	ru	H2O			
a	0.0320	1.00	1.00	0.400			
sd(a)/a	0.39959	0	0				

Le système de réactions indépendantes obtenu est le suivant :

- 1) en + mgts = py
- 2) 3di + 3mgts = 2py + gr
- 3) di + 2mgts = py + cats
- 4) cats + 2fs = alm + hed
- 5) 3fs + 3mgts = py + 2alm
- 6) alm + gr + 2ru = hed + 2an + 2ilm
- 7) 12di + 3ts = 2py + 4gr + 3tr
- 8) 18di + 12an + 3parg = 5py + 10gr + 3ab + 3tr
- 9) 9di + 18an + 6parg = 11py + 13gr + 6ab + 6H2O

Ces réactions aboutissent, en fonction de l'aH₂O, aux conditions pressions, températures et diagnostics suivants :

aH ₂ O	avP	sd	avT	sd	fit	fit lim
0.1	9.7	1.1	838	60	1.47	1.42
0.2	10.1	1	908	57	1.24	1.42
0.3	10.4	0.9	954	56	1.13	1.42
0.4	10.6	0.9	988	56	1.06	1.42

Nous constatons que les P-T sont globalement légèrement plus basses que celles obtenues avec l'échantillon Inh 508. Toutefois, en considérant les marges d'erreur, ces résultats demeurent relativement homogènes. Là encore, seules les pressions et températures pour des activités d'eau supérieures à 0,1 ont des fit inférieurs au fit limite. Les résultats obtenus pour aH₂O = 0.2 – 0.4 sont autour de 10 kbar et 950°C.

Comme précédemment nous avons recalculé les conditions du pic sans l'implication de l'ilménite et du rutile.

Etude Thermobarométrique

Average PT

Le système de réactions indépendantes obtenu est le suivant :

- 1) $en + mgts = py$
- 2) $3di + 3mgts = 2py + gr$
- 3) $di + 2mgts = py + cats$
- 4) $cats + 2fs = alm + hed$
- 5) $3fs + 3mgts = py + 2alm$
- 6) $12di + 3ts = 2py + 4gr + 3tr$
- 7) $27mgts + 6tr = 19py + 2gr + 6an + 6H_2O$
- 8) $18di + 12an + 3parg = 5py + 10gr + 3ab + 3tr$

Ces réactions aboutissent, en fonction de l' a_{H_2O} , aux conditions pressions, températures et diagnostics suivants :

a_{H_2O}	avP	sd	avT	sd	fit	fit lim
0.1	8.6	1.9	846	64	1.53	1.45
0.2	9.2	1.7	915	61	1.3	1.45
0.3	9.6	1.7	960	60	1.18	1.45
0.4	9.9	1.6	993	60	1.11	1.45

Comme pour l'échantillon Inh 508-2, ces résultats sont quasiment identiques aux précédents, seules les erreurs sur la pression sont plus importantes.

2- Paragenèse rétrograde

Les conditions rétrogrades du métamorphisme ont été déterminées grâce à l'échantillon Inh 508-2.

Average PT

Activités

Les activités des pôles purs, concernant les différentes phases, sont présentées ci-après :

	py	gr	alm	en	fs	mgts	
a	0.0460	0.0101	0.110	0.320	0.160	0.0110	
sd(a)/a	0.37060	0.55297	0.24416	0.13872	0.21600	0.90909	
	an	ab	ts	parg	ilm	ru	H ₂ O
	0.880	0.230	0.00180	0.0770	1.00	1.00	0.400
	0.05000	0.17787	0.66667	0.26873	0	0	

Le système de réactions indépendantes obtenu est le suivant :

- 1) $en + mgts = py$
- 2) $3fs + 3mgts = py + 2alm$
- 3) $2gr + 4alm + 6ru = 3fs + 6an + 6ilm$
- 4) $6en + 12an + 3parg = 5py + 4gr + 3ab + 3ts$
- 5) $9en + 18an + 6parg = 14py + 10gr + 6ab + 6H_2O$

Ces réactions aboutissent, en fonction de l' a_{H_2O} , aux conditions pressions, températures et diagnostics suivants :

Etude Thermobarométrique

aH ₂ O	avP	sd	avT	sd	fit	fit lim
0.1	7.0	1.4	694	71	1.34	1.61
0.2	7.5	1.4	757	77	1.28	1.61
0.3	7.9	1.5	799	84	1.28	1.61
0.4	8.1	1.6	831	90	1.28	1.61

Tous les résultats sont à fit inférieur au fit limite.

Il apparaît ainsi que la pyrigarnite réactionnelle Inh 508 a conservé des reliques de compositions chimiques des minéraux au cœur des grains, de plus hautes pressions que la pyrigarnite Inh 596 (Fig.V-3) qui montre une texture de rééquilibration avec des points triples et des grains plus petits, suite probablement à une recristallisation syn déformation en relation avec les températures très élevées du pic du métamorphisme qui persistent au cours de la décompression. Il est aussi remarquable de noter la grande différence calculée entre les paragenèses précoces et en symplectites dans Inh 508 (Fig.V-3).

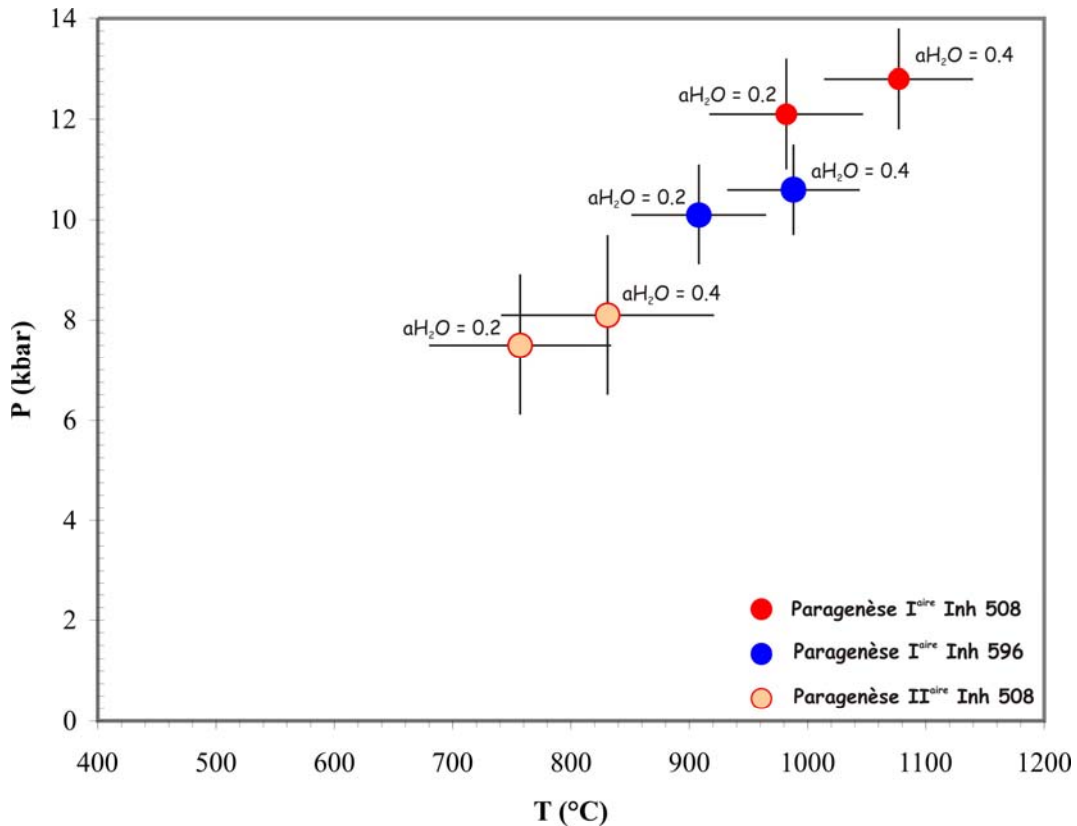


Figure V-3 : Résultats average pression-température pour les pyrigarnites d'In Hihaou

IV- GEOTHERMOBAROMETRIE CLASSIQUE DES PYRIGARNITES D'AMESMESSA

Nous avons utilisé les mêmes thermomètres et baromètres et les mêmes calibrations que pour l'étude des pyrigarnites d'In Hihaou pour estimer les températures enregistrées par les pyrigarnites

Pour plus de clarté, nous allons dans ce qui suit vous présenter les résultats obtenus grâce aux calibrations d'Ellis et Green (1979) pour le thermomètre Grt-Cpx, c'est la plus utilisée dans la littérature internationale et d'Eckert et al. (1991) pour le baromètre Grt-Pl-Cpx-Qtz qui est la plus récente. Nous soulignons que les résultats des autres calibrations citées plus haut du même baromètre sont relativement proches de celle choisie aux incertitudes près (Fig.V-4).

Les conditions obtenues se situent entre 830 et 910°C pour des pressions allant de 8 à 11 kbar pour la paragenèse primaire et entre 650 et 750°C à 5.5-8.2 kbar pour la paragenèse secondaire.

De même, en utilisant les calibrations de Sen et Bhattacharya (1984) pour le thermomètre Grt-Opx et d'Eckert et al. (1991) pour le baromètre Grt-Pl-Opx-Qtz nous obtenons les résultats ci-dessous (Fig.V-5). Là encore, nous soulignons que les résultats des autres calibrations du même baromètre sont relativement proches de celle choisie aux incertitudes près et que la calibration de Lee et Ganguly (1984) du thermomètre Grt-Opx donne les mêmes résultats que celle choisie à moins d'une dizaine de degrés près.

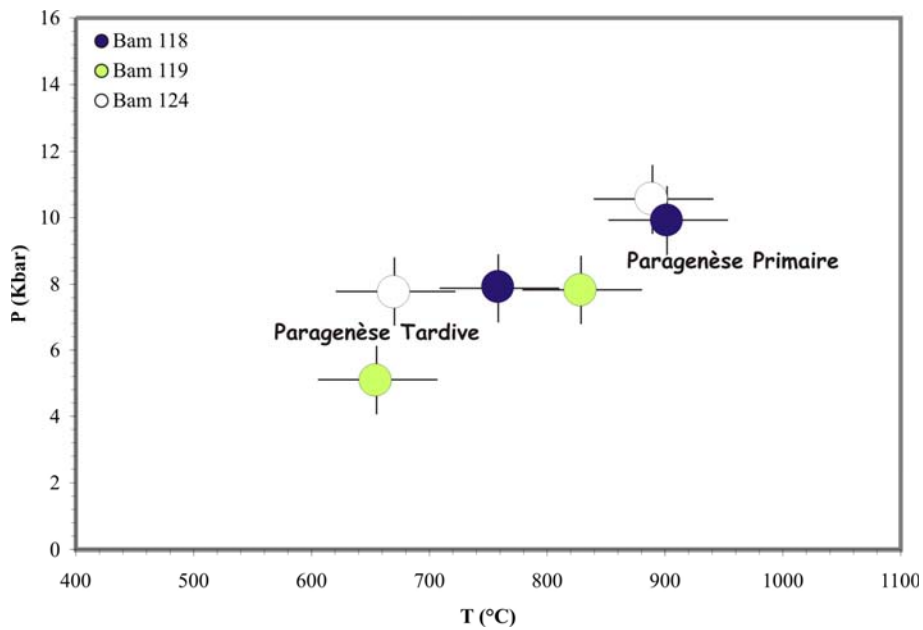


Figure V-4. : Résultats thermobarométriques obtenus grâce à l'assemblage Grt-Pl-Cpx.

Etude Thermobarométrique

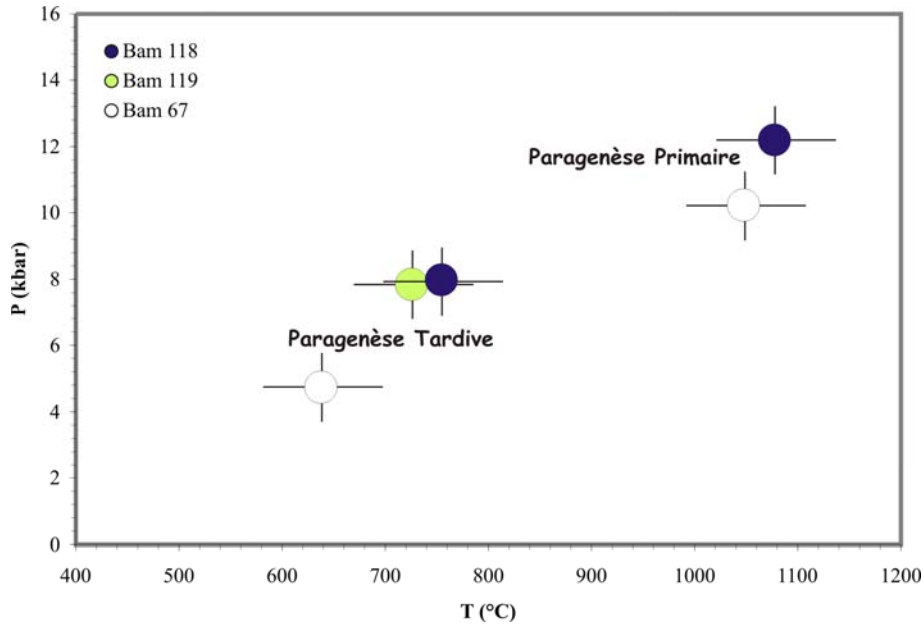


Figure V-5 : Résultats thermobarométriques obtenus grâce à l'assemblage Grt-Pl-Opx.

Les conditions obtenues se situent entre 1030 et 1050°C pour des pressions allant de 10.5 à 12.5 kbar pour la paragenèse primaire et entre 650 et 750°C à 5.0-8.0 kbar pour la paragenèse néoformée.

V- LA GEOTHERMOBAROMETRIE AUTOMATIQUE DES PYRIGARNITES D'AMESMESSA

1- Paragenèse primaire

Les conditions du pic du métamorphisme ont été déterminées grâce aux échantillons Bam 118, Bam 119 et Bam 124.

Bam 118

Activités

Les activités des pôles purs, concernant les différentes phases, sont présentées ci-dessous :

	py	gr	alm	di	hed	cats	en
a	0.0750	0.0120	0.0630	0.410	0.250	0.126	0.370
	fs	mgts	an	ab	tr	fact	ts
a	0.120	0.0360	0.620	0.490	0.0142	3.70e-5	0.00220
	parg	gl					
a	0.0670	0.00151					

Average PT

Le système de réactions indépendantes obtenu est le suivant :

- 1) $en + mgts = py$
- 2) $3di + 3mgts = 2py + gr$
- 3) $di + 2mgts = py + cats$
- 4) $12di + 3ts = 2py + 4gr + 3tr$
- 5) $11mgts + 2tr = 7py + 2cats + 2an + 2H_2O$

Etude Thermobarométrique

- 6) $alm + 12hed + 3ts = 3py + 4gr + 3fact$
- 7) $4fs + ts = py + alm + fact$
- 8) $15hed + 3ts = 2py + 4gr + 3di + 3fact$
- 9) $18di + 12an + 3parg = 5py + 10gr + 3ab + 3tr$
- 10) $12di + 6an + 3gl = 2py + 4gr + 6ab + 3tr$

Ces réactions aboutissent, en fonction de l'aH₂O, aux conditions pressions, températures et diagnostics suivants :

aH ₂ O	avP	sd	avT	sd	cor	fit	fit lim
0.1	10.8	1.9	849	66	0.206	1.61	1.39
0.2	11.5	1.8	914	66	0.239	1.45	1.39
0.3	11.9	1.8	956	67	0.261	1.36	1.39
0.4	12.3	1.7	987	68	0.277	1.31	1.39

Nous remarquons que les seules pressions et températures acceptables le sont pour des pressions d'eau égales ou supérieures à 0.3. Cependant, Il est connu que pour de telles roches du faciès granulitique, les aH₂O varient de 0.1 à 0.4 (Harley, 1984). Nous estimons ainsi que les résultats obtenus pour aH₂O = 0.3 – 0.4 sont les plus appropriés. Les pressions et températures moyennes correspondantes sont autour de 12 kbar et 970°C.

Bam 119

Activités

Les activités des pôles purs, concernant les différentes phases, sont les suivantes:

	py	gr	alm	di	hed	cats	en
a	0.0164	0.00900	0.140	0.440	0.370	0.101	0.180
	fs	mgts	an	ab	tr	fact	parg
a	0.240	0.0270	0.570	0.520	0.00210	0.000400	0.0113

Average PT

Le système de réactions indépendantes obtenu est le suivant :

- 1) $en + mgts = py$
- 2) $cats + 2en = py + di$
- 3) $gr + 3fs = alm + 3hed$
- 4) $alm + 3cats + 6en = 4py + 3hed$
- 5) $3di + cats + 2fs = py + 4hed$
- 6) $10py + 5gr + 6fact = 15cats + 15fs + 6tr$
- 7) $8py + 6fact = 2gr + 12en + 15fs + 6an + 6H_2O$
- 8) $18di + 12an + 3parg = 5py + 10gr + 3ab + 3tr$

Ces réactions aboutissent, en fonction de l'aH₂O, aux conditions pressions, températures et diagnostics suivants:

Etude Thermobarométrique

aH ₂ O	avP	sd	avT	sd	cor	fit	fit lim
0.1	9.0	1.9	966	77	0.219	1.33	1.45
0.2	10.0	1.6	1040	65	0.266	0.99	1.45
0.3	10.7	1.6	1087	69	0.297	0.81	1.45
0.4	11.2	1.7	1122	73	0.321	0.70	1.45

Ici, nous notons que les pressions et températures calculées sont acceptables pour des pressions d'eau 0.1 à 0.4. Pour aH₂O = 0.3 – 0.4, les pressions et températures moyennes correspondantes sont autour de 12 kbar et 1100°C.

Bam 124

Activités

Les activités des pôles purs, concernant les différentes phases, sont présentées dans le tableau suivant :

	py	gr	alm	di	hed	cats	an
a	0.112	0.0146	0.0480	0.630	0.150	0.166	0.690
	ilm	ru					
a	1.00	1.00					

Pour Bam 124, il n'a pas été possible d'obtenir des résultats « average P-T », où la pression et la température sont calculées simultanément. Mais les modes « average T » et « average P » permettent d'obtenir les résultats suivants :

Average T (aH₂O = 0.3)

Le système de réactions indépendantes obtenu est le suivant :

- 1) 3di + 3cats = py + 2gr
- 2) 3hed + 3cats = 2gr + alm
- 3) gr + alm + 2ru = hed + 2an + 2ilm

P	6	7	8	9	10	11	12	13	14
avT	553	643	732	821	910	998	1087	1176	1265
Sd	342	289	238	190	148	118	111	121	148
Fit	2.9	2.5	2.1	1.7	1.3	1.0	1.0	1.1	1.4
fitlim	1.73	1.73	1.73	1.73	1.73	1.73	1.73	1.73	1.73

Les meilleurs résultats sont obtenus pour des pressions de 11 et 12 kbar (le fit le plus bas, 1.0) avec une température d'environ 1050 ±115°C

Etude Thermobarométrique

Average P (aH₂O = 0.3)

Le système de réactions indépendantes obtenu est le suivant :

- 1) gr + alm + 2ru = hed + 2an + 2ilm
- 2) gr + 2alm + 3cats + 6ru = 6an + 6ilm
- 3) py + 3gr + 2alm + 6ru = 3di + 6an + 6ilm

T	750	800	850	900	950	1000	1050	1100	1150
avP	9.7	10.0	10.4	10.7	11.0	11.4	11.7	12.0	12.4
Sd	1.49	1.35	1.22	1.11	1.01	0.94	0.94	0.97	1.01
Fit	2.1	1.8	1.5	1.3	1.2	1.0	1.0	0.9	1.0
fitlim	1.73	1.73	1.73	1.73	1.73	1.73	1.73	1.73	1.73

Les meilleurs résultats sont obtenus pour une température de 1100°C (le fit le plus bas, 0.9) avec une pression de 11.4 ± 1 kbar.

2- Paragenèse rétrograde

Les conditions du pic du métamorphisme ont été déterminées grâce aux échantillons Bam 118, Bam 119, Bam 124 et Bam 95.

Bam 118

Activités

Les activités des pôles purs, concernant les différentes phases, sont présentées dans le tableau suivant :

	py	gr	alm	en		
a	0.0430	0.0126	0.0900	0.410		
	fs	mgts	an	ab	tr	ts
a	0.0960	0.0240	0.860	0.270	0.0242	0.00270
	parg	H2O				
a	0.0830	0.100				

Average PT

Le système de réactions indépendantes obtenu est le suivant :

- 1) en + mgts = py
- 2) 2py + 3fs = 2alm + 3en
- 3) 4en + ts = 2py + tr
- 4) 33fs + 15ts = 2gr + 22alm + 6an + 9tr + 6H₂O
- 5) 18en + 12an + 3parg = 11py + 4gr + 3ab + 3tr

Ces réactions aboutissent, en fonction de l'aH₂O, aux conditions pressions, températures et diagnostics suivants :

Etude Thermobarométrique

aH ₂ O	avP	sd	avT	sd	cor	fit	fit lim
0.1	6.8	1.3	760	55	0.311	0.38	1.61
0.2	7.2	1.4	837	63	0.352	0.65	1.61
0.3	7.6	1.5	887	69	0.378	0.82	1.61

Nous remarquons que les pressions et températures sont acceptables pour des pressions d'eau de 0.1 à 0.3. Les températures qui sont les plus proches de celles estimées par la thermobarométrie classique sont celles calculées pour une activité d'eau de 0.1, 760°C pour 6.8 kbar. Cela peut s'expliquer par le fait que le métamorphisme de très haute température du pic du métamorphisme a complètement déshydraté ces roches.

Bam 119

Activités

Les activités des pôles purs sont présentées dans le tableau suivant :

	py	gr	alm	di	hed	cats	en
a	0.00500	0.00710	0.210	0.540	0.360	0.0460	0.200
	fs	mgts	an	ab	tr		
a	0.240	0.0200	0.770	0.400	0.00480		
	parg	ilm	ru	H2O			
a	0.0195	1.00	1.00	0.300			

Average PT

Le système de réactions indépendantes obtenu est le suivant :

- 1) gr + 2mgts = 3cats + en
- 2) 3cats + 3fs = gr + 2alm
- 3) cats + 2fs = alm + hed
- 4) 2py + 3fs = 2alm + 3en
- 5) py + 3hed = alm + 3di
- 6) gr + alm + 2ru = hed + 2an + 2ilm
- 7) 18di + 12an + 3parg = 5py + 10gr + 3ab + 3tr
- 8) 9di + 18an + 6parg = 11py + 13gr + 6ab + 6H₂O

Ces réactions aboutissent, en fonction de l'aH₂O, aux conditions pressions, températures et diagnostics suivants:

aH ₂ O	avP	sd	avT	sd	cor	fit	fit lim
0.1	8.2	1	729	58	0,709	1.18	1.45
0.2	8.5	0.9	772	55	0.16	1.04	1.45
0.3	8.6	0.9	799	55	0.722	0.99	1.45

Là encore, nous observons que les pressions et températures calculées sont acceptables pour des pressions d'eau de 0.1 à 0.3. La pression est d'environ 8 kbar pour une température autour de 770°C.

Etude Thermobarométrique

Bam 124

Activités

Les activités des pôles purs, concernant les différentes phases, sont présentées dans le tableau suivant :

		py	gr	alm	en		
a		0.0690	0.00980	0.0800	0.510		
		fs	mgts	an	ab	sp	herc
a		0.0540	0.0480	0.870	0.260	0.510	0.510
		ts	parg	H2O			
a		0.00900	0.240	0.200			

Average PT

Le système de réactions indépendantes obtenu est le suivant :

- 1) $6en + 3an + 3sp = 5py + gr$
- 2) $py + 3an + 3sp = gr + 6mgts$
- 3) $6fs + 3an + 3herc = gr + 5alm$
- 4) $2py + 3fs = 2alm + 3en$
- 5) $9fs + 6sp + 6ts = 8py + 4gr + 6alm + 6H_2O$
- 6) $6en + 12an + 3parg = 5py + 4gr + 3ab + 3ts$

Ces réactions aboutissent, en fonction de l'aH₂O, aux résultats suivants :

aH ₂ O	avP	sd	avT	sd	cor	fit	fit lim
0.1	5.8	1.1	725	57	0.397	1.08	1.54
0.2	6.0	1.4	798	75	0.436	1.23	1.54

Les résultats indiquent des pressions de 6 kbar pour des températures entre 725 et 800°C.

Bam 95

Activités

Les activités des pôles purs des différentes phases, sont présentées dans le tableau suivant :

		py	gr	alm	en	fs	mgts	an
a		0.0920	0.00800	0.0730	0.480	0.0580	0.0580	0.870
		sp	herc					
a		0.500	0.470					
		ilm	ru					
a		1.00	1.00					

Average PT

Le système de réactions indépendantes obtenu est le suivant :

- 1) $en + mgts = py$
- 2) $6en + 3an + 3sp = 5py + gr$
- 3) $6fs + 3an + 3herc = gr + 5alm$
- 4) $3fs + 2herc + 2ru = 2alm + 2ilm$
- 5) $2py + 3fs = 2alm + 3en$

Ces réactions aboutissent aux conditions pressions, températures et diagnostics suivants :

avP	sd	avT	sd	cor	fit	fit lim
6.5	1.1	694	96	0.735	0.68	1.61

Etude Thermobarométrique

Pour cette paragenèse où l'amphibole est absente, les conditions sont indépendantes d'aH₂O. On obtient des conditions d'environ 700°C et 6.5 kbar, conformément aux conditions obtenues sur les paragenèses à amphibole.

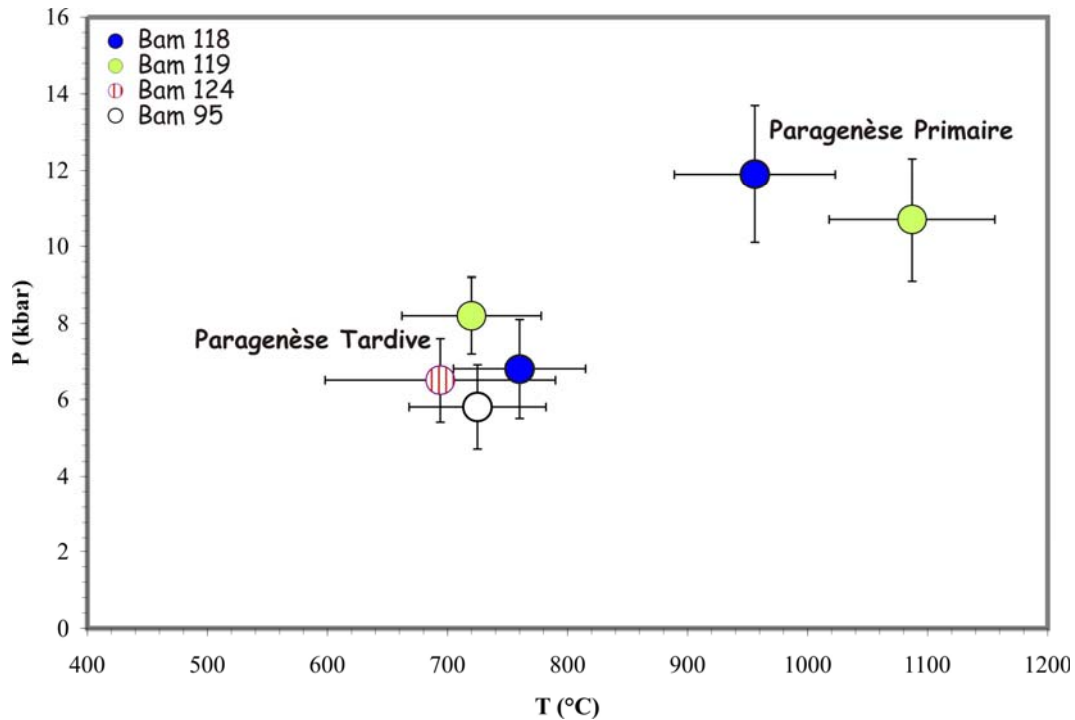


Figure V-6 : Résultats thermobarométriques obtenus grâce à Thermocalc (Powell et Holland, 1998).

Ainsi, ces résultats (Fig.V-6) montrent deux ensembles de conditions pression-température bien distincts. Ils correspondent à une paragenèse primaire ayant conservé des conditions extrêmes avec des températures autour de 1000°C pour une pression d'environ 12 kbar ; et une paragenèse tardive ayant enregistré des températures autour de 750°C et une pression de 6.5 ± 1.5 kbar.

VI- CONCLUSION

La thermobarométrie aussi bien classique qu'automatique confirme les conditions extrêmes, de très haute température traversées par les formations granulitiques de l'In Ouzal, des températures supérieures à 950°C, et ceci aussi bien au Nord qu'au Sud de ce terrane. C'est la première fois que nous avons la confirmation que les formations basiques, comme les granulites Al-Mg ou les formations ferrifères litées ont enregistré les conditions du pic du métamorphisme. Cette étude montre également que l'histoire post-pic du métamorphisme correspond en même temps à une baisse de pression et de température menant les formations

Etude Thermobarométrique

étudiées d'un pic à plus de 1000°C et 12 kbar à des conditions d'environ 700°C et 5-8 kbar. Les réactions qui permettent la formation de grenat aux dépens des associations à orthopyroxène-plagioclase confirment que les derniers stades des cheminements P-T de l'In Ouzzal sont en relation avec une baisse de température. Le cheminement isotherme en décompression depuis une pression de 11 kbar vers 6 Kbar bien contraints par les constructions de pseudosections (FMAS et KFMASH, Bertrand et al., 1992, Ouzegane et Boumaza, 1996, Ouzegane et al., 2003a, Adjerid et al., 2007), n'est pas montré par la thermobarométrie classique dans les granulites Al-Mg ; il en est de même dans les granulites basiques. Il est possible que les températures contemporaines des réactions de décompression comme $Gt + Cpx \rightleftharpoons Opx + Sp + Pl$ ne soient plus conservées. Seules les températures de diffusion entre les grains autour de 700 °C et probablement contemporaines de la formation des couronnes de grenat les plus tardives sont préservées.

Des pseudosections construites dans le CNFMAS(H) permettent d'affiner le cheminement pression-température suivi par les pyrigarnites de l'In Ouzzal et d'expliquer certaines caractéristiques des relations de phases qu'on y observe. Dans ce qui suit nous avons utilisé trois pseudosections P-T calculées par Stipska et Powell (2005) et une de Groppo et al. (2007) que nous avons modifiées (Fig.V-X et). Ils ont utilisé des compositions très proches de celles des pyrigarnites les plus ferrifères échantillonnées à Amessmessa. Nous avons également construit une pseudosection P-aH₂O à température constante (Fig. V-X), suivant la méthode de Stipska et Powell (2005). Toutes ont été calculées grâce au logiciel Thermocalc de Powell et Holland (1988-1998). Deux problèmes majeurs nous empêchent de calculer des pseudosections qui correspondent vraiment aux compositions des roches étudiées :

1- Il est difficile de maintenir stable de l'amphibole, dans le système CNFMASH, pour des températures qui dépassent 900°C. En effet, les pyrigarnites de l'In Ouzzal contiennent toutes de l'amphibole appartenant à la paragenèse du pic du métamorphisme. Cette amphibole est stabilisée, aux températures extrêmes dépassant 1050°C, par leurs fortes teneurs en fluor et en titane. Les données thermodynamiques d'une amphibole contenant ces éléments ne sont pas disponibles.

2- Thermocalc ne permet pas l'utilisation d'un modèle de clinopyroxène qui contient en même temps la molécule tschermak et la molécule jadéite. Ainsi, avec le clinopyroxène disponible (sans Na), une réaction aussi essentielle que $Grt + Cpx \rightleftharpoons Opx + Pl$ ne peut être visible pour une autre composition du plagioclase autre que l'anorthite.

Etude Thermobarométrique

La figure VI-7A montre une pseudosection construite dans le système CNFMAS. Elle confirme qu'on passe d'une paragenèse à Grt-Cpx-Pl à une paragenèse à Grt-Cpx-Spl-Opx-Pl puis à Cpx-Opx-Spl-Pl par décompression. On observe également, que plus la température augmente plus la pression à laquelle le quartz disparaît est élevée. Il est intéressant de noter que l'assemblage à Cpx-Opx-Spl-Pl, l'un des plus tardifs dans certaines des roches étudiées, est en équilibre pour une pression d'environ 6 kbar à des températures supérieures à 800°C. Le grenat séparant les phases des symplectites à Spl-Opx-Pl se forme suite à une baisse de température. La figure VI-7B utilisant la même composition chimique mais avec des teneurs plus élevées en SiO₂ montre que cela induit une apparition de l'orthopyroxène suite à une réaction qui implique le quartz $\text{Grt} + \text{Cpx} + \text{Qtz} \Rightarrow \text{Opx} + \text{Pl}$, et que cela se fait avant l'apparition du spinelle, à l'inverse de la pseudosection précédente.

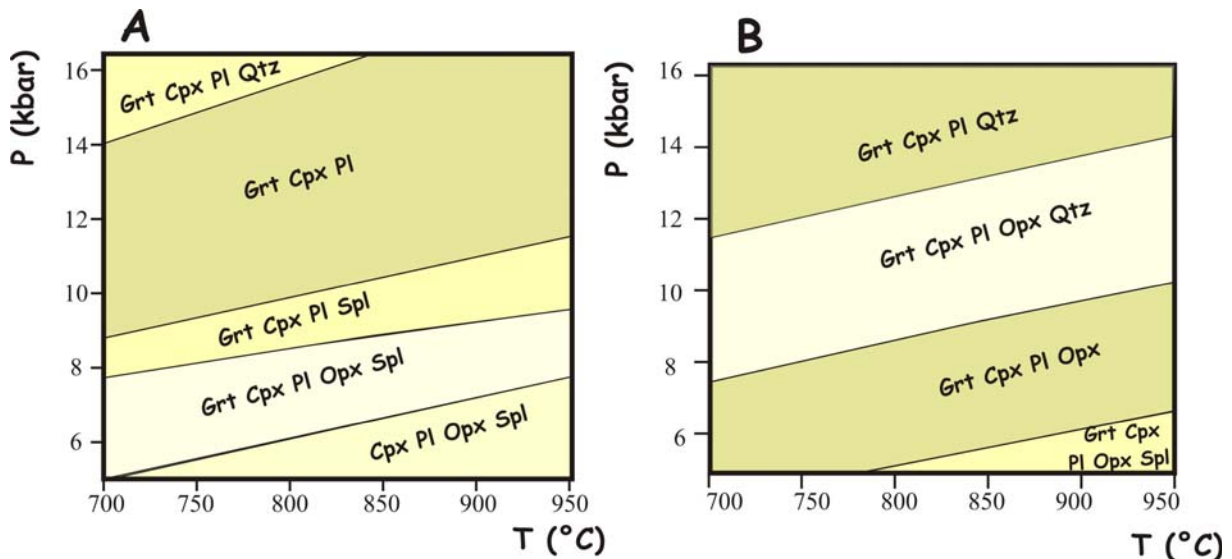


Figure V-7 : Pseudosections P-T dans le système CNFMAS ($X_{\text{Mg}} = 0.58$) impliquant Grt-Cpx-Pl-Opx-Spl-Qtz. La composition utilisée pour la pseudosection A est la même qu'en B à l'exception d'une augmentation en SiO₂ en B.

D'après Stipska et Powell (2005) modifiées (étendues vers les hautes températures)

La pseudosection de la figure V-8, est calculée pour la même composition que pour la pseudosection de la figure V-7A, mais l'amphibole remplace le spinelle. Elle montre que même si le quartz existait au départ, ce qui pourrait être le cas pour certains échantillons d'Amessmessa (Bam 75 et Bam 119 sont à quartz normatif) ou d'In Hihaou (comme Inh 508, où du quartz a été observé en inclusion dans le grenat), il est totalement consommé par les réactions au cours du stade prograde. Elle indique que pour des pressions inférieures à 16 kbar, l'amphibole reste stable vers les hautes températures. Elle montre également qu'on passe d'un assemblage à Grt-Cpx-Am-Pl à un assemblage à Grt-Cpx-Am-Opx-Pl puis à des

Etude Thermobarométrique

assemblages à Cpx-Am-Opx-Pl par décompression. On peut également penser que le passage de l'association la plus précoce à Grt-Cpx-Am-Pl vers des paragenèses où l'orthopyroxène apparaît se fait au cours du stade prograde ce qui explique la croissance exagérée des minéraux. Le stade de baisse de température peut correspondre à un passage vers l'assemblage à Cpx-Am-Pl comme l'indiquent les exsolutions d'amphibole et de plagioclase dans le clinopyroxène d'Inh 508.

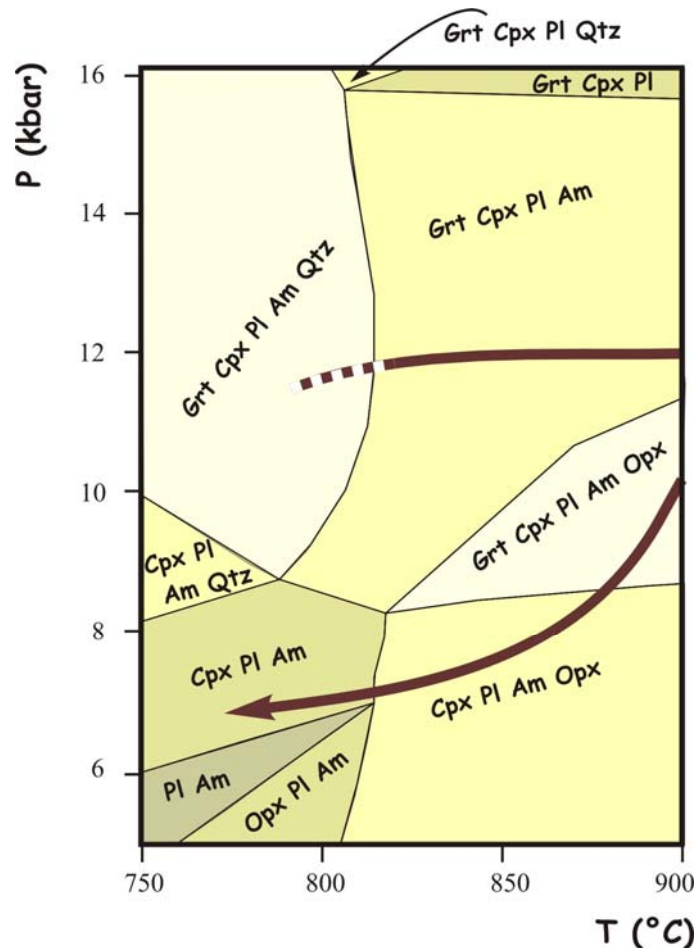


Figure V-8 : Pseudosection P-T dans le système CNFMASH (aH₂O = 1) impliquant Grt-Cpx-Pl-Opx-Am-Qtz. La composition utilisée est la même que pour la pseudosection de la figure V-A. Modifiée d'après Stipska et Powell (2005) (étendue vers les hautes températures)

La pseudosection de la figure V-9, est construite pour la même composition que pour les pseudosections précédentes. Elle montre que pour de mêmes conditions P-T-compositions chimiques (à une température contemporaine du stade le plus tardif de l'évolution granulitique éburnéenne), l'orthopyroxène est présent pour des aH₂O inférieures à 1 et que les assemblages impliquant le spinelle, tel que Opx-Spl-Pl-Am-Grt-Cpx, témoignent d'activité d'eau, très basses, moindre que ceux ne l'impliquant pas (Opx-Pl-Am-Grt-Cpx). La présence de spinelle dans les paragenèses les plus tardives implique donc une activité d'eau très basse

même au cours du stade de baisse de température. Cela confirme les calculs obtenus par le mode average P-T de Thermocalc.

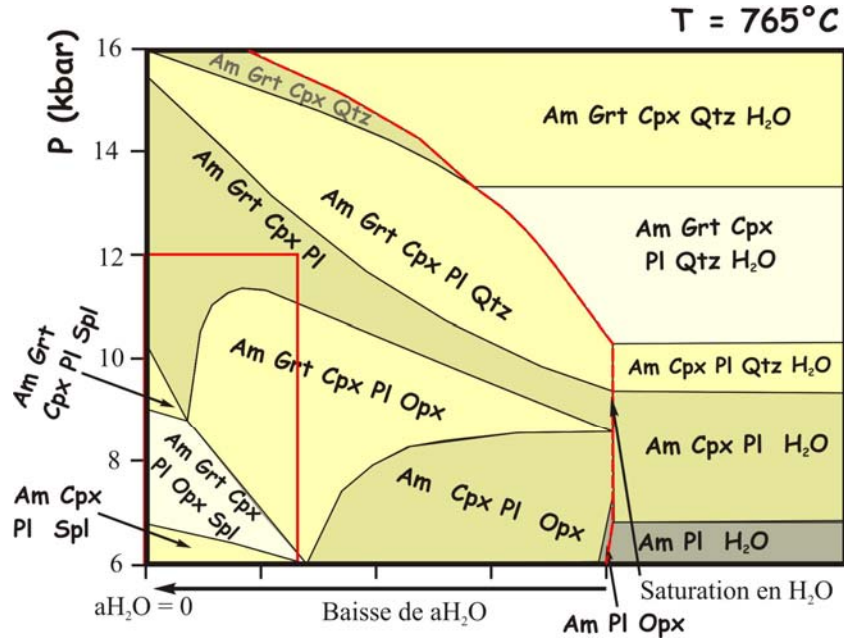


Figure V-9 : Pseudosection P-H₂O dans le système CNFMASH impliquant Grt-Cpx-Pl-Opx-Am-Spl-Qtz. La composition utilisée est la même que pour la pseudosection de la figure V-A.

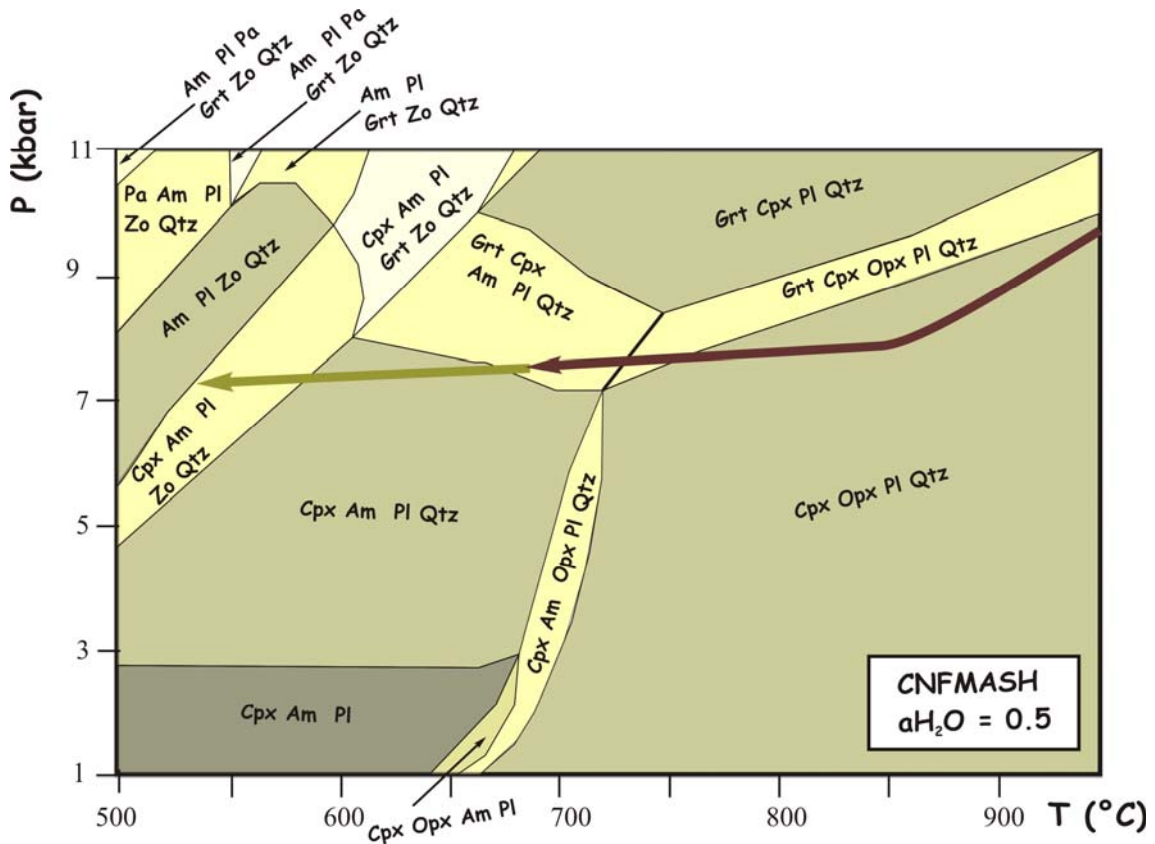


Figure V-10: Pseudosection P-T dans le système CNFMASH ($a_{H_2O} = 0.5$) impliquant Grt-Cpx-Pl-Opx-Am-Qtz. Modifiée d'après Groppo et al. (2007) (étendue vers les hautes températures).

Etude Thermobarométrique

La pseudosection P-T de la figure V-10, adaptée d'après Groppo et al. (2007), a été construite pour des compositions proches de celle d'Am16 (pyrigarnite à Qtz, sans grenat primaire). Elle illustre que l'assemblage Opx + Pl + Cpx + Qtz est stable à très haute température même pour des pressions dépassant 9-10 kbar (à 900°C) et que la réaction $\text{Opx} + \text{Pl} \rightleftharpoons \text{Grt} + \text{Cpx} + \text{Qtz}$, observée dans l'échantillon Am16 traduit bien une baisse de température. Dans cet échantillon, on observe même l'influence panafricaine avec une amphibolitisation, puis un passage vers le schiste vert comme le montre l'envahissement de la roche par une amphibole brune puis verte accompagnée par de la zoïsite.

Chapitre VI

Etude Géochimique

ETUDE GÉOCHIMIQUE

Ce chapitre sera essentiellement consacré aux roches échantillonnées dans la partie Nord de l'In Ouzzal (In Hihaou et Tekhamalt). L'étude du complexe lité d'Amesmessa, qui fera l'objet de travaux approfondis futurs, sera abordée ici principalement pour montrer que les roches basiques et ultrabasiques qui le composent sont distinctes de celles de la partie Nord.

Les données géochimiques en majeurs, traces et isotopiques en Rb-Sr et Sm-Nd sont présentées dans les tableaux de l'annexe 2.

I- Introduction

Les séries basiques et ultrabasiques de l'In Ouzzal du Nord, qui accompagnent les granulites Al-Mg, les marbres et les formations ferrifères litées dans ce qui constitue des bassins de ceintures de roches vertes, n'ont pratiquement jamais fait l'objet d'études géochimiques. Seuls Ouzegane (1987), puis Peucat et al., (1996), ont fait quelques analyses de roches totales et reconnu l'affinité de la majorité des affleurements avec les séries komatiitiques et tholéiitiques archéennes. Peucat et al. (1996) ont subdivisé les roches mafiques et ultramafiques de l'In Ouzzal du Nord en trois ensembles :

- une suite qui va des komatiites à des tholéiites. Elle aurait constitué un ensemble lité actuellement complètement démembré;
- des basaltes andésitiques intercalés aux métasédiments suivant la foliation régionale ;
- des veines anorthositiques intrusives synmétamorphiques (éburnéennes).

L'étude géochimique de ces roches pose un certain nombre de problèmes. Non seulement elles ont subi, comme toutes les roches archéennes de ce type, une altération hydrothermale après leur mise en place, mais également du métamorphisme de très haute température. Tous deux affectent les compositions magmatiques originelles à des degrés divers.

Le métamorphisme granulitique a ainsi oblitéré les textures magmatiques et les minéralogies primaires de ces roches. Il est donc impossible de reconnaître par exemple les komatiites d'une façon certaine puisque la nomenclature de ces roches repose essentiellement sur l'observation de la texture spinifex (cristallisation de l'olivine ou du clinopyroxène en cristaux squelettiques, dans un fond de verre). Ce métamorphisme a été accompagné d'une déformation intense induisant un démembrement des différentes lithologies ; et il est extrêmement difficile de définir les relations mutuelles entre les différentes roches orthodérivées. En résumé, il faut caractériser cet ensemble de roches par leurs seules

compositions chimiques, elles mêmes en partie perturbées par les phénomènes post-magmatiques.

Autre difficulté importante : la distinction entre les roches correspondant à des cumûlats et celles qui sont des liquides. Les roches ultrabasiques telles que les komatiites ont des caractéristiques qui dépendent essentiellement du fractionnement et de l'accumulation de l'olivine et présentent les mêmes compositions chimiques en éléments majeurs que des cumûlats d'olivines. Sans la persistance des textures magmatiques originelles, remplacées par une recristallisation à très haute température lors du métamorphisme granulitique éburnéen, il est impossible de faire la distinction sur des bases pétrographiques.

II- Nomenclature

Les komatiites sont définies comme étant des roches volcaniques extrusive ultramafiques, dérivant de magmas hyper-magnésiens pauvre en silice. Leur teneur exceptionnelle en MgO excède 18 % en poids d'oxydes, comparée au 10-15 % pour la majorité de roches mafiques. En outre, elles sont remarquables également par leur basse viscosité dynamique (0.1-1 Pa s) et la température élevée de leur liquidus (~ 1.600°C). Les komatiites montrent de larges variations géochimiques en éléments majeurs, mineurs et traces en fonction de leur localisation, les assemblages qui les composent et de leur âge. Le nombre de données existantes est impressionnant vue la quantité de publication y afférant (plus de 500 articles sont répertoriés sur le seul site web ISI). La composition minéralogique la plus commune des komatiites est constituée d'olivine, de clinopyroxène et de chromite auxquels s'ajoute du verre magmatique. Les basaltes komatiitiques sont dominés par les pyroxènes (augite, pigeonite magnésienne et bronzite), avec un peu de plagioclase et d'olivine (présente seulement si MgO > 12 wt%). La classification la plus utilisée les subdivise en deux grands groupes :

- les komatiites appauvries en Al, où le rapport Al_2O_3/TiO_2 est bas. Elles n'affleurent que dans les terrains archéens les plus anciens tel Barberton (3.6-3.4 Ga), d'où leur appellation de komatiites de type Barberton;

- les komatiites non appauvries en Al, où le rapport Al_2O_3/TiO_2 , entre-autres, est chondritique ($Al_2O_3/TiO_2 \sim 20$). Elles se retrouvent habituellement dans les terrains de l'Archéen tardif (2.7 Ga) et Mésozoïque (à Gorgona). La série de référence est celle de Munro (d'où leur appellation de komatiites de type Munro). Cependant, certaines komatiites de Barberton ne sont pas appauvris en Al.

Géochimie des séries basiques et ultrabasiques de l'In Ouzzal

Précisons que Malyuk et Sivoronov (1984) ont montré, dans une synthèse remarquable sur la base des seuls éléments majeurs, que les komatiites présentaient en fait une très grande variété de compositions (Tab.VI-1). En faisant une étude sur la géochimie de plusieurs dizaines de gisements de komatiites en utilisant plusieurs centaines d'échantillons, ils ont défini des évolutions moyennes dans les binaires MgO vs éléments majeurs. Ils ont ainsi remarqué qu'ils aboutissent à au moins dix-sept types de komatiites différents :

Type #	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	CaO
1	+	+	-	-
2	-	+	-	+
3	-	+	-	-
4	-	+	+	-
5	-	+	+	+
6	-	-	+	+
7	-	=	+	-
8	+	+		+
9	+	+	+	-
10	=	-	+	-
11	+	-	+	-
12	=	+	-	-
13	+	-	-	-
14	+	-	-	+
15	-	-	+	-
16	-	-	-	+
17	+	-	+	+

- + Enrichissement par rapport au trend moyen
- Appauvrissement par rapport au trend moyen
- = égal au trend moyen

Tableau VI-1: Les dix-sept types de komatiites définies par Malyuk et Sivoronov (1984).

D'ailleurs, Arndt (1993) a lui aussi remarqué que la classification des komatiites par l'utilisation de l'aluminium (komatiites appauvries ou enrichies) n'est qu'approximative. En effet, des valeurs élevées du rapport Al₂O₃/TiO₂ peuvent être dues aussi bien à des teneurs en Al₂O₃ élevées qu'à des teneurs en TiO₂ basses. Il en est de même du rapport CaO/Al₂O₃ (qui est moins fiable en raison de la relative mobilité du CaO)

Géochimie des séries basiques et ultrabasiqes de l'In Ouzzal

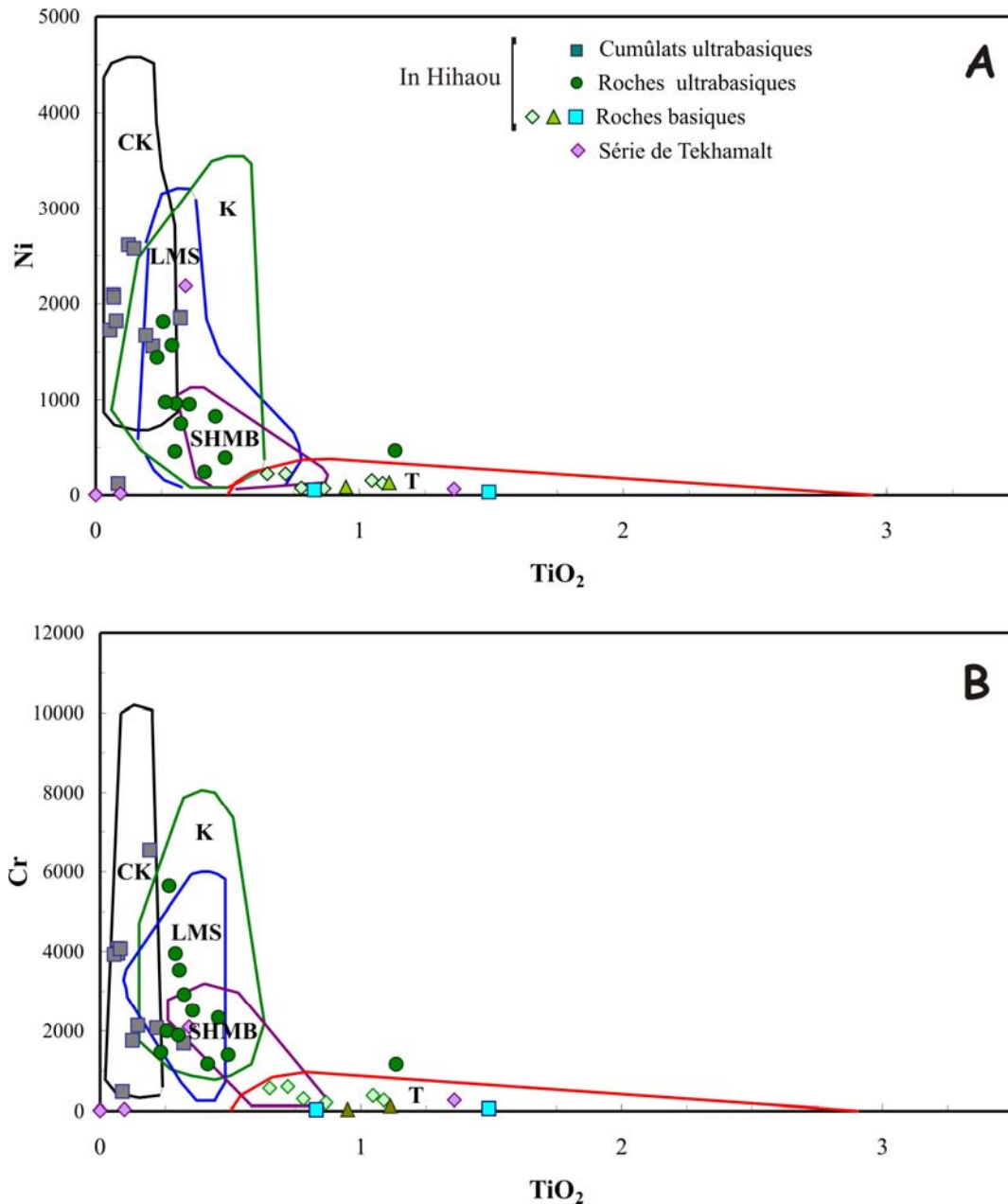


Figure VI-1 : Diagramme (A) Ni vs TiO_2 et (B) Cr vs TiO_2 de Hallberg (1985) .

CK = Cumûlats komatiitiques ; K = Komatiïtes ; T = Tholïïtes ; HMB = Basaltes hautement magnësiens ;
LMS = Sills hautement magnësiens lités

Dans cette étude, nous avons commencé par essayer de différencier les roches cumulatives des roches représentant un liquide magmatique. Comme signalé dans l'introduction de ce chapitre, cela est assez complexe en raison de la perte des textures magmatiques originelles. Néanmoins, la géochimie, particulièrement des éléments en traces, peut être d'une certaine aide. Ainsi, nous avons utilisé les deux paramètres suivants pour reconnaître les roches cumulatives :

- toutes les roches dont les teneurs en MgO sont supérieures à 30%wt, valeur considérée comme étant celle des liquides komatiitiques les plus primaires et les plus magnésiens ;

- toutes les roches dont les teneurs en éléments en traces incompatibles immobiles sont inférieures à celles du manteau primitif.

Même si ces deux paramètres ne peuvent permettre une distinction absolue la projection des roches étudiées dans des diagrammes (Fig.VI-1) comme ceux de Hallberg (1985) recoupe nos conclusions. Notons que dans ces deux binaires (Ni et Cr vs MgO) les basaltes komatiitiques et plusieurs tholéiites se projettent dans le champ des basaltes hautement silicato-magnésiens (SHMB).

Suivant l'exemple de travaux faits sur des roches de même âge (archéen) et de même type (ex. Bolhar, 2001), les échantillons étudiés ont été classés en utilisant, en plus des diagrammes de la figure (VI-1), deux autres diagrammes, le triangle Al, Mg, Fet+Ti (Jensen, 1976) et Zr/TiO₂ vs Nb/Y (Winchester and Floyd, 1977).

Selon la classification de Jensen (VI-2), celle que nous retiendrons, les roches péridotitiques et les pyroxénites (voir chapitre étude pétrographique) correspondent pour partie à des komatiites et pour partie à des basaltes komatiitiques (les komatiites à texture magmatique ont des compositions modales allant de dunites à des pyroxénites en passant par celles de péridotites). Seule une pyroxénite d'Amessmessa (Bam 92 – elle comprend cependant un peu de plagioclase secondaire) se projette dans le champ des tholéiites hautement-magnésienne. Sur les onze métanorites d'In Hihou analysées, une est un basalte komatiitique, sept correspondent à des tholéiites hautement magnésiennes ; une à une tholéiite hautement-ferrifère et deux ont des tendances andésitiques (dans un cas calco-alcaline et dans l'autre tholéiitique). Les deux métanorites analysées d'Amessmessa sont des basaltes calco-alcalins. Les échantillons de la série leuconorites-anorthosites de Tekhamalt se projettent dans le domaine des roches calco-alcalines entre andésites et rhyolites. La seule pyrigarnite analysée d'In Hihou est une tholéiite hautement ferrifère. Sur les douze pyrigarnites d'Amessmessa, trois sont des basaltes komatiitiques, trois des tholéiites hautement-magnésinnes, quatre des tholéiites hautement-ferrifère, une un basalte calco-alcalin et la dernière une dacite. Il est à noter que les roches ultrabasiques d'Amessmessa (à composition de komatiites et basaltes komatiitiques) ont tendance globalement, à teneurs égales en alumine, à être plus ferrifères, que celles d'In Hihou. Pour ce qui est de la série de Tekhamalt, la péridotite correspond à

Géochimie des séries basiques et ultrabasiques de l'In Ouzzal

une komatiite, une leuconorite est une andésite et les deux autres roches des dacites enfin l'anorthosite se projette naturellement près du pôle Al_2O_3 .

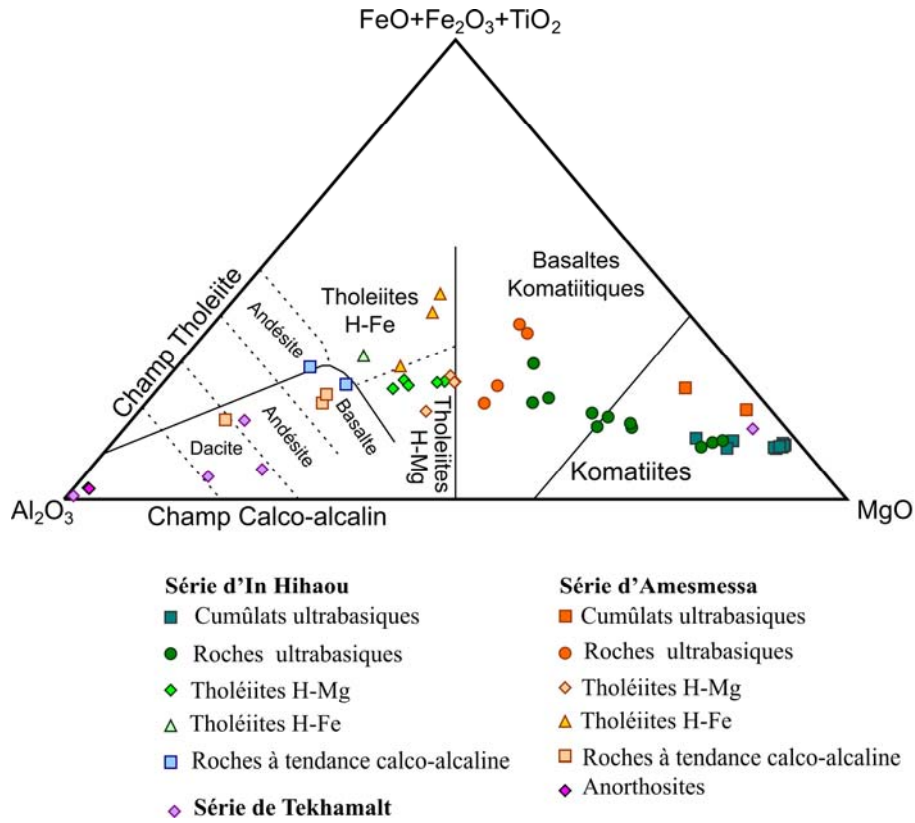


Figure VI-2: Projection des roches basiques et ultrabasiques de l'In Ouzzal dans le diagramme de classification de Jensen (1976)

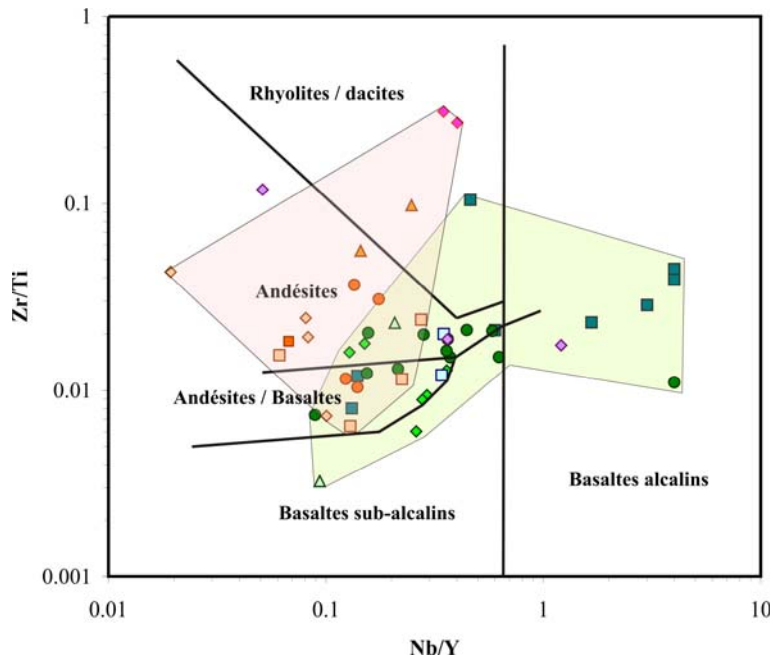


Figure VI-3 : Projection des roches basiques et ultrabasiques de l'In Ouzzal dans le diagramme de classification de Winchester and Floyd (1977). Même légende que pour la figure précédente.

Dans le diagramme binaire de Winchester and Floyd (Fig.VI-3), à quelques exceptions (essentiellement des cumûlats ultrabasiques et des anorthosites) la très grande majorité des roches étudiées se projettent dans les champs des basaltes andésitiques et des andésites. Nous pouvons également noter que ce diagramme distingue bien entre les échantillons d'In Hihaou, qui ont tendance à avoir des rapports Zr/Ti plus bas et Nb/Y plus élevés, de la série d'Amesmesssa.

III- Les effets de l'altération et du métamorphisme

Comme indiqué précédemment, toutes les roches basiques et ultrabasiques des anciennes ceintures de roches vertes sont considérées comme ayant connu l'altération hydrothermale sous-marine, du métamorphisme régional et l'altération aérienne à des degrés variables. Les compositions chimiques sont ainsi modifiées et seules de rares roches font exceptions en conservant la majeure partie de leur composition magmatique originelle.

La mobilité ou l'immobilité des éléments est fonction de paramètres physico-chimiques (ex. température, pH, ...) ainsi que d'autres facteurs tels que la concentration de l'élément dans la roche, les minéralogies primaires (magmatiques) et secondaires (d'altération ou du métamorphisme), le rapport eau/roche, les coefficients de distribution dans le fluide, etc.. Cependant, il existe un consensus sur la relative immobilité des LILE, HFSE, REE (particulièrement les terres rares lourdes - HREE) et de certains éléments majeurs. Les alcalins (Na_2O , K_2O , CaO) sont considérés comme étant très mobiles, tout comme le SiO_2 . Il peut y avoir un enrichissement en CaO et SiO_2 par formation de calcite et de quartz secondaires, ou appauvrissement par dissolution dans les fluides (ex. Duchac et Hanor, 1987). Le fer tend à s'oxyder et on passe du FeO au Fe_2O_3 (ex. Cattel, 1985). Les oxydes considérés comme étant les plus immobiles sont MgO , MnO mais surtout TiO_2 , P_2O_5 et Al_2O_3 .

Les éléments en traces compatibles (Co, Ni, Cr) ont tendance à être extrêmement immobiles (Beswick, 1982) tout comme les HFSE qui sont beaucoup moins sensibles aux perturbations secondaires que les (terres rares légères) LREE et montrent une immobilité comparable à celle des HREE (ex. Jochum et al., 1991). Cependant, des cas de mobilités d'éléments tels que Ti, Y et Zr associée à de hauts degrés de carbonatation ou des rapports eau/roche très élevés sont connus. Mais il semble qu'en dehors de cas exceptionnels, l'immobilité des HFSE et de Y soit garantie.

Il a été démontré également par Lécuyer et al. (1994) et Lahaye et Arndt (1996) que les LREE et même certains HFSE pouvaient être perturbés par des cycles d'altération/métamorphisme de bas degrés (schistes verts), particulièrement pour les roches

komatiitiques où les teneurs en ces éléments sont faibles. De plus, en raison de leur états d'oxydation variables, Ce et Eu se distinguent des autres REE et sont plus sensibles à l'altération. Des anomalies en Ce et Eu peuvent résulter de tels phénomènes secondaires. Dans les roches d'In Hihaou, certains échantillons montrent une anomalie négative prononcée en europium (Inh 225, Inh 473, Inh 474 et Inh 31). Si cette anomalie peut s'expliquer pour Inh 31, une des tholéiites hautement-magnésiennes parmi les plus évoluées, par un fractionnement de plagioclase ; elle l'est moins pour les autres échantillons qui sont des roches ultra-basiques. Dans ce cas, cette anomalie semble lier à des perturbations post-magmatiques.

Nous allons dans le reste de ce chapitre discuter plusieurs fois de la possibilité de la mobilité ou non des éléments constitutifs des roches étudiées. Des tendances cohérentes dans des diagrammes binaires suggèrent généralement une immobilité des éléments impliqués alors qu'une distribution aléatoire indique la possibilité de leur mobilité. En effet, une contamination crustale à tendance également à perturber les corrélations inter-éléments ; il faut donc distinguer entre ces deux phénomènes (mobilité suite à des processus post-magmatique – altération, circulation de fluide et métamorphisme - vs contamination) dans l'allure des « trends » dans les différents diagrammes.

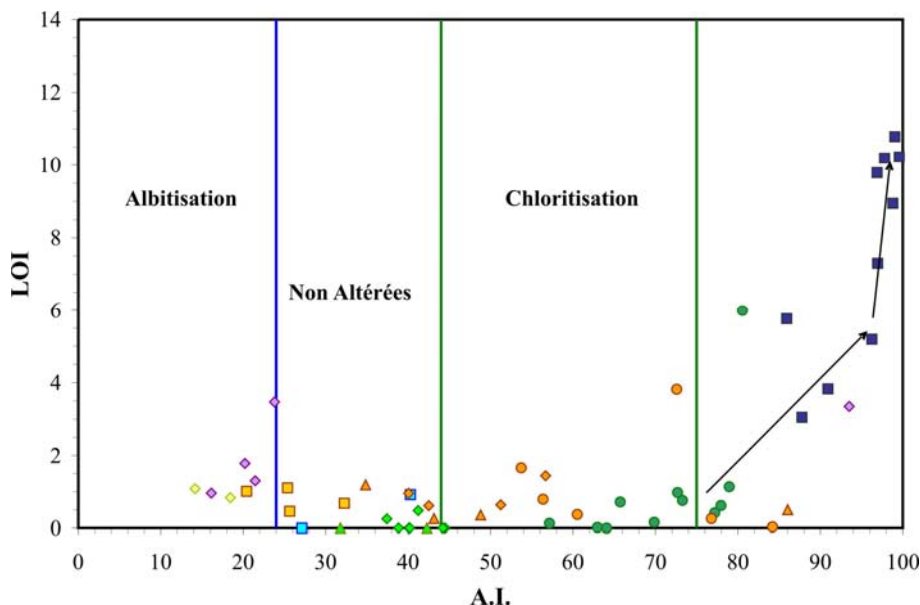


Figure VI-4 : Diagramme index d'altération vs perte au feu de Hashigushi et al. (1981).

Cependant, nous pouvons tester certains diagrammes confectionnés pour indiquer la mobilité des alcalins et d'autres pour certains éléments en traces. Ainsi, les teneurs en volatiles ($LOI = H_2O + CO_2$) sont comparées avec l'index d'altération ($A.I. = (MgO + K_2O / MgO + K_2O + Na_2O + CaO) \times 100$) de Hashigushi et al. (1981) dans la figure (Fig.VI-4). Cet index permet

d'estimer le degré de chloritisation/séricisation (valeurs > 44) et d'albitisation (valeurs < 24) dans les roches mafiques.

Les échantillons tholéitiques, aussi bien magnésiens que ferrifères, se projettent en très grande majorité dans le domaine des roches fraîches, à l'exception de quelques échantillons d'Amessmessa. Il en est de même des métanorites à affinité calco-alcaline (à l'exception d'une métanorite dacitique d'Amessmessa touchée par de l'albitisation). Toutes les anorthosites se projettent dans le domaine des roches ayant subi une albitisation – mais il est probable que ce diagramme ne soit pas adapté à ce genre de compositions qui seraient ainsi « originelles ». Les cumûlats d'olivine ou de pyroxènes et les komatiites fraîches doivent avoir normalement des index d'altération compris entre 75 et 95. C'est le cas pour une partie de nos échantillons notamment les cumûlats. Cependant, le fait qu'il existe une tendance à une corrélation positive entre A.I et LOI suggère une mobilité et qu'il existe une corrélation entre l'enrichissement en H₂O et CO₂ et cette mobilité des éléments majeurs. En fait, Arndt et al. (1993) ont montré que pour les komatiites une corrélation par exemple entre les teneurs en MgO et les teneurs en H₂O n'indiquait pas forcément la mobilité de cet oxyde en raison de la nature des phases secondaires et leurs teneurs en H₂O en fonction des teneurs en MgO de la roche (amphibole, chlorite, épidote – dans l'ordre croissant de leur teneur en eau). Cependant, une majorité des roches komatiitiques ont des index d'altération inférieurs à 75. Ceci indique que la majorité des roches ultramafiques n'ont pas conservées leurs teneurs originelles en alcalins. Ce diagramme suggère donc que c'est essentiellement les tholéiites et les roches à tendance andésitiques qui sont le moins touchées par de possible processus post-magmatiques. Le diagramme de Hugues (1973) confirme ces mêmes constatations.

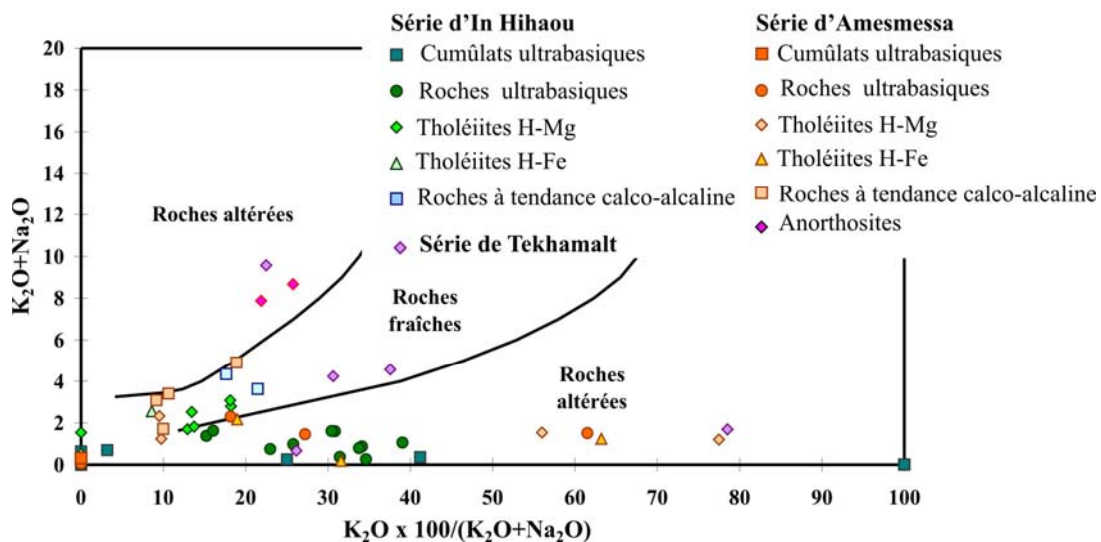


Figure VI-5 : Projection des roches basiques et ultrabasiques de l'In Ouzzal dans le diagramme de Hugues (1973).

Le calcul de la norme permet également de détecter des anomalies. Ainsi, certains échantillons ayant une composition de basaltes komatiitiques sont à quartz normatif. Ceci traduit soit une perte en d'autres éléments tels que les alcalins, soit un apport de silice par fluide hydrothermal, soit encore une contamination crustale.

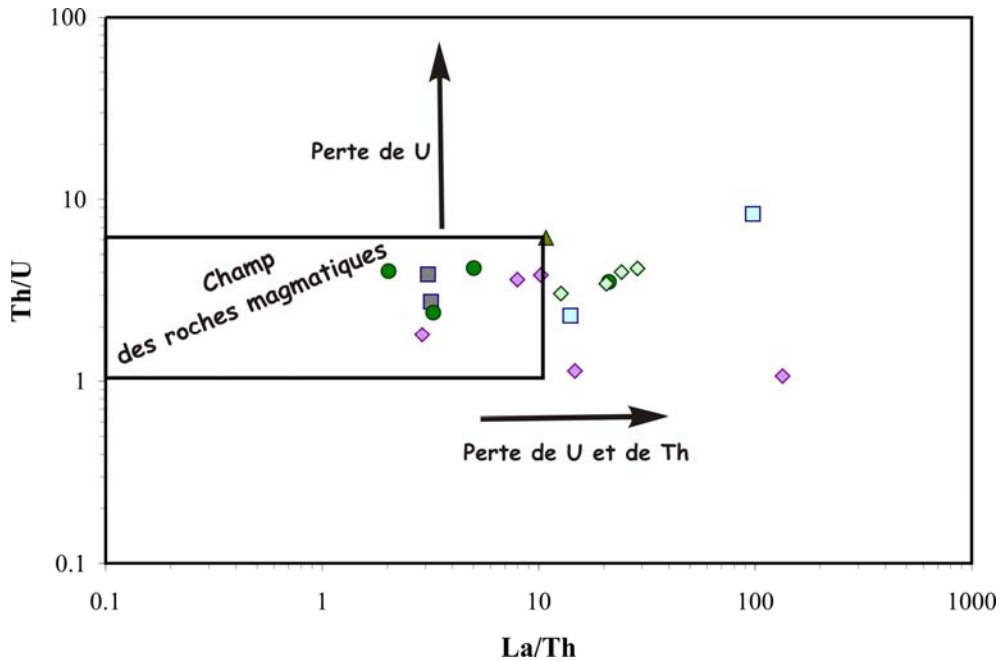


Figure VI-6 : Diagramme La/Th vs Th/U, d'après Rudnick et Presper (1990).

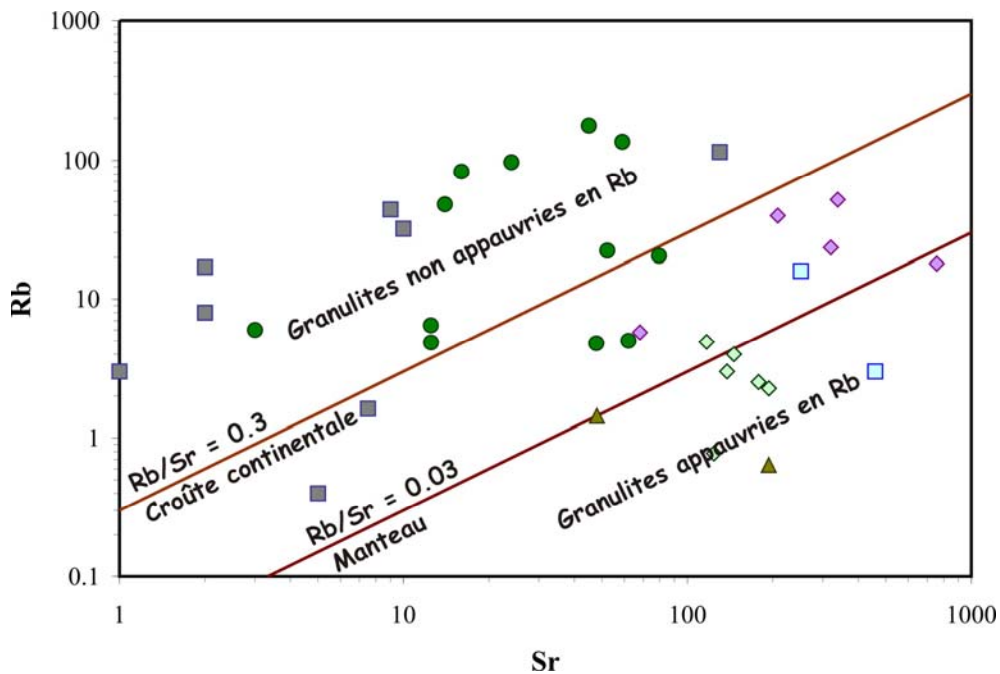


Figure VI-7 : Projection des roches basiques et ultrabasiques de l'In Ouzzal Nord dans le diagramme Rb vs Sr.

Le métamorphisme granulitique peut également avoir un effet important sur la mobilité aussi bien d'éléments majeurs tels que SiO_2 et les alcalins que des éléments en traces, en particulier les LILE (Th, Rb, etc...). Dans le cas des komatiites, cela pose un réel problème en raison du fait que des éléments comme Th et U sont souvent utilisés pour caractériser leurs différentes sources mantelliques possibles. Dans la figure VI-6, à l'inverse des échantillons de Peucat et al. (1996) où toutes les roches montraient une perte aussi bien en U qu'en Th, nous pouvons voir que plusieurs des roches ultrabasiques, y compris celles de Tekhamalt, ont gardé leur signature magmatique. Les tholéiites, bien que proches du champ des roches magmatiques, ont bien subi une perte en Th et en U. Dans la figure Sr vs Rb (Fig.VI-7), certaines tholéiites et basaltes andésitiques, qui ont un rapport Rb/Sr inférieur à celui du manteau montrent ainsi une perte en Rb, d'autres ont gardé leur rapport mantellique. Aucune des roches ultrabasiques, y compris celles de Tekhamalt, ne présentent de perte avérée en Rb.

IV- Age du magmatisme basique

L'âge du magmatisme basique et ultrabasique d'In Hihau est essentiellement contraint par l'âge des bassins de roches vertes déterminé par les plus jeunes zircons hérités, à 2.7 Ga, trouvés dans les formations paradérivées (auxquelles la série étudiée est intimement liée) et la présence de skarns au contact entre les granulites Al-Mg et les orthogneiss alcalins datés à 2.65 Ga par la méthode U-Pb sur zircon. Les nouvelles données isotopiques Sm-Nd et Rb-Sr confortent cette hypothèse

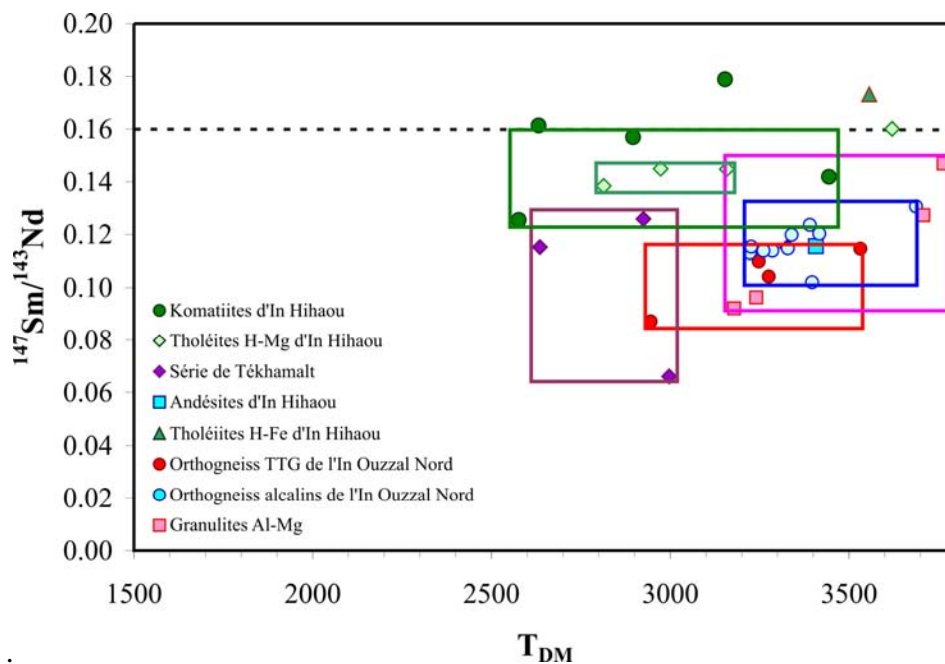


Figure VI-8 : Diagramme âge modèle (T_{DM} Nd) vs $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ des différentes lithologies de l'In Ouzzal Nord

Ainsi les plus jeunes âges modèles néodyme, calculées pour des rapports $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, inférieurs à 0.16, sont autour de 2.6 Ga (VI-8). Ceci aussi bien pour la série d'In Hihaou que pour celle de Tekhamalt. Les roches basiques et ultrabasiques d'In Hihaou montrent des âges modèles qui s'étendent entre 2.6 et 3.2 Ga ; et ceux de la série de Tekhamalt entre 2.6 et 3 Ga. Cela suggère l'implication, dans la source de ces roches, d'un matériel plus ancien.

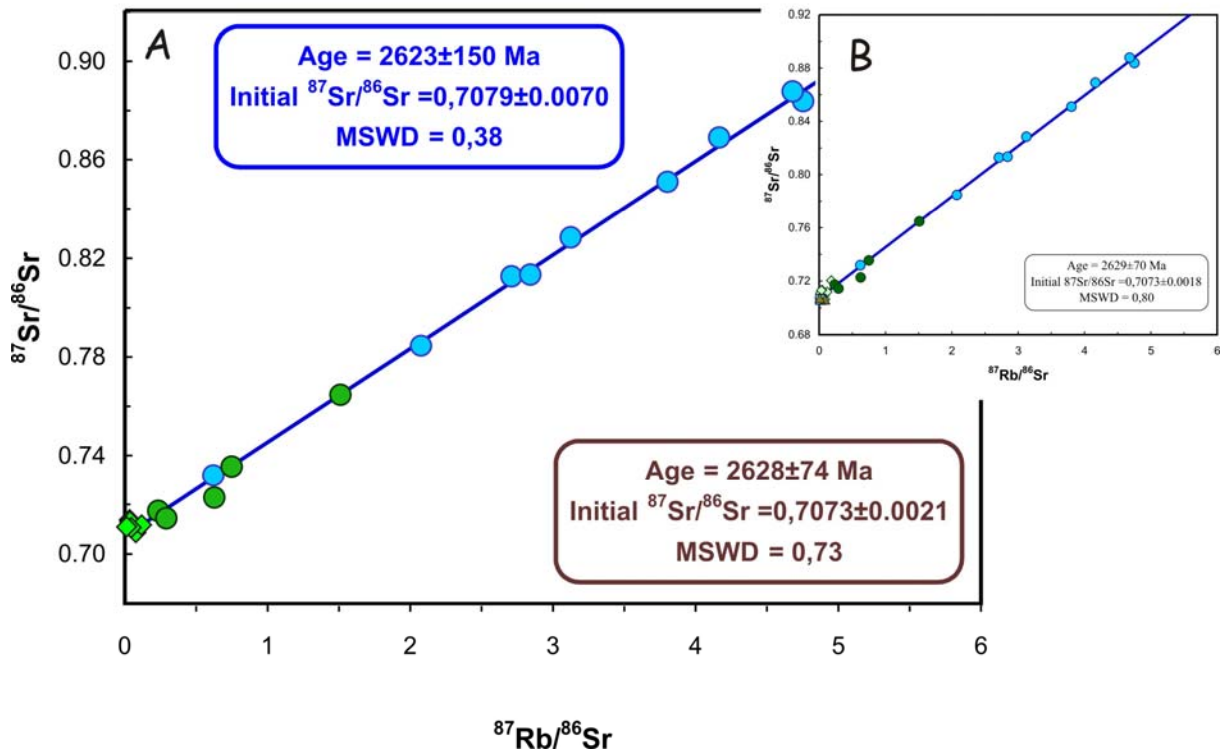


Figure VI-9: Isochrone Rb/Sr, A- avec seulement les komatiites (5 échantillons) et les tholeiites H-Mg (6 échantillons) où les roches de la série basique-ultrabasique se projettent sur la même isochrone (2.63 Ga) que les orthogneiss alcalins en améliorant le résultat.

B- en ajoutant les tholéiites H-Fe (2 échantillons) et les basaltes andésitiques (2 échantillons). (même légende que les graphes précédents avec rond bleu = Orthogneiss alcalins de l'In Ouzzal Nord- 9 échantillons analysés par Peucat et al., 1996).

Les données isotopiques Rb-Sr et Sm-Nd ne donnent pas d'isochrones pour le magmatisme basique-ultrabasique. Cependant, il est intéressant de noter que les komatiites et les tholéiites d'In Hihaou associées aux orthogneiss alcalins, datés à 2.65 Ga par la méthode U-Pb sur zircon (Peucat et al., 1996), améliorent l'isochrone Rb-Sr obtenu sur ces derniers (Fig.VI-9). Ces orthogneiss fournissent un âge de 2623 ± 150 Ma, avec un ISr de 0.7079 et un MSWD de 0.38, alors que si on ajoute les komatiites et les tholéiites hautement-magnésiennes d'In Hihaou on obtient un âge de 2628 ± 74 Ma, un ISr de 0.7073 et un MSWD de 0.73 (Fig.VI-9A). Si on ajoute en plus les tholéiites hautement-ferrifères et les basaltes andésitiques, on obtient 2629 ± 70 Ma avec le même ISr (0.7073) et un MSWD de 0.80 (Fig.VI-9B).

Ces résultats confirment non seulement l'âge vers 2.65 Ga de la série d'In Hihaou, résultat qui était attendu, mais également qu'il n'y a eu qu'une perturbation limitée des systèmes Sm-Nd et Rb-Sr. Les échantillons de Tekhamalt dont le mode d'affleurement ne permet pas de dire s'ils sont réellement associés aux bassins de roches vertes, semblent eux aussi être du même âge (3 des 4 échantillons se mettent le long de l'isochrone défini précédemment).

V- Caractéristiques géochimiques du magmatisme basique et ultrabasique d'In Hihaou

La géochimie des komatiites est contrôlée par plusieurs paramètres et processus, incluant la composition de la source et du résidu, la pression, la température, la nature et le degré de la fusion partielle, la nature et le degré de contamination par la croûte, le degré de cristallisation fractionnée et d'accumulation, et enfin le degré de remobilisation des éléments via l'altération et le métamorphisme. Il faut donc faire la « part » de chacun de ces processus.

Les binaires MgO vs Majeurs (Fig. VI-10 et 11) et traces (Fig. VI-12 et 13) montrent que les processus responsables de la chimie des roches de la région d'In Hihaou, en particulier pour les roches ultrabasiques, sont complexes et pluriels. Ces diagrammes permettent d'observer :

- qu'il existe des tendances cohérentes pour aussi bien en ce qui concerne des éléments majeurs tels que Al_2O_3 et TiO_2 que pour des éléments en traces tels que Cr, Ni, Co, Ga, Y etc. Même pour Na_2O et K_2O la perturbation semble plus en relation avec un processus de contamination qu'avec celui d'une altération.

- que les compositions des roches basiques et ultrabasiques (y compris les termes cumulatifs) aussi bien en éléments majeurs que traces se projettent dans le domaine des séries komatiitiques archéens de plusieurs régions dans le monde. Et par rapport à la moyenne, elles sont enrichies en SiO_2 et en Al_2O_3 et appauvries en TiO_2 et FeO.

- que l'évolution des komatiites aboutit systématiquement aux tholéiites hautement-magnésiennes suggérant soit un lien génétique soit un processus de mélange (ou d'AFC). Et les tholéiites hautement-magnésiennes aboutissent à leur tour aux basaltes andésitiques.

- La pente des alignements des échantillons indique le fractionnement pour les komatiites essentiellement de l'olivine mais également de la chromite (Cr vs MgO) et du clinopyroxène (CaO vs MgO), et pour les tholéiites hautement magnésiennes de pyroxènes et de plagioclase.

- des trends suggèrent également une contamination par les différents pôles de la croûte ouzzalienne (les granulites Al-Mg, orthogneiss TTG, orthogneiss alcalins). Ceci s'exprime par des allures qui soit aboutissent à ces pôles soit subissent des perturbations en leur direction.

- peu d'échantillons se projettent d'une manière plus aléatoire indiquant l'influence de l'altération et/ou du métamorphisme.

Géochimie des séries basiques et ultrabasiques de l'In Ouzzal

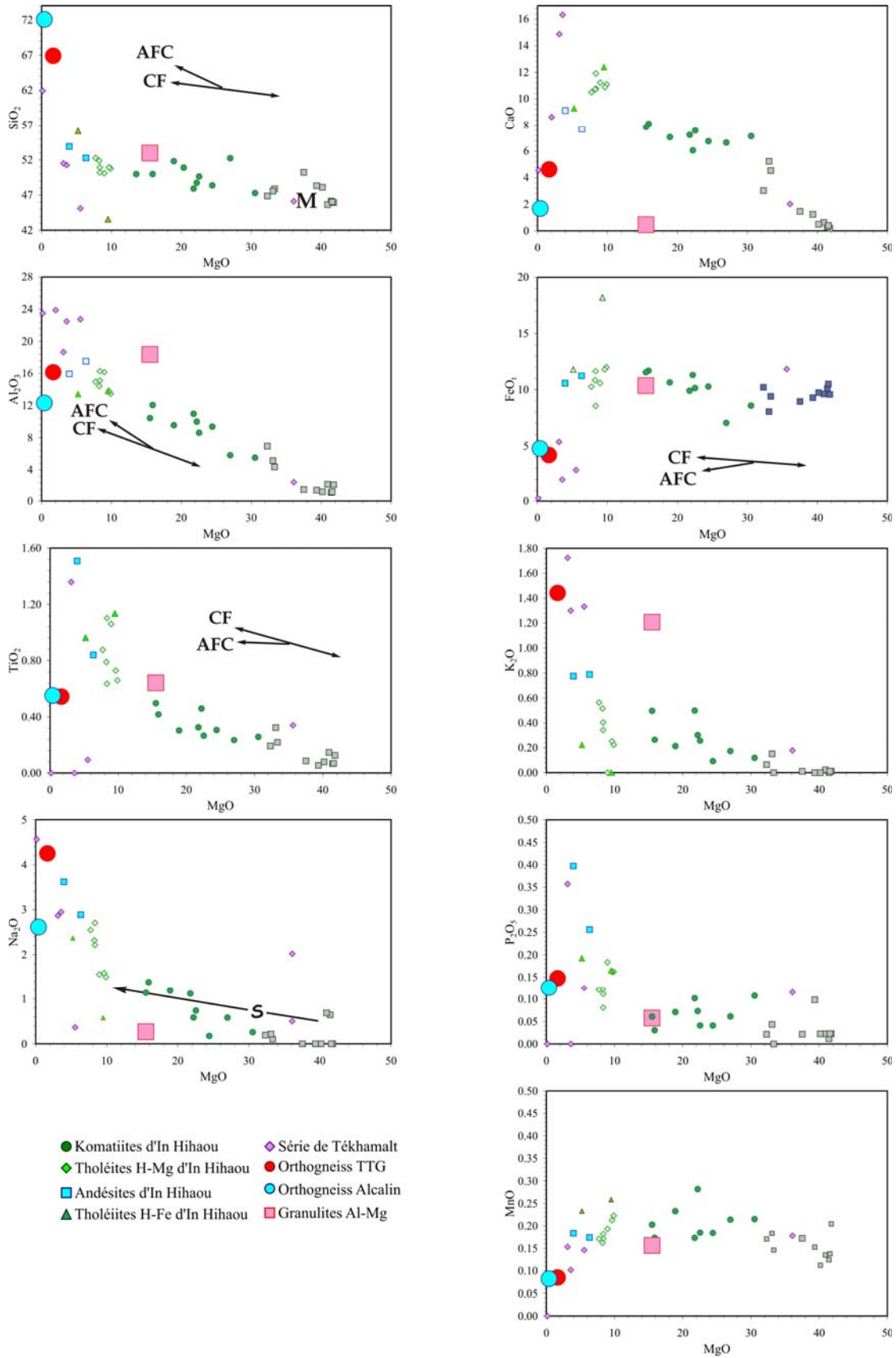


Figure VI-10: Binaires Majeurs vs MgO,
CF = Cristallisation Fractionnée (olivine), AFC = Assimilation - Fractionnement - Cristallisation.
S = évolution des teneurs en Na₂O vs MgO des komatiïtes de Saskmar (Zimbabwe)

Géochimie des séries basiques et ultrabasiques de l'In Ouzzal

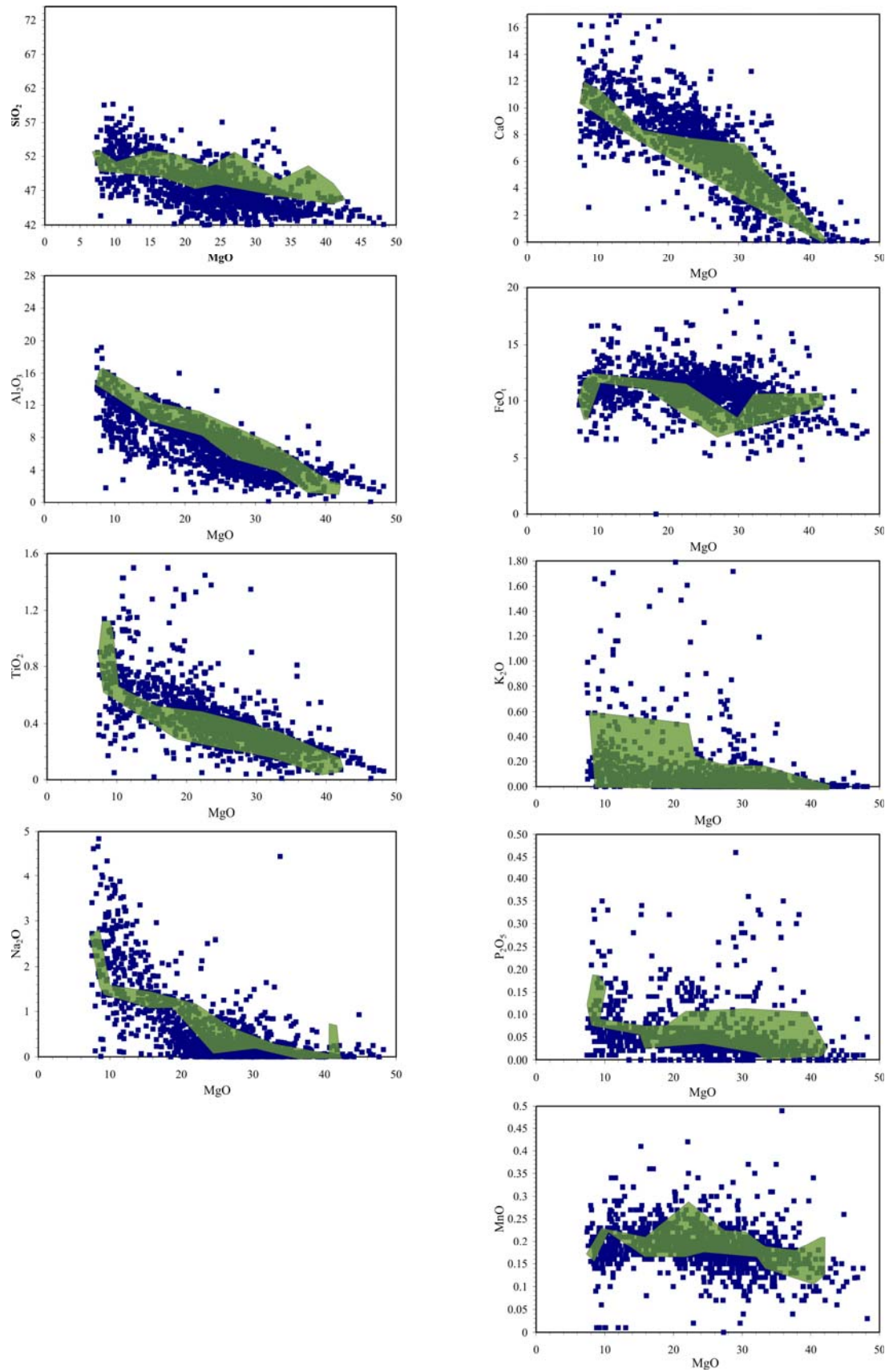


Figure VI-11 : Binaires Majeurs vs MgO.

En bleu = composition de séries komatiitiques archéennes (Base de données GERM, in www.earthref.org);
 Champ vert = komatiites, basaltes komatiitiques et tholéiites hautement-magnésiennes
 de l'In Ouzzal Nord.

Géochimie des séries basiques et ultrabasiques de l'In Ouzzal

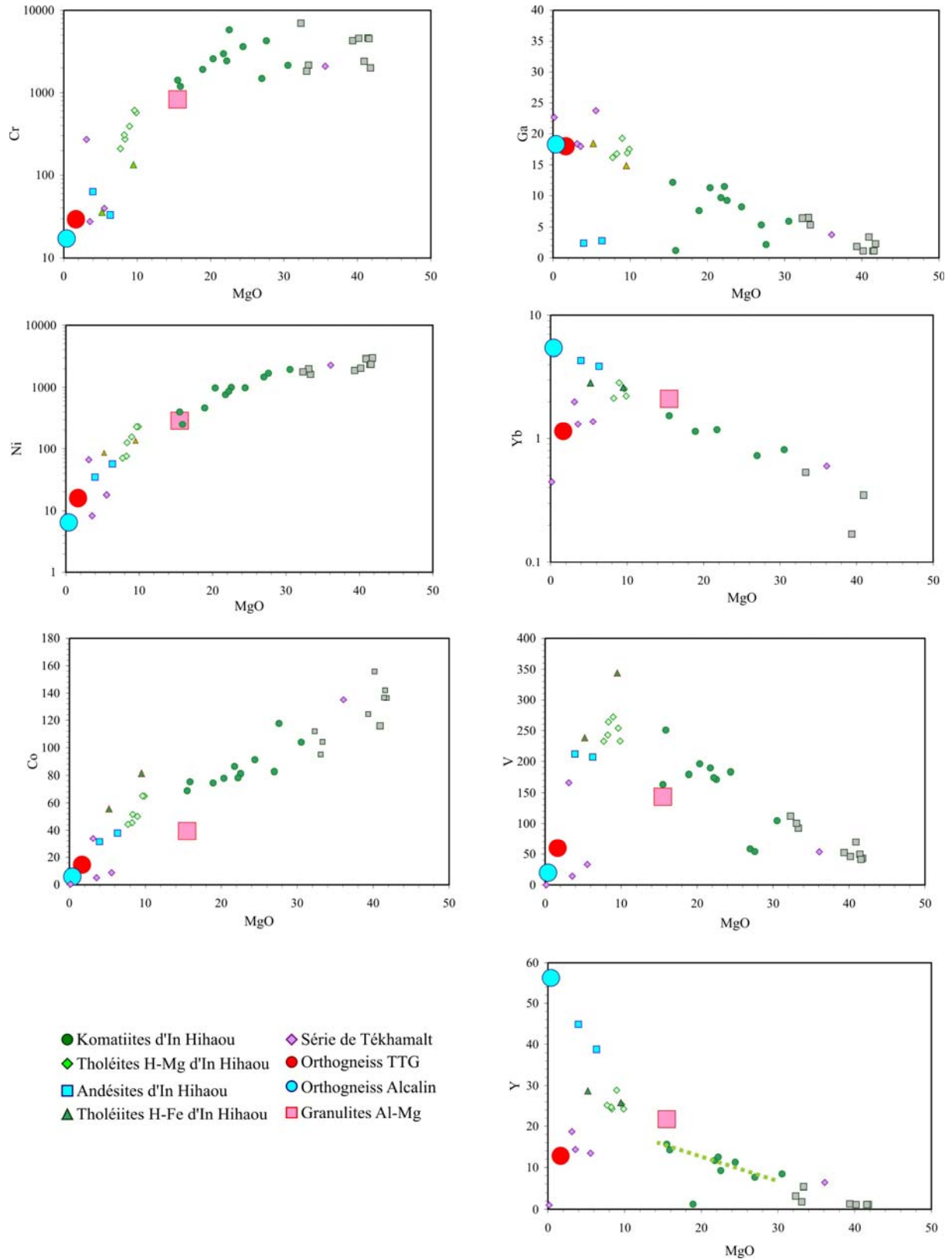


Figure VI-12 : Binaires éléments en traces vs MgO

Géochimie des séries basiques et ultrabasiques de l'In Ouzzal

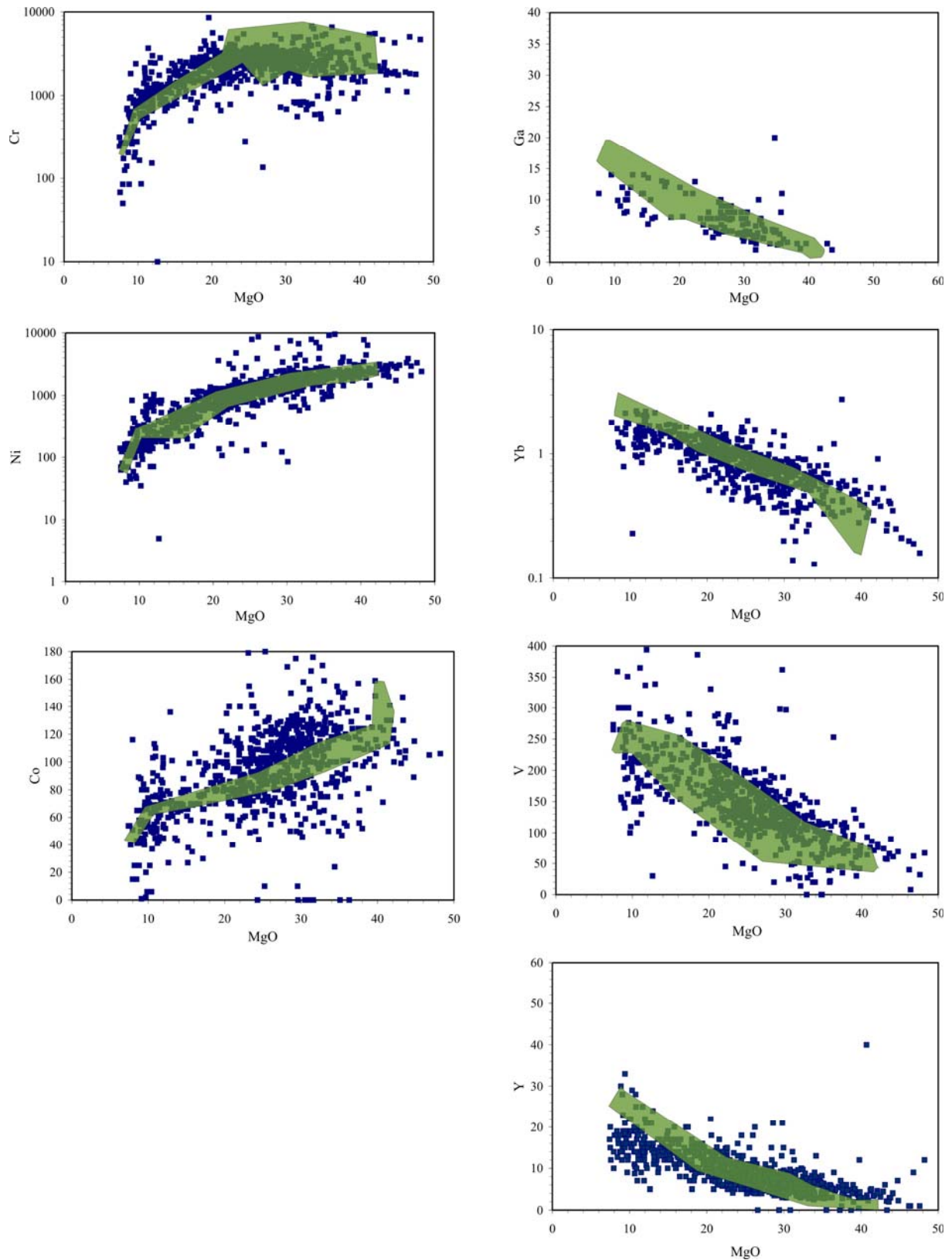


Figure VI-13: Binaires Majeurs vs MgO.

En bleu = composition de séries komatiitiques archéennes (Base de données GERM, in www.earthref.org);
 Champ vert = komatiites, basaltes komatiitiques et tholéiites hautement-magnésiennes de l'In Ouzzal Nord.

Géochimie des séries basiques et ultrabasiques de l'In Ouzzal

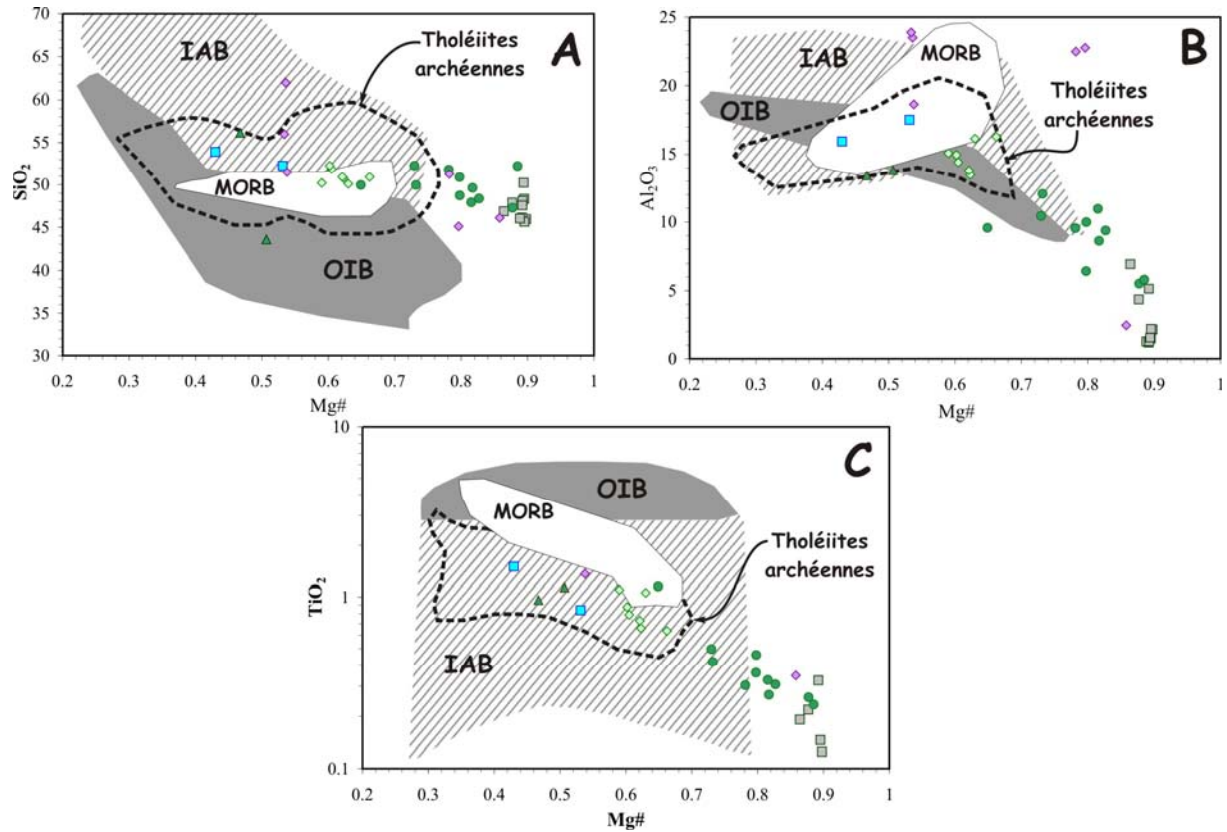


Figure VI-14 : Diagrammes Mg# vs SiO₂ (A), Al₂O₃ (B) et TiO₂ (C), montrant roches basiques et ultrabasiques d'In Hahaou et de Tekhamalt et les champs de composition des basaltes modernes de différents sites géotectoniques ainsi que des tholéiites archéennes. Les différents champs sont adaptés d'Arndt et al. (1997) : OIB = basaltes des îles océaniques ; MORB = basaltes des rides médio-océaniques ; IAB = basaltes d'arcs insulaires.

Dans la figure VI-14, Les roches basiques et ultrabasiques d'In Hahaou sont comparées, d'un point de vue géochimie en éléments majeurs aux tholéiites archéennes et aux basaltes modernes de différents sites géotectoniques. Plusieurs des komatiites ont un rapport Mg# (Mg / Mg + Fe) supérieur à 0.8 et se projettent en dehors des champs définis pour les basaltes archéens et modernes. Celles dont le rapport Mg# est inférieur à 0.8 se projettent le plus souvent dans le champ des basaltes des arcs insulaires (IAB). Les tholéiites hautement magnésiennes se projettent systématiquement dans le champ des tholéiites archéennes, qui lui-même se trouve à la jonction des trois autres champ (IAB : basaltes des arcs insulaires ; OIB : basaltes des îles océaniques ; MORB : basaltes des rides médio-océaniques). Cependant, le seul champ des basaltes modernes où les tholéiites d'In Hahaou, y compris les basaltes andésitiques et les tholéiites hautement ferrifères, sont à chaque fois présents est le champ des basaltes des arcs insulaires.

Rappelons, avant d'entamer la description des caractéristiques géochimiques des roches étudiées, que les basaltes primitifs actuels générés dans différents environnements tectoniques, normalisés aux MORB (normalisation la plus édifiante pour la reconnaissance des différents types de magmatisme), ont des allures d'éléments en traces distinctes (ex. Pearce, 1983 ; Sun et McDonough, 1989). Les trends les plus redressés (c'est-à-dire des LILE – Rb, Ba, Th, K et Sr + La, Ce - enrichies puis un appauvrissement régulier de gauche vers la droite du spiderdiagramme) proviennent des magmas qui dérivent du manteau lithosphérique subcontinental, comme ceux des plateaux basaltiques, alors que ceux des OIB sont légèrement moins redressés et plus réguliers (moins d'anomalies). A l'inverse, les basaltes des arcs volcaniques ont des trends découplés. C'est-à-dire des teneurs en LILE + LREE (terres rares légères) élevées mais variables et des concentrations faibles en HFSE (Hf, Zr, Ti, Y), similaires à celles des MORB (trend plat). Les laves provenant des bassins d'arrière-arc ont des allures intermédiaires entre celles des MORB et celles des basaltes des arcs volcaniques.

Les roches qui se projettent dans les champs des cumulats komatiitiques dans la figure VI-1 correspondent toutes soit à des péridotites (Iherzolites et harzburgites), soit à des serpentinites. Les teneurs en MgO sont très élevées, entre 32.30 à 41.8 wt%, pour des teneurs en SiO₂ qui varient entre 45.63 et 50.23 wt%. Les teneurs en Cr (1692 à 6538 ppm) et en Ni (1564 à 2617 ppm) sont extrêmement élevées. L'allure des trends des terres rares normalisées aux chondrites (Fig.VI-15A) montre qu'elles sont fractionnées ($La/Yb_N = 3.2$ à 3.8), avec des LREE enrichies ($La/Sm_N = 3.2$ à 3.8), des HREE pratiquement plats ($Gd/Lu_N = 0.94$ à 1.08) et une anomalie variable ($Eu/Eu^* = 0.61$ à 1.1). Normalisé au Manteau primitif (Fig.VI-16A), Inh 225 présente des teneurs en HFSE et en certains LREE (Ce et Nd) inférieures à celles du manteau, cependant les deux échantillons analysés montrent un enrichissement en LREE et en Rb et Th par rapport aux HFSE. La normalisation par rapport aux MORB (Fig.VI-16B) indique un spectre caractéristique d'un magmatisme d'arc : plat pour les HFSE (de Hf à Yb à environ 0.17 à 0.2 fois les MORB pour Inh 260 et entre 0.03-0.04 pour Inh 225) et enrichie en LREE et en LILE dont les teneurs sont supérieures aux limites de détection (Th, U, et parfois Ba, Rb) avec une anomalie négative en Nb et positive en P.

Les komatiites d'In Hahaou sont caractérisées par de hautes teneurs en MgO (30.53 à 18.92 wt%) et faibles en TiO₂ (0.23 à 0.46 wt%) avec un rapport Al₂O₃/TiO₂ relativement élevé (21 à 33) par rapport au chondrites (20). Elles sont également enrichies en éléments de transition tels que Ni (459 à 1818 ppm) et Cr (1460 à 5644 ppm). Dans la normalisation par rapport au

manteau primitif (Fig.VI-16C) des anomalies négatives en Nb, Ti, Zr, Hf et V avec un enrichissement en LILE (Rb, Ba, Th) et en LREE (La, Ce, etc). L'enrichissement en LREE et en LILE est inversement proportionnel aux teneurs en HREE (légèrement appauvries pour les roches les plus enrichies en LILE et en LREE et légèrement enrichies pour les roches les moins enrichies en LILE et LREE).

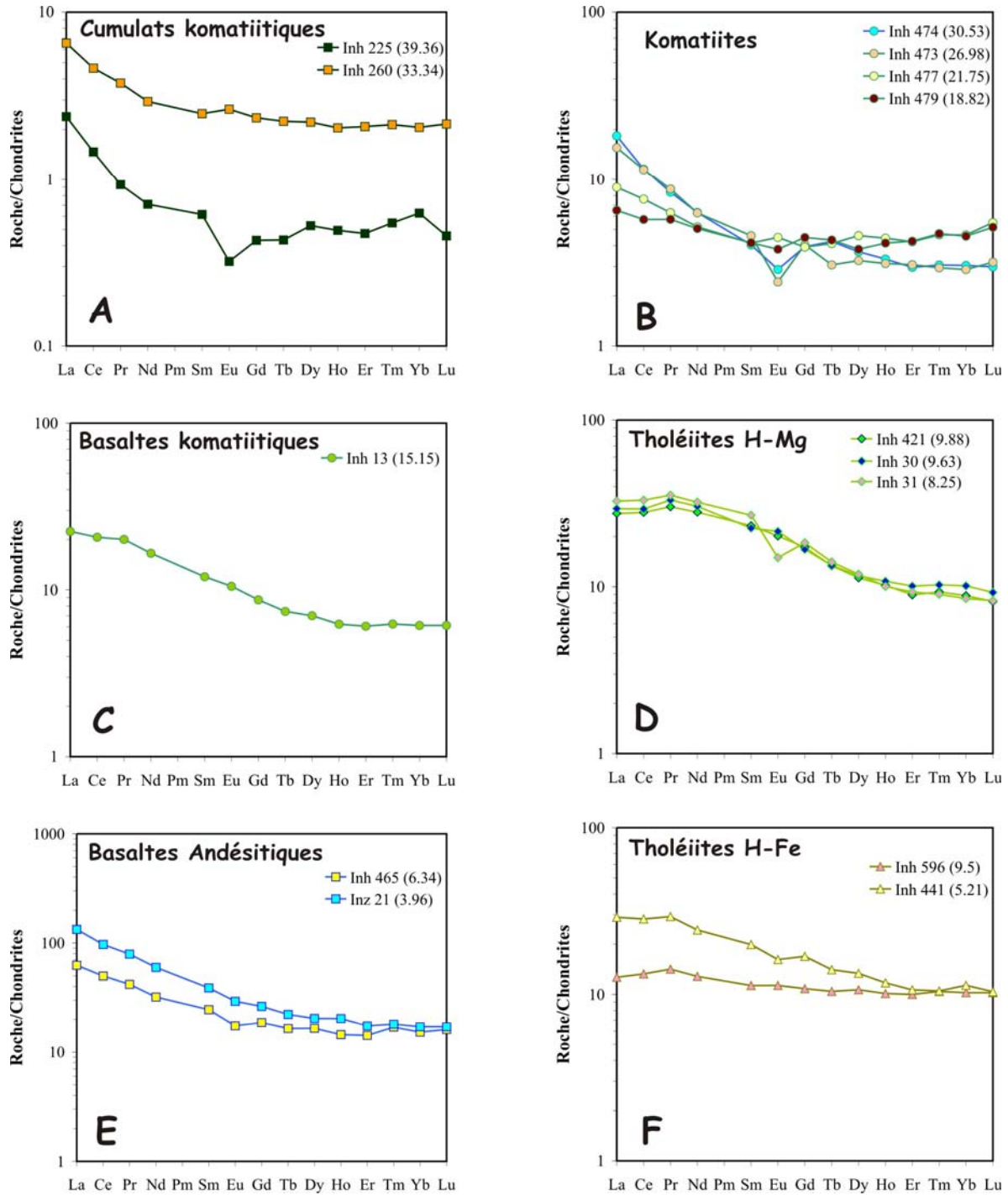


Figure VI-15 : Normalisation des terres rares aux chondrites des A- Cumulats komatiitiques, B- Komatiites, C- Basaltes Komatiitiques, D- Tholéiites Hautement magnésiennes, Andésites et Tholéites hautement ferrifères d'In Hahaou. Les valeurs entre parenthèses correspondent aux MgO en wt%.

Géochimie des séries basiques et ultrabasiques de l'In Ouzzal

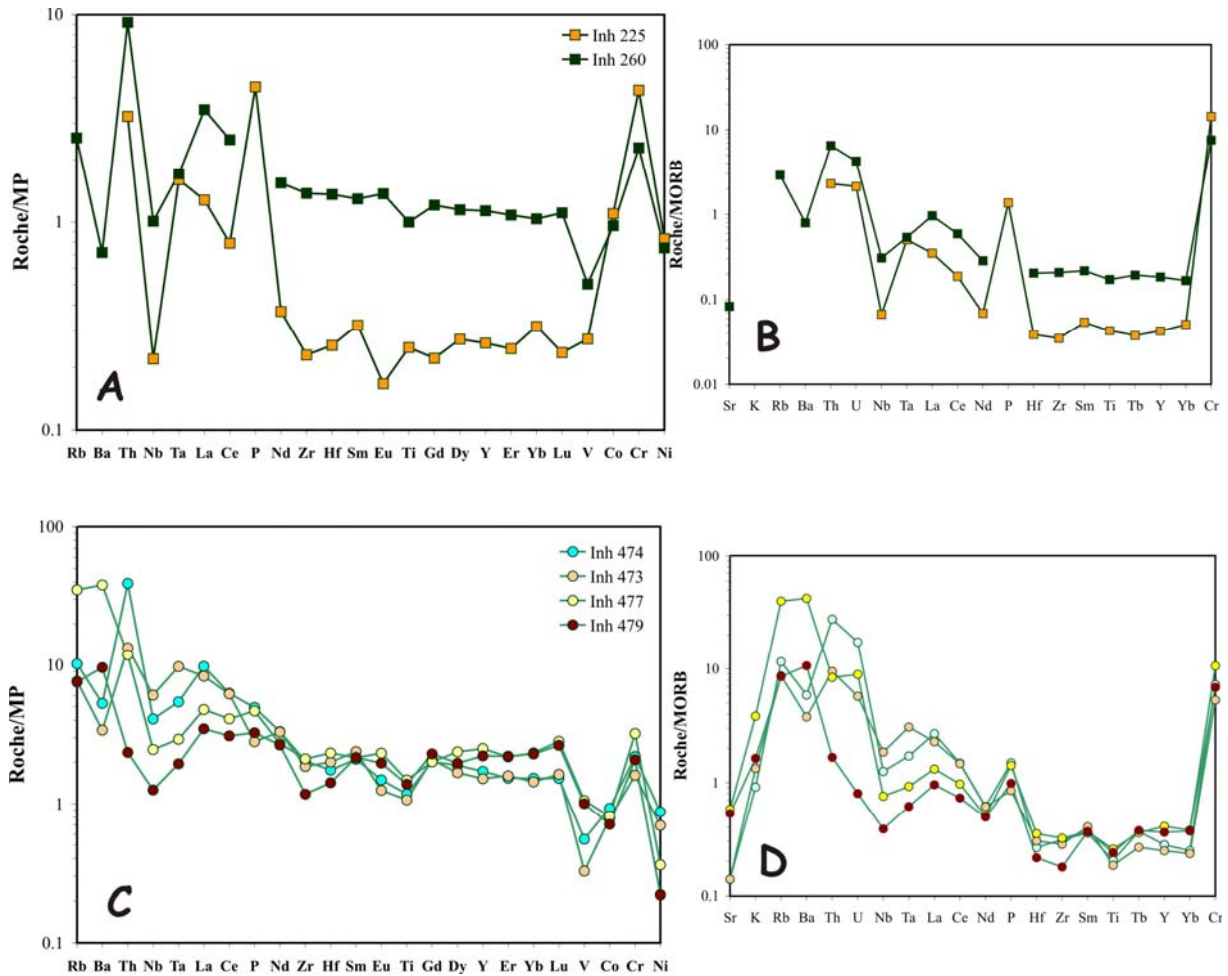


Figure VI-16 : Normalisation des cumulats komatiitiques (A et B) et des Komatiites (C et D) au Manteau primitif et aux MORB.

Par rapport aux MORB (Fig.VI-16D), l'enrichissement en LILE (K, Rb, Ba) et en LREE et les faibles teneurs en HFSE (Zr, Hf, Ti, Y..) est net, à cela s'ajoute des anomalies négative en Nb (et souvent en Ta) et positives en P et en Pb. Dans la normalisation aux chondrites (Fig.VI-15B), nous remarquons que les roches komatiitiques se subdivisent en deux groupes :

- Inh 473 et Inh 474 qui montrent un enrichissement important en LREE ($(La/Sm)_N$ moyen = 3.96) et un spectre en HREE légèrement fractionné ($(Gd/Yb)_N = 1.35$ - à partir du dytrium il devient relativement plus plat), avec une anomalie négative en Eu (Eu/Eu^* moyen = 0.64). $(La/Yb)_N$ est de 5.72 en moyenne (entre 6 et 5.4).

- Inh 477 et Inh 479 qui présentent une allure concave avec un léger enrichissement en LREE ($(La/Sm)_N$ moyen = 1.86) et une légère augmentation des HREE depuis Gd à Lu (Gd/Lu_N moyen = 0.91), avec $(La/Yb)_N = 1.68$, sans anomalie négative en Eu ($Eu/Eu^* \sim 1$).

Nous retrouvons plusieurs de ces caractéristiques dans les basaltes komatiïtes, où les teneurs en MgO sont autour de 15.5 wt% et celles en TiO₂ inférieure à 0.5 wt%. Des teneurs élevées en Ni (245 à 394 ppm) et surtout en Cr (1172 à 1399 ppm), un rapport Al₂O₃/TiO₂ élevé (21 à 29). Dans la normalisation par rapport au manteau primitif (Fig.VI-17A), les anomalies négatives en Nb, Ti, Zr, Hf et V, l'enrichissement en LREE et en certains LILE, Rb, Ba, persistent, mais pas en Th. Par rapport aux MORB (Fig.VI-17D), le contraste entre les faibles teneurs en HFSE et l'enrichissement en LILE (K, Rb, Ba, Th et U) et en LREE demeure, tout autant que les anomalies négatives en Nb-Ta et en Ti, et positive en Pb mais l'anomalie positive en P s'estompe, celui-ci étant au même niveau que Zr et Hf. L'allure obtenue est absolument identique à celle établie par Condie (1981) le magmatisme d'arc précambrien et particulièrement archéen (le rapport Sm/Tb, par exemple, est plus important à l'archéen qu'au Protérozoïque inférieur, ce qui est le cas pour Inh 13). La normalisation par rapport aux chondrites (Fig.VI-15B) montre des terres rares fractionnées, $(La/Yb)_N = 3.65$, valeur intermédiaire entre les deux types de komatiïtes, avec des LREE enrichies $(La/Sm)_N = 1.87$, des HREE légèrement appauvries $(Gd/Yb)_N = 1.42$ et sans anomalie en Eu ($Eu/Eu^* = 1.02$). L'allure des terres rares est en palier, avec des rapports en terres rares légères constants, à environ 20 fois les chondrites, puis une baisse régulière au niveau des terres rares intermédiaires pour arriver aux terres rares lourdes, qui elles aussi présentent des rapports constants à environ 6 fois les chondrites.

Les tholéïites hautement-magnésiennes, dont les teneurs en MgO et en SiO₂ varient respectivement entre 7.72 et 9.88 wt%, et 50 et 52.3 %wt, présentent des valeurs plus basses du rapport Al₂O₃/TiO₂ que les roches komatiïtiques. Il varie de valeurs chondritiques (20) à 13.7. Cela malgré l'augmentation des teneurs en Al₂O₃ (entre 13.47 et 16.15 wt%), en raison des teneurs en TiO₂ qui deviennent importantes entre 0.66 et 1.1 wt%. Les teneurs en Ni et Cr sont entre respectivement 70 et 225 ppm et 209 et 603 ppm, ce qui demeurent élevés. C'est une caractéristique des tholéïites archéennes par rapport aux tholéïites modernes. Dans les différentes normalisations, l'un des traits remarquables c'est la très grande similitude des allures des spiderdiagrammes avec celles des basaltes komatiïtiques. Cela est particulièrement vrai dans la normalisation des terres rares par rapport aux chondrites (Fig.VI-15D), où elles sont très fractionnées ($(La/Yb)_N = 2.91$ à 3.84, $(La/Sm)_N = 1.2$ à 1.3 et $(Gd/Yb)_N = 1.65$ à 2.16), avec la même allure en palier (les terres rares légères à environ 30 fois les chondrites, baisse régulière au niveau des terres rares intermédiaires puis les terres rares lourdes à 9-10 fois les chondrites). Par rapport aux MORB (Fig.VI-17E), les tholéïites se distinguent des

Géochimie des séries basiques et ultrabasiques de l'In Ouzzal

basaltes komatiitiques par une anomalie négative beaucoup plus prononcées en Zr-Hf et un enrichissement en LILE moins important.

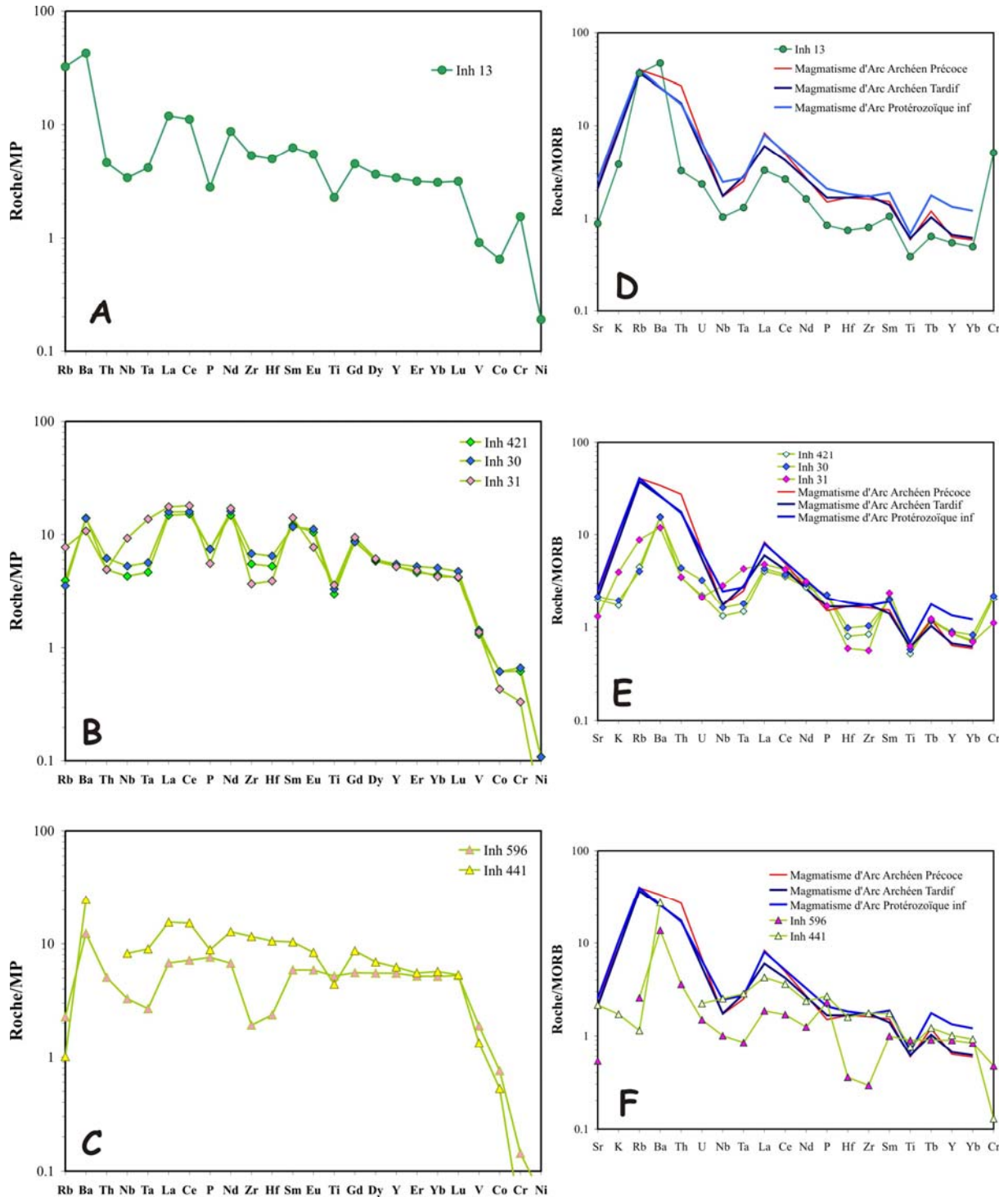


Figure VI-17 : Normalisation des basaltes komatiitiques (A et D), des tholéiites H-Mg (B et E) et Tholéiites H-Fe (C et F) au Manteau primitif et aux MORB.

Les deux tholéiites hautement ferrifères sont très différentes l'une de l'autre :

- La pyrigarnite Inh 596, échantillonnée beaucoup plus au sud, est extrêmement pauvre en SiO_2 (43.57 wt%) et en alcalins ($\text{K}_2\text{O} = 0$ wt% et $\text{Na}_2\text{O} = 0.58$ wt%) et riche en FeO (18.6 wt%) et en CaO (12.39 wt%) avec des terres rares normalisées aux chondrites (Fig.VI-15F) donnant une courbe relativement plate ($\text{La}/\text{Yb}_N = 1.24$ avec $\text{La}/\text{Sm}_N = 1.12$ et $\text{Gd}/\text{Yb}_N = 1.01$) sans anomalie en europium ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.02$). Normalisé au manteau primitif (Fig.VI-17C), il montre un spectre plat entre Sm et Lu, c'est-à-dire des MREE (terres rares intermédiaires et lourdes) et certains HFSE (Ti, Y) avec des teneurs entre 5.15 et 5.88 fois les chondrites (Th se trouve au même niveau à 5.06 fois les chondrites) et des anomalies négatives en Zr-Hf et Ta-Nb. Sa composition (Fig.VI-17F) est intermédiaire entre celle des MORB de type N et les MORB de type E, voisine des tholéiites riches en fer des bassins d'arrière-arc.

- La métanorites Inh 441 à des teneurs en SiO_2 beaucoup plus élevées (56.15 wt%) et en Na_2O (2.37 wt%) et plus basses en FeO (11.95 wt%), en CaO (9.29 wt%) et en MgO (5.21 wt%). Normalisé aux chondrites (Fig.VI-15F), les terres rares d'Inh 441 sont également plus fractionnées ($\text{La}/\text{Yb}_N = 2.56$, avec $\text{La}/\text{Sm}_N = 1.46$ et $\text{Gd}/\text{Yb}_N = 1.49$ et une très légère anomalie négative en europium ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.88$). Allure voisine de celle des tholéiites hautement-magnésiennes et des basaltes komatiitiques. Il en est de même dans les normalisations au manteau primitif (Fig.VI-17C) et aux MORB (Fig.VI-17F), où Inh 441 présente des allures de spiderdiagrammes très proches de celles des tholéiites hautement magnésiennes et des basaltes komatiitiques avec cependant l'absence d'une anomalie en Zr-Hf ($\text{Zr}/\text{Zr}^* = 1.01$ et $\text{Hf}/\text{Hf}^* = 0.92$) et une perte sévère en Th et des teneurs plus faibles en Cr.

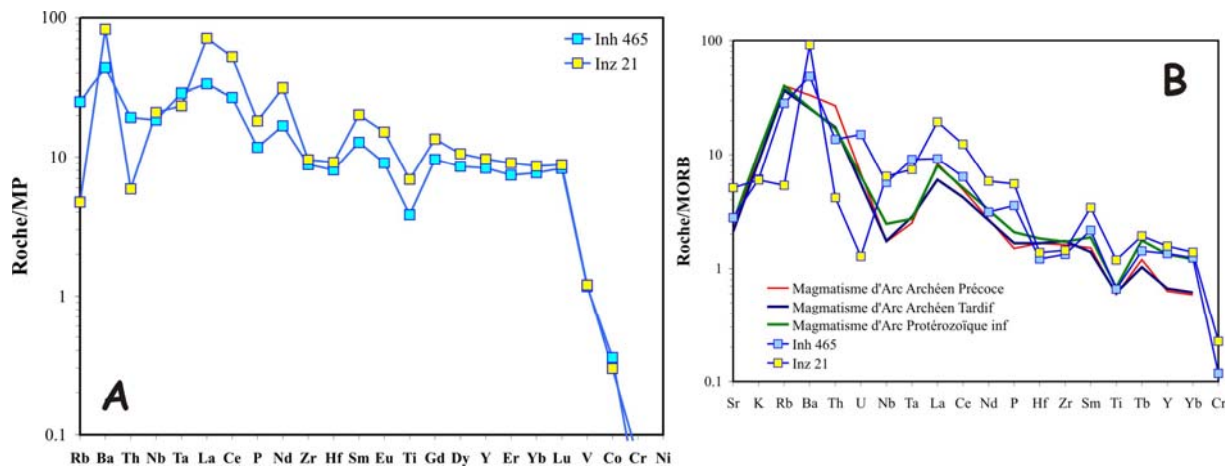


Figure VI-18: Normalisation des basaltes andésitiques au manteau primitif (A) et aux MORB (B).

Les basaltes andésitiques d'In Hihaou, ont des X_{Mg} allant de 0.43 à 0.53 avec des teneurs en SiO_2 variant de 52.27 à 53.91. Normalisés aux chondrites (Fig.VI-15E), ils présentent des allures de terres rares très fractionnées ($La/Yb_N = 4.1$ à 7.78). Comme souligné par Peucat et al. (1996), ils ont les caractéristiques des andésites hautement potassiques actuelles. Ils montrent ainsi un enrichissement important en LREE ($La/Sm_N = 2.55$ à 3.34), un fractionnement moins important des HREE ($Gd/Yb_N = 1.22$ à 1.54) et une légère anomalie en Eu ($Eu/Eu^* = 0.82$ à 0.92). Normalisés aux MORB (Fig.VI-18B), le découplage caractéristique d'un magmatisme d'arc, entre des HFSE appauvris avec des teneurs relatives constantes (Hf_N , Zr_N et Y_N autour de 1.2 à 1.3 pour Inh 465 et de 1.4 à 1.6 pour Inz 21, avec cependant une anomalie négative en Ti ($Ti_N = 0.7$ pour Inh 465 et 1.2 pour Inz 21), et des LREE et des LILE enrichis est net. Contrairement à Inz 21, échantillonné par Peucat et al. (1996), qui ont remarqué qu'il avait subi des pertes en certains LILE (Th, U, K, Rb), Inh 465 semble avoir conservé ses teneurs initiales (Fig.VI-18A et B). Cela permet de faire ressortir en plus des anomalies négatives en Hf-Zr, Ti, et Nb-Ta (Fig.VI-18A et B).

Des roches très magnésiennes avec un enrichissement en terres rares légères (LREE) par rapport aux terres rares lourdes (HREE) ont été identifiées dans un certain nombre de sites géodynamiques de différents âges. Elles comprennent des komatiites archéennes contaminées par la croûte continentale et donnant des basaltes magnésiens hautement siliceux (les SHMB, Redman and Keays, 1985 ; Sun et al., 1989) et des picrites d'arc ou de rift phanérozoïque (Eggins, 1993 ; Kamenetsky et al., 1995).

L'enrichissement en LREE de roches ultramafiques avec des teneurs élevées en Ni et Cr avec parfois des textures spinifex a également été signalé dans différents environnements :

1- dans des îles océaniques attribuées à des panaches mantelliques, avec comme exemples les plus connus Gorgona et l'Island (Hards et al., 1995 ; Kerr et al., 1996) ;

2- dans des arcs insulaires liés à des subductions phanérozoïques, incluant l'arc Vanuatu, au sud ouest du Pacifique, l'arc Kamchatka, en Russie, et la Nouvelle Géorgie dans l'arc Solomon.

Les picrites d'arc se distinguent de celles liées à des panaches mantelliques par des teneurs élevées en K et des anomalies négatives en Nb. Les anomalies négatives en Nb, Zr, Hf et Ti sont interprétées comme reflétant un manteau appauvri comme source alors que l'enrichissement en LREE correspondrait à l'apport d'une lithosphère océanique subductée

(Kamenetsky et al., 1995 ; Kerr et al., 1996). Par exemple, les picrites de Kamchatka sont caractérisées par des anomalies négatives en Zr et Hf, ce qui est interprété comme caractéristique du manteau appauvri constituant leur source. Ces roches sont généralement associées à des sédiments et à du volcanisme typiques des zones de subduction. Quoiqu'il existe plusieurs possibilités pour expliquer l'anomalie négative en Zr-Hf :

- le fractionnement d'une phase comprenant du Zr telle que l'amphibole (Holling and Kerrich, 2001) ;
- la fusion partielle d'une source à très grande pression (Sun et McDonough, 1989) ou la fusion à grande profondeur dans le champ du grenat majoritaire (Polat et al., 1999) ;
- l'interaction entre un liquide type MORB et un liquide lié à une zone de subduction (Wang et al., 2004).

Signalons enfin qu'une contamination crustale de grande ampleur peut donner une signature géochimique proche de celle de roches magmatiques de zone de subduction. La température très élevée des magmas komatiitiques fait qu'ils sont capables d'assimiler trois fois plus de croûte que les magmas basaltiques (Sparks, 1986). Huppert et Sparks (1985) ont calculé que des contaminations de plus de 50% pouvaient avoir lieu au cours de l'ascension des magmas komatiitiques et un peu moins de 10% au cours de leur épanchement. Ainsi, une contamination crustale a été invoquée dans plusieurs localités pour expliquer les caractéristiques que présentent certaines komatiites (par exemple un enrichissement en LILE et en LREE) notamment à Forrestania et Kambalda à l'Ouest de l'Australie (Barler, 1986 ; Sun et al., 1989 ; Leshner and Arndt, 1995 ; Perring et al., 1996).

A ces différentes hypothèses s'ajoute celle des effets d'un important métasomatisme calco-silicaté, contemporain d'une altération hydrothermale ou d'un métamorphisme régional. En effet, au cours de tels événements une importante mobilité des éléments y compris les terres rares et les HFSE peut avoir lieu. Ordonez-Calderon et al. (2007) démontrent par exemple que pour les roches basiques et ultrabasiques de la ceinture de roches vertes d'Ivisaartoq, qui ont subi un métasomatisme calco-silicaté au cours d'un métamorphisme de haut grade (amphibolitique), que même les éléments réputés immobiles avaient été perturbés. L'importance de ces perturbations croissait depuis Zr, Ti, Ni, V, and Co, en passant par les HREE, Th, Nb, Ta, Y, Al, Sc, and Cr, jusqu'aux LREE et MREE.

A côté de cela, plusieurs scénarios ont été proposés pour expliquer la formation des komatiites :

1- elles ont été d'abord considérées comme résultant d'un évènement de fusion « catastrophique » durant la formation du noyau terrestre (Viljoens and Viljoens, 1969). Cette hypothèse a été rapidement abandonnée ne serait-ce qu'à cause de l'étalement dans le temps de leur mise en place dans les différents terrains archéens.

2- la seconde hypothèse proposée fut que les komatiites s'étaient formées suite à des impacts météoritiques. En effet, certaines sphérules cosmiques montrent également des olivines avec une texture spinifex (Green, 1972). Les ceintures archéennes de roches vertes correspondraient aux cicatrices de très grands impacts météoritiques, remplis initialement par du magmatisme mafique et ultramafique déclenché par l'impact et évoluant ultérieurement par davantage de magmatisme, de déformation et de métamorphisme. Cette origine reste controversée ; cependant, elle a été récemment réévaluée et plus fortement soutenue par Abbott (2000) et Abbott et Isley (2002). Une corrélation entre les grands impacts de météorites sur la Terre et la lune et l'activité de panaches mantelliques a été suggérée.

Cependant, les deux hypothèses le plus souvent émises sont :

3- que les komatiite se sont formées dans un environnement de panaches mantelliques archéens (Fyfe 1978, Arndt et Nisbet, 1982). Campbell et al (1989) proposent que les komatiites se forment par la fusion du cœur axial très chaud de panaches mantelliques alors que les basaltes (THM) qui leur sont souvent associés par la fusion de la la périphérie sommitale du panache qui entraîne un manteau plus froid. Ceci a pu contribuer à la formation de plateaux océaniques dont certains se sont enfouis dans le manteau par l'intermédiaire de subductions (Kerrick et al, 1999 ;Polat et Kerrich 2000; Puchtel et al., 1999). Ces komatiites pouvaient également se mettre en place au sein d'une crôte continentale, comme c'est le cas des komatiites du Zimbabwe (McDonough and Ireland, 1993), ou inter-agir avec un arc insulaire dans un environnement de subduction (Wyman et Kerrich 2002).

Pour les tenants de cette hypothèse, quand le manteau fond, il produit un magma ultramafique si l'emplacement de la fusion est exceptionnellement profond, le degré de fusion est exceptionnellement élevé, sauf si la source est réfractaire. Pour qu'une telle fusion se produise, la source doit être exceptionnellement chaude. Les conditions différentes produisent un éventail les types de magmas ultrabasiques. Les komatiites se forment par un fort taux de fusion, à grandes profondeurs, d'une source essentiellement anhydre. Le type Barberton se forme par une fusion modérément forte, à de grandes profondeurs d'une source

particulièrement chaude et profonde. Le type Munro se forme suite à un très fort taux de fusion d'une source légèrement moins chaude.

4- que les komatiites ont été formées dans des zones de subduction. Brooks and Hart (1972, 1974) ont été les premiers à observer que la composition chimique en éléments majeurs de plusieurs komatiites et basaltes komatiitiques étaient bien plus proches des magmas mafiques des zones de subduction modernes que de n'importe quel magma produit par les panaches mantelliques récents. La première étude fortement argumentée en faveur d'une origine en zone de subduction a été le fait de Wilson and Versfeld (1994) sur les komatiites de Nondweni. Ces komatiites ont des teneurs en SiO_2 beaucoup plus élevées que celles des roches de Munro ou de Gorgona et montrent plusieurs similitudes avec le magmatisme ultra-mafiques de subduction moderne (les boninites). Des teneurs en SiO_2 élevées ne cadrent pas avec un scénario impliquant un panache mantellique où généralement la teneur en silice des magmas diminue corrélativement à l'augmentation de la profondeur à laquelle la fusion a lieu. Les boninites ont des teneurs élevées aussi bien en SiO_2 qu'en MgO parce qu'elle résultent de fort taux de fusion à des profondeurs relativement faibles. Le fort taux de fusion à faible profondeur est dû à la présence d'eau (Crawford et al., 1989). Ainsi, les boninites se forment par la fusion hydratée d'un manteau métasomatisé au dessus d'une zone de subduction. Parman et al. (2003) en déduisent même que les modèles basés sur le fractionnement de la majorite (grenat) ne peuvent produire les bas rapports Ti/Zr des komatiites ou de leur grande variation en La/Sm . Ainsi, en raison de leur similarité aux boninites, l'ancien modèle (Allègre, 1982) de la formation des komatiites par des processus de fusion hydratée du manteau supérieur a été repris (Parman et al., 2001). Hanski (1992) puis Stone et al. (1997) ont même découvert de la pargasite magmatique dans des komatiites ce qui est l'un des arguments les plus forts pour un magmatisme hydraté. Une analyse géochimique (éléments majeurs et traces) très détaillée comparant les basaltes komatiitiques et les magmas mafiques modernes a été entreprise par Parman et al. (2001, 2003). Leurs résultats confirment qu'à l'exception des teneurs en MgO , la composition des basaltes komatiitiques est plus proche des boninites modernes que de n'importe quel basalte des îles océaniques. Wilson (2003) et Wilson et al., (2003) ont identifié des komatiites dans la région de Comondale ayant des signatures géochimiques, en éléments majeurs et une source appauvrie, les plus proches de ceux des boninites de toutes les komatiites connues. D'autre part, un certains nombres de boninites, comme la plupart des komatiites, ne sont pas enrichies en LILE. Wilson et ses collègues en déduisent que ces caractéristiques sont difficilement conciliables avec une origine liée à des plumes mantelliques, et que des processus impliquant une fusion

hydratée étaient plus plausibles. Ceci laisse supposer que les komatiites sont générées dans des conditions similaires à celles des boninites modernes, mais dans un manteau supérieur plus chaud. Justement les températures mantelliques de l'Archéen sont supposées avoir été, selon les auteurs, de 100 à 500°C plus élevées qu'actuellement. Des données expérimentales indiquent que le manteau sub-arc archéen nécessite seulement des températures entre 1500 et 1600°C pour produire des magmas komatiitiques hydratés (Parman et al., 2001). En fait, il suffit de températures à peine de 100°C plus élevées que celles nécessaires à la formation des boninites pour obtenir des komatiites selon des estimations basées sur des expériences à haute pression de fusion sous-saturée en H₂O (Parman and Grove, 2004).

Il reste que même l'origine des boninites est encore sujette à débat. Pour Stern et Bloomer (1992) et Parman (2006) l'hypothèse la plus plausible est celle où les boninites sont générées à l'initiation de la subduction alors que pour Crawford et al. (1989), les températures élevées nécessaires sont dues soit à la subduction d'une ride médio-océanique soit à l'influence d'un panache. Quoiqu'il en soit, les boninites se forment par des processus variés de fusion liée à des zones d'arc ; et dans tous les cas, les conditions de fusion déduites sont les mêmes (à faible profondeur et hydratée). Il en découle qu'on peut en conclure que les komatiites peuvent être produites par une fusion hydratée qui requiert un manteau archéen qu'une centaine de degré plus chaud que le manteau actuel.

Pour conclure, D.L. Anderson (2006), l'un des plus farouches opposants à la théorie des panaches mantelliques aussi bien archéens que modernes, ajoute les arguments suivants pour une origine plus superficielle des komatiites :

- le chevauchement quasi-complet des données isotopiques des komatiites avec le champ des MORB (ex. Anderson, 1994) indiquerait que ces roches ultrabasiques ont une affinité avec les MORB et non pas avec les OIB. Anderson considère que les MORB ne représentent pas seulement le manteau supérieur qui se trouve sous les dorsales mais sont représentatives de tout le manteau supérieur.

- il n'y a pas d'arguments vraiment probants en faveur d'un manteau archéen beaucoup plus chaud que le manteau actuel. Même si certaines komatiites nécessitent jusqu'à 200°C de plus que pour la genèse des MORB actuels, cela ne prouve pas l'existence de panaches. Anderson pense que des températures, dans le manteau supérieur, de seulement 50 à 100°C plus élevées que celle de la source des MORB suffiraient à expliquer les variations géochimiques de tout le magmatisme actuel, y compris les komatiites et les picrites de Gorgona (dont la source serait ainsi dans le manteau supérieur).

Conclusion et discussion sur la pétrogénèse de la série d'In Hihaou

Ainsi, les komatiites, les basaltes komatiitiques, les tholéiites hautement magnésiennes, certaines tholéiites hautement ferrifères et les basaltes andésitiques présentent des caractéristiques communes :

- un enrichissement en terres rares légères ($(La/Sm)_N > 1$) et en LILE (voir normalisation aux MORB, Fig.VI-15 à 18)
- des teneurs en HFSE très faibles, avec souvent des anomalies négatives en Ti ($Ti/Ti^* < 1$), en Zr ($Zr/Zr^* < 1$), et en Hf.
- des anomalies négatives en Nb ($Nb/Nb^* < 1$).

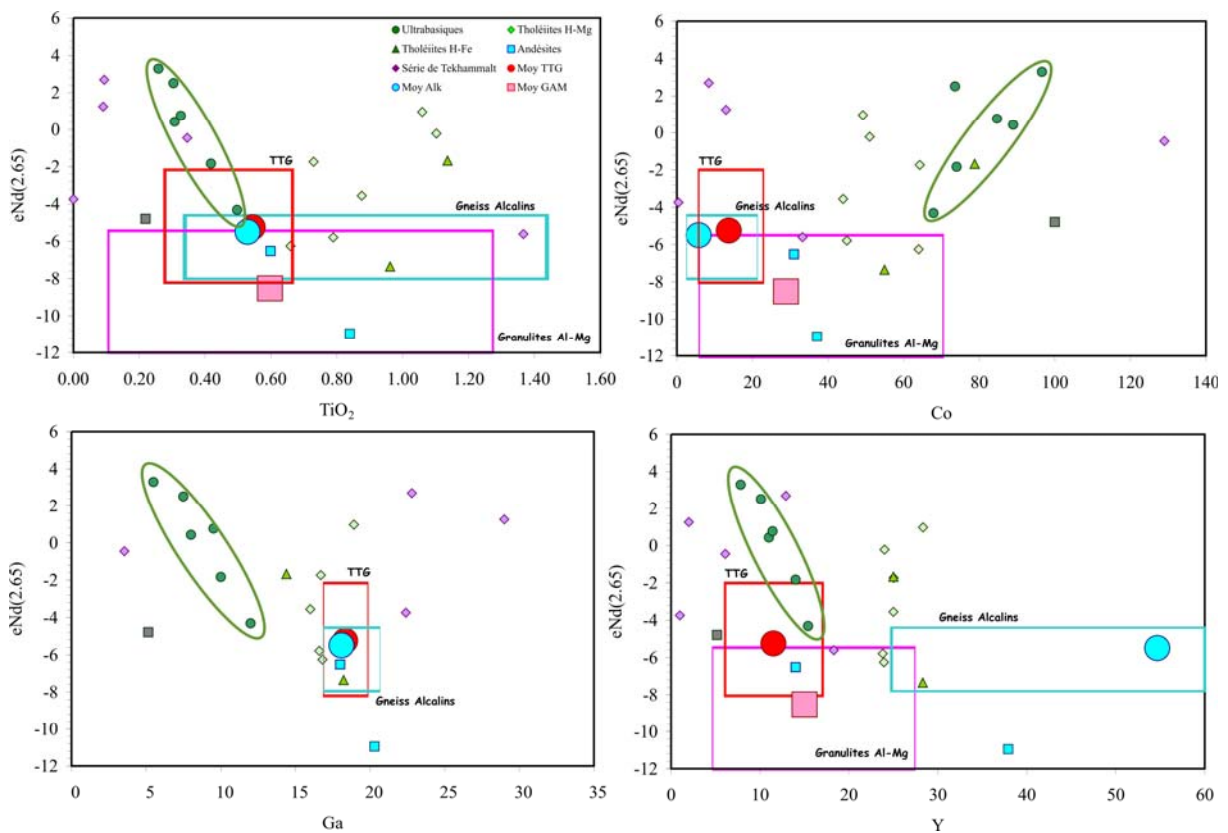


Figure VI-19 : Diagrammes TiO_2 , Co, Ga et Y vs $\epsilon Nd(2.65)$. Ils montrent un excellent alignement des roches ultrabasiques d'In Hihaou et suggère une contamination par un pôle ancien à $\epsilon Nd(2.65)$ bas.

Ces caractéristiques sont-elles originelles ou résultent-elles de processus post-magmatiques (altération et métamorphisme) ?

Bien que des perturbations en certains éléments soient manifestes (Fig.VI-4 à 7), dues aussi bien à de l'altération qu'au métamorphisme plusieurs arguments semblent plaider en faveur de la première hypothèse :

- les trends cohérents dans les diagrammes éléments majeurs et traces vs MgO , où les roches komatiitiques se projettent dans le champ des komatiites archéennes (Fig.VI-10 à

13) et les tholéiites hautement-magnésiennes et hautement-ferrifères dans le domaine des tholéiites archéennes (Fig.VI-14).

- le caractère systématique des caractéristiques de la série d'In Hihou, tel l'enrichissement en LREE et en LILE (Fig.VI-15 à 18) alors que dans les séries komatiitiques archéennes où une altération et/ou une circulation de fluides métamorphiques silico-calciques à été mise en évidence, l'enrichissement de certains échantillons est souvent accompagné par l'appauvrissement d'autres à l'échelle d'un affleurement (quelques mètres).

- la très bonne corrélation entre ϵNd (2.65 Ga) et les éléments considérés comme étant les moins mobiles (Ti, Y, Ga, Co, Fig.VI-19) que montre les roches ultrabasiques (komatiites et basaltes komatiitiques. Les alignements que forment les roches ultrabasiques (komatiites et basaltes komatiites), y compris dans le binaire ϵNd (2.65 Ga) vs SiO_2 , (Fig.VI-20) indiquent plutôt un processus de contamination (ou d'AFC) entre ces roches et la croûte ouzzalienne (orthogneiss TTG, orthogneiss alcalins et granulites Al-Mg).

- la projection d'une grande partie des roches étudiées sur l'isochrone Rb-Sr défini par les orthogneiss alcalins de l'In Ouzzal à 2.65 Ga (Fig.VI-9).

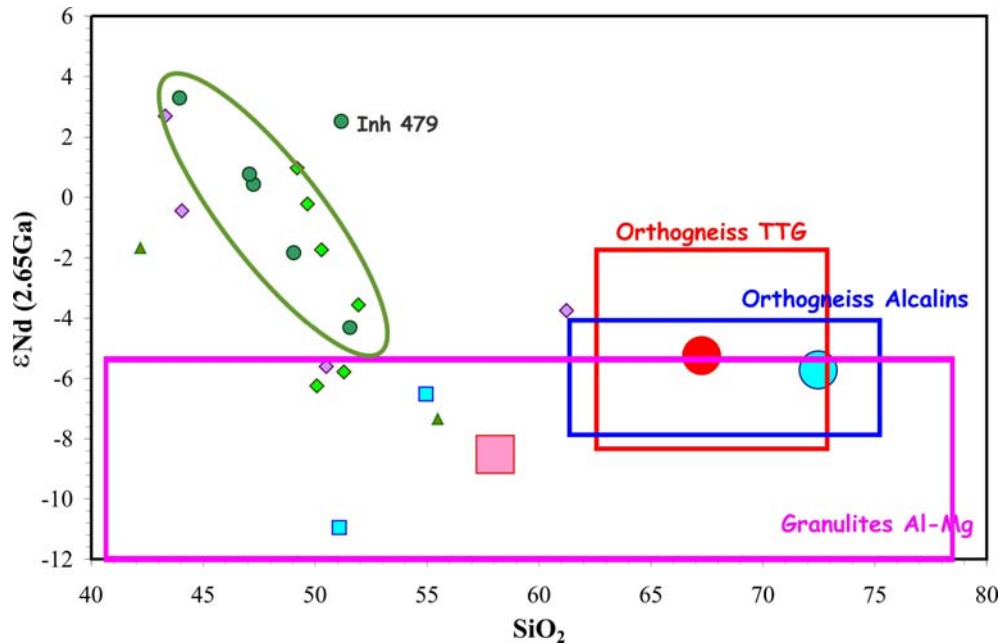


Figure VI-20 : Diagramme SiO_2 vs ϵNd (2.6 Ga)

Ainsi, si on considère que les teneurs en REE et HFSE de la série d'In Hihou, y compris celles des cumûlats komatiitiques et les komatiites, sont originelles, la source de ces roches basiques et ultrabasiques est un manteau appauvri (faibles teneurs en HFSE et ϵNd positif) vraisemblablement suite à des fusions ultérieures au cours de l'Archéen précoce et moyen. Ce

manteau a été enrichi en LILE et en LREE le plus probablement par des fluides ou des magmas calco-alcalins issus d'une croûte océanique subductée.

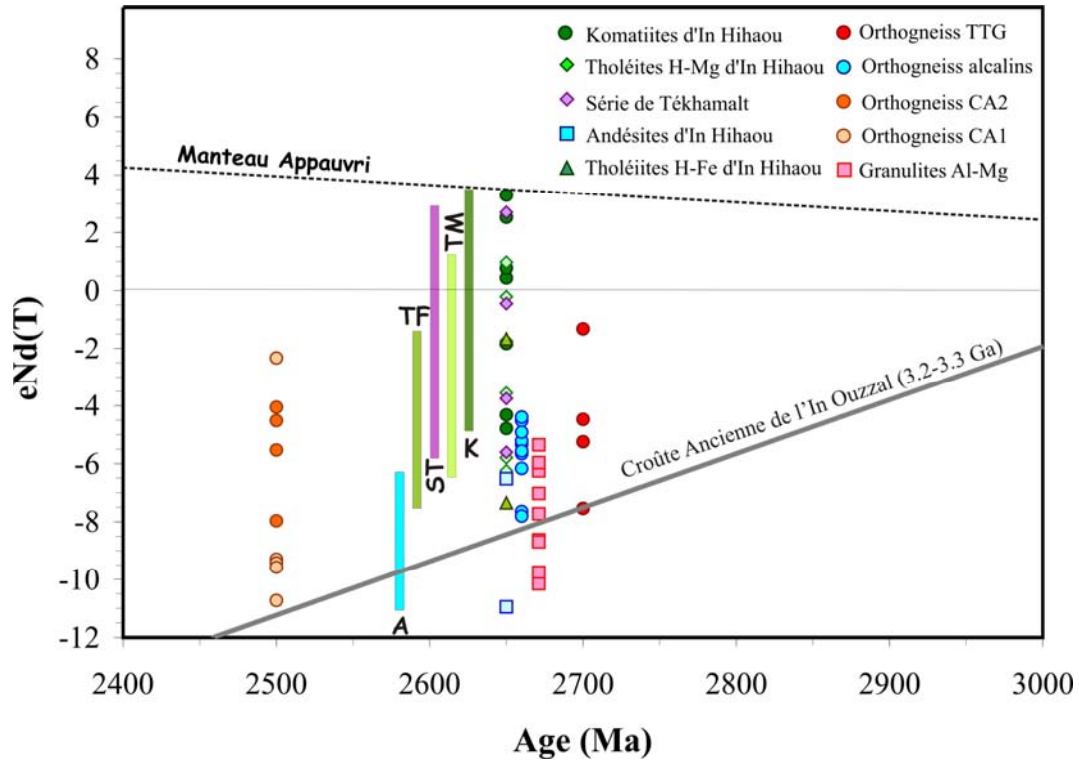


Figure VI-21 : Age des différentes lithologies vs $\epsilon Nd(T)$ (T = âge de mise en place, obtenu pour les formations à composition granitique par la méthode U-Pb sur zircon (Peucat et al., 1996)).

Pour une meilleure visibilité les orthogneiss alcalins (2.65 Ga) ont été légèrement décalés.

Les barres indiquent l'intervalle des valeurs du ϵNd (2.65 Ga) pour les formations basiques et ultrabasiques : K= roches komatiitiques, TM = Tholéites hautement-magnésiennes, ST = Série de Tékhamalt, TF = Tholéites Hautement-ferrifères, A= Roches andésitiques.

La figure VI-21 montre que les komatiites d'In Hihou ont des compositions en ϵNd (2.65 Ga) qui s'étalent de 3.30, valeur identique à celle du manteau appauvri de cet âge-là, à -4.79 . Ces valeurs négatives suggèrent une contamination par un pôle ancien représenté dans la figure par la croûte de l'archéen précoce de l'In Ouzzal (dont on peut trouver l'empreinte aussi bien dans les orthogneiss plus récents (alcalins et calco-alcalins par exemple) que dans les granulites Al-Mg (eux-mêmes constituées du démantèlement de roches basiques et ultrabasiques altérées et de composants felsiques d'anciens granites) Les compositions des tholéites magnésiennes sont plus basses de 0.97 à -5.79 . Les tholéites hautement-ferrifère présentent des ϵNd allant de -1.67 (Inh 596) à -7.35 (Inh 441).

Les roches andésitiques sont les seules parmi les roches étudiées qui se projettent sur la droite qui représente l'évolution de la croûte ouzzalienne d'âge 3.2-3.3 Ga. Il semble ainsi que soit elles sont très antérieures à 2.65 Ga, , soit qu'elles résultent d'une forte contamination ou

de la fusion partielle de la croûte de l'archéen précoce. Ou encore, que leur composition en Sm-Nd ait été perturbée.

La série de Tékhamalt montre, quant à elle, des compositions allant de celle d'un manteau légèrement moins appauvri que pour les komatiites ($\epsilon Nd = 2.70$) à des valeurs négatives - 5.61, indiquant une contamination, comme pour toutes les roches basiques et ultrabasiques de l'In Ouzzal, une contamination crustale.

Autre remarque essentielle, l'enrichissement en LREE, des komatiites et des basaltes komatiitiques, est antérieur à la contamination de ce magmatisme par la croûte ouzzalienne. En effet, c'est les komatiites les plus magnésiennes avec des ϵNd positifs qui sont les plus riches en REE et ont les rapports $(La/Sm)_N$ les plus élevés. L'évolution au sein des komatiites et jusqu'aux basaltes komatiitiques est marquée par une contamination de plus en plus élevées par essentiellement un matériel ancien correspondant à la croûte ancienne de l'In Ouzzal ou la lithosphère subcontinentale ancienne. Une allure concave des spectres des terres rares dans la normalisation par rapport aux chondrites de certaines komatiites est caractéristique d'une contamination crustale de ces roches ultrabasiques.

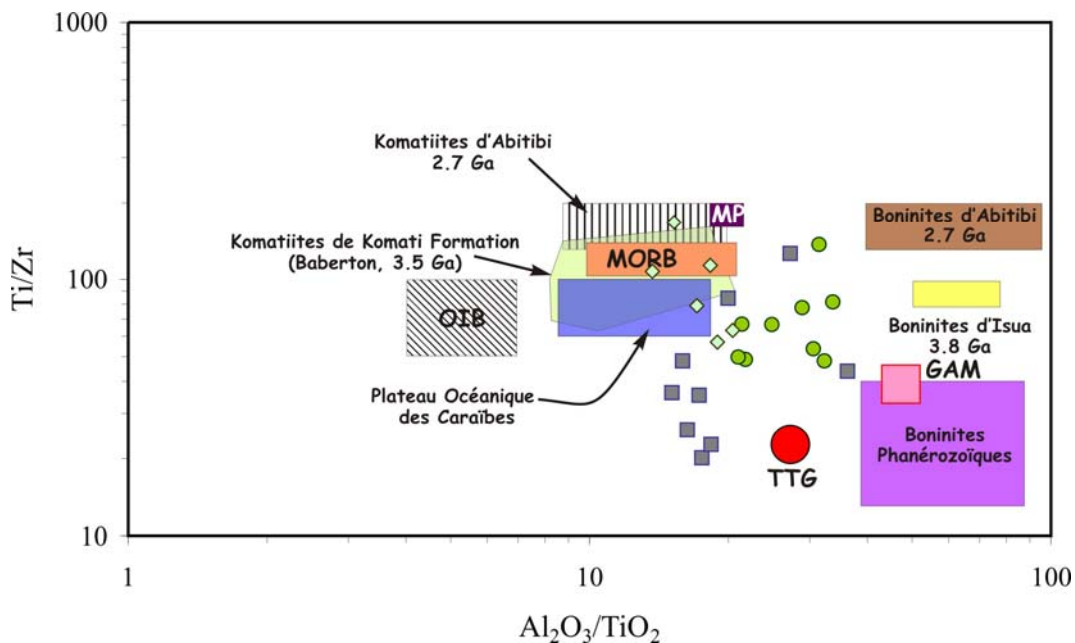


Figure VI-22 :Projection des roches basiques et ultrabasiques de l'In Ouzzal Nord dans le diagramme Al_2O_3 vs Ti/Zr montrant que la série komatiitiques est située entre les pôles croûte ouzzalienne – boninites – et komatiites non appauvries en Al.

Une source appauvrie, métasomatisée par des fluides ou un magmatisme riche en LREE et en LILE donnant des magmas ultramafique rappelle comme souligner précédemment, celle des boninites. Les komatiites ayant subi une forte contamination crustale tendent à devenir des basaltes riches en silice et en magnésium (SHMB = Silico-high-mgnesien basalts). Nous

avons projeté nos échantillons dans plusieurs diagrammes binaires, utilisant les éléments les plus immobiles (Ti, Al, Zr, Y, V, etc) pour tenter d'illustrer ces deux affinités au sein de la série d'In Hahaou (influence d'une zone de subduction vs contamination) pour mieux préciser la source et l'évolution de cette série.

La figure VI-22, Al_2O_3/TiO_2 vs Ti/Zr , suggère que l'évolution des komatiites et des basaltes komatiitiques est aussi bien due à une contamination par la croûte ouzzalienne que par l'inter-action entre une source komatiitique « normale » avec une source boninitique (représentant une source appauvrie puis enrichie suite à la subduction d'une croûte océanique avant une fusion à très haute température). En effet, les échantillons se projettent dans un champ délimité par trois « pôles » : les komatiites archéennes, les boninites et les constituants de la croûte ouzzalienne.

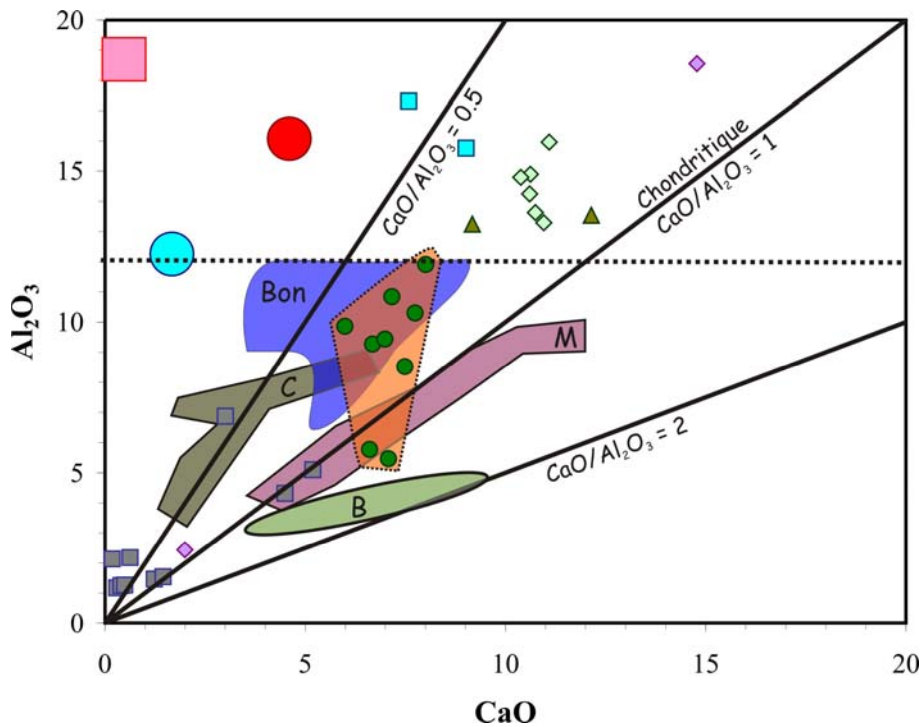


Figure VI-23: Projection des roches basiques et ultrabasiques de l'In Ouzzal du Nord dans le diagramme CaO vs Al_2O_3 montrant l'évolution de la composition de différentes séries de komatiites (B = Barberton, M = Munro, C = Commondale). Le champ de composition des boninites est également représenté. Les données ont été synthétisées par Wilson (2003). Le trait en tirés limite le champ dessiné par Wilson (2003) en fait la composition des boninites, va au-delà.

Dans la figure CaO vs Al_2O_3 (Fig.VI-23), les roches komatiitiques de l'In Ouzzal Nord se projettent dans un champ qui se superpose en partie à celui des komatiites de type Munro et en partie à celui des boninites. La contamination par la croûte ouzzalienne est illustrée par la déviation de certains échantillons vers le domaine où les teneurs en Al_2O_3 sont élevées et celles en CaO basses. L'évolution des tholéiites hautement-magnésienne est surtout régie par la cristallisation du clinopyroxène et du plagioclase.

Les mêmes observations peuvent être tirées du diagramme TiO_2 vs Al_2O_3 (Fig.VI-24), où une grande partie des échantillons suivent une trajectoire parallèle à celle des komatiites de la région de Commodale

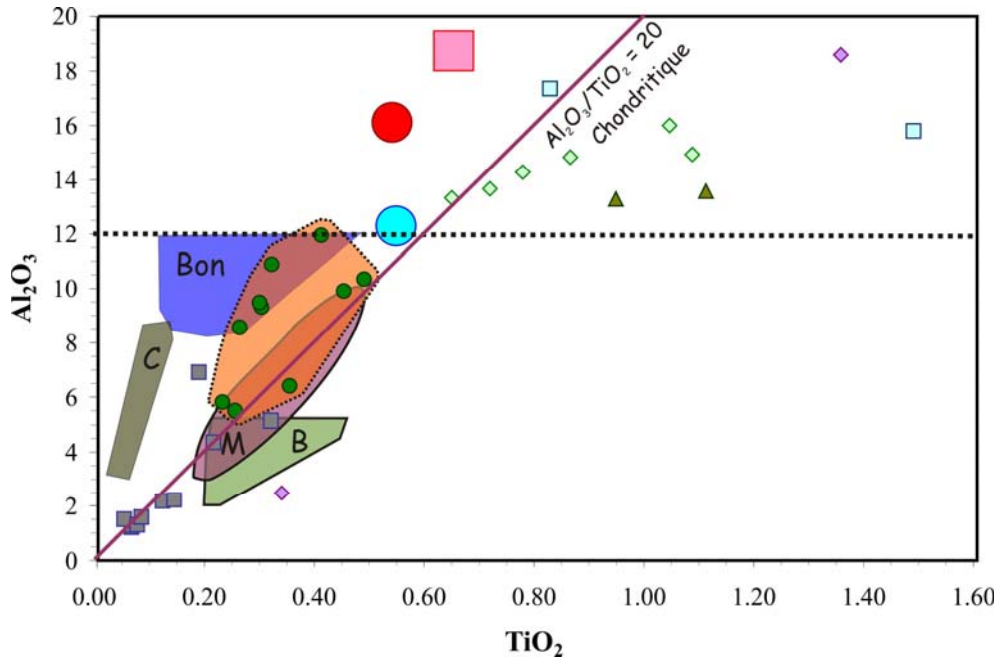


Figure VI-24 : Projection des roches basiques et ultrabasiques de l'In Ouzzal du Nord dans le diagramme TiO_2 vs Al_2O_3 . Même légende que la figure précédente.

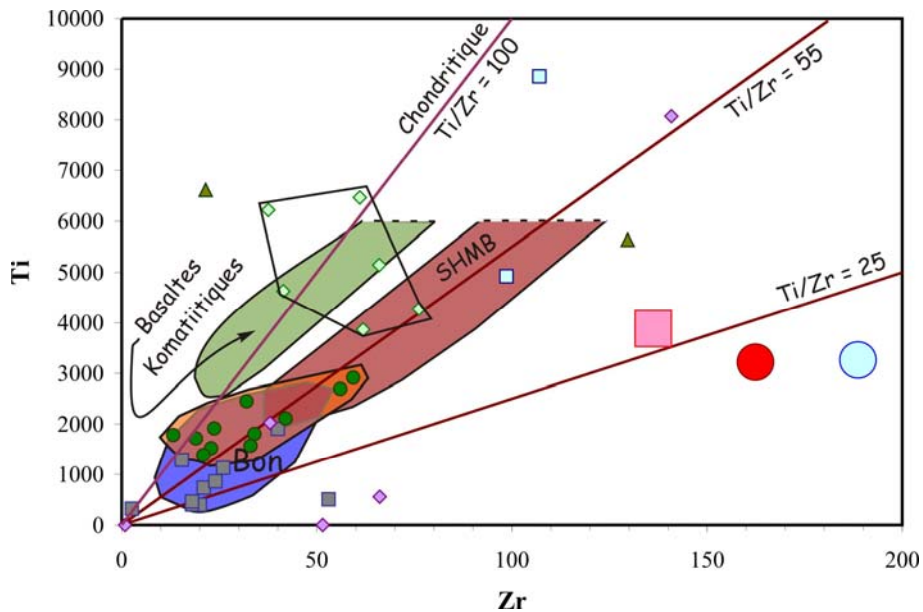


Figure VI-25 : Projection des roches basiques et ultrabasiques de l'In Ouzzal Nord dans le diagramme Zr vs Ti. Les champs représentés sont Poidevin (1994) pour les boninites, Arndt et Nesbitt (1982) pour les basaltes komatiitiques et Sun et al. (1992) pour les SHMB. Même légende que figures précédentes.

La figure VI-25, Zr vs Ti, montre que les komatiites et les basaltes komatiitiques présentent un trend allant du domaine des boninites, avec un rapport initial chondritique à sub-

chondritique (~100), à celui des SHMB. Cette évolution se fait en direction de la croûte ouzzalienne. Les tholéiites hautement-magnésiennes montrent elles-aussi une évolution de valeurs chondritiques vers des valeurs du rapport Ti/Zr plus basses suites à une contamination par la croûte.

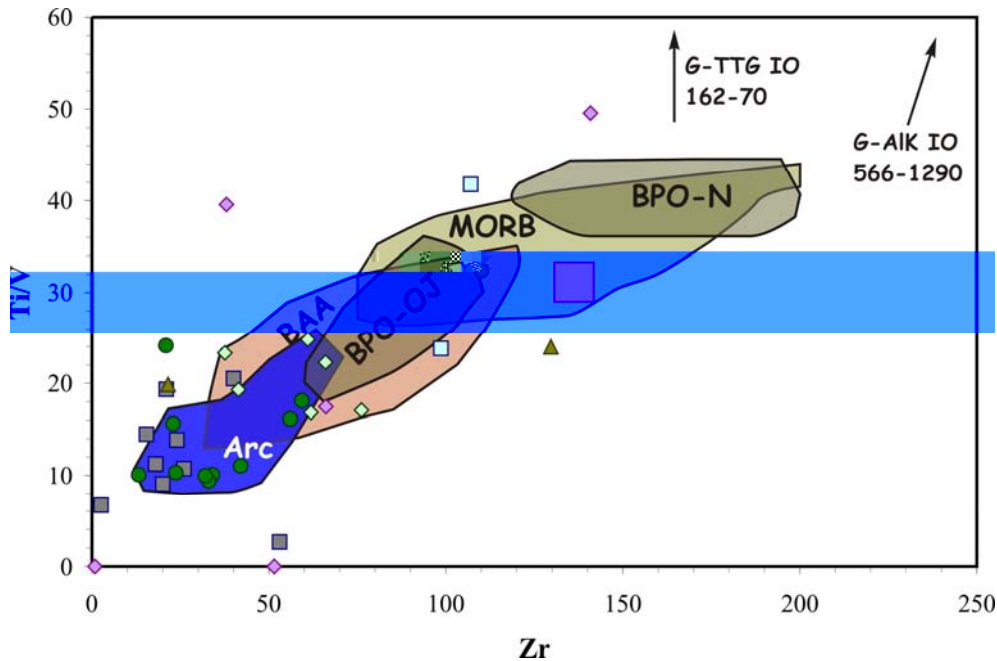


Figure VI-26 : Projection des roches basiques et ultrabasiques de l'In Ouzzal Nord dans le diagramme Zr vs Ti/V avec les champs délimités par Gribble et al., (1996) des MORB du Pacifique, de l'arc de Kermadac et des basaltes des bassins d'arrière-arc du Pacifique. Le champ des basaltes du plateau océanique d'Ontong-Java (BPO-OJ) et du plateau de Narau (BPO-N) sont respectivement de Floyd (1989) et Mahoney et al. (1993)

La figure VI-26, Zr vs Ti/V, montre que les teneurs en éléments de transition caractéristiques d'un magmatisme d'arc ont été acquies avant la contamination crustale. La série d'In Hihou se projette en dehors des champs définis pour différents plateaux océaniques actuels (plateaux océaniques d'Ontong-Java et de Narau). La très grande majorité des komatiites, des basaltes komatiitiques et des tholéiites se projettent dans le champ du magmatisme d'Arc. Seuls deux tholéiites hautement-magnésiennes se projettent dans le champ du magmatisme d'arrière-arc.

VI- Caractéristiques géochimiques de la série de Tekhamalt

Dans cette série une anorthosite, trois leuconorites à leucogabbros et une ultrabasite ont été analysées. L'anorthosite présente des spectres de terres rares normalisées aux chondrites (Fig.VI-27B) et d'éléments en traces normalisés au manteau primitif (Fig.VI-28C) et aux MORB (Fig.VI-28D) typique d'une accumulation de plagioclase. Les autres échantillons, et particulièrement Tek 39 et la roche ultrabasique (Tek 33A) montrent des caractéristiques d'un magmatisme intra-plaques : avec un enrichissement important en terres rares ($La/Yb_N = 6.9$ à

18 avec $La/Sm_N = 2.5$ à 4.9 et $Gd/Yb_N = 1.31$ à 2.16 , Fig.VI-27A) et, dans la normalisations des éléments en traces par rapport au manteau appauvri (Fig.VI-28A) et aux MORB ((Fig.VI-28B), une baisse régulière des LILE aux HFSE et HREE.

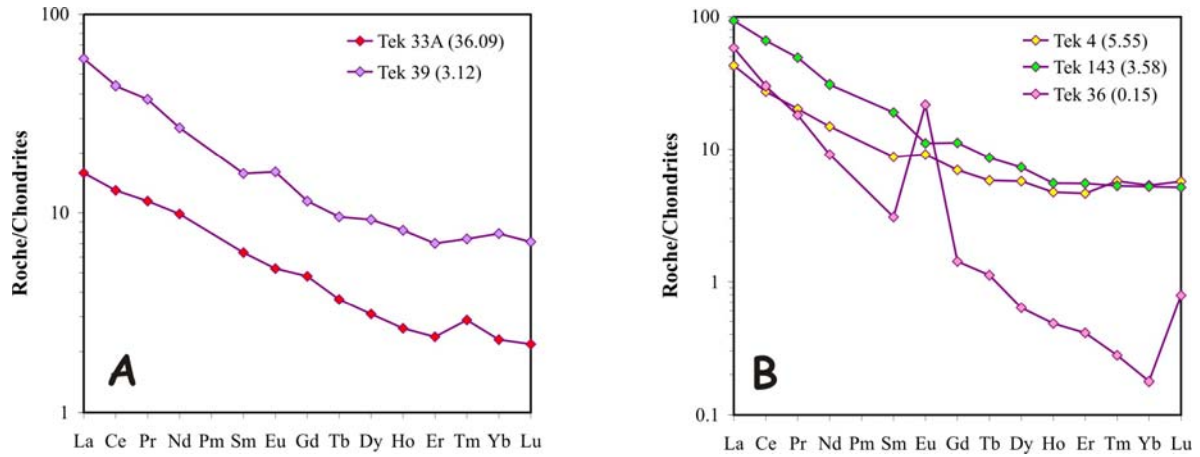


Figure VI-27: Normalisation des terres rares aux chondrites de, A : péridotite (Tek 33A) et mélanorite (Tek 39) ; B : A northosite (Tek 36) et mélanorites (Tek 4 et 143).

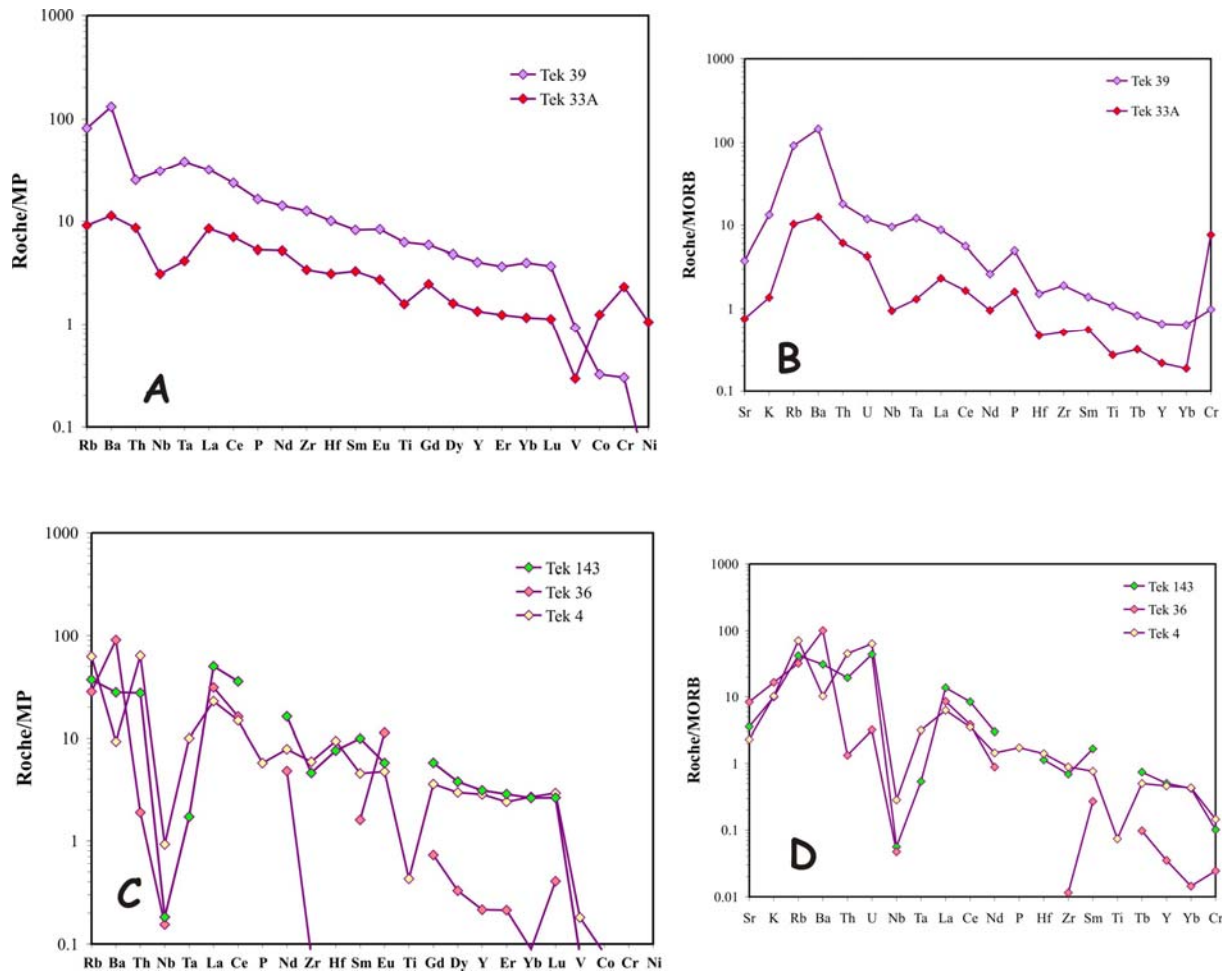


Figure VI-28: Normalisation de la série de Tekhamalt (A et D), des tholéiites H-Mg (B et E) et Tholéiites H-Fe (C et F) au Manteau primitif et aux MORB.

Ce type de série est bien connu aussi bien dans les ceintures de roches vertes archéennes (ex. Boston Township, Stone et al., 1995, Hollings and Wyman, 1999) que dans des terrains phanérozoïques (Hollings, 2002). Dans les régions phanérozoïque, il est lié le plus souvent à des basaltes continentaux dérivant de la lithosphère sub-continentale (Gibson et al., 2000). Les données isotopiques indiquent un manteau moyennement appauvri et une contamination par la croûte lors de la mise en place.

VII- Conclusion Générale à la géochimie des séries basiques et ultrabasiques de l'In Ouzzal du Nord

Cette étude a permis de montrer que la série basique et ultrabasique d'In Hihaou est composée de roches ayant des compositions en éléments majeurs et traces semblables à celles des séries komatiitiques et tholéitiques archéennes. Elles se caractérisent par des teneurs élevées en SiO_2 et Al_2O_3 (ce qui les rapproche des komatiites de type Munro) et basses en TiO_2 et FeO . Elles se caractérisent également par un enrichissement en LILE et en LREE et un appauvrissement en HFSE similaires aux séries appartenant à un magmatisme d'arc. Les données isotopiques Rb-Sr et Sm-Nd confirment leur âge à environ 2.65 Ga, pendant la formation des bassins de ceintures de roches vertes. Leur compositions en ϵNd (2.65 Ga) et HFSE indiquent que leur source est un manteau appauvri, enrichi par métasomatisme en LILE et LREE. Les éléments les plus immobiles confirment cela et indiquent que leur mise en place s'est accompagnée par des processus de contamination par les différents pôles qui constituent la croûte de l'In Ouzzal. Leur basse viscosité et leur température très élevée de mise en place permettent une ascension très rapide au sein de la croûte avec une forte contamination de l'encaissant sans qu'il y ait une homogénéisation géochimique de l'ensemble. D'où les perturbations dans les binaires MgO vs majeurs et traces par les différents pôles contaminants.

Le dépôt des formations paradérivées de l'In Ouzzal Nord a été interprété comme lié à un bassin d'arrière-arc (Ouzegane et al., 2003), contemporain de la mise en place de granites alcalins de type rift (Peucat et al., 1996 ; Ouzegane et al., 2003). Le magmatisme basique et ultrabasique d'In Hihaou est intimement associé à ces formations paradérivées. La question qui se pose est : « Est-il possible d'insérer ce magmatisme dans un tel contexte géodynamique ? ».

La réponse pourrait être donnée en comparant cette série au magmatisme basique et ultrabasique riche en LILE, LREE et pauvre en HFSE, du Bassin de Mallina (2.9 Ga), dans le craton de Pilbara, au Nord-Ouest de l'Australie. En effet, Smithies (2002) propose que l'enrichissement en LREE et en LILE bien que lié à une subduction, la fusion générant le

magmatisme du Bassin de Mallina est intervenu bien après dans un contexte de « non-subduction ». Il se serait mis en place 60 Ma après l'évènement régional lié à la subduction dans un contexte intracontinental. Justement, dans l'In Ouzzal des TTG, considérés comme liés à un magmatisme de subduction, ont été datés à 2.7 Ga, soit 50 Ma avant le magmatisme étudié.

La série de Tekhamalt, qui semble correspondre à une fusion de la lithosphère subcontinentale pourrait représenter l'initiation de cette période d'extension aboutissant à la formation du bassin d'arrière-arc.

Chapitre VII

L'Encaissant : Les Granulites Al-Mg à Spinelle

L'ENCAISSANT : LES GRANULITES-AL-MG À SPINELLE

I- INTRODUCTION

Parmi les différentes lithologies constituant l'encaissant immédiat des roches basiques et ultrabasiques de l'In Ouzzal Nord, dans les synformes à reliques de ceintures vertes, des granulites alumino-magnésiennes présentent la particularité d'avoir les teneurs en silice les plus basses (entre 37 et 41 wt%). Cela permet au spinelle avec ou sans corindon d'apparaître dans les paragenèses les plus précoces. De telles compositions sont exceptionnelles pour les granulites Al-Mg, qui sont en général beaucoup plus riches en silice, et expliquent leur rareté dans la littérature internationale. Ces paragenèses sont des reliques du métamorphisme prograde granulitique où le spinelle primaire et le corindon sont des indicateurs précieux traduisant des températures, avant le pic, de l'ordre de 700 à 800 °C (Ouzegane et al. 2003a).

Le présent chapitre concerne ces granulites Al-Mg qui pour certaines n'ont jamais été étudiées auparavant (celles à corindon + spinelle + sillimanite) ou n'ont fait l'objet que d'études succinctes (celles à spinelle primaire, Ouzegane, 1987 ; Bertrand et al., 1992).

Notons que ces granulites Al-Mg sous-saturées en silice présentent des minéralogies et des textures souvent complexes caractérisées par des variations chimiques illustrées par de nombreux assemblages distincts à l'échelle de la lame.

II- GÉOCHIMIE ET TRAVAUX ANTÉRIEURS

Les granulites Al-Mg de l'In Ouzzal ont fait l'objet de plusieurs travaux, tant en ce qui concerne leur pétrographie (Kienast and Ouzegane, 1987 ; Ouzegane et Kienast, 1996 ; Ouzegane et Boumaza, 1996 ; Ouzegane et al., 2003a ; Ouzegane et al., 2003b) que sur leur géochimie (Bernard-Griffith et al., 1996). Elles affleurent (Fig.VII-1) particulièrement dans les régions d'In Hihaou, surtout dans le reg de Roccan et d'Alouki. Elles sont plus rares à Tin Tchik Tchik et Ihouhaouene. C'est à Tekhamalt qu'elles ont fait l'objet des études les plus complètes en géochimie des isotopes stables et des terres rares (Bernard-Griffith et al., 1996). Dans l'In Ouzzal sud, entre Tirek et Amesmessa, elles sont également présentes, mais extrêmement rares (Djemai, 1996). Elles sont associées, au sein de bassins linéaires et sinueux aux autres formations constituant les ceintures de roches vertes, comme les marbres, quartzites à magnétites, granulites Al-Fe, roches orthodérivées basiques et ultrabasiques.

L'Encaissant : Les Granulites Al-Mg à Spinelle

Ce sont des roches composées à plus de 90% en poids d'oxydes de SiO_2 - Al_2O_3 - FeO - MgO . En raison de leur composition en $\delta^{18}\text{O}$, qui s'étale de 5 à 9.5‰ (Bernard-Griffith et al., 1996), et de teneurs élevées en Ni, Cr et Co une origine restitutive, c'est-à-dire par anatexie, a été écartée. La fusion partielle aurait homogénéisé les $\delta^{18}\text{O}$ et n'aurait pu produire des teneurs en Ni et Cr aussi élevées que celles des roches étudiées. Bernard-Griffith et al. (1996) suggèrent qu'il s'agit d'un mélange dans des proportions variables d'un composant détritique mature, composé essentiellement de quartz provenant du démantèlement d'un protolithe granitique et d'un composant immature, issu de l'altération hydrothermale de protolithes basiques à ultrabasiques (produisant de la chlorite). Les observations de terrain et en lames minces semblent quand même suggérer l'intervention d'une fusion partielle in situ. Des niveaux de leucosomes constitués de quartz et de feldspaths sont systématiquement associés à ces granulites et ceci aussi bien à Alouki qu'à Tekhamalt. Les granulites alumino-magnésiennes de l'In Ouzzal, malgré le nombre réduit d'éléments majeurs qui les constituent (Si, Al, Mg et Fe), peuvent montrer une grande variabilité chimique. Ces différences chimiques se traduisent par une grande variabilité d'assemblages minéralogiques. Ces roches qui sont très sensibles aux variations de température et de pression, sont d'excellents marqueurs de l'évolution métamorphique de la croûte continentale profonde.

Sur la base de la présence de certains minéraux clefs et de leurs teneurs en silice (% en poids), les granulites alumino-magnésiennes ont été classées en cinq groupes (Fig.VII-2 : Ouzegane, 1987 ; Ouzegane et al., 2003a).

- 1- les granulites alumino-magnésiennes à spinelle (SiO_2 : 37 à 40 %)
- 2- les granulites alumino-magnésiennes à corindon (SiO_2 : 40 à 41 %)
- 3- les granulites alumino-magnésiennes sans quartz (SiO_2 : 43 à 45 %)
- 4- les granulites alumino-magnésiennes à quartz (SiO_2 : 46 à 63 %)
- 5- les quartzites alumino-magnésiennes (SiO_2 : 65 à 85 %)

Dans le premier groupe, le plus pauvre en silice et objet de cette étude, le spinelle est souvent blindé dans la saphirine. C'est la présence de ce spinelle primaire qui constitue le caractère distinctif de ces roches.

Sur le terrain, ces différents groupes sont intimement liés et chaque faciès peut faire plusieurs mètres à quelques dizaines de centimètres d'épaisseur. Les affleurements quant à eux peuvent faire plusieurs centaines de mètres.

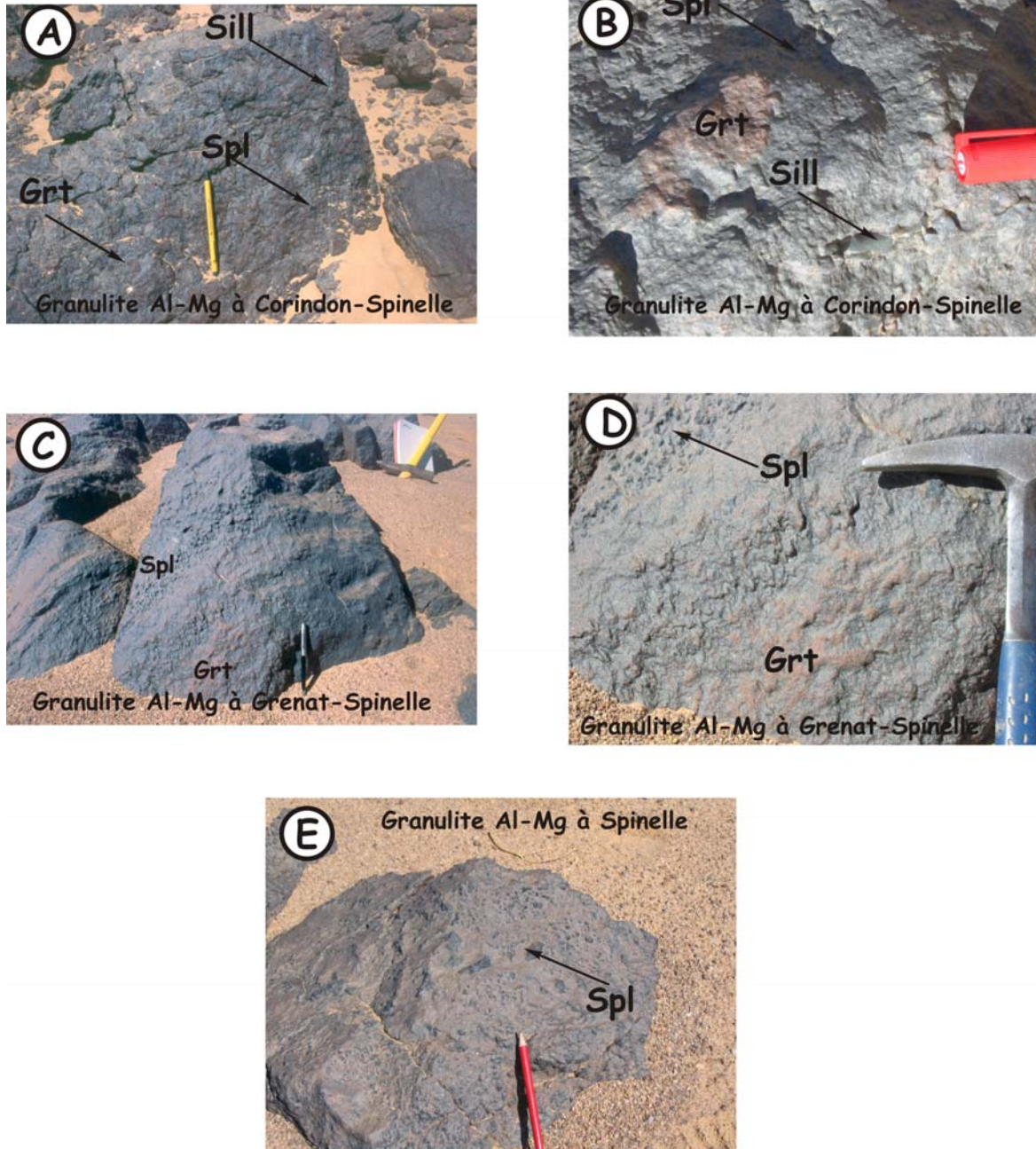


Figure VII-1: Photographies d'affleurements de granulites aluminomagnésiennes à spinelle dans l'In Ouzal Nord

A – Affleurement d'une granulite aluminomagnésienne à spinelle-corindon.

B – Vue plus rapprochée d'une Granulite aluminomagnésienne à spinelle-corindon. A Noter la grande taille que peuvent prendre les minéraux tels que le grenat ou la sillimanite. Le fond bleu est dû à la présence de la saphirine.

C – Affleurement d'une granulite aluminomagnésienne à spinelle-grenat.

D – Vue plus rapprochée du même affleurement qu'en C. Là aussi les minéraux peuvent atteindre une taille pluricentimétrique. A Noter la présence du spinelle en saillies noires.

E – Affleurement d'une granulite aluminomagnésienne à spinelle.

L'Encaissant : Les Granulites Al-Mg à Spinelle

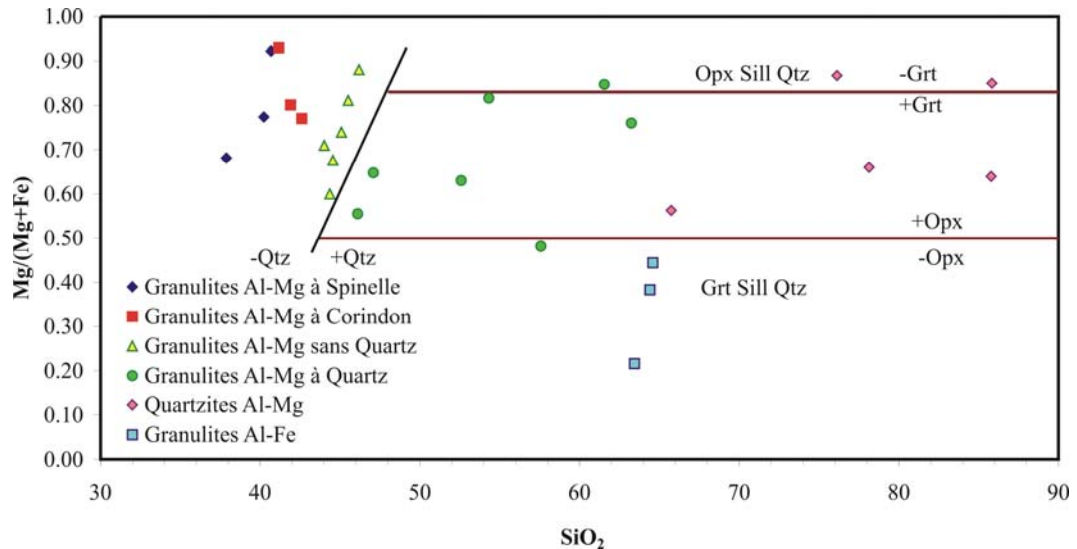


Figure VII-2: Classification des granulites Al-Mg et Al-Fe en fonction du rapport Mg/Mg+Fe (en proportion molaire) vs SiO₂ (% en poids d'oxydes). Ce diagramme montre l'influence de ces deux paramètres sur la composition minéralogique des granulites de l'In Ouzzal (Ouzegane et al., 2003)

Figure VII-3: Assemblages et textures réactionnelles dans les granulites à spinelle-corindon :

A- Image BSE obtenue au MEB montrant un microdomaine où la paragenèse précoce est à corindon, biotite, sillimanite, grenat. Le corindon est entouré d'une double couronne avec du spinelle à son contact puis de la saphirine. La saphirine, la sillimanite et le grenat sont entourés par des couronnes de cordiérite. (le X_{Fe} des différents phases est illustré par l'intensité du blanc : plus c'est clair plus c'est riche en fer);

B- Image BSE, montrant de la biotite primaire déstabilisée en orthopyroxène, feldspath perthitique et saphirine. Ultérieurement, de la cordiérite est venue séparer la saphirine de l'orthopyroxène et des autres phases présentes.

C- Photo prise au microscope en lumière naturelle du même microdomaine qu'en A montrant la réaction $\text{Grt} + \text{Bt} + \text{Cor} \Rightarrow \text{Spr} + \text{Spl} + \text{FK}$, la cordiérite sépare ensuite la saphirine du grenat.

D- Photo prise au microscope en lumière polarisée-analysée montrant de la saphirine associée à de la sillimanite séparant la biotite de l'orthopyroxène et du grenat. De la cordiérite envahie l'ensemble. Les associations à sillimanite-saphirine peuvent être interprétées comme le résultat de la réaction précoce $\text{Opx} + \text{Cor} + \text{Bt} \Rightarrow \text{Spr} + \text{Sill} + \text{FK}$

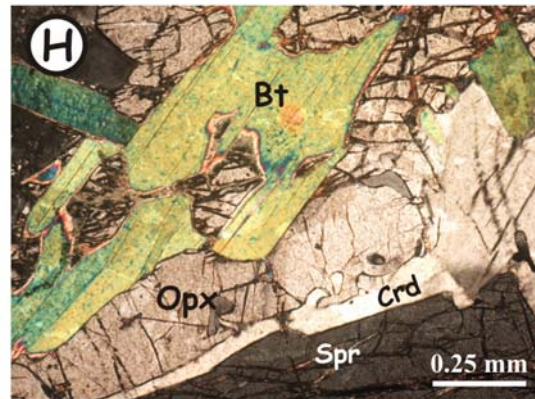
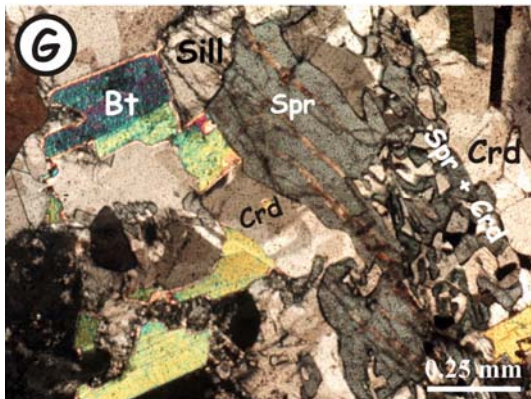
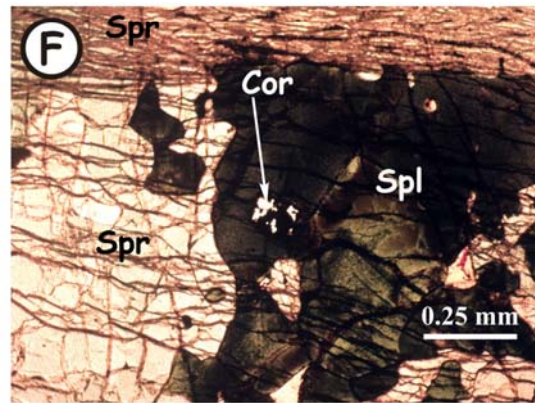
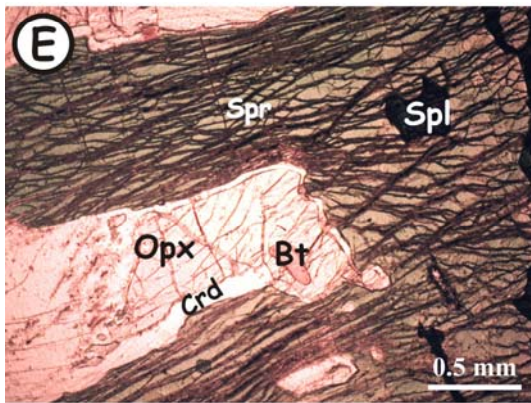
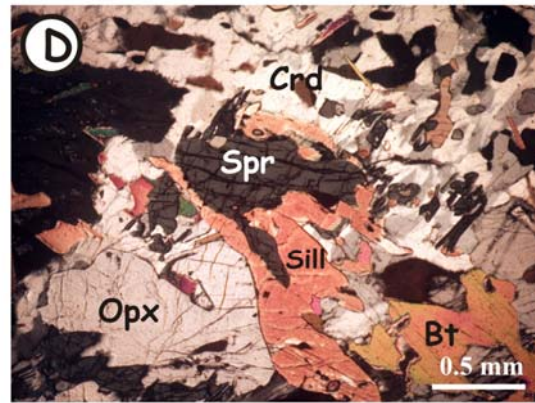
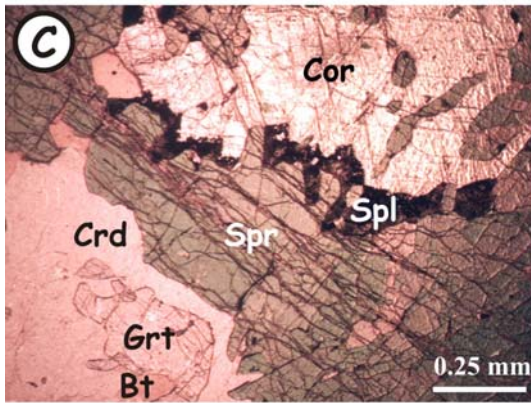
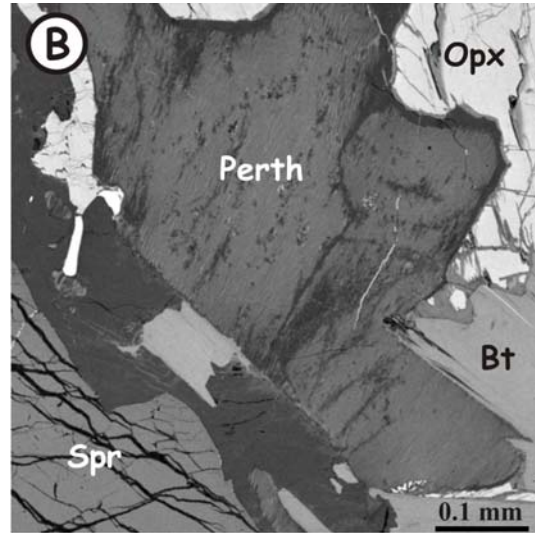
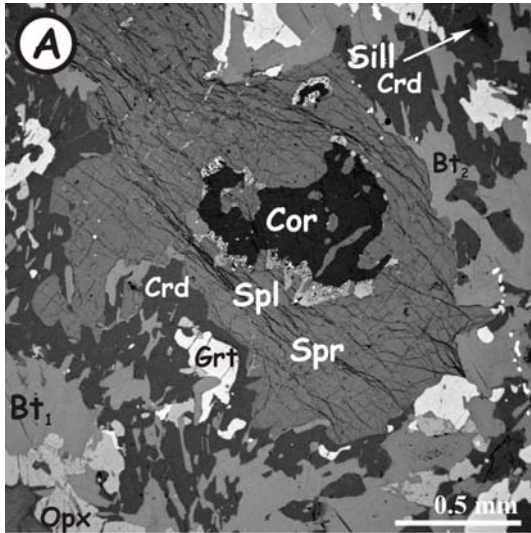
E- Photo prise au microscope en lumière polarisée-analysée montrant du spinelle dans un grand porphyroblaste de saphirine. Cette dernière est séparée de l'orthopyroxène par un liseré de cordiérite. La réaction impliquée est du type : $\text{Spl} + \text{Bt} \Rightarrow \text{Opx} + \text{Spr} + \text{FK}$, ensuite la cordiérite se forme suite à la réaction : $\text{Opx} (\text{riche en Al}) + \text{Spr} \Rightarrow \text{Opx} + \text{Spr} (\text{riche en Al}) + \text{Crd}$.

F- Photo prise au microscope en lumière naturelle montrant en gros plan du spinelle contenant des reliques de corindon et entouré par une saphirine primaire en grands cristaux.

G- Photo prise au microscope en lumière polarisée-analysée montrant les symplectites tardives à saphirine + cordiérite en présence de sillimanite et de saphirine plus précoce.

H- Photo prise au microscope en lumière naturelle montrant en gros plan l'association orthopyroxène-saphirine entourant la biotite. Un fin liseré de cordiérite sépare l'orthopyroxène de la saphirine.

L'Encaissant : Les Granulites Al-Mg à Spinelle



III- PÉTROGRAPHIE ET RELATIONS DE PHASES

A l'affleurement sur les surfaces patinées d'aspect scoriacé, le spinelle précurseur de la saphirine, sert de site de nucléation et reste en saillie. L'essentiel de la roche est composée de saphirine en intercroissance avec l'orthopyroxène qui se forme au dépend de la paragenèse primaire à spinelle \pm grenat \pm biotite.

Dans le présent travail, il apparaît un nouveau type de roche, intermédiaire entre le type 1 et 2 ; c'est-à-dire à spinelle primaire mais également à corindon et sillimanite (Inh 499).

Les granulites Al-Mg étudiées peuvent être subdivisées en 3 grands groupes bien distincts suivant leur composition minéralogique:

1- Type A- les granulites Al-Mg à spinelle–corindon: Spl - Sill - Cor - Bt - Grt - Spr - Opx.

2 Type B- les granulites Al-Mg à spinelle sans grenat: Spl - Bt - Opx - Spr - FK ;

3- Type C- les granulites Al-Mg à spinelle-grenat: Grt - Spl - Bt - Spr - Opx - Crd ;

Notons qu'exceptionnellement dans certains échantillons (A18, Inh 499) du quartz en très petits grains est observé blindé dans des minéraux primaires tels que le grenat.

La texture observée au sein de ces roches (Fig.VII-3 et 4), où les grains présentent une taille qui varie de quelques centimètres à quelques millimètres, est porphyroblastique à granoblastique, riches en symplectites et en couronnes. Dans la plupart de ces roches, trois paragenèses on pu être mises en évidence que nous noterons dans la description des relations de phases comme étant la paragenèse primaire, la paragenèse intermédiaire et la paragenèse secondaire.

Figure VII-4: Assemblages et textures réactionnelles dans les granulites à spinelle-grenat et à spinelle sans grenat :

A- Photo prise au microscope en lumière polarisée-analysée d'un assemblage à spinelle-saphirine-orthopyroxène. La saphirine est en couronne autour du spinelle. Cette texture témoigne de la réaction $\text{Opx}_{X1(+Al)} + \text{Spl} \Rightarrow \text{Opx}_{X2(-Al)} + \text{Spr}$

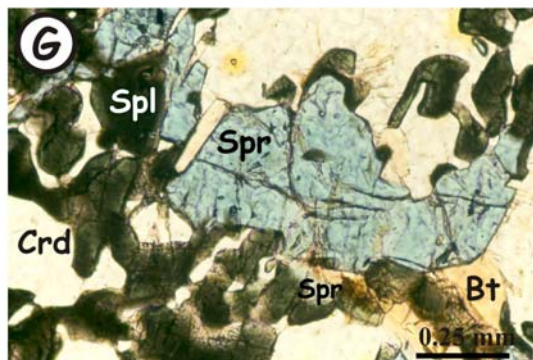
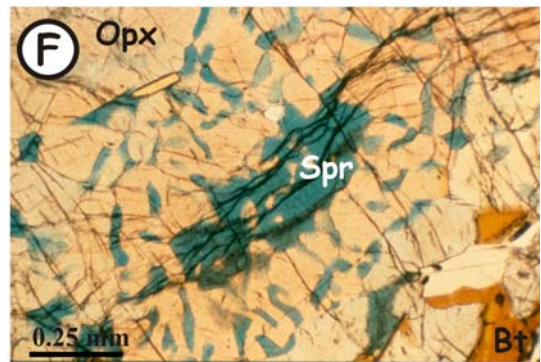
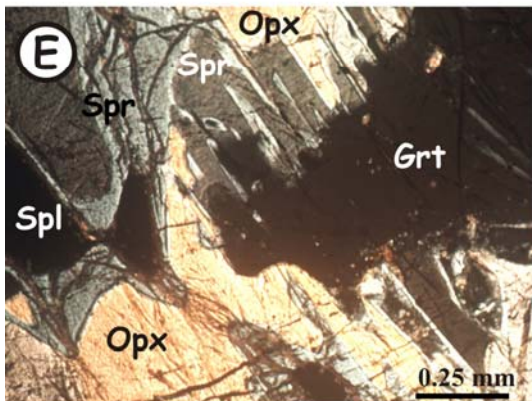
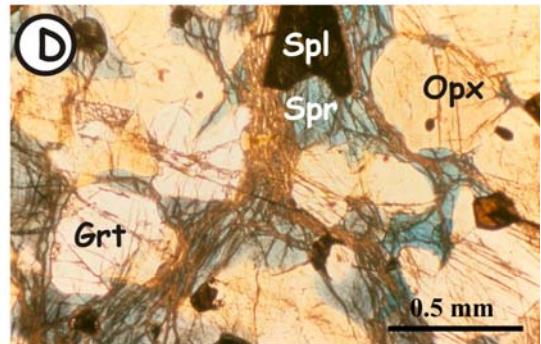
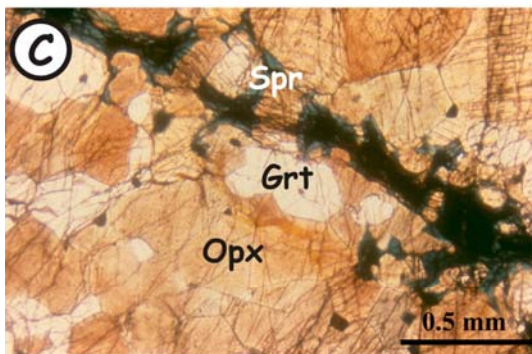
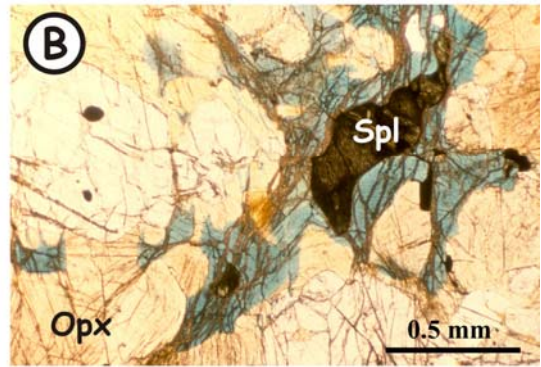
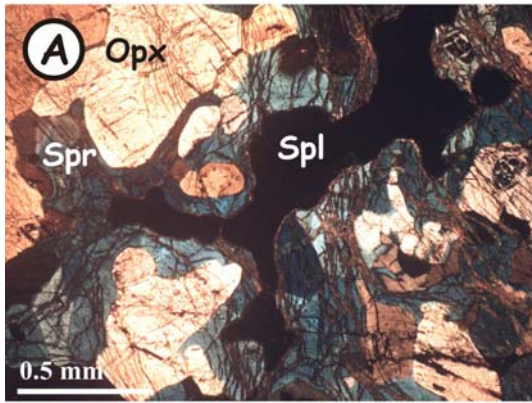
B- Photo prise au microscope en lumière naturelle montrant la même association qu'en A. A noter le spinelle toujours blindé dans la saphirine.

C et D- Photo prise au microscope en lumière naturelle montrant le même assemblage qu'en A et B mais en présence de grenat. A noter la texture de recuit en relation avec une augmentation de la température au cours de la réaction $\text{Grt} + \text{Spl} \Rightarrow \text{Opx} + \text{Spr}$

E- Photo prise au microscope en lumière polarisée-analysée montrant des symplectites à Opx-Spr poussant à partir du grenat, résultant de la réaction $\text{Grt} + \text{Spl} \Rightarrow \text{Opx} + \text{Spr}$

F- Photo prise au microscope en lumière naturelle montrant deux générations de saphirine. La saphirine en symplectite avec l'Opx résulte de la réaction $\text{Opx}_{(+Al)} + \text{Spr}_{(-Al)} \Rightarrow \text{Opx}_{(-Al)} + \text{Spr}_{(+Al)}$

G- Photo prise au microscope en lumière naturelle montrant des symplectites à spinelle-cordiérite-saphirine poussant d'une saphirine plus précoce. C'est l'une des réactions les plus tardives.



L'Encaissant : Les Granulites Al-Mg à Spinelle

Type	Ech	Cor	Spl	Bt	Grt	Opx	Spr	Sill	Pl	FK	Crđ	Zir	Rut	Ilm	Mt	Qtz	Apt	
A	Inh 424		*	**		**	**										*	
	Sn.n6		*	**		**	**											
B	Inh 557		*	**	*	**	*				**							
	Inh 123		**	**	*	**	**				*		*	*				
	Inh 127		*	*	**	**	**				*							
	Inh 548		**	**	**	**	**				*				*			
	Alm		**	**	**	**	**				*							
	Al 3.05		*	**	*	**	**		*	*	*							
	Al 8		*	**	**	**	*		*	**	*						*	
C	Inh 499A	*	*	**	**	*	**	**	*	*	**	*	*				*	
	Inh 499B	*	*	**	*	**	**		*	*	**	*						
	Inh 499C	*	*	**	**	*	**	**	*	*	**		*					
	Inh 499D	*	*	**	*	**	**	*	*	*	**		*					
	Inh 499E	*	*	**	*	**	**	*	*	*	**							
	Inh 499F	*	*	**	*	**	**	*	*	*	**							

*= présent

**= abondant

1 - Le Type A : Les granulites Al-Mg à Spinelle – Cor - Grenat (Inh 499A, B, C, D, E, F)

Ce sont les granulites Al-Mg montrant une évolution paragénétique la plus complètes. Ce type de granulites Al-Mg se caractérise par la présence de corindon et de sillimanite. L'assemblage minéralogique observée est ainsi composée de grenat, corindon, spinelle, orthopyroxène, sillimanite, biotite, saphirine, cordiérite, feldspath potassique, plagioclase rutile, et ilménite.

Nous allons dans ce qui suit décrire certaines associations caractéristiques de ces roches.

Une microstructure spatialement organisée avec du corindon central entouré successivement par une couronne de spinelle puis de grande plage de saphirine. Cette double couronne isole le corindon d'autres porphyroblastes tels que le grenat, l'orthopyroxène et du feldspath potassique en présence de biotite. Cette résorption du corindon suite à des réactions avec le grenat/l'orthopyroxène/la biotite pour donner du spinelle et de la saphirine est généralement attribuée à une augmentation de la température. Ce que semble confirmer, dans le cas présent, la taille importante des produits.

Le spinelle peut également être le seul minéral inclus dans de grandes plages de saphirine qui le sépare ainsi de gros cristaux de grenat, d'orthopyroxène ou de biotite. Une seconde couronne est constituée de cordiérite en symplectite avec l'orthopyroxène associés parfois à de la sillimanite en baguette. Une telle structure est expliquée par des réactions impliquant le spinelle avec le grenat, l'orthopyroxène ou la biotite pour donner des associations à saphirine ± cordiérite ± orthopyroxène ± sillimanite. Cette texture est considérée comme traduisant une augmentation de température et/ou une décompression.

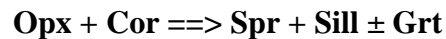
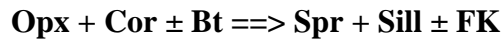
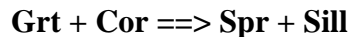
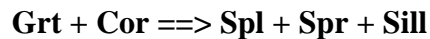
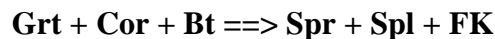
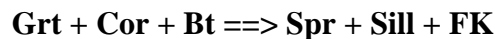
L'Encaissant : Les Granulites Al-Mg à Spinelle

La saphirine en grands cristaux, sans inclusions, peut se présenter associée à de grands cristaux d'orthopyroxène dans une matrice à biotite, cordiérite et feldspath ; ou entourée par de la sillimanite en présence de grenat, de biotite, de cordiérite et de feldspath potassique. Cette dernière texture est extrêmement rare et n'a été décrite que par Arima et Barnett (1984) et Sengupta et al. (1990).

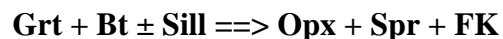
La saphirine secondaire se présente en symplectites soit avec l'orthopyroxène soit avec la cordiérite soit avec les deux. Les autres symplectites observées sont à spinelle + orthopyroxène ± feldspath, orthopyroxène + cordiérite ± feldspath

Ces textures permettent de mettre en évidence trois stades: le stade prograde, le stade intermédiaire et le stade le plus tardif.

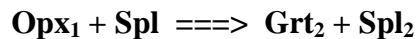
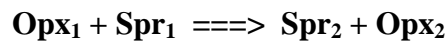
Le stade prograde le plus précoce est matérialisé par la déstabilisation du corindon avec ou sans spinelle, en présence de grenat ou d'orthopyroxène, et la croissance de saphirine en grands cristaux en couronnes suivant les réactions du type



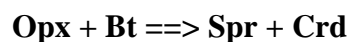
Dans les domaines sans corindon, la saphirine peut également se former au dépend de la biotite et du grenat, en présence ou pas de la sillimanite, suite à la réaction :

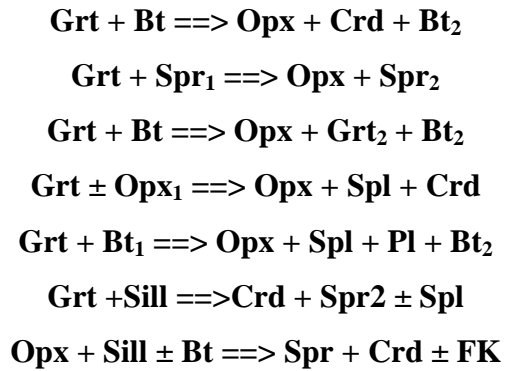


Le stade intermédiaire, où certains minéraux formés au cours du stade précédent réagissent pour former des couronnes de grandes tailles.



Le stade le plus tardif est caractérisé par les différentes associations symplectitiques et des couronnes de petites tailles.



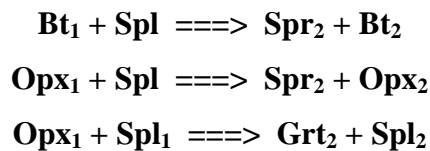


2- Le Type B : Les granulites Al-Mg à Spinelle - Grenat

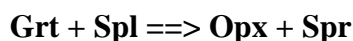
Deux groupes peuvent être distingués:

- sans leucosome, (Inh 557, 127, 548 et 123, Alm)

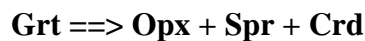
Ces granulites Al-Mg à Spinelle-Grenat présentent une foliation nette définie essentiellement par de la saphirine étirée et des niveaux à grenat et orthopyroxène polygonaux. Ces granulites peuvent être particulièrement riches en rutile et spinelle. Ce dernier est parfois poecilitique, riche en inclusions de fines baguettes de biotite. Ce spinelle est séparé de grands prismes de biotite par des couronnes de saphirine ; et de gros cristaux d'orthopyroxène soit par de la saphirine soit par des symplectites à grenat-spinelle secondaire. Ceci indique respectivement les réactions suivantes :



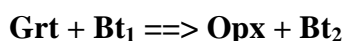
Le spinelle est également séparé du grenat par des symplectites à Opx-Spr, traduisant la réaction :



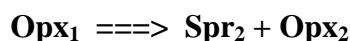
Le grenat peut également se déstabiliser tout seul donnant des symplectites à Opx - Spr - Crd correspondant à la réaction :



Le grenat est également séparé de la biotite par des symplectite à Opx-Bt indiquant la réaction :



Dans certains microdomaines, certaines associations orthopyroxène-saphirine suggèrent une pseudomorphose d'un orthopyroxène primaire et donc d'une réaction du type :

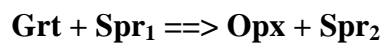


Des inclusions à corindon et spinelle dans le spinelle suggèrent la réaction suivante :



- à leucosome (Al 8, Al 3.05)

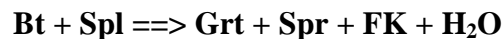
Ces roches se caractérisent par la présence de niveaux feldspathiques contenant parfois de petits grains de quartz. On observe une foliation définie par des cristaux d'orthopyroxène polygonaux, des amas de biotites prismatiques, de la saphirine et du plagioclase. Le spinelle et la saphirine qui l'entoure sont étirés dans la même direction. On note également la présence de grenat et de biotite en inclusion dans la saphirine et de plagioclase dans l'orthopyroxène. Le grenat est séparé de la biotite par des symplectites à Opx-Crd et de la saphirine en gros cristaux par des symplectites à Spr-Crd traduisant les réactions :



Le grenat peut également être séparé de la biotite par des couronnes d'orthopyroxène accompagné de grenat et de biotite secondaire. Ceci correspond à la réaction :

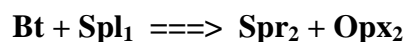
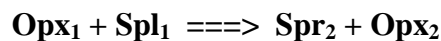


On observe également des inclusions de biotite et de spinelle dans le grenat, ces deux phases sont entourées par un liséré de saphirine traduisant la réaction :

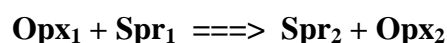


3-Le Type C : Les granulites Al-Mg à Spinelle sans Grenat (Inh 424 -Sn.3.2.n6)

Ce groupe est à Spl - Bt - Opx - Spr - FK. Il se singularise par rapport au reste des roches étudiées par l'absence du grenat. Ces roches sont essentiellement composées d'une matrice à saphirine - orthopyroxène, fréquemment sous forme de symplectites. Le spinelle, de couleur vert olive ou vert foncé, caractérise la paragenèse primaire et renferme parfois en inclusion de la biotite et plus rarement de la saphirine. Il est blindé dans la saphirine qui le sépare ainsi de gros cristaux d'orthopyroxène ou de la biotite traduisant les réactions continues :



L'orthopyroxène en gros cristaux est très abondant, il est le plus souvent xénomorphe, très pléochroïque dans les tons rose saumon jusqu'à incolore et peut comporter des cassures grossières. Les symplectites à Spr - Opx peuvent également être séparés des cristaux de grandes tailles d'orthopyroxène et de saphirine indiquant la réaction :



Les sections de biotite se présentent en lamelles plus au moins allongées pléochroïques dans

les tons bruns-rouge à jaune très faible parfois avec des contours irréguliers. Dans certains microdomaines, de l'orthopyroxène polycristallin et polygonale, de la biotite en amas de cristaux prismatiques, et de la saphirine en grandes plages contenant de nombreuses cassures ont tendance à être orientées et en équilibre.

IV- MINÉRALOGIE

1- La Biotite

Les biotites ont été projetées dans le diagramme binaire Al^{VI} vs X_{Mg} , (Guidotti, 1984, Fig.VII-5). On y observe que toutes les biotites se situent près du pôle phlogopite. Les rapports en X_{Mg} varient de 0.80 à 0.89. Les teneurs en titane et en fluor sont variables. Elles sont de respectivement entre 1.98 et 4.6 % wt et entre 1.5 et 4.3 % wt.

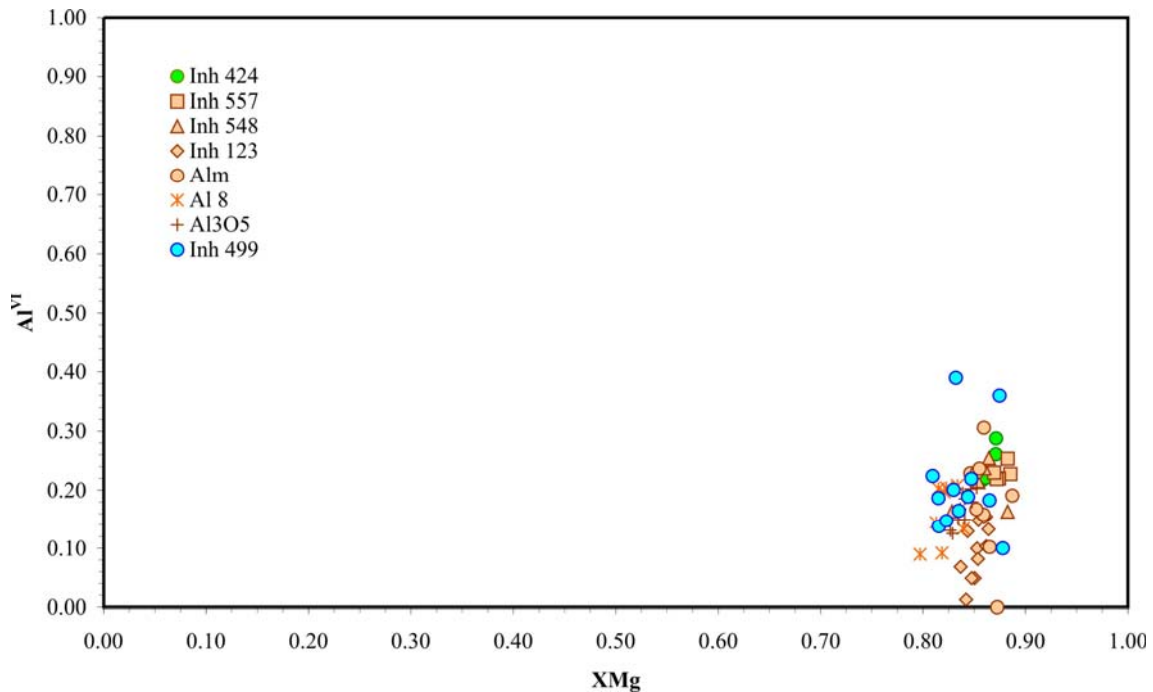


Figure VII-5: Projection de la composition des biotites des granulites Al-Mg étudiées dans le diagramme Al^{VI} vs X_{Mg} de Guidotti (1984)

L'ensemble des échantillons détermine une certaine tendance à une corrélation négative entre ces deux éléments (Fig.VII-6). Dans les roches métamorphiques, des teneurs en Fluor dépassant ainsi 4 % sont rares et sont typiques des biotites du faciès granulite (Dybeck, 1983 ; Guidotti, 1984 ; Ouzegane, 1987). La variation des teneurs en TiO_2 , quand à elle, peut refléter la rééquilibration des biotites au cours de la phase rétrograde du métamorphisme. Certains auteurs ont montré que la présence de titane comme celle du fluor dans les biotites a un effet sur leurs conditions de stabilité : de fortes teneurs augmentent leur champ de stabilité

vers de très hautes températures.

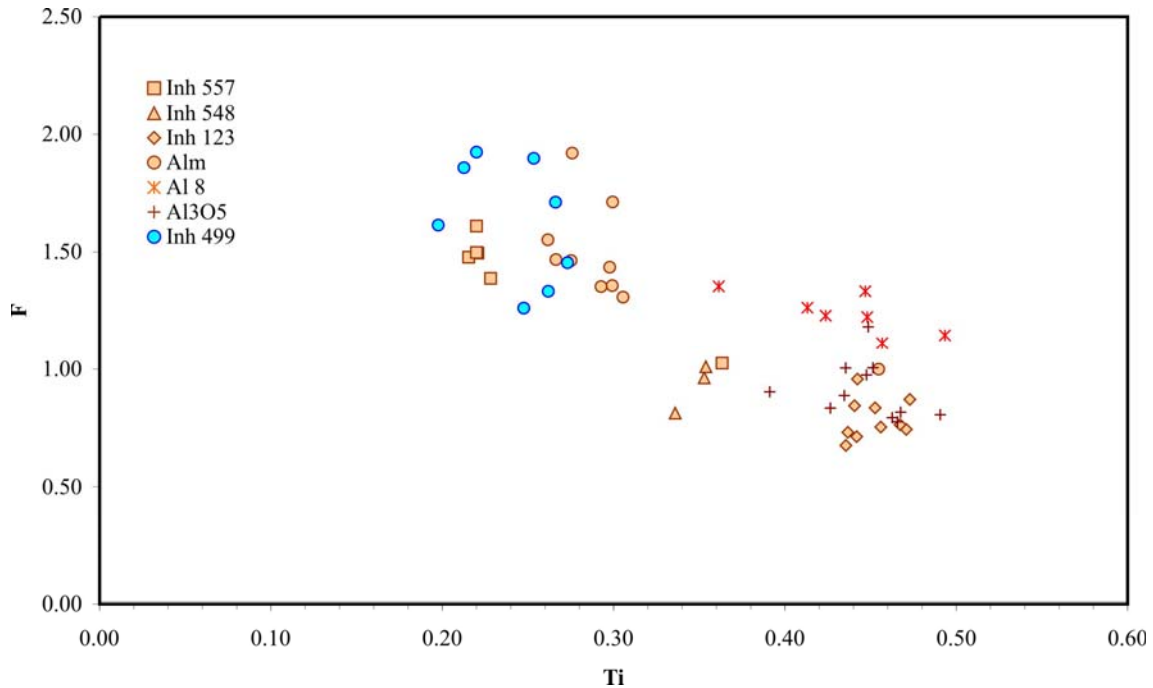


Figure VII-6: Projection de la composition des biotites des granulites Al-Mg étudiées dans le diagramme Ti vs F (pfu). Inh 424 (type B) manque le fluor n'ayant pas été analysé.

Les teneurs en Cl sont faibles (0.03- 0.28). La biotite des granulites de **type C** (à spinelle-grenat) se distingue par les teneurs les plus élevées en aluminium ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 16.51$ à 17.33 wt%) et celle des granulites de **type A** (à corindon-spinelle) par de faibles teneurs en titane. Au sein des granulites de **type C** (à spinelle-grenat), la biotite des roches riches en leucosomes (Al8 et Al3O5) se singularise par des teneurs relativement basses en magnésium et élevées en titane.

Le diagramme binaire $\text{Ti} + \text{Al}^{\text{IV}}$ vs $\text{Si} + \text{Fe} + \text{Mg}$ (Fig.VII-7) permet de mettre en évidence une évolution montrant que les biotites des granulites Al-Mg de **type B** (à Spl sans Grt) sont les plus riches en $\text{Ti} + \text{Al}^{\text{IV}}$ et les plus pauvres en $\text{Si} + \text{Fe} + \text{Mg}$, celles des granulites Al-Mg de **type A** (à spinelle-corindon) ont des caractéristiques inverses. Les biotites des granulites Al-Mg de **type C** (à Spl et Grt) ont des compositions intermédiaires.

Les hétérogénéités chimiques qu'on observe dans ces biotites traduisent également la présence de deux types de biotites primaires texturalement différentes:

- des biotites claires, caractérisées par un léger enrichissement en Fluor et MgO et un appauvrissement en TiO_2 et FeO.
- des biotites foncées, riches en FeO et TiO_2 et pauvres en Fluor.

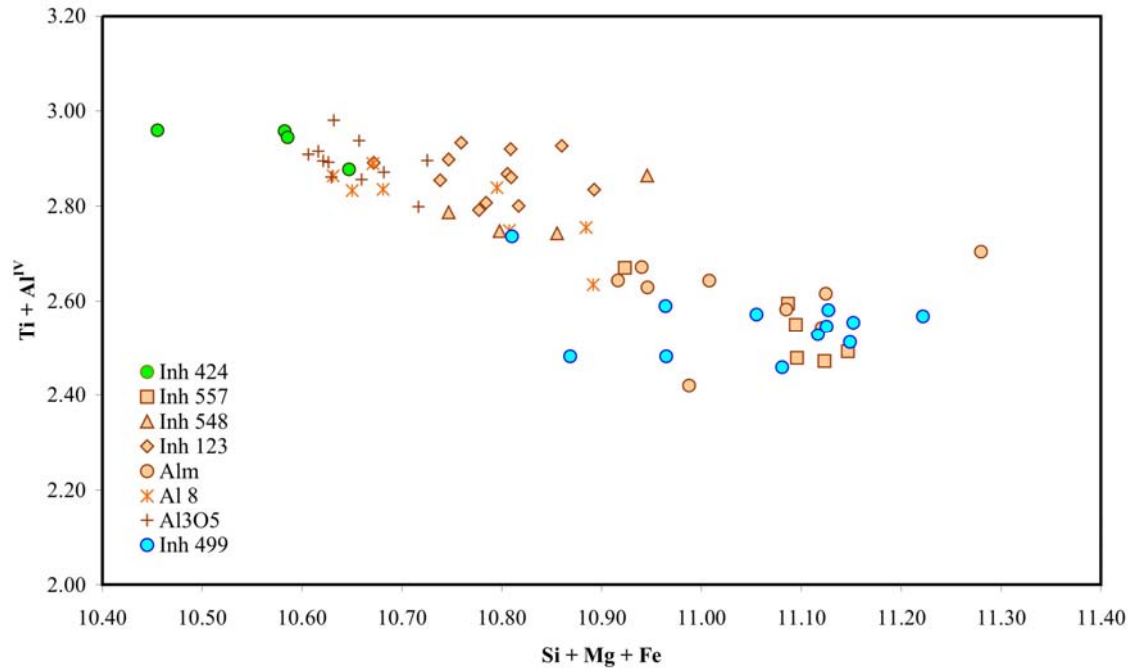
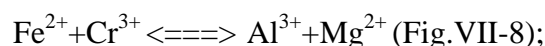


Figure VII-7: Projection de la composition des biotites des granulites Al-Mg étudiées dans le diagramme Si+Mg+Fe vs Ti + Al^{IV} (pfu), montrant la substitution titano-tschermackitique..

Les biotites en inclusions dans le grenat ou au contact direct avec celui-ci présentent des rapports en X_{Mg} supérieur à 0.87, et ceci quelque soit le type de roche. Ainsi, la biotite au contact du grenat s'enrichit en Mg et le grenat en Fer. Ceci est en relation avec des phénomènes de diffusion parfois très tardifs. La biotite au contact du spinelle s'enrichit en Mg alors qu'au contact de la saphirine et de l'orthopyroxène, elle s'appauvrit en Mg et s'enrichit en Al.

2- Le Spinelle

Comme pour les autres phases, les spinelles des échantillons sans grenat sont plus magnésiens ($X_{Mg} = 0.68$) relativement à ceux des associations à grenat (X_{Mg} entre 0.44-0.65). Les spinelles de certains échantillons montrent une relative grande variation du X_{Mg} (ex : granulites Al-Mg de **type A** (à Spl-Cor), $X_{Mg} = 0.44$ à 0.63) ; Srogi et al. (1993) propose qu'un tel fait soit dû à des degrés variables d'exsolution de magnétite. On remarque que le spinelle présente d'autres variations qui font intervenir le Cr. Par exemple la substitution :



observée dans plusieurs échantillons, avec un cœur plus enrichi en Al + Mg que les bordures.

L'Encaissant : Les Granulites Al-Mg à Spinelle

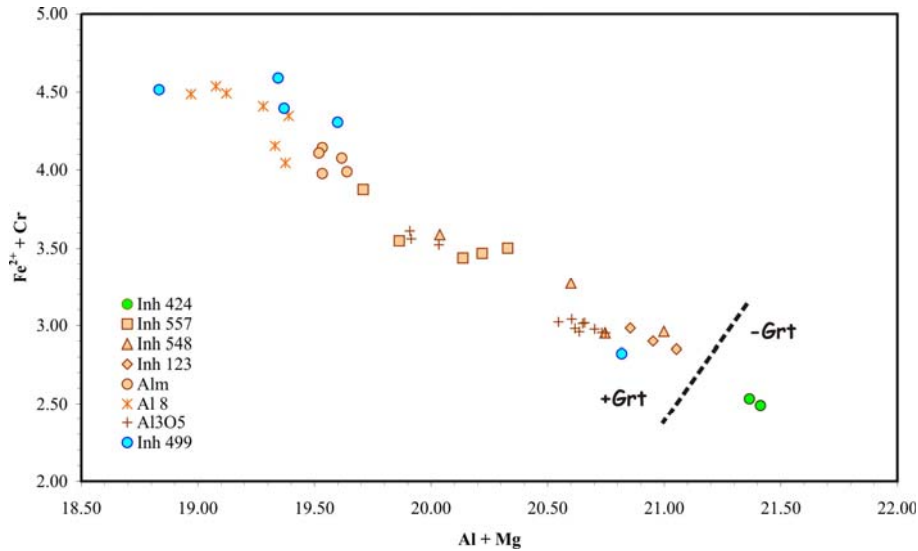


Figure VII-8: Projection de la composition du spinelle des granulites Al-Mg étudiées dans le diagramme Fe²⁺ + Cr vs Al + Mg (pfu).

3- Le Grenat

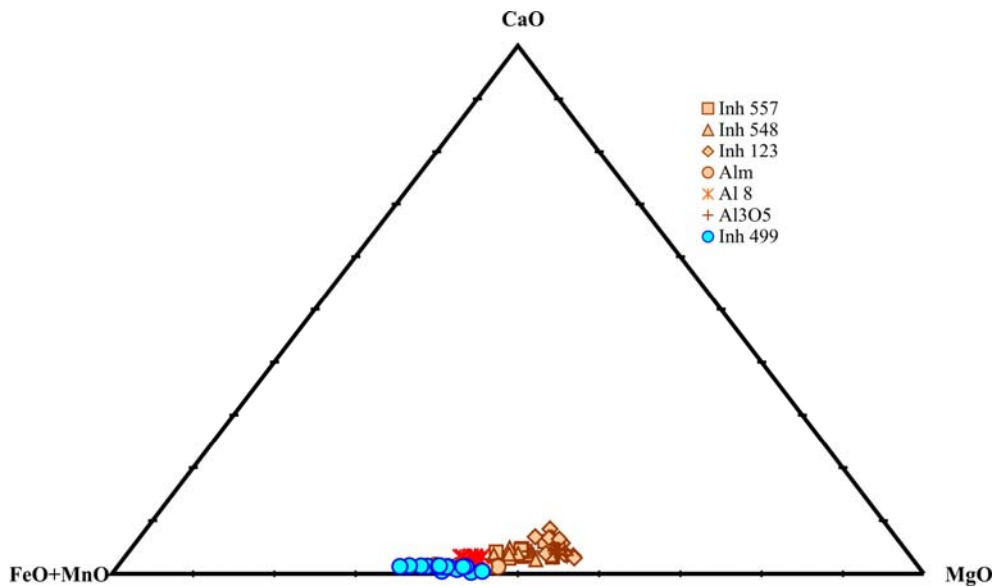


Figure VII-9: Projection de la composition du grenat des granulites Al-Mg étudiées dans le diagramme Ca-Fe+Mn-Mg.

Le grenat correspond essentiellement à une solution solide almandin – pyrope, avec des teneurs en grossulaire jusqu'à 8% et en spessartine ne dépassant pas 4% (Fig.VII-9). Sur l'ensemble des échantillons, on observe une variation du X_{Mg} dans un intervalle compris entre 0.36 et 0.58. Le grenat des granulites Al-Mg de **type A** (à Spl-Cor) présentent un X_{Mg} variant entre 0.36 et 0.46 avec les plus basses teneurs en spessartine et en grossulaire ($Sps + Grs < 3\%$). Le grenat des granulites Al-Mg de **type C** (à Spl-Grt), montrent un X_{Mg} entre 0.42 et 0.58, les teneurs en spessartine et en grossulaire les plus basses se retrouve dans les grenats

les plus ferrifères. Dans tous les échantillons et quel que soit le type de roche, on note un enrichissement en fer du cœur vers la bordure du minéral. Le grenat secondaire des granulites de **type A** (à Spl-Cor), présente les compositions les plus riches en fer avec un X_{Mg} de 0.36.

4- L'Orthopyroxène

L'orthopyroxène est caractérisé par une hétérogénéité chimique remarquable à l'échelle de l'ensemble des échantillons (Fig.VII-10). Le rapport X_{Mg} varie de 0.66 à 0.85 et le rapport X_{Al} ($Al/(Al+Si)$) s'étale de 0.02 à 0.21, avec des teneurs en Al_2O_3 allant de 6.35 à 10.23 wt%.

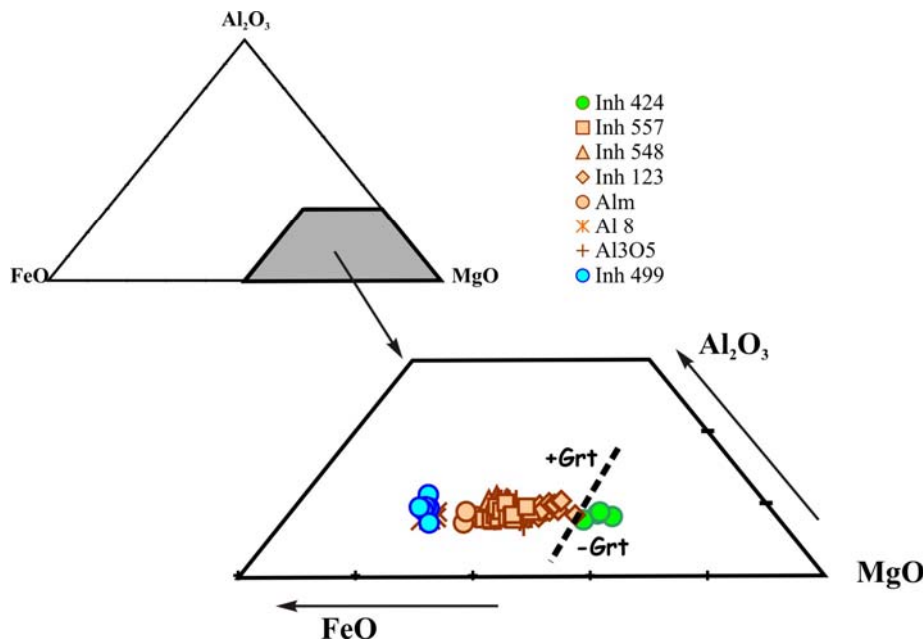
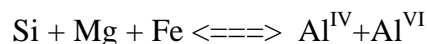


Figure VII-10 : Projection de la composition de l'orthopyroxène des granulites Al-Mg étudiées dans le diagramme Al-Fe-Mg.

Des valeurs aussi élevées, pour de l'orthopyroxène associé au grenat, sont caractéristiques d'un métamorphisme de très haute température (ex. Harley, 1984). Ce sont majoritairement des bronzites. On note que l'orthopyroxène des granulites Al-Mg de **type B** (à Spl sans Grt) est caractérisé par des rapports X_{Mg} beaucoup plus élevés, 0.81 à 0.85, que ceux des granulites Al-Mg de **type C** (à Spl et Grt) qui est de 0.65 à 0.81. L'orthopyroxène le plus ferrifère est celui des granulites Al-Mg de **type A** (à Spl-Cor) avec des X_{Mg} de 0.67-0.68. En général, dans chaque groupe, la composition la plus alumineuse est située au cœur des orthopyroxènes les plus précoces. La figure VII-11 montre que l'augmentation de l'Aluminium est accompagnée par une diminution en $Si + Mg + Fe$. Ceci correspond à la substitution tschermakitique :



L'orthopyroxène secondaire en symplectites avec la saphirine a des compositions identiques à celles des bordures des gros cristaux.

L'Encaissant : Les Granulites Al-Mg à Spinelle

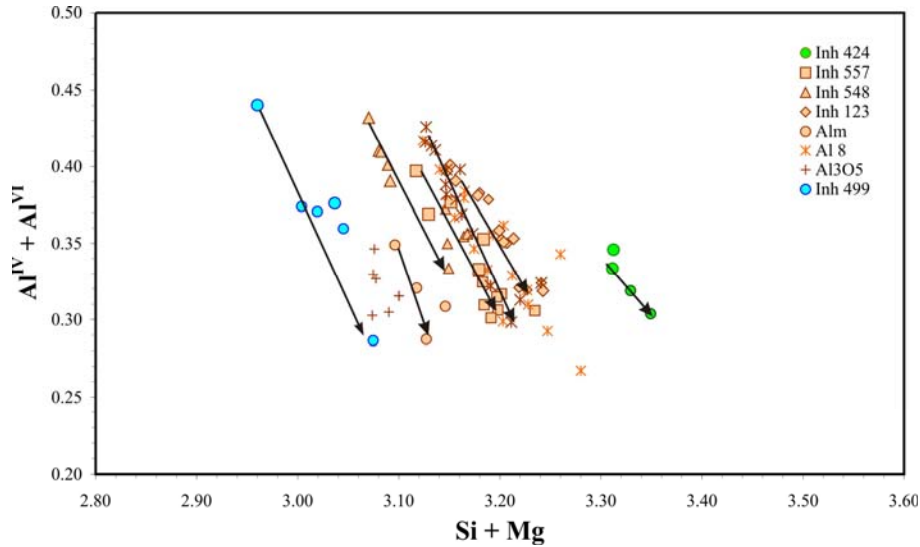


Figure VII-11: Substitution tschermackitique dans l'orthopyroxène des granulites Al-Mg étudiées. Les flèches montrent l'évolution cœur ==> bordure.

5- La Saphirine

Le report de la composition chimique de la saphirine dans le diagramme classique : Si-Al+Cr+Fe³⁺ en fonction de Fe+Mg+Mn (Fig.VII-12); montre que la grande majorité des analyses se situent dans le champs compris entre les deux pôles théoriques Spr 2:2:1 et Spr 7:9:3; avec une concentration autour du pôle 7:9:3. Cependant, certaines saphirines sont encore plus alumineuses que la 7:9:3 et se projettent au-delà, vers le pôle 3:5:1.

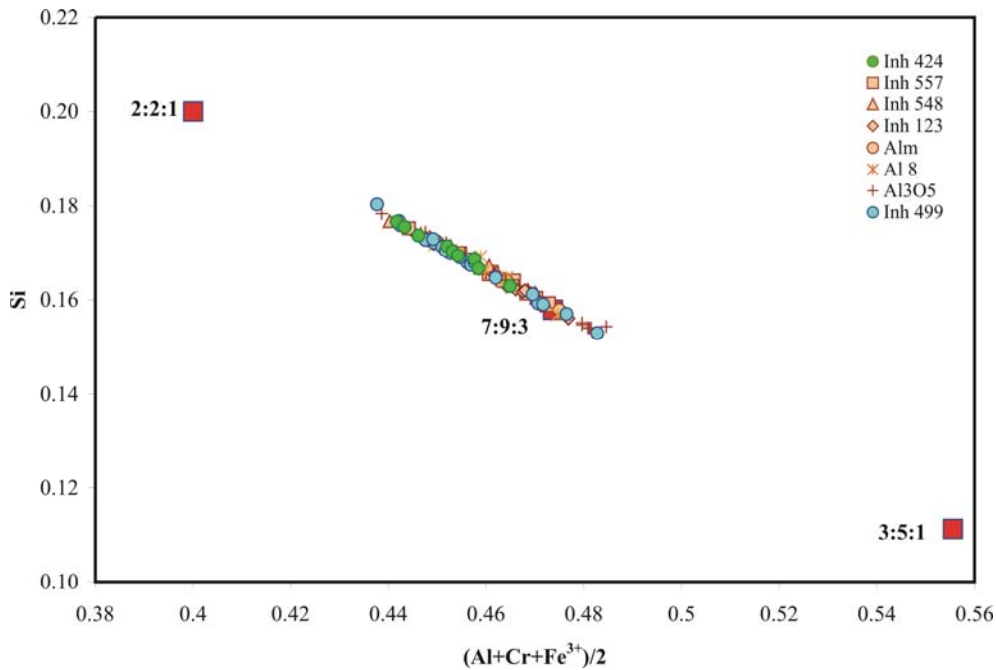
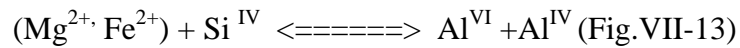


Figure VII-12: Projection de la composition de la saphirine des granulites Al-Mg étudiées dans le diagramme Si vs $(Al+Cr+Fe^{3+})/2$ (avec $Si + (Al + Cr + Fe^{3+}) + Fe + Mg = 1$).

L'Encaissant : Les Granulites Al-Mg à Spinelle

Ces variations chimiques correspondent à une substitution couplée de type tschermackitique:



Cependant, dans le diagramme Si en fonction de Al, la saphirine se projette près mais pas sur la ligne caractéristique de la substitution tschermackitique. Ce fait n'est pas inhabituel (ex. Owen et al., 2003). Cela semble lier dans notre cas aux teneurs relativement élevées en Fe^{3+} . Si on ajoute le Fe^{3+} calculé à l'aluminium les points se projettent cette fois-ci exactement sur la ligne indiquant la substitution tschermackitique (Fig.VII-14).

Les saphirines les plus ferrifères se trouvent dans les granulites Al-Mg de **type A** (à spinelle-corindon) ; les saphirines intermédiaires sont celles qui coexistent avec le spinelle et le grenat (**type C**); enfin, les plus magnésiennes sont présentes dans les granulites Al-Mg de **type B** (à spinelle sans grenat). L'évolution des saphirines se fait, à l'inverse de l'orthopyroxène, par un enrichissement systématique du cœur vers la bordure en alumine. En général, les plus alumineuses sont celles en contact avec le spinelle et le corindon, alors que les plus riches en Si sont au contact du grenat. On remarque que les saphirines secondaires ont des X_{Mg} élevés (> 0.78).

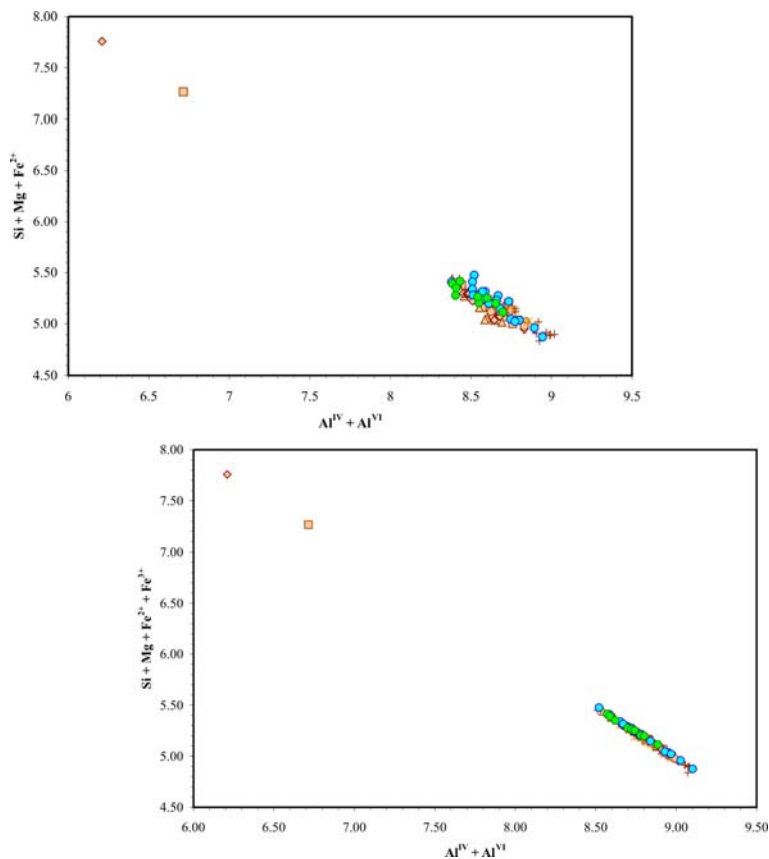


Figure VII-13: Substitution tschermackitique (sans et avec Fe^{3+}) dans la saphirine des granulites Al-Mg étudiées. Même légende que pour les figures précédentes

L'Encaissant : Les Granulites Al-Mg à Spinelle

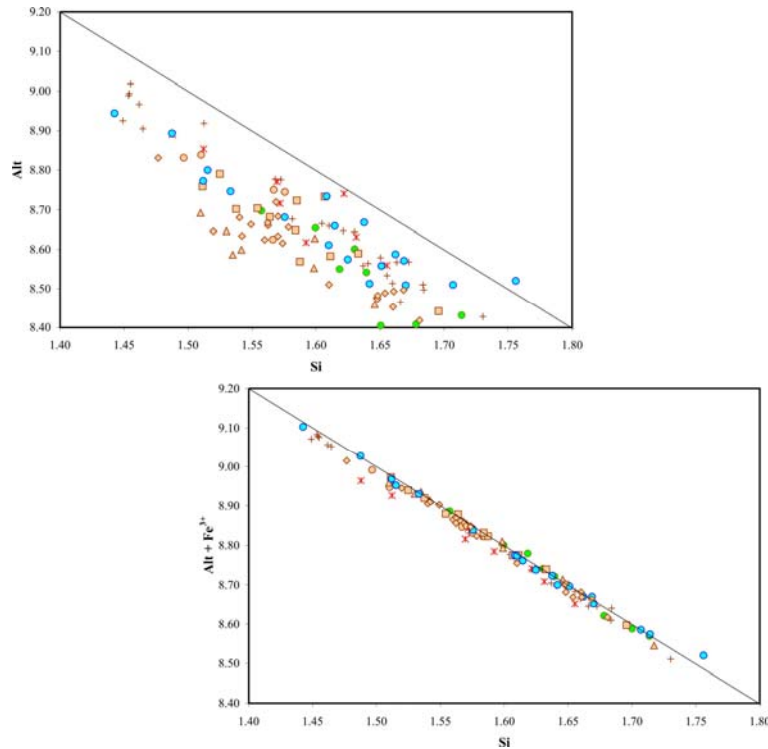


Figure VII-14: Substitution Al_t vs Si et $Al_t + Fe^{3+}$ vs Si dans la saphirine des granulites Al-Mg étudiées. Même légende que pour les figures précédentes

6- La Cordiérite

C'est la phase la plus magnésienne dans les roches étudiées. Elle ne montre aucune zonation. Le rapport X_{Mg} varie de 0.87 à 0.93 pour les granulites Al-Mg de **type C** (à Spl-Grt) et de 0.84 à 0.86 dans les granulites Al-Mg de **type A** (à Cor-Spl).

7- Les Feldspaths

On a pu analyser dans les granulites Al-Mg de **type C** (à spinelle-grenat):

- Une série à feldspath–potassique avec des teneurs élevées en Orthose (70-85%).
- Une série à plagioclase blindée dans le grenat (Al8) avec une composition proche de l'Oligoclase (An_{29} - An_{35}). Le plagioclase au contact du grenat montre une variation en anorthite entre le cœur et la bordure (An_{25} vers An_{32}).

Notons que dans plusieurs échantillons du feldspaths perthitiques a été observés.

V- RECONSTITUTION DU CHEMINEMENT P-T

Les travaux expérimentaux sur les relations de phases dans les granulites Al-Mg sous-saturées en silice sont extrêmement rares, particulièrement comparés à celles saturées en quartz. Ceci est dû à l'extrême lenteur cinétique des réactions en absence de quartz et à la persistance de gels hyper-alumineux métastables dans les expériences (Kelsey et al., 2005). Il en résulte une assez grande incertitude dans la position P-T des équilibres étudiés.

L'Encaissant : Les Granulites Al-Mg à Spinelle

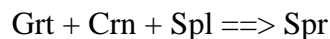
Le FMAS et le KFMASH sont les systèmes chimiques les plus appropriés où les équilibres minéralogiques peuvent être établis respectivement en absence ou en présence de biotite. Dans ce qui suit, nous allons utiliser deux pseudosections construites par Ouzegane et al. (2003b) pour des granulites Al-Mg à spinelle-corindon mais sans sillimanite ou à sillimanite mais sans spinelle primaire. Même si nos roches peuvent contenir ces deux phases dans leurs paragenèses primaires, ces deux pseudosections sont d'une grande aide pour reconstituer le cheminement pression-température suivi par ces granulites. D'autant plus, que des microdomaines existent, dans les roches étudiées, qui sont soit sans sillimanite soit sans spinelle. Ces pseudosections sont accompagnées par des diagrammes de compatibilités qui illustrent l'enchaînement des réactions au cours de l'évolution des conditions pression-température.

La figure VII-15B correspond à une pseudosection construite dans le système FMAS et impliquant le grenat, le corindon, le spinelle, la saphirine, l'orthopyroxène, la cordiérite et la sillimanite. Le spinelle est en excès. Elle correspond aux microdomaines où le spinelle est omniprésent et où la sillimanite est absente des stades prograde et du pic du métamorphisme. La paragenèse la plus précoce que nous observons est composée de corindon-spinelle-orthopyroxène-grenat. L'apparition de la saphirine, en couronne et en grands cristaux, qui blinde à la fois le corindon et le spinelle les séparant du grenat peut s'expliquer par une réaction univariante du type :



Cette réaction consomme de l'orthopyroxène qui disparaît dans certains microdomaines des lames étudiées.

La température continuant d'augmenter, c'est la réaction



qui se déclenche pour donner plus de saphirine.

Ces deux réactions progrades sont bien illustrées dans une projection dans le triangle SFM ($\text{SiO}_2\text{-FeO-MgO}$) à partir du corindon (Fig. VII-15A)

Le pic du métamorphisme est caractérisé par la disparition totale du corindon qui ne subsiste plus qu'en relique blindé dans la saphirine. C'est également le cas dans certains microdomaines pour le spinelle.

L'Encaissant : Les Granulites Al-Mg à Spinelle

Le stade de décompression est matérialisé par des assemblages à orthopyroxène + saphirine qui se forment au dépend du grenat et du spinelle suite à la réaction :

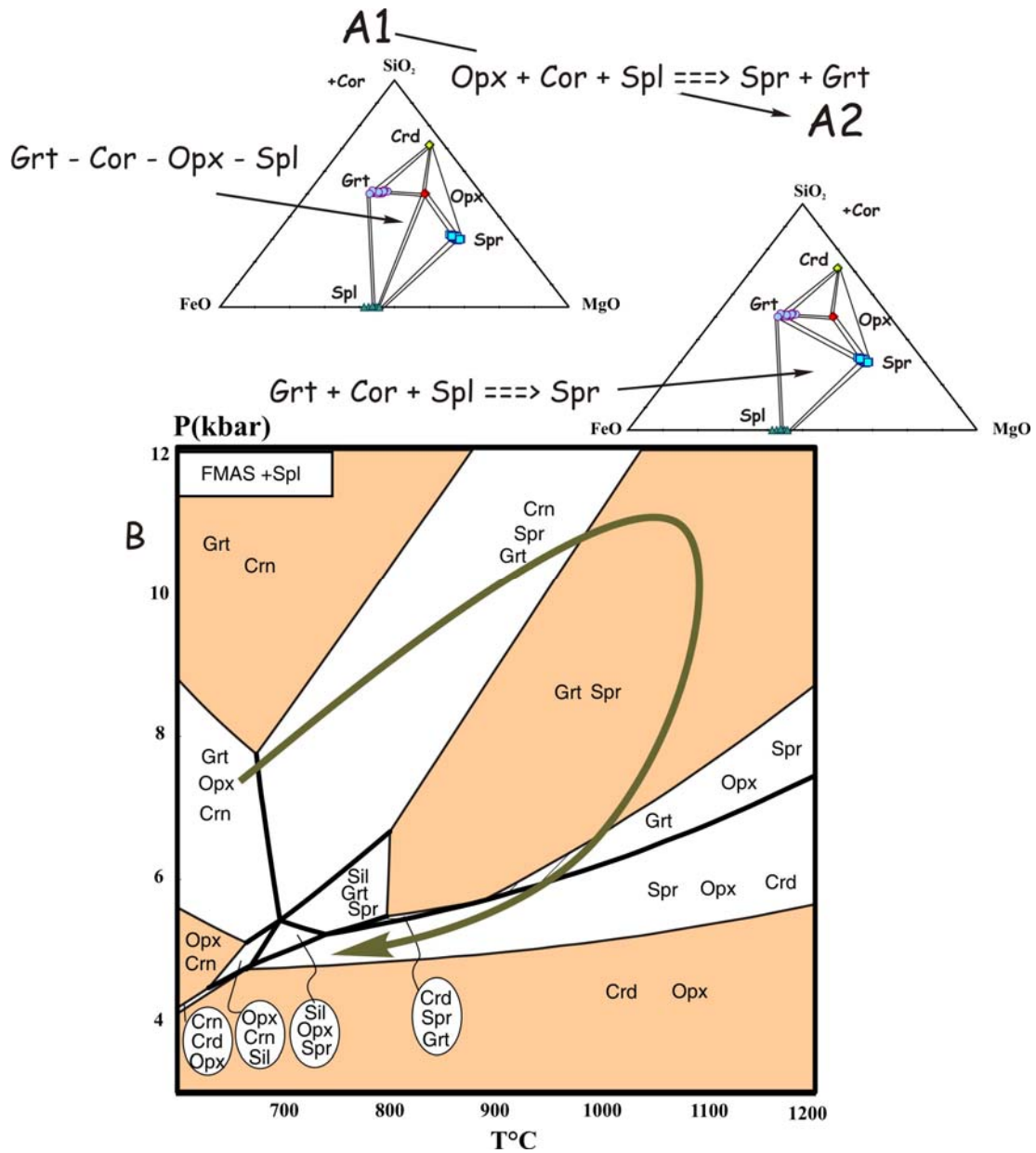
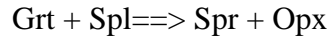
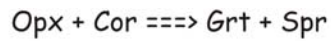


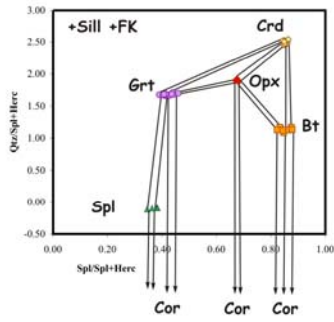
Figure VII-15: A :Projection de la composition des minéraux des microdomaines sans sillimanite des granulites à spinelle-corindon dans le triangle SiO₂-FeO-MgO, à partir du corindon, illustrant les relations de phases pendant le stade prograde.

B : Pseudosection P-T calculé dans le système FMAS pour des granulites Al-Mg à corindon-spinelle où la sillimanite ne fait partie que des assemblages où T < 800°C et P < 6kbar (Ouzegane et al., 2003b).

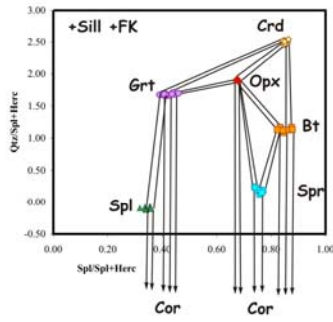
L'Encaissant : Les Granulites Al-Mg à Spinelle



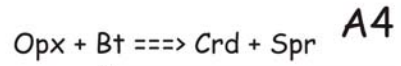
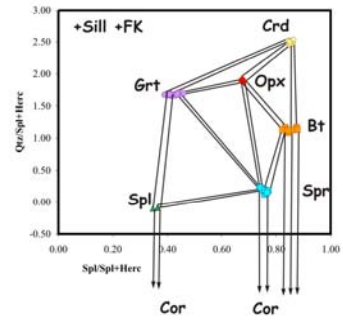
A1



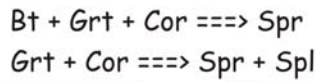
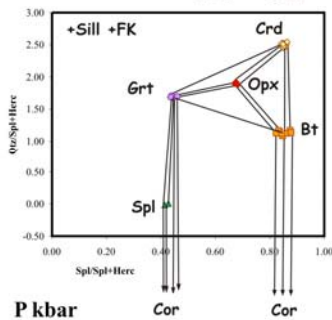
A2



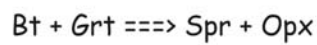
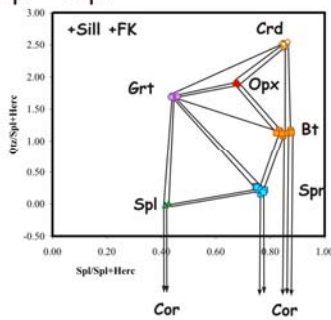
A3



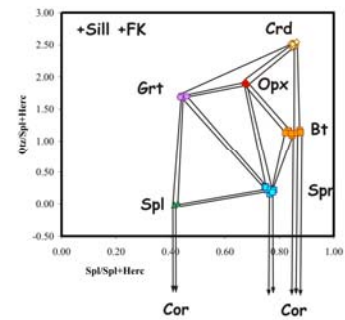
B1



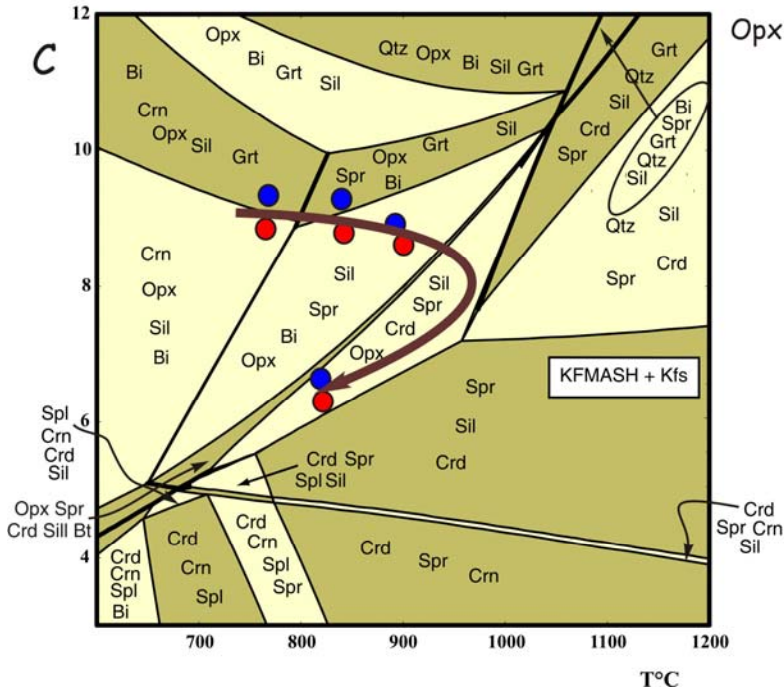
B2



B3



P kbar



B4

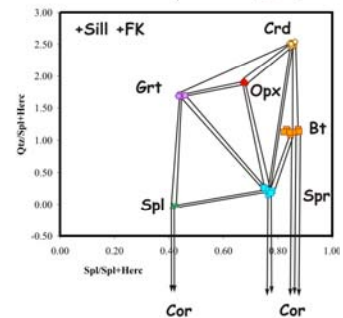


Figure VII-16: A et B- Projection dans le KFMASH de la composition des minéraux des granulites à spinelle-corindon dans le plan quartz-hercynite-spinelle à partir de la sillimanite :

de A1 à A4 : Enchaînement des réactions dans les microdomaines où la paragenèse la plus précoce comprend l'assemblage biotite-orthopyroxène-corindon ;

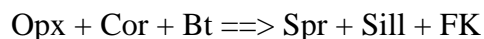
de B1 à B4 : Enchaînement des réactions dans les microdomaines où la paragenèse la plus précoce comprend l'assemblage biotite-grenat-corindon.

C : Pseudosection P-T calculé dans le système KFMASH pour des granulites Al-Mg à corindon-spinelle où le spinelle ne fait partie que des assemblages où $T < 800^{\circ}\text{C}$ et $P < 5\text{kbar}$ (Ouzegane et al., 2003b). Ce qui est le cas pour certains microdomaines de nos roches. Les ronds indiquent les assemblages que nous observons, rouge pour les assemblages où l'orthopyroxène est en équilibre avec le corindon au départ, et bleu pour ceux où le grenat est en équilibre avec la biotite au départ.

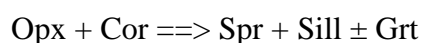
Cette réaction est parfois difficile à identifier en raison des recristallisations en points triples de tous les minéraux aussi bien produits que réactants (Fig.VII-4C, D et E). Les dernières réactions qui apparaissent dans ces roches sont liées à des symplectites à orthopyroxène + cordiérite + saphirine au détriment du grenat.

La figure VII-16C correspond à une pseudosection construite dans le système KFMASH et impliquant le grenat, le corindon, la biotite, la sillimanite, la saphirine, l'orthopyroxène, la cordiérite, le feldspath potassique, le spinelle et le quartz. La présence de ce dernier est limitée aux conditions pression et température les plus extrêmes. Elle correspond dans nos roches, aux microdomaines où le spinelle est absent.

Les associations les plus précoces sont à biotite, corindon, grenat, sillimanite et opx.. En ce qui concerne les associations les plus précoces, deux types de microdomaines existent suivant la valeur de leur rapport X_{Mg} . Des microdomaines où l'orthopyroxène précoce est en équilibre avec le corindon (représentés dans un diagramme de compatibilité Qtz/Spl+Herc vs Spl/Spl+Herc dans une projection à partir de la sillimanite, Fig.VII-16A1 à A4), où l'une des réactions les plus précoces permet aux associations à saphirine feldspath potassique et sillimanite d'apparaître au détriment de l'orthopyroxène, du corindon et de la biotite :

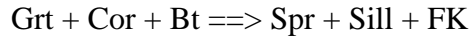


A cette réaction succède une autre (non visible sur cette pseudosection) où le grenat apparaît suite à une augmentation de température:

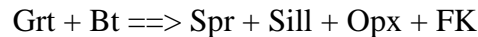


L'Encaissant : Les Granulites Al-Mg à Spinelle

Dans les microdomaines où le grenat précoce est en équilibre avec la biotite (représentés dans un diagramme de compatibilité Qtz/Spl+Herc vs Spl/Spl+Herc dans une projection à partir de la sillimanite, Fig.VII-16B), l'assemblage saphirine, sillimanite, feldspath potassique est le produit d'une réaction entre le grenat, la corindon et la biotite :

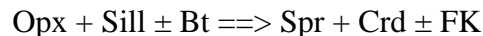


Avec l'augmentation de la température le corindon disparaît. le grenat réagit avec la biotite pour donner de grands cristaux de saphirine, sillimanite, feldspath potassique et orthopyroxène. (voir projection à partir de sill et grille) :



L'augmentation de la température est si importante que malgré la pauvreté en silice dans certains microdomaines d'Inh 499 des assemblages à quartz ont peut être pu se former : de petits grains à faible relief ont été observés inclus dans la saphirine mais leur taille est si réduite qu'une étude plus poussée au microscope électronique à balayage est nécessaire pour confirmer leur nature.

Dans les deux types de microdomaines, les contacts entre l'orthopyroxène et la sillimanite sont rarement préservés, ils sont séparés par des couronnes ou des symplectites à cordiérite et saphirine. Cela traduit la réaction :



Qui traduit un stade de décompression à très haute température.

Les associations marquées sur la figure VII-16C par des ronds rouges ou bleus ne traduisent pas des conditions pression-température différentes mais des différences de compositions entre microdomaines. Des compositions plus magnésiennes font que le grenat apparaît à des pressions plus élevées, le champ de l'assemblage Opx + Cor + Bt + Sill + FK s'élargit vers de plus fortes pressions. Alors que des microdomaines plus riches en fer permettent la présence du grenat.

VI- CONCLUSION

Parmi les granulites alumino-magnésiennes sous-saturées en silice où le quartz est absent, des granulites à grenat, corindon, sillimanite, orthopyroxène, biotite, spinelle, feldspath potassique et cordiérite (Inh 499) sont les plus aptes à reconstituer le cheminement pression température suivi par l'In Ouzzal au cours de l'évènement éburnéen de très haute température.

L'Encaissant : Les Granulites Al-Mg à Spinelle

On peut y observer le cheminement prograde, caractérisé par des réactions qui consomment le corindon. Les assemblages du pic du métamorphisme correspondent à une croissance importante des minéraux, particulièrement la saphirine, l'orthopyroxène, le grenat, la sillimanite, le spinelle et même parfois la cordiérite. Les stades les plus tardifs voient l'apparition des symplectites où participent la saphirine, l'orthopyroxène, la cordiérite et le spinelle dans différents assemblages.

La composition chimique des minéraux témoigne également de ce cheminement et des températures atteintes. Le pic du métamorphisme (l'utilisation du thermomètre Orthopyroxène-saphirine de Kawasaki et Sato (2002), utilisant les échanges Fe-Mg entre ces deux phases donne des températures atteignant 1070°C) est marqué par les très fortes teneurs en aluminium de l'orthopyroxène dépassant 10 wt%, les concentrations extrêmement fortes en fluor de la biotite ou les feldspaths très perthitiques..

Le Terrane de Laouni (Hoggar central)

Le Hoggar Central

Le Hoggar Central (Fig.VIII-1) est un exemple de région précambrienne polycyclique. En effet, il y a environ 2000 Ma, la croûte éburnéenne, comprenant quelques lambeaux archéens, a subi un évènement granulitique majeur. Il a ensuite été marqué d'une façon considérable par l'orogénèse panafricaine à qui il doit sa structuration actuelle.

Il était jusqu'à récemment présenté comme regroupant quatre régions l'**Aleksod** (Bertrand, 1967, 1968, 1971, 1974; Bertrand et Lassere, 1973, 1976), les Gour **Oumelalen-Temassint** (Latouche, 1972, 1978; Latouche et Vidal, 1974), la **Tefedest-Atakor** (Vitel, 1979; Vialette et Vitel, 1979) et l'**Issalane** (Bertrand et al., 1978; Bertrand et Caby, 1978), qui, même s'ils ne présentaient pas d'inter-corrélations très sûres, constituaient une même entité (en fait, il faudrait y ajouter une cinquième, représenté par une partie de la région méridiono-occidentale d'Iskel, si on considère que c'est l'accident 4°50' qui limite à l'Ouest cet ensemble (Latouche, comm.pers., 1999). Les études faites sur ces régions ont permis de définir une histoire polycyclique. Elle est marquée par une évolution majeure ancienne, archéenne (2700 Ma) et éburnéenne (vers 2000 Ma), puis par la constitution, au cours du Précambrien supérieur, de rares bassins étroits et linéaires formés de roches volcaniques et de schistes verts qui n'ont subi que la tectonique panafricaine. Ces formations de bas grade sont séparées d'omniprésents gneiss gris lités et de métasédiments de haut-grade par un contact tectonique majeur (Briedj, Letterier et Bertrand, non publié in Bertrand et De SÁ, 1990). Dans la région d'Aleksod, ces gneiss lités de composition tonalitique à granodioritique ont été datés à 2.4 Ga et sont souvent associés à des orthogneiss riches en potassium et à des métasédiments sur lesquels des âges à 2000Ma ont été obtenus (Rb/Sr isochrones; Bertrand et Lassere, 1976).

Jusqu'à présent l'Archéen n'a été reconnu que dans la partie Nord du Hoggar central, dans la région des Gour Oumelalen (Fig.VIII-1), où Latouche a obtenu un âge de 3480 Ma grâce à une isochrone Pb/Pb sur roches totales. Des résultats plus récents obtenus par des méthodes plus modernes et plus performantes sur les mêmes formations indiquent des âges moins anciens (2700 Ma, U/Pb sur zircon, Peucat et al., 2003). Signalons également que des études géochimiques et isotopiques (Rb/Sr, Sm/Nd et d'oxygène) sur des roches basiques et ultrabasiques de Laouni (Sud du Hoggar central, Cottin et al., 1998) ou sur les granites panafricains (Liégeois et al., 1998 ; Liégeois et al., 2003) suggèrent la présence à des niveaux profonds d'une croûte archéenne.

Le Hoggar Central

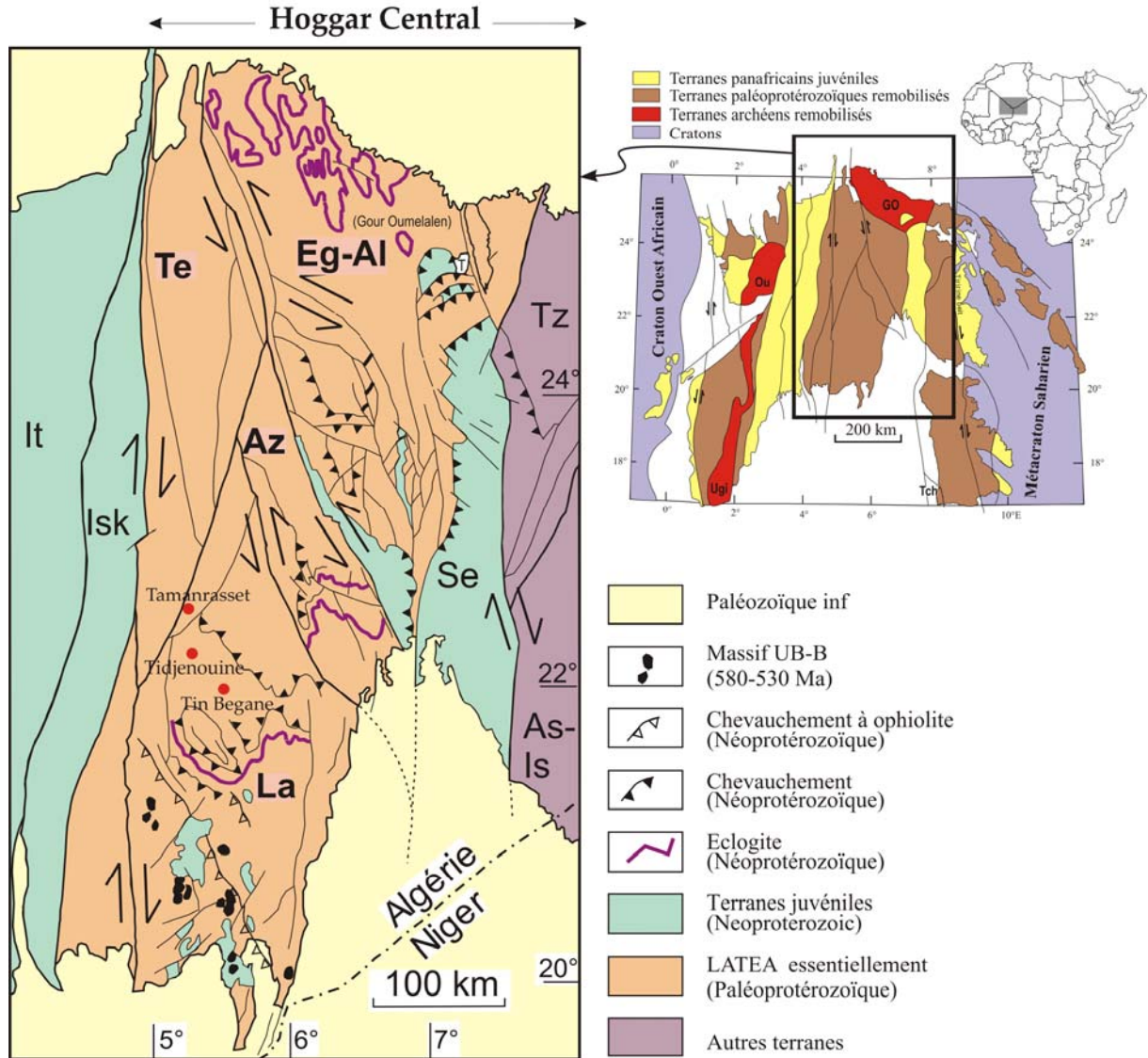


Figure VIII-1: Carte simplifiée des terranes constituant le Hoggar central (Liégeois et al., 2003).
Eg-AI = Egéré-Aleksod, Te = Tefedest, Az = Azrou n Fad, Se = Serouenout, Is = Issalane, La = Laouni, Isk = Iskel, It = In Teidini.

Dans le cadre du modèle de Black et *al.* (1994), le Hoggar Central est constitué de l'amalgamation de sept (7) terranes que sont Laouni, Azrou-n-fad, Tefedest, Egéré-Aleksod, Assodé-Issalane, Serouanout et Tazat (Fig.VIII-1). Plusieurs auteurs insistent sur la remarquable unité de structure et de composition des formations orthodérivées et paradérivées affiliées à l'Eburnéen des cinq (5) premiers. En général, ce sont des formations métasédimentaires, qui couvrent une grande partie du Hoggar central. Elles comprennent d'épaisses unités de marbres et de quartzites, dont certaines à magnétite, associées à des métapélites riches en aluminium et des métagreywackes mafiques à intermédiaires. Le degré de métamorphisme varie du faciès amphibolite profond au faciès granulite. La foliation, qui présente un faible pendage sur de vaste surface et qui localement est affectée par des plis

couchés, montre un plongement plus important près des ceintures pharusiennes et des shear zones du protérozoïque supérieur (Bertrand, 1974; Latouche, 1978; Vitel, 1979; Bertrand et De Sá, 1990). En plus des orthogneiss riches en potassium, ces métasédiments sont associés à diverses roches basiques. L'âge protérozoïque inférieur de cette formation métasédimentaire et d'un événement métamorphique éburnéen a été observé dans toute une série de régions. Ces assemblages sont préservés en "métaboudins" à l'intérieur des nappes panafricaines datées par l'emplacement de granites syn à tarditectoniques entre 630 et 580 Ma. Latouche (comm. Pers. 2001) propose que la préservation de ces domaines est due, pour une bonne partie, à leur ceinturation par des formations carbonatées. Les marbres auraient agi comme un véritable rempart contre les fluides drainés par les grands accidents qui jalonnent le Hoggar central; fluides qui sont les principaux responsables de la rétro-morphose panafricaine.

Bertrand et Jardim De Sá (1990) ont fait l'inventaire des principaux traits structuraux et géochronologiques observés au Hoggar central concernant ces formations du Protérozoïque inférieur:

- dans la région de Tidjenouine, un âge de 2.04 Ga a été obtenu sur des migmatites de type S très déformé, associées à des métasédiments granulitiques, et sur la restite correspondantes (U/Pb sur RT; Bertrand et al., 1986; Bertrand, non publié 1998);

- dans la région de l'Aleksod, un litage tectonique précoce, recoupé par des dykes plus anciens que 1.4 Ga, est localement préservé dans les gneiss lités les plus anciens. Les métasédiments et les migmatites associées ont été datés à 2.15 Ga (U/Pb sur zircon, Barbey et al., 1989);

- dans les régions d'Amsinassène et de la Tefedest, les gneiss lités et certains reliques granulitiques fournissent un âge éburnéen (Rb/Sr sur RT; Vialette et Vitel, 1981);

- dans les Gour Oumelalen affleurent des corps charnockitiques mis en place à 2 Ga (isochrones Rb/Sr; Latouche, 1978) dans des métasédiments comprenant d'épaisses formations sédimentaires ferrifères litées (BIF) associées à des marbres (Latouche et Vidal, 1979). De plus récentes datations (Peucat et al., 2003) montrent que la formation la plus ancienne, la formation des gneiss rouges a un âge de 2.7 Ga avec des âges modèles de 3.2-3 Ga qui indiquent un précurseur plus anciens. Les formations métasédimentaires et des métavolcanites associées ont un âge d'environ 2.2 Ga. Enfin, un événement magmatique et le faciès granulitique associé ont été datés à 1.9 Ga

Le Hoggar Central

Bertrand et Jardim De Sá (1990), pensent, malgré les difficultés que pose la superposition de l'événement panafricain, que le type de métamorphisme éburnéen de haut-grade, développé sur ces épaisses formations métasédimentaires de type plate-forme ou marge passive continentale ne peut être que le résultat d'une tectonique collisionnelle.

Terrane	Région	Roches	Datation	Méthode	Auteurs
Laouni	Iherane Tidjenouine	Granulite (Granite + Restite)	2075 ± 30 Ma	U/Pb sur zircon	Bertrand <i>et al.</i> (1986)
Laouni	Tin Begane	Eclogite et Amphibolites à grenat Eclogites Amphibolites à grenat	686 ± 149 Ma 685 ± 60 Ma 686 ± 6 Ma	Sm/Nd sur Grt Sm/Nd sur Grt Sm/Nd sur Grt	Bougrara (1999)
Laouni	Anfeg	Granites	615 ± 5 Ma	U/Pb sur zircon	Bertrand <i>et al.</i> (1986) Cheilletz <i>et al.</i> (1992)
Laouni	Tin Amzi	Granites	612 ± 50/- 20 Ma	U/Pb sur zircon	Bertrand <i>et al.</i> (1986) Cheilletz <i>et al.</i> (1992)
Laouni	In Tounine	Granites	521 ± 17 Ma	Rb/Sr sur RT	Moulahoum, (1988) Bertrand <i>et al.</i> (1986) Cheilletz <i>et al.</i> (1992)
Egéré-Aleksod	Aleksod	Métasédiments	2.15 Ga	U/Pb sur zircon	Barbey <i>et al.</i> , 1989
Egéré-Aleksod	Gour Oumelalen	Charnockites	2 Ga	Rb/Sr sur RT	Latouche et Vidal, 1974
Egéré-Aleksod	Gour Oumelalen	Gneiss Rouge	2700 Ma	U/Pb sur zircon	Peucat <i>et al.</i> , 2003
		Métavolcaniques	2190 ± 25 Ma	U/Pb sur zircon	
		Granulites	1900 ± 15	U/Pb sur zircon	

Tab.VIII-1 : Principales datations effectuées au Hoggar central

Les traits communs que montrent les quatre terranes, Laouni, Azrou-n-fad, Tefedest, Egéré-Aleksod ont conduit Liégeois *et al.*, (2000), Latouche *et al.* (2000) puis Liégeois *et al.* (2003) à interpréter l'ensemble comme un vieux micro-continent archéo-éburnéen, le LATEA, qui au Panafricain correspondait à une marge passive. Il est même probable que le terrane Assodé-Issalane fasse partie de cet ensemble (comm. Pers. Liégeois, 2003) – ce qui justifierait la cinquième lettre de ce pantonyme. Le Serouenout, quant à lui, serait les restes de l'océan ou de l'arc océanique qui le bordait. La collision a eu lieu entre ce micro-continent et un arc insulaire, suite à la prise en tenaille de ces deux entités entre le Craton Ouest Africain et le Craton Est Saharien. Pendant la phase post-collisionnelle, ce micro-continent a été démembré suite à de grands mouvements horizontaux le long de mega shear-zones amenant à la formation des quatre terranes cités et à la mise en place d'immenses batholites granitiques calco-alcalins.

Le Hoggar Central

D'un point de vue déformation, les structures panafricaines sont localisées dans d'étroits couloirs, et correspondent essentiellement à des plis de direction NE-SW couchés, isoclinaux et de grande amplitude (plis P₂) ayant pris place au cours d'un stade précoce contemporain d'un métamorphisme amphibolitique de haut degré mais surtout par de grands charriages cisailants, une rétomorphose dans le faciès schiste vert et de très nombreux granites syn-cinématiques. Les structures associées sont des plis isoclinaux à plans axiaux verticaux (plis P₃). Il se termine par la formation de granites tardifs à W-Sn.

Au sein du bloc de Laouni, tous les terrains granulitiques décrits ont été rattachés à l'Eburnéen; alors que des éclogites panafricaines sont décrites dans l'Aleksod (Sautter, 1983) et à Tin Begane au SE de Tidjenouine (Boughrara, 1999, Latouche et *al.*, 2000, Liégeois et *al.*, 2003). Ces roches seraient liées à de grands chevauchements, d'échelle continentale, qui auraient participé à une délamination de la lithosphère d'une partie des terrains du Hoggar (Bertrand et *al.*, 1986). Ces éclogites sont interprétées par contre par Liégeois et *al.* (2003) comme des nappes panafricaines à matériels d'arc-insulaire.

Enfin, la période qui va de 580 à 540 Ma correspond à des stades tardifs de relaxation dans un contexte général transcurrent avec mise en place d'un grand nombre de granites alcalins dits de type Taourirt (terme qui regroupe en réalité un ensemble assez divers, voir Bonin et *al.*, 1998 et Azzouni et *al.*, 2003).

Le Hoggar Central

Chapitre IX

**“Pressure-Temperature-Fluid Evolution in Eburnean
Metabasites and Metapelites from Tamanrasset (Hoggar, Algeria)”**

**K. Ouzegane, A. Bendaoud,
J-R. Kienast, and JLR. Touret**

The Journal of Geology, 2001, volume 109, p. 247–263

Pressure-Temperature-Fluid Evolution in Eburnean Metabasites and Metapelites from Tamanrasset (Hoggar, Algeria)

Khadidja Ouzegane, Abderrahmane Bendaoud, Jean-Robert Kienast,¹ and Jacques L. R. Touret²

Institut des Sciences de la Terre, University of Algiers, B.P. 32, Dar el Beida, Algiers, Algeria

ABSTRACT

Tamanrasset (Central Hoggar, Algeria) is part of the 2000 Ma Eburnean terrane in which spectacular examples of granulite-grade metapelites and metabasites occur. Reactional textures in metabasites, supplemented by geothermobarometry, fluid inclusions, and mineral equilibria indicate a complex metamorphic history, characterized by a strong decompression during postpeak uplift. Peak metamorphic pressure-temperature (*PT*) conditions of 800°C and 10 kbar, respectively, were followed by rapidly decreasing pressure (to 700°C and 6 kbar) at nearly constant temperature, during which time the rocks acquired their present mineral assemblages and textures (garnet pyroxenites). This isothermal decompression path was followed by nearly isobaric cooling. Throughout this history, water activity remained consistently low ($a_{\text{H}_2\text{O}} = 0.1\text{--}0.5$), comparable to values in neighboring migmatitic metapelites. Fluid inclusion studies suggest that the low water activities are due to CO₂-rich fluids, identified as a synmetamorphic fluid (CO₂ density: 1.05 g/cm³) generated by reactions during decompression. This fluid may have been generated during melting of the metapelite. The clockwise *PT* evolution path is consistent with crustal thickening during collisional tectonics.

Introduction

Metamorphic reaction textures may provide important constraints on the pressure (*P*)-temperature (*T*)-fluid activity conditions during the metamorphic history of the rock and on the shape of the *PT* path (clockwise-counterclockwise; Harley 1989), essential for any geodynamic reconstruction. Fluid inclusions, however, may have preserved metamorphic fluids, which can be compared with predictions made from thermodynamic modeling.

Metamorphic reaction textures and fluid inclusions constitute a memory of the deep continental crust, one of the most interesting subjects of present-day geology (e.g., Spear 1993). The aim of this article is to investigate the metamorphic *PT* path experienced by Precambrian (Eburnean) metabasites (garnet pyroxenites and retrogressed garnet

pyroxenites) and metapelitic rocks in the Tamanrasset area (central Hoggar, Algeria). This path, first inferred from reaction textures, is further supported by thermobarometry and fluid inclusions. The state of equilibrium of the different mineral assemblages in the garnet pyroxenites is verified using the computer program Thermocalc (Powell and Holland 1988).

Regional Geology

The Hoggar is a large shield area covering approximately 550,000 km² (fig. 1). It contains several well-known granulite terranes in its central and western parts (Gour Oumelalen, Tidjenouine, Tin Begane, Tamanrasset, central Hoggar). The best studied of these is the western Hoggar: the ultrahigh-temperature In Ouzal granulitic unit (Kienast et al. 1996). In this region, the peak metamorphic temperatures exceeded 1000°C at pressures between 10 and 11 kbar, followed by a decompression from 10 to 6 kbar at a temperature of about 900°C (Bertrand et al. 1992; Ouzegane and Boumaza 1996).

Manuscript received June 3, 1999; accepted August 29, 2000.

¹ Author for correspondence: Laboratoire de Pétrologie, Unite de Recherche Associee au Centre National de la Recherche Scientifique 736, Université de Paris VI-VII, Tour 26-O, 4 place Jussieu, 75252 Paris, France; e-mail: jrk@moka.ccr.jussieu.fr.

² Department of Petrology, Vrije Universiteit, De Boelelaan 1085, 1081 HV Amsterdam, The Netherlands.

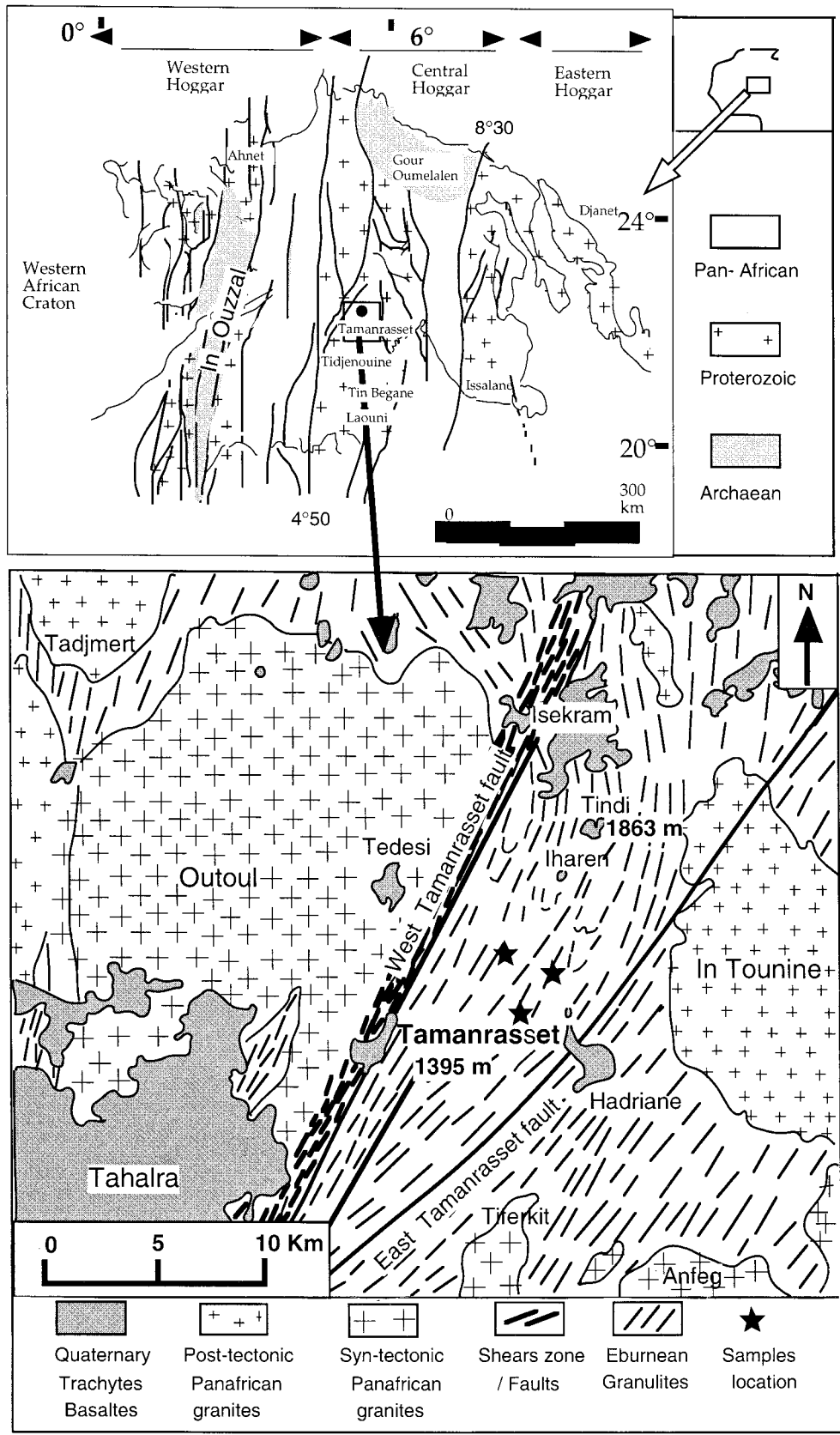


Figure 1. Geological map of the Tamanrasset area, showing its situation within the Hoggar (*top*). Stars, location of the investigated samples.

Tamanrasset, the administrative center of the Sahara desert, is located in the central part of the Hoggar shield, on one of the granulite domains (fig. 1). During the Eburnean cycle (2000 Ma), the region was first affected by a granulite-facies metamorphic event with subhorizontal tectonite fabrics then retrogressed under amphibolite-facies conditions. A new amphibolite to greenschist facies metamorphism occurred during the Pan-African orogeny (750–550 Ma), together with the intrusion of abundant granitoids and the formation of the north-south-trending megashear zones.

According to the recent geodynamic models of Black et al. (1994) and Liégeois et al. (1994), metamorphism (eclogite, amphibolite, and greenschist facies) and regional structures, with a subvertical foliation dominant in the entire Hoggar, developed during the Pan-African orogeny (750–550 Ma). This orogeny, which affected almost all of the former Gondwana, included the amalgamation through continental collision of many small blocks of diverse nature and origin. The different blocks are now separated from each other by subvertical strike-slip shear zones, several hundred kilometers long, or by major thrust faults. The longest of these megashear zones trends north-south and separates the Hoggar basement into three major structural domains (fig. 1): the eastern, central, and western Hoggar (Bertrand and Caby 1978; Caby et al. 1981).

The western Tamanrasset fault (fig. 1) is defined along its length by several meters of vertical greenschist facies cataclases (protomylonite), grading into massive granulites through roughly a meter of sheared granulites. The Outoul subalkaline granite, emplaced during the Pan-African orogeny, is also deformed in this shear zone. Other intrusions with subalkaline affinity (Anfeg, Tifferkit; fig. 1), emplaced between 615 and 576 Ma, have a mantle signature (Cheilletz et al. 1992). However, other late Pan-African peraluminous granites, occurring in the eastern part of Tamanrasset (e.g., the In Tounine intrusion; fig. 1) and dated at 535 Ma (Cheilletz et al. 1992), are crustally derived. They are associated with the youngest albite-topaz leucogranites, emplaced at 525 Ma. The petrologic history of the region ends by widespread alkaline volcanism and basalt flows, mostly occurring north of Tamanrasset, related to Quaternary intracontinental hot-spot activity (fig. 1).

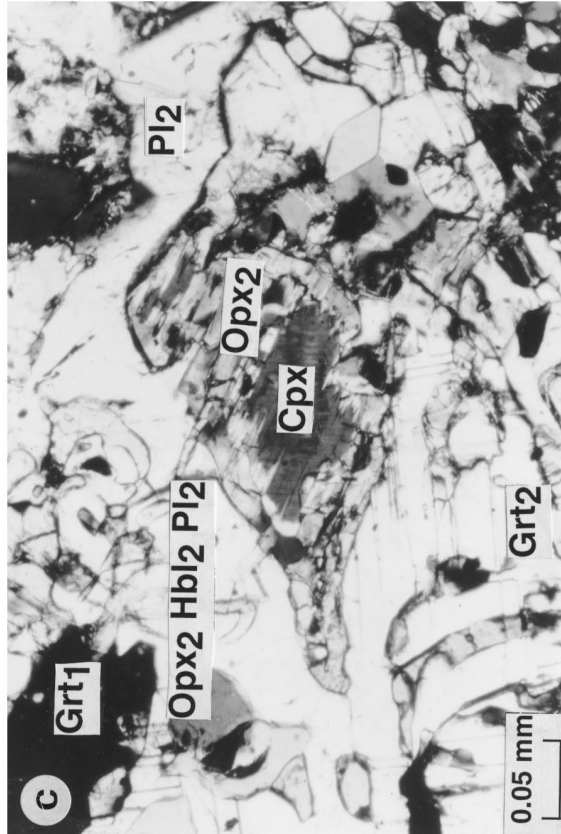
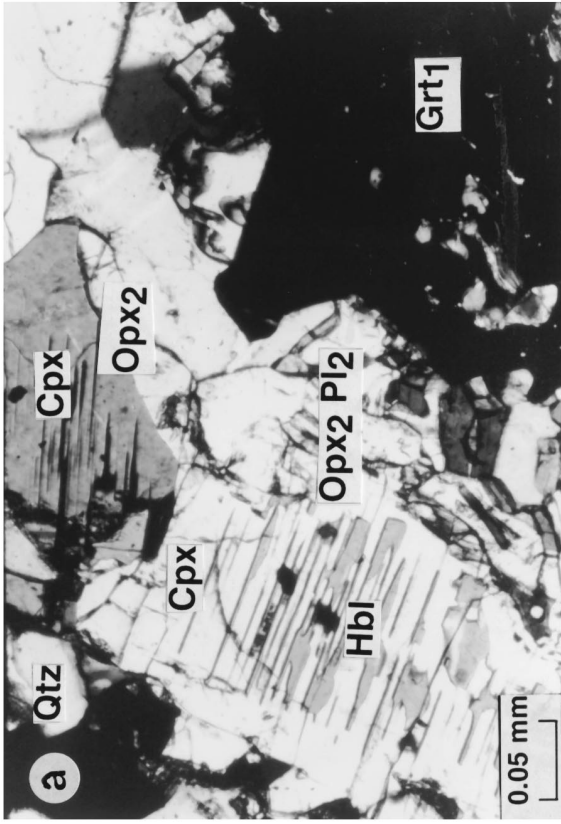
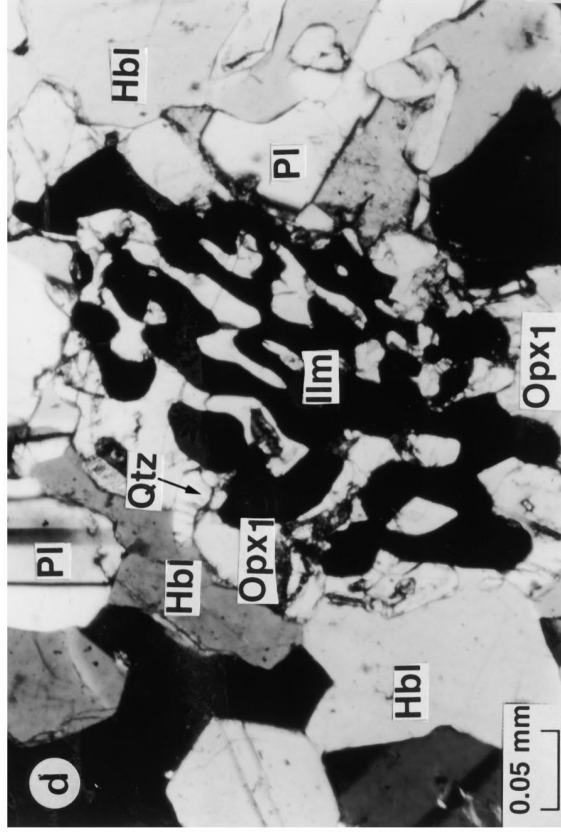
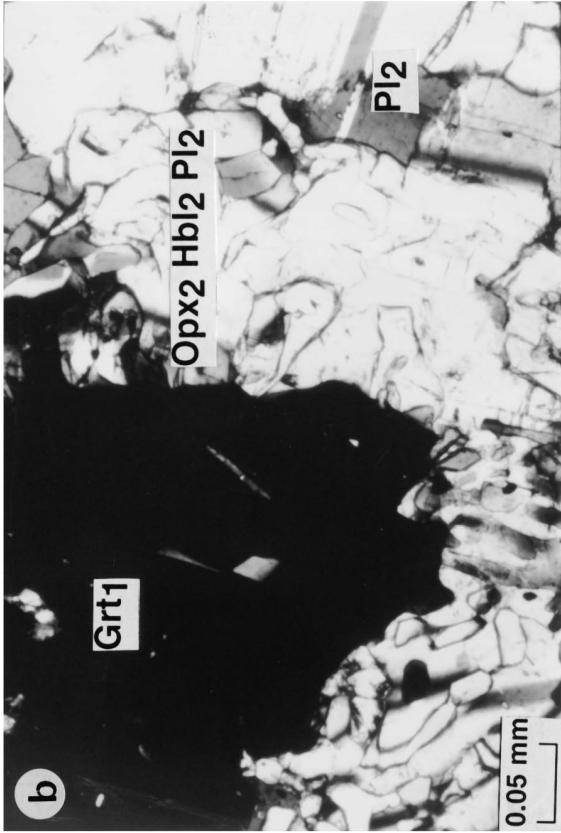
The Eburnean unit in the Tamanrasset region is mainly composed of monotonous migmatitic gneisses, with locally still recognizable metasedimentary and metabasite layers. Metasedimentary formations define kilometer-scale synformal belts within the migmatitic gneisses. They consist

mainly of biotite-garnet-sillimanite metapelites interbanded with scarce olivine-spinel marbles. Metapelites contain numerous lenses of metabasic rocks, now essentially composed of garnet, clinopyroxene, and orthopyroxene (garnet pyroxenites). The metapelites are characterized by compositional layering and a foliation produced by the transposition of earlier compositional layering. Refolding of the foliation into open folds occurred during the late-stage uplift, probably during the formation of shear zones. In this article, we focus on the garnet pyroxenites, which contain well-preserved relict granulitic parageneses and reaction textures, as well as the amphibolite-facies rock equivalents represented by the retrogressed garnet pyroxenites.

Petrography

Metabasites occur in centimeter- to meter-sized elongated lenses, concordant with the surrounding biotite-sillimanite-garnet metapelites. They are aligned along the main metapelite foliation, as in catazonal complexes (Vogel 1967; Raith and Raase 1986; Schumacher et al. 1990). Petrographically, they can be classified into two groups, depending on the degree of retrogression. The garnet pyroxenites (fig. 2) are mainly garnet, clinopyroxene, orthopyroxene, amphibole, quartz, and plagioclase with trace amounts of rutile, ilmenite, and apatite. Some of the porphyroblastic minerals, such as clinopyroxene, orthopyroxene, and brown hornblende, are in mutual contact and in textural equilibrium. Symplectitic intergrowths are extensively and commonly developed at the margins of these porphyroblastic grains. The other rock type, retrogressed garnet pyroxenite, is characterized by the development of cummingtonite (fig. 3). The cummingtonite is clearly late, replacing pyroxene and, to a lesser extent, garnet or brown hornblende. Many samples of retrogressed granulite preserve relics of the former granulite texture. The best-preserved garnet pyroxenites occur in the cores of large metabasite lenses, whereas the rims are partly or wholly amphibolitized.

The metapelites contain biotite-garnet-sillimanite-K-feldspar-plagioclase-quartz + ilmenite + rutile mineral assemblages and have a typical migmatite structure. At the scale of the hand specimen, they show a variable degree of internal segregation, with leucocratic layers of granitic composition (quartz, plagioclase, K-feldspars) alternating with darker melanocratic layers composed almost entirely of biotite, garnet, and sillimanite.



Whole-rock compositions are given in table 1. The compositions of garnet pyroxenites and retrogressed granulites are calc-alkaline. Major elements and the molecular ratio of FeO/FeO + MgO, ranging from 0.46 to 0.50, are practically identical in both rock types. These data suggest that they were derived from the same protolith. The rather constant composition of the metapelites corresponds to a common shale (Gromet et al. 1984).

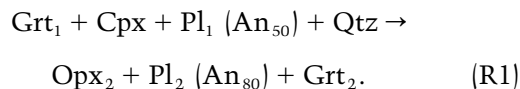
Textures and Mineral Reactions in Garnet Pyroxenites. Garnet pyroxenites are inequigranular in texture, with spectacular coronas and symplectites. Minerals in the cores of coronas preserve part of a primary paragenesis (P_1), whereas minerals in the corona itself correspond to a secondary paragenesis (P_2), both at granulite grade. Most garnet crystals, approximately 0.5–2 mm in size, show evidence of extensive resorption (fig. 2a, 2b). Primary contacts between garnet and clinopyroxene have not been observed. Clinopyroxene forms slightly strained, euhedral to anhedral grains (fig. 2c). Quartz occurs both interstitially and in separate lenses, where it shows prominent deformation lamellae. Brown to green-brown hornblende occurs as idiomorphic crystals (1–3 mm) in textural equilibrium with clinopyroxene, orthopyroxene, and plagioclase. This amphibole commonly contains plagioclase inclusions in which optical zoning indicates a higher anorthite content toward the host hornblende. Orthopyroxene containing abundant quartz inclusions is prismatic and locally broken into small crystals commonly intergrown with ilmenite (fig. 2d).

Minerals of P_1 are inferred to be primary garnet (Grt_1)-clinopyroxene (Cpx)-primary orthopyroxene (Opx_1)-brown hornblende (Hbl_1)-plagioclase (Pl_1 , An_{50-60})-quartz (Qtz); P_2 symplectitic assemblages consist of Opx_2 - Pl_2 (An_{80-90})- Grt_2 developed through the breakdown of Grt_1 , Cpx, Pl_1 , and Qtz in the primary assemblage. The rock may also contain a secondary amphibole (Hbl_2), a green-brown hornblende occurring either in the symplectites or along the cleavages of clinopyroxene. At the border of garnet pyroxenites lenses, quartz, orthopyroxene,

and plagioclase tend to be more abundant, whereas garnet decreases and clinopyroxene completely disappears.

In general, the megacrystic garnet is partly or completely replaced by a fine symplectitic intergrowth of orthopyroxene and plagioclase when in contact with relic clinopyroxene in quartz-rich areas. Primary plagioclase (An_{50-60}) appears to be part of this breakdown reaction. Different types of coronas and symplectites are intimately associated with the breakdown reaction textures of P_1 garnet, clinopyroxene, hornblende, and quartz as described below.

1) Orthopyroxene-plagioclase-garnet coronas (P_2). At contacts between garnet and clinopyroxene, clinopyroxene is typically rimmed by a corona of orthopyroxene (fig. 2a), commonly in optical continuity (fig. 2c). Garnet, however, is mantled by orthopyroxene-plagioclase intergrowths (fig. 2a–2c). Primary plagioclase (An_{50-60}) with undulose extinction occurs as rounded grains in domains where $Opx_2 + Pl_2$ (An_{80}) symplectites are present. A new garnet (Grt_2) is locally present as small subhedral grains, indicative of the reaction:



Similar textures and reactions have been reported in other granulite terranes (Adirondack Highlands: De Waard 1965; Haut Allier-France: Lasnier 1977; Iforas-Mali: Boullier and Barbey 1988; East Antarctica: Harley 1988; Highland series Sri Lanka: Schumacher et al. 1990).

2) Orthopyroxene-plagioclase-hornblende symplectites. Symplectites of orthopyroxene, plagioclase, and green hornblende occur between garnet, clinopyroxene, and quartz. The secondary plagioclase shows well-developed twinning. In some symplectites, only a minor quantity of greenish hornblende may be present (fig. 2b, 2c). These textures mark complex hornblende-producing reactions that have, in some cases, progressed to completion.

Figure 2. Garnet pyroxenites, plane polarized light, and mineral abbreviations after Kretz (1973). a, reaction (R1). Breakdown of garnet (Grt_1) + clinopyroxene (Cpx) + quartz (Qtz) to orthopyroxene (Opx) + plagioclase (Pl) ($Pl_2 = \text{anorthite } [An]_{80-90}$) and to Pl in the matrix ($Pl_1 = An_{50}$). The relict garnet (black) is surrounded by a vermicular assemblage of Opx and Pl (Opx_2 - Pl_2), whereas Opx_2 forms a rim around Cpx. Note the development of fine lamellae of late amphibole (hornblende [Hbl]) along Cpx cleavage planes. b, detail of a symplectite corona around a resorbed garnet (Grt_1). An content in Pl (X_{An}) changes from An_{90} at the contact with Grt_1 to An_{80} in the external zone of the symplectite. c, relict Cpx rimmed by Opx, in optical continuity. The two garnet generations (Grt_1 , top; Grt_2 , bottom) are clearly visible. d, graphic intergrowth between coarse-grained Opx, including droplets of Qtz and ilmenite (Ilm).

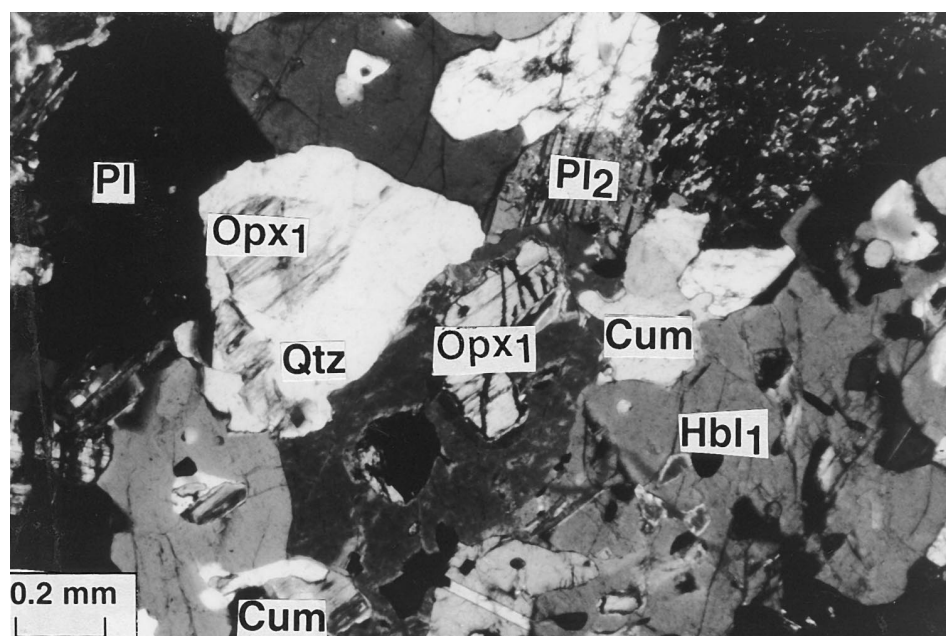
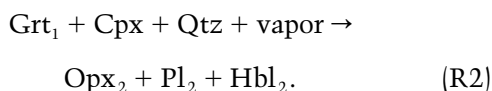


Figure 3. Retrogressed garnet pyroxenites. Breakdown of orthopyroxene (Opx_1) + hornblende (Hbl_1) to cummingtonite (Cum) + plagioclase (Pl) + quartz (Qtz).

The former garnet grain is then completely pseudomorphed by $Opx_2 + Pl_2 + Hbl_2$ symplectite. These observations suggest the reaction:



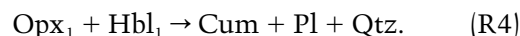
Where garnet was originally in contact with primary hornblende, the following reaction may have been responsible for the formation of the orthopyroxene, green hornblende, and plagioclase-bearing symplectites:



Similar symplectitic textures have been reported in garnet-bearing mafic granulites from East Antarctica (Thost et al. 1991).

Textures and Reactions in Retrogressed Garnet Pyroxenites. Some lenses of retrogressed garnet pyroxenite are characterized by secondary cummingtonite located between orthopyroxene and primary hornblende (fig. 3). However, there are always some remnants of typical granulite assemblages, such as primary garnet (Grt_1), clinopyroxene (Cpx), and plagioclase (Pl_1) in inclusions within Pl_2 , Opx_2 , and Hbl_2 . Opx_1 crystals are elongate (fig. 3) or, more rarely, skeletal. They are commonly surrounded by a continuous corona of cummingtonite, together

with biotite and ilmenite. Both amphiboles (cummingtonite and secondary hornblende [Hbl_2]) are products of the youngest amphibolitization event in the investigated samples. The coexistence of cummingtonite with hornblende has been extensively described (Robinson et al. 1982 and references therein). Cummingtonite, locally intergrown with quartz, occurs between orthopyroxene (Opx_1) and hornblende (Hbl_1 ; fig. 3). This suggests the reaction:



Garnet-Biotite-Sillimanite Metapelites. Garnet-biotite-sillimanite metapelites display predominantly granoblastic to elongate-polygonal textures with elongate mineral grains showing some preferred orientation. The dominant foliation is defined by sillimanite and biotite. Garnet shows smooth contacts with biotite, sillimanite, K-feldspar, and plagioclase; it locally contains inclusions of biotite, plagioclase, quartz, K-feldspar, sillimanite, zircon, and apatite. Quartz is abundant, up to 25% of the rock volume. The rather straight and regular contact between all phases suggests mineralogical equilibrium.

Mineral Compositions

The chemical composition of the coexisting phases was determined using an Cameca SX50 electron

microprobe at the University of Paris VI. The operating conditions included an accelerating voltage of 15 kV and a sample current of 10 nA. Natural minerals and synthetic oxides were used as standards. Representative analyses of the relevant minerals are presented in tables 2–6 (available from *The Journal of Geology* Data Depository, free of charge upon request).

Metabasites (Garnet Pyroxenites and Retrogressed Garnet Pyroxenites). Garnet (Grt_1) is dominated by almandine (Alm) with appreciable amounts of grossular (Grs; 24–27 mol %) and pyrope (Prp; 16–17 mol %) together with minor spessartine (Sps; 3 mol %; table 2). Systematic variations are observed between cores and rims in contact with plagioclase and orthopyroxene symplectites (fig. 4). The cores of large grains have the lowest X_{Fe} and X_{Mn} but the highest X_{Ca} values ($X_{Fe} = 0.53$ – 0.56 , $X_{Ca} = 0.24$ – 0.27 , and $X_{Mn} = 0.03$), whereas the rims have X_{Fe} , X_{Ca} , and X_{Mn} in the range 0.58–0.62, 0.20–0.24, and 0.06–0.08, respectively. Rare secondary garnet (Grt_2) associated with orthopyroxene-plagioclase symplectites is similar in composition to the Grt_1 rim but with higher Fe and lower Ca contents. The composition of extensively resorbed relict garnet in retrogressed garnet pyroxenites is similar to the secondary garnet or the rim of primary garnet in the garnet pyroxenite (Alm₆₂Grs₁₉Prp₁₄Sps₅).

In garnet pyroxenites, clinopyroxene is a relatively homogeneous augite composed of wollastonite, enstatite, and ferrosilite (Wo₄₅En₃₀Fs₂₅) with Al₂O₃ < 2 wt % and Na₂O < 0.26 wt % (table 3). Compositional zoning is locally significant. For example, the rims in direct contact with orthopyroxene coronas become Wo₄₂En₃₀Fs₂₈. In the retrogressed garnet pyrox-

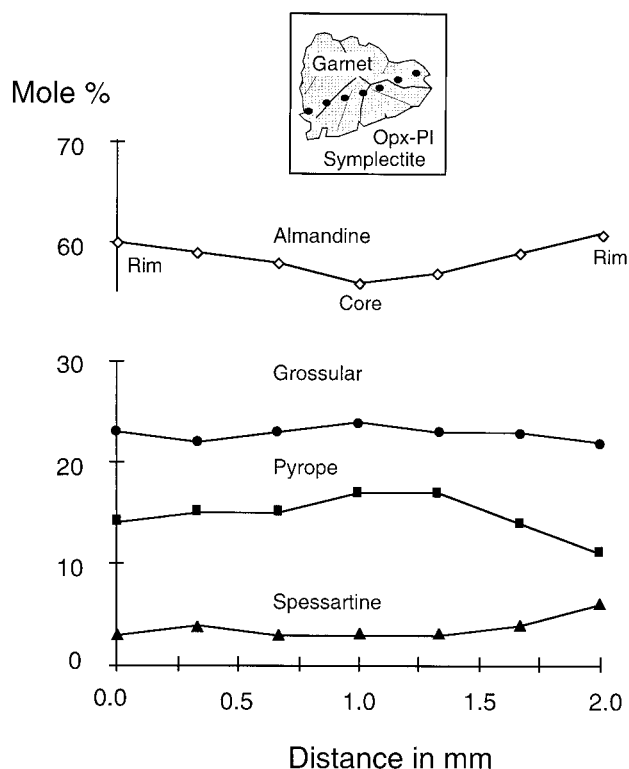


Figure 4. Compositional profile of garnet (Grt_1) surrounded by orthopyroxene (Opx)-plagioclase (Pl) symplectites in garnet pyroxenites.

enites, clinopyroxene inclusions in orthopyroxene are Wo₄₄En₃₂Fs₂₄.

The primary orthopyroxene (Opx_1) in garnet pyroxenites is hypersthene (Fs₅₈En₄₀Wo₂). Like the cli-

Table 1. Major Element Composition of the Garnet Pyroxenites, Retrogressed Garnet Pyroxenites, and Metapelites

	Garnet pyroxenite 79-74	Retrogressed garnet pyroxenites		Metapelites	
		79-45	79-79	79-12	79-77
SiO ₂	48.64	48.54	48.58	66.66	64.79
TiO ₂	2.19	1.95	2.03	1.14	1.00
Al ₂ O ₃	14.01	13.83	14.35	13.49	14.25
Fe ₂ O ₃	3.35	3.62	3.13	tr.	tr.
FeO	10.49	10.86	9.91	7.09	6.43
MnO	.28	.21	.19	.13	.13
MgO	5.80	6.27	6.60	2.63	2.89
CaO	11.06	9.54	9.30	1.52	2.06
Na ₂ O	1.09	1.08	.72	2.33	2.65
K ₂ O	.54	.87	.84	2.38	2.19
P ₂ O ₅	.18	.15	.18	.12	.15
Loss on ignition	.16	.59	1.62	.68	1.43
Total	97.79	97.51	97.45	98.17	97.97
X_{Fe} (Fe/Fe + Mg)	.50	.49	.46	.60	.56

Note. Numbers in column heads are sample numbers.

nopyroxene, it tends to show an X_{Fe} increase toward the rim, from 0.57 to 0.60 (table 3), notably when the grain is in direct contact with ilmenite. Orthopyroxene intergrown with plagioclase and around clinopyroxene has a $\text{Fs}_{61}\text{En}_{38}\text{Wo}_1$ composition. In the retrogressed garnet pyroxenites, the orthopyroxene composition becomes $\text{Fs}_{56}\text{En}_{43}\text{Wo}_1$.

The primary amphibole in garnet pyroxenites (Hbl_1) is a ferro-pargasitic ($X_{\text{Fe}} = 0.45$) to tschermakitic hornblende ($X_{\text{Fe}} = 0.46\text{--}0.48$), according to the nomenclature of Leake (1978). It is characterized by high aluminum ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 11.2\text{--}12.72$ wt %), titanium ($\text{TiO}_2 = 2\text{--}2.34$ wt %), and alkalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 2.69\text{--}2.95$ wt %) (table 4). Ferro-pargasitic hornblende is exceptional; tschermakitic hornblende compositions are far more common. Amphiboles are strongly zoned, with Ti and Na + K increasing in the core while Si and Mg increase at the rims, particularly at contact with secondary plagioclase. The rim compositions correspond to magnesio-hornblende ($X_{\text{Fe}} = 0.47\text{--}0.49$), according to Leake's classification (1978). Hornblende grains in contact with ilmenite contain less Ti than those associated with plagioclase or clinopyroxene.

Secondary amphiboles are magnesio-hornblende ($X_{\text{Fe}} = 0.48\text{--}0.53$) and cummingtonite. Compositions of magnesio-hornblende are similar to those of the rims in primary amphiboles in contact with secondary plagioclase (table 4). The amphibole lamellae in clinopyroxene have similar compositions, with lower Al_2O_3 (9.22–9.62 wt %) and higher SiO_2 (45.05–45.28 wt %).

These analytical data suggest that several element substitutions have taken place (fig. 5): a substitution of titanotschermakitic type ($\text{Ti} + 2\text{Al}^{\text{IV}} \Leftrightarrow \text{Mg} + 2\text{Si}$), with a slope of only one to four instead of the theoretical slope of one to two (1Ti for 2Si), which implies a compensatory edenitic-type substitution ($\text{Si} \Leftrightarrow 2[\text{Na} + \text{K}]^{\text{A}} + \text{Al}^{\text{IV}}$). A supplementary tschermakitic-type substitution ($\text{Al}^{\text{IV}} + \text{Al}^{\text{VI}} \Leftrightarrow \text{Mg} + \text{Si}$) has also occurred. As noted by Robinson et al. (1971) and Czamanske and Wones (1973), combinations involving edenite, titanotschermackite, and tschermackite in which substitutions of Na or K in the A site and Ti in the octahedral site are compensated by substitution of Al for Si in the tetrahedral sites should result in $\text{Al}^{\text{IV}} = \text{A-site occupancy} + (\text{Al}^{\text{VI}} + \text{Fe}^{3+} + 2\text{Ti})$. For the investigated amphiboles, this equality is approximated, and their substitutional schemes are described by combining these three types of substitution.

The correlation between amphibole compositions (particularly TiO_2 , Na + K, and Al) and metamorphic grade has been studied by numerous work-

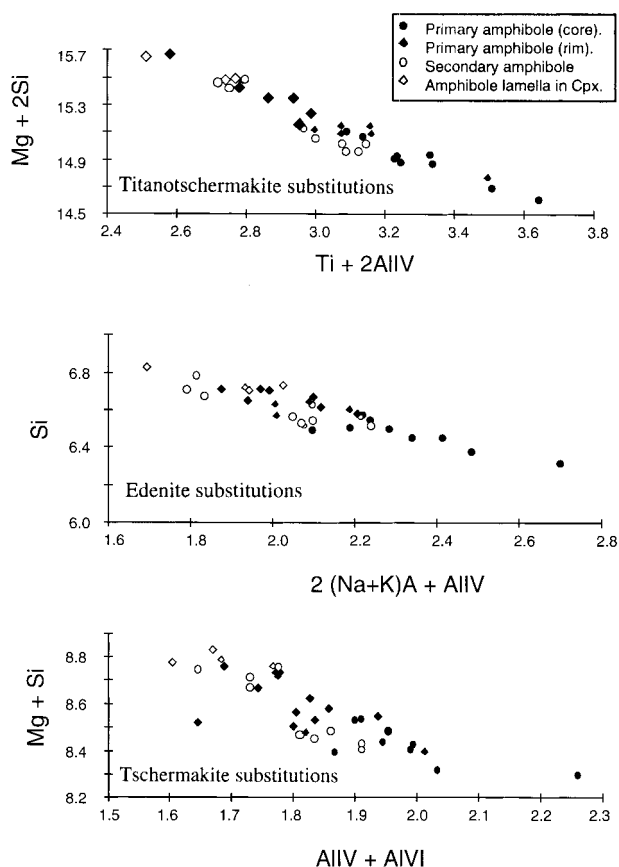


Figure 5. Amphibole substitutions in garnet pyroxenites.

ers (Robinson et al. 1982; Schumacher et al. 1990). High Ti in pargasitic and tschermakitic hornblendes suggest high crystallization temperatures. A drop in Ti content in secondary amphiboles corresponds to a decrease in temperature but to a limited degree because the Ti content remains relatively high.

In the retrogressed garnet pyroxenites, relicts of zoned primary amphibole with tschermakitic hornblende cores ($X_{\text{Fe}} = 0.48$) are comparable in composition to those in garnet pyroxenites. These are, however, poorer in alkalis (Na + K). Hornblende rims adjacent to cummingtonite have magnesio-hornblende compositions with $X_{\text{Fe}} = 0.46$, richer in Si, Al^{VI} , and $(\text{Na} + \text{K})^{\text{A}}$ and poorer in Ti, relative to the core. Cummingtonite is systematically found between Opx and primary hornblende, locally coexisting with the secondary hornblende (Hbl_2). Textural equilibrium between both species indicates a miscibility gap. Cummingtonite shows a range of X_{Fe} between 0.50 and 0.5; Hbl_2 with $X_{\text{Fe}} = 0.49$ contains less Al_2O_3 , TiO_2 , and alkalis than Hbl_1 .

Ilmenite has a rather constant composition ($\text{FeTiO}_3 = 96\%$; $\text{MnTiO}_3 < 2\%$, and $\text{MgTiO}_3 < 2\%$). Careful examination in reflected light shows a complete absence of magnetite.

The primary plagioclase of the garnet pyroxenites is a labradorite (table 6) with a marked zonation from core (An_{52-59}) to rim (An_{80-85}) occurring near contacts with amphibole or clinopyroxene. The enrichment in Ca is sharp, occurring over a distance of several micrometers. Plagioclase inclusions in the paragonitic hornblende (fig. 2e) are andesine with reverse zonation (An_{43-53}).

The secondary plagioclase (Pl_2) is much more Ca rich, with a bytownite average composition ranging from An_{90} at the direct contact of the garnet to An_{80} at the outer rim of orthopyroxene coronas adjacent to clinopyroxene (table 6).

Two types of plagioclase occur in the retrogressed garnet pyroxenites: a primary plagioclase (An_{56}) as inclusions in hornblende and a secondary Ca-rich plagioclase (bytownite, An_{84}) reaching An_{90} at the contact with garnet. On the whole, large compositional differences were found between primary (An_{50-60}) and secondary plagioclases (An_{80-90}) in both types of samples.

Metapelites. The garnet composition in the metapelites is approximately $\text{Alm}_{62-71}\text{Prp}_{20}\text{Grs}_{2-10}\text{Sps}_1$. The relatively high grossular content is consistent with garnet commonly found in granulite-facies pelitic rocks (Bhattacharya et al. 1970). It preserves strong grossular zonation (fig. 6) decreasing from core (Grs_{10-11} ; table 2) to rim (Grs_{2-4}). The grossular content also decreases at the contact with plagioclase. An increase of almandine component is also observed at garnet rims when these are in contact with biotite (fig. 6).

Biotite shows a high TiO_2 content (4.30–6.01 wt %), typical of biotite in high-grade metamorphic settings (table 5). Biotite included in garnet tends to have lower X_{Fe} ($X_{\text{Fe}} = 0.40$) than that in the matrix or in direct contact with garnet ($X_{\text{Fe}} = 0.46$ –0.48).

The composition of plagioclase displays variations depending on textural settings. Matrix plagioclase composition is homogeneous (An_{27}) and cannot be correlated with garnet zoning, which exhibits decreasing grossular content from core to rim. The highest An contents (An_{36} ; table 6) are found in the plagioclase included in garnet.

Fluid Inclusions

Many recent studies (e.g., Fonarev et al. 1998 and references therein) have shown that granulites may contain numerous fluid inclusions in which rem-

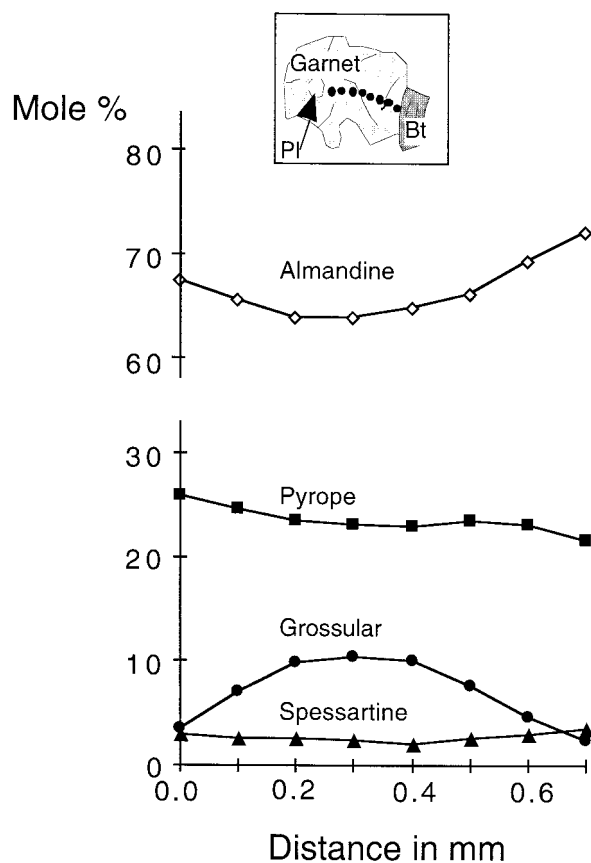


Figure 6. Compositional profiles in garnet from metapelites.

nants of fluids involved in each stage of the metamorphic evolution are preserved. In this study, usable fluid inclusions have only been found in quartz crystals from leucosomes in metapelites and in retrogressed garnet pyroxenites. Cavities, some showing conspicuous evidence of decrepitation (irregular contours, trails of secondary small inclusions radiating from a larger, central inclusion) have also been observed in garnet pyroxenites. None of the cavities showed any phase transitions throughout the temperature range of the freezing-heating stage, indicating that the initial high-density fluid was not preserved during the subsequent history.

In metapelites and retrogressed garnet pyroxenites, the inclusions are generally small (<10 microns) and located along healed microfractures (e.g., secondary, trail-bound inclusion; Touret 1981). The inclusion abundance is relatively low compared with many other granulites. Most trails are relatively short and entirely contained in a single quartz host (intragrain trails; Touret 1981). Each contains a relatively homogeneous set of inclu-

sions, ranging in size from about 10 to <2 microns, commonly with the same general shape and crystallographic orientation. Two distinct fluid types have been observed (fig. 7).

CO₂ Gaseous Inclusions. Gaseous inclusions, monophase (dark) at room temperature, with a typical negative crystal shape (bipyramidal prisms) are similar to inclusions described by Coolen (1980) and Herms and Schenk (1998) in granulites from Tanzania. Final melting temperatures (T_m) were measured between -57.8° and -56.6°C , very close but not exactly equal to the CO₂ triple-point temperature. This raises the possibility that some other component could be present besides CO₂, but our attempts to identify this other gas (CH₄, N₂) by Raman analysis were unsuccessful. There is also no correlation between the low melting and homogenization temperatures (T_h), which for the latter occurs (always to liquid) between 21° and -6°C ; therefore, the fluid can be taken as pure CO₂, like in many other granulite terranes. The small variations in T_m are interpreted as metastable melting or, more simply, due to the difficulty of precisely observing the disappearance of the last solid crystal in these small inclusions. In pure CO₂ inclusions, the density of the enclosed fluid is indicated by T_h (data from Vagarftik 1972).

Aqueous Inclusions. Aqueous inclusions are smaller than the CO₂ inclusions, more irregular in shape, and biphasic (liquid/vapor) at room temperature. Some of them also contain one or two isotropic cubic crystals, which in a few cases could be identified as NaCl (refractive index very close to the host quartz). Melting and homogenization temperatures are rather variable ($T_m = -2^\circ$ to -17.4°C ; $T_h = 115^\circ$ – 280°C). For the interpretation of T_m , the possible occurrence of NaCl raises an important problem—salinities, by reference to the system NaCl–H₂O, can only be estimated if the nature of the last melting solid phase is known (e.g., hydrohalite or ice; Zwart 1995). This is not always easy to determine in such small inclusions, but the very sensitive refraction index criteria (greater for enclosing liquid for hydrohalite, less for ice) indicates that most, if not all, the measured T_m correspond to ice melting. Therefore, aqueous fluids correspond to a wide range of salinities, from the more abundant low-salinity fluids, typically up to about 5 wt % NaCl equivalent, to high-salinity brines, from 15% to $>40\%$ NaCl equivalent. The notion of NaCl equivalent must, however, be considered as a very rough approximation, as the very low initial T_m , as well as the conspicuous brown shade during freezing, indi-

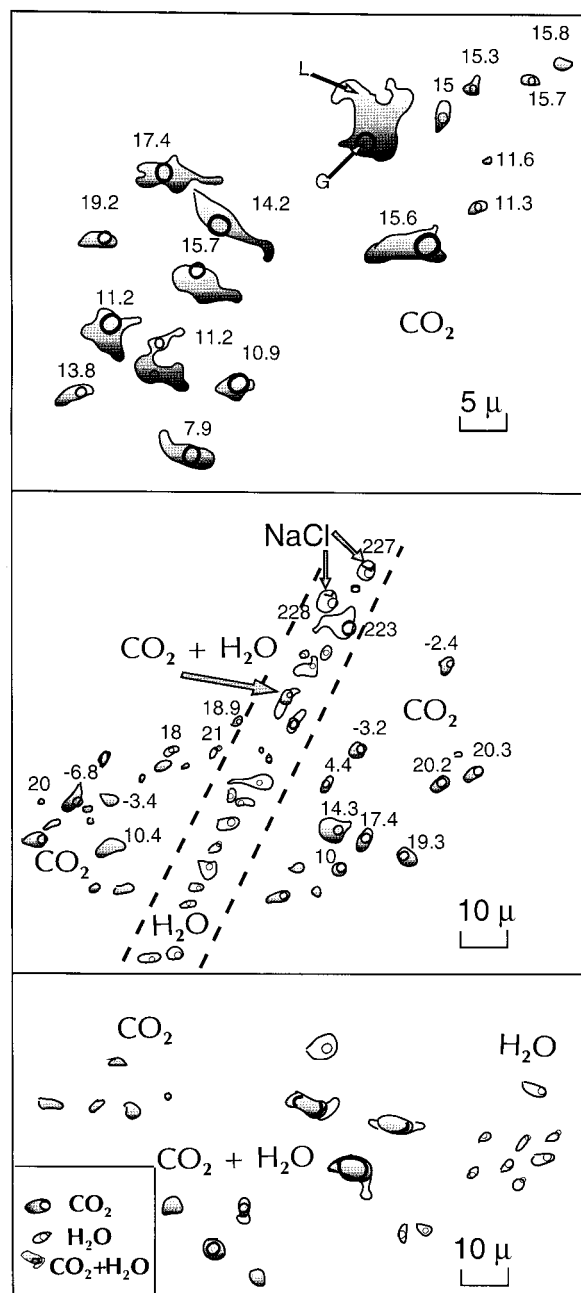


Figure 7. Fluid inclusions (grey = CO₂, white = H₂O) in quartz from metapelites. Numbers next to inclusions are homogenization temperatures (T_h), always to liquid. *Top*, distribution of inclusions within a single secondary trail. *Middle*, intersection of a CO₂ trail (roughly parallel to the plane of preparation) by a much steeper, later H₂O trail. Note few mixed inclusions (H₂O + CO₂) at the intersection. In the CO₂ trail, islands of high-density CO₂ inclusions (low T_h) are surrounded by lower-density domains, reset during decompression. *Bottom*, detail of the intersection, showing mixed inclusions at the boundary between CO₂- and H₂O-rich domains.

cates the possible occurrence of dissolved ions, notably CaCl_2 (Shepherd et al. 1985).

Rare mixed ($\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$) inclusions have also been observed at the intersection between CO_2 and H_2O trails (fig. 7b, 7c). These inclusions correspond to a relatively homogeneous fluid, with (at room temperature) the volume of CO_2 equal to about 0.3 V total and the CO_2 having a density much lower than the neighboring pure CO_2 inclusions (liquid and vapor CO_2 at room temperature; $T_h = 25^\circ\text{C}$).

Distribution of Fluid Types, Chronology of Fluid Trapping. Even though the investigated samples did not provide primary fluid data (there are no primary inclusions in minerals like undeformed quartz inclusions or garnet), the data correspond well to those observed elsewhere. Aqueous inclusions, notably of low salinity, are present in all samples (metabasites and metapelites), but NaCl -bearing brines (liquid + vapor + solid at room temperature) are only observed in metapelites. CO_2 (gaseous) inclusions are also observed in both lithologies, but for metapelites, they are only in the leucosome and are much less abundant than in the metabasites. In these cases, inclusions belong to a single trail and are rather homogeneous, with T_h variations typically on the order of 10°C , compared with $>30^\circ\text{C}$ for the total. This indicates that trail formation (opening and healing of a microcrack) was a relatively short event during the retrograde metamorphic path and that trail intersections can provide some information on the successive episodes of fluid trapping (Touret 1981). In this respect, basic intersection criteria (e.g., replacement of fluid content, discontinuities in the inclusion distribution; see discussion in Touret 1981, fig. 7) show that, at least in the metabasites, aqueous fluids are late compared with gaseous fluids. The homogeneity of mixed ($\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$) fluids at the intersections, as well as the sharp decrease of the CO_2 density, suggests that the late aqueous fluids were trapped within the miscibility domain of the $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$ system, namely at temperatures above 400°C .

Timing relations are more difficult to establish for the CO_2 -bearing inclusions. There are, however, a number of arguments for believing that the densest inclusions (T_h below -10°C) are older than the less dense ones, notably those that homogenize above 20°C . The relatively low-density inclusions (T_h between 14° and 20°C) are larger, more abundant, and more regularly orientated than higher-density inclusions, notably those with $T_h < 0^\circ\text{C}$. These are distinctly smaller and commonly isolated within a group of lower density inclusions (fig. 7). These observations are consistent with the idea that CO_2 inclusions have successively been trapped

during decompression, corresponding to successive isochores of decreasing density. This is in contrast to some other high-temperature granulites, in which later isochores correspond frequently to a CO_2 -density increase (e.g., the Dodda Betta area in southern India; Touret and Hansteen 1988).

Discussion and Interpretation

The petrographic description reveals two mineral assemblages in the garnet pyroxenites, one earlier, probably peak assemblage (Grt_1 , Cpx , Hbl_1 , Opx_1 , Pl_1 , Qtz), and the other corresponding to a step during the retrograde path (Opx_2 , Pl_2 , Hbl_2 , Grt_2). Pressures and temperatures corresponding to each of these events have been estimated using carefully selected spot mineral analyses (cores of garnet, clinopyroxene, orthopyroxene, hornblende, plagioclase, and matrix biotite for primary parageneses in metabasites and metapelites; rims of porphyroblastic minerals, notably clinopyroxene, and symplectic mineral grains [Grt , Opx , Pl , and Hbl] for the secondary assemblages).

The location of univariant reactions in PT space, as well as the location of invariant points, can be determined from a Schreinemakers analysis of the relevant system (Thermocalc program, version 2.5 [Powell and Holland 1988], and the internally consistent thermodynamic data set of Powell et al. [1998]). It is then possible to predict not only the location of invariant points, univariant reactions, and divariant fields but also the composition of coexisting phases at various P and T (Powell and Holland 1988; Guiraud et al. 1990; Holland and Powell 1990; Will et al. 1990; Powell et al. 1998). This section compares calculated phase equilibria with the natural mineral assemblage actually observed in the garnet pyroxenites. Such a comparison is essential to test whether analyzed mineral assemblages are in equilibrium as well as to obtain information about the mineral behavior with changing P , T , and $P_{\text{H}_2\text{O}}$. The calculated phase equilibria depend on two factors: thermodynamic data and activity models of components in mineral solid solutions. Two types of mineral solid solutions were considered, namely Fe-Mg exchange (FeMg_{-1}) and Tschermak's substitution ($[\text{Mg,Fe}]\text{SiAl}_{-2}$). Ideal mixing was assumed on the mineral sites on which the substitutions took place (Powell and Holland 1988).

Mineral assemblages in the garnet pyroxenites correspond to the high variance system CaO , Na_2O , FeO , MgO , Al_2O_3 , SiO_2 , H_2O (CNFMASH). Both assemblages P_1 (Grt_1 , Cpx , Opx_1 , Pl_1 , Qtz , Hbl_1 , H_2O)

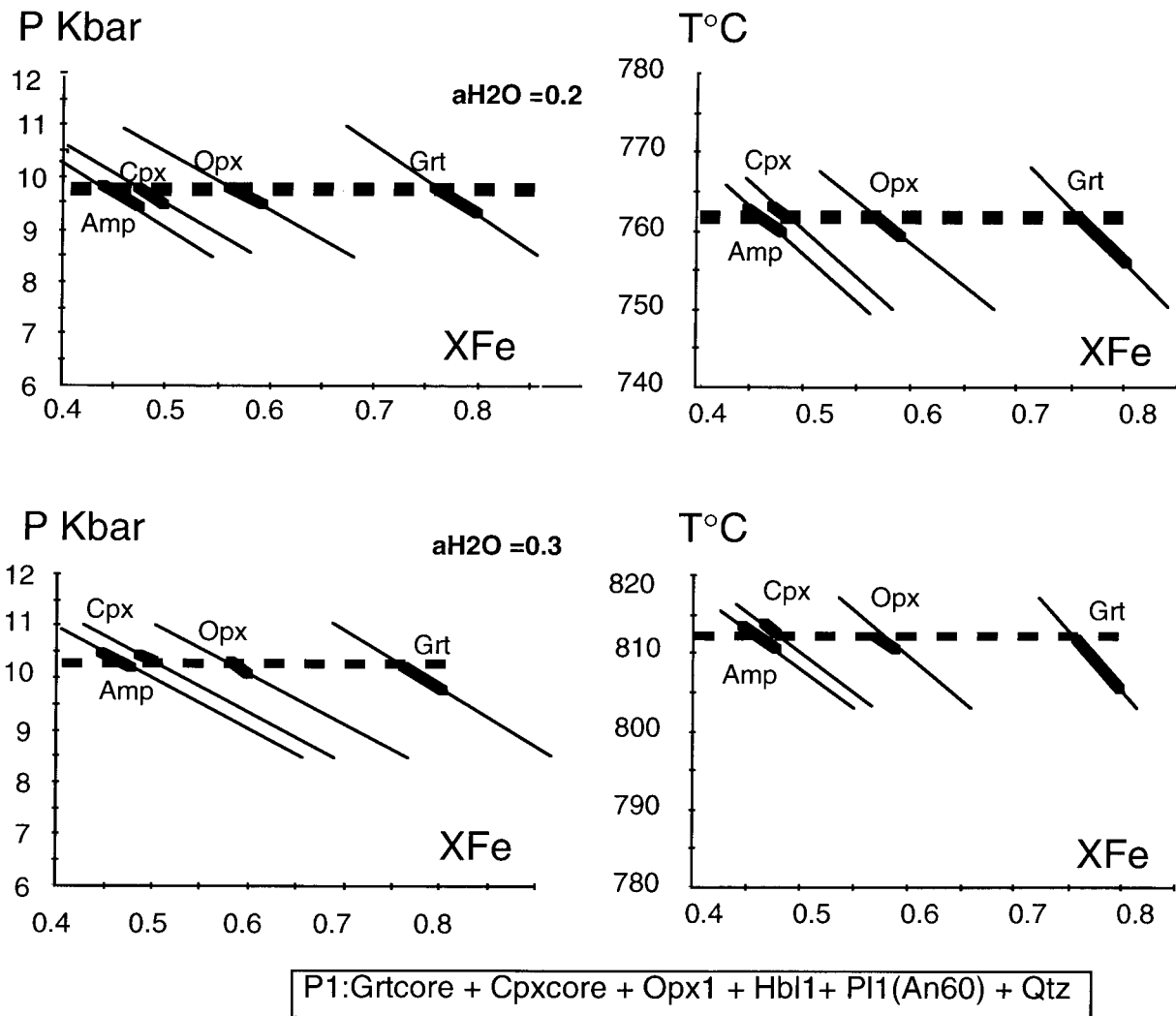


Figure 8. Inferred mineral compositions from Thermocalc program (Powell and Holland 1988) as a function of P and T at various H_2O activities in primary mineral assemblage from garnet pyroxenites. *Thin lines*, prediction from the program; *thick segments*, analyzed compositions.

and P_2 (Grt₂, Cpx rim, Opx₂, Pl₂, Hbl₂, Qtz, H₂O) are divariant according to the Gibbs's phase rule (the number of system components [7] equals the number of coexisting phases). This divariant assemblage, involving FeMg₋₁ and ([Mg,Fe]SiAl₋₂) solid solutions, occurs in a divariant band, limited on the low-pressure side by the low-pressure phases (orthopyroxene, amphibole, plagioclase) and on the high-pressure side by the high-pressure phases (garnet, clinopyroxene, quartz). If we specify the An content in plagioclase at An₅₀ or An₆₀ for the primary paragenesis and An₈₀ or An₉₀ for the secondary paragenesis, then the assemblages become univariant. One variable is free to vary along a univariant equilibrium line; the variable can be either pressure

or temperature (but not both). The calculations (table 7) indicate a good agreement between the analyzed and calculated mineral compositions. This is best illustrated by the P - X_{Fe} (or T - X_{Fe}) projections of figure 8, which show that the X_{Fe} mineral changes as a function of P (or T) at fixed a_{H_2O} . With decreasing pressure or temperature, the four Fe-Mg-bearing phases (garnet, orthopyroxene, amphibole, and clinopyroxene) become more iron rich. Calculated X_{Fe} (Fe/Fe + Mg) values decrease in the order Grt > Opx > Hbl > Cpx, consistent with observations from natural data. For example, the calculated and measured X_{Fe} values are the same in garnet, clinopyroxene, orthopyroxene, and amphibole (table 7; fig. 8). Because Ca-Fe-Mg garnet is a

ternary solid solution, the system contains a second compositional variable, X_{Grs} . Calculated X_{Grs} values are around 0.26, whereas the grossular content of garnet core varies between 0.24 and 0.27. Due to the additional presence of Al_2O_3 in the CNFMASH system, minerals like orthopyroxene, amphibole, and clinopyroxene can show Tschermak's substitution. Compositional variables, such as $\text{Al}^{(\text{M1})}$ and $\text{Al}^{(\text{M2})}$, can also be calculated. For garnet pyroxenites, the actual compositions in the primary (P_1) mineral assemblage require a unique set of PT conditions, namely $P = 10.2 \pm 0.2$ kbar and $T = 800^\circ \pm 30^\circ\text{C}$, respectively. These results also suggest that $a_{\text{H}_2\text{O}}$ was between 0.2 and 0.3 (fig. 8).

Results are less satisfactory for P_2 . Calculated garnet compositions deviate markedly from analyzed values. Breakdown of garnet revealed different rim compositions in general with higher X_{Fe} and lower X_{Grs} than the calculated rim not in equilibrium with the other secondary phases. These factors are related to disequilibrium relationships between rims of primary minerals and symplectic assemblages in the garnet pyroxenites rocks and suggest caution in the use of thermobarometers to estimate P and T of secondary paragenesis.

Pressure-Temperature Conditions during the Metamorphic History

Garnet Pyroxenites. P - T - $a_{\text{H}_2\text{O}}$ conditions were estimated by combining conventional geothermometry and the Thermocalc approach (Powell and Holland 1988; Holland and Powell 1990) in garnet pyroxenites. Temperature was estimated using the Fe-Mg exchange between garnet and orthopyroxene (Harley 1984; Sen and Bhattacharya 1984) and garnet and clinopyroxene (Ellis and Green 1979; Powell 1985). There is a good correlation between both geothermometers with a temperature around $820^\circ \pm 50^\circ\text{C}$ for peak metamorphism and around $750^\circ \pm 50^\circ\text{C}$ for the equilibration of secondary parageneses. To assess $a_{\text{H}_2\text{O}}$, these results were used in the Thermocalc approach, where a set of independent reactions is used to estimate pressure and/or temperature. These reactions are generally H_2O -bearing as soon as hydrous minerals are involved. Therefore, there is a dependency of pressure and primarily temperature on $a_{\text{H}_2\text{O}}$. This dependency is used to estimate $a_{\text{H}_2\text{O}}$. We used an average pressure calculation for a range of $a_{\text{H}_2\text{O}}$ and the range of temperature estimated from conventional $a_{\text{H}_2\text{O}}$ -independent thermometry. According to this procedure, we accepted $a_{\text{H}_2\text{O}}$ values for which average pressure values pass the fit test implemented in Thermocalc.

Analyses of primary mineral compositions used are provided in table 8. A peak temperature of 820°C was selected for the calculations. Values with the best fit are 10.6 ± 1 kbar (fig. 9), and the calculated range of $a_{\text{H}_2\text{O}}$ is 0.1–0.5.

The application of the average pressure approach to the symplectic stage is complicated by the problem of equilibration during reactions affecting mineral compositions. This secondary paragenesis represents a process of adjustment of the mineral assemblages to changing conditions. This adjustment was incomplete and probably occurred over a range of PT conditions, as suggested by Thermocalc equilibrium calculations. Because of these difficulties, calculations with a composition of secondary garnet and symplectitic phases should be taken with caution. These calculations suggest conditions of 6 ± 0.9 kbar at 750°C for the secondary parageneses for an $a_{\text{H}_2\text{O}}$ between 0.1 and 0.5 (table 8; fig. 9).

Metapelites. The same procedure for estimation of $a_{\text{H}_2\text{O}}$ was used for metapelites. Peak metamorphic conditions were estimated from the core composition, garnet, and included phases (plagioclase and biotite). Retrograde metamorphic conditions were obtained using garnet-rim compositions, which have lower X_{Grs} than the garnet cores, and homogeneous matrix plagioclase. Calculated end-member activities and PT results are listed in table 8. Peak metamorphic temperatures, using garnet-biotite, are $761^\circ \pm 32^\circ\text{C}$ and $782^\circ \pm 35^\circ\text{C}$, respectively, with the calibrations of Perchuk and Lavrent'eva (1981) and Indares and Martignole (1985) that integrate some corrections for Ti and Al^{VI} in biotite. There is no significant difference between the temperature obtained for the core analyses and the rim, according to the uncertainties of garnet-biotite thermometry ($\pm 50^\circ\text{C}$). Mineral assemblages in metapelites have considerable potential for the estimation of metamorphic pressure using the average approach of Thermocalc. The results suggest conditions of 9 ± 1.4 kbar for the core and included phases and 6.1 ± 0.8 kbar for the rim and matrix phases with an $a_{\text{H}_2\text{O}}$ of 0.1–0.5 and 750°C as selected temperature. Thus, the quantitative pressure estimates on both metapelites and garnet pyroxenites confirm that the Tamanrasset area followed a clockwise PT path (fig. 9).

Fluid-Rock Interaction during the Metamorphic Evolution. This study documents the occurrence of secondary fluid inclusions, either CO_2 rich or H_2O with variable salinities. Samples of garnet pyroxenites contain only empty cavities, which have probably lost their fluid content during postmetamorphic decompression. Data for H_2O -bearing in-

Table 8. Pressure Calculations for Garnet Pyroxenite and Metapelite Assemblages

	$a_{\text{H}_2\text{O}}$	T (°C)	P (kbar)	Fit
Garnet pyroxenite:				
Primary assemblage:				
Pyr (.0053) Grs (.02) Alm (.17) En (.16) Fs (.29) mgts (.01) Di (.49) Hed (.43) Cats (.036) An (.57) Ab (.54) Tr (.00722) Ts (.0008) parg (.0117) Ilm (.93) Rut (1.0) Qtz (1.0)	.2	820	10.62 ± 1.0	1.97
	.3	820	10.60 ± 1.0	1.93
	.4	820	10.59 ± 1.0	1.92
Secondary assemblage:				
Pyr (.003) Grs (.013) Alm (.21) En (.14) Fs (.34) Di (.38) Hed (.46) An (.91) Ab (.22) Tr (.0099) Ts (.0005) parg (.0066) Qtz (1.0)	.2	750	5.9 ± 1.0	1.52
	.3	750	5.6 ± .9	1.32
	.4	750	5.5 ± .9	1.22
Metapelite:				
Primary assemblage:				
Phl (.044) Ann (.026) East (.0390) An (.400) Pyp (.018) Grs (.0018) Alm (.230) San (1.0) Ilm (1.0) Rut (1.0) Qtz (1.0)	.2	750	8.5 ± 1.3	1.27
	.3	750	9.0 ± 1.4	1.29
	.4	750	9.4 ± 1.6	1.34
Secondary assemblage:				
Pyr (.023) Grs (3.10e-5) Alm (.280) An (.380) Phl (.0690) Ann (.0210) East (.0530) San (1.0) Ilm (1.0) Rut (1.0) Qtz (1.0) Sill (1.0)	.2	750	5.9 ± .7	.48
	.3	750	6.1 ± .8	.38
	.4	750	6.3 ± .8	.41

Note. Average pressure approach of Powell and Holland (1988) used. Errors quoted are ± 1 SD. Ab = albite, Alm = almandine, An = anorthite, Ann = annite, Cats = calcium tschermakite, Di = diopside, East = eastonite, En = enstatite (ortho), Fs = ferrosilite (ortho), Grs = grossular, Hed = hedenbergite, Ilm = ilmenite, mgts = magnesium tschermakite, parg = pargasite, Phl = phlogopite, Pyp = pyrope, Pyr = pyroxenite, Qtz = quartz, Rut = rutile, San = sanidine, Sill = sillimanite, Ts = tschermakite, Tr = tremolite.

clusions are too limited to support a sensible interpretation in the present case. As in other granulite terranes (e.g., Touret and Huizenga 1999), some high-salinity brines, which could correspond to the estimated low-H₂O activity fluid, were possibly present at peak conditions. However, we find no arguments to support this view, and we can only speculate that low-salinity aqueous fluids were introduced into the rock system after granulite-grade metamorphism.

The CO₂-rich inclusions are more interesting. The strong decompression indicated by the regional metamorphic PT path of figure 9, connecting both metamorphic stages of garnet pyroxenites and metapelites, is almost parallel to the pressure axis, which has a much steeper dT/dX_{CO_2} slope than CO₂ isochores. The fact that later isochores correspond to a density decrease has two major consequences: (1) Peak-metamorphic inclusions, if any, will be strongly overpressured, compared with the sur-

rounding rock at slightly decreasing temperature. They will consequently tend to decrepitate (empty cavities), as observed in the garnet pyroxenites. (2) In the retrogressed garnet pyroxenites and metapelites, the only rock types still containing CO₂ inclusions that are consistent with the highest-density isochores are interpreted as corresponding to the earliest fluid. Figure 9 illustrates the relation between these isochores and the PT conditions of mineral equilibration.

Four CO₂ isochores were selected from the histograms of T_h measurements (fig. 9, *bottom*), representing the highest densities (lowest T_h) in retrogressed garnet pyroxenites and metapelites ($V = 42$ and 45 cm³/mol, respectively), and from two discrete maxima in metapelites ($V = 50$ and 65 cm³/mol). These two last isochores correspond to very low pressures at any temperatures. They can only refer to inclusions equilibrated at a very late stage, without a clear geological significance.

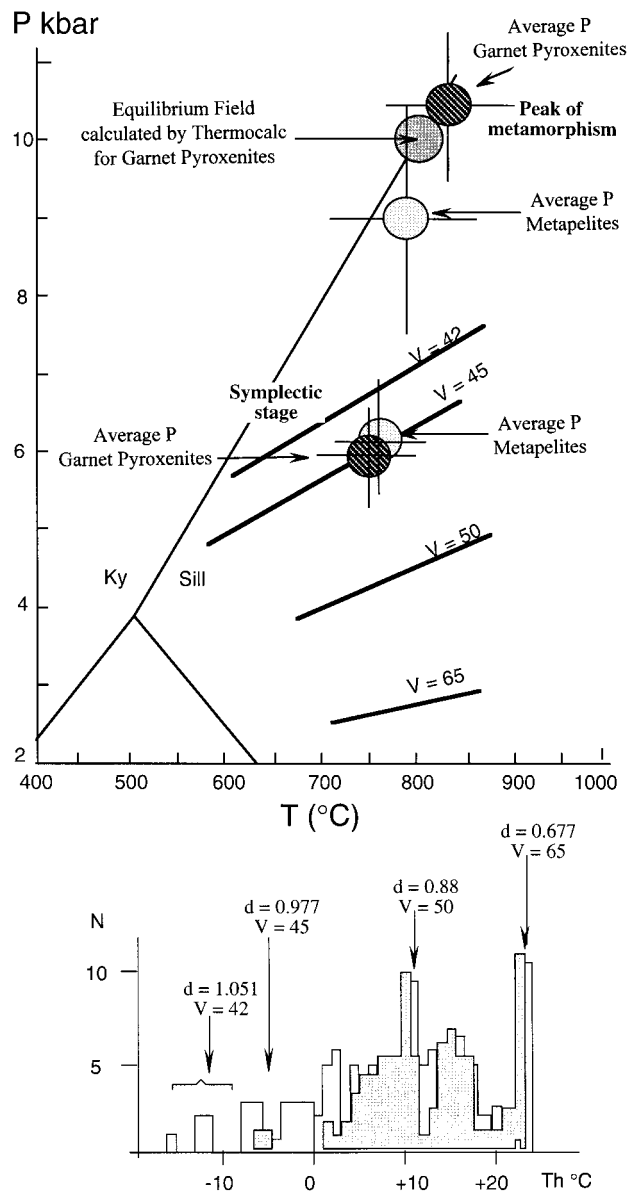


Figure 9. *PT* path for garnet pyroxenites and metapelites. Comparison with inclusion isochores (solid straight lines, V in cm^3/mol) inferred from T_h histograms (bottom, grey = retrogressed garnet pyroxenites and white = metapelites). V = molar volume, d = CO_2 density in g/cm^3 .

Higher-density isochores pass much closer to the estimated metamorphic conditions. The $42 \text{ cm}^3/\text{mol}$ and $45 \text{ cm}^3/\text{mol}$ isochore coincides with the symplectic stage. It would pass almost exactly through the conditions calculated by Thermocalc for the retrogressed assemblages in metapelites and garnet pyroxenites, if about 20 mol % H_2O is added to the fluid, in order to account for the estimated

$a_{\text{H}_2\text{O}}$, which is <0.5 . This assumption is reasonable, considering the well known "preferential leakage" of H_2O in inclusions, compared with CO_2 (Bakker and Jansen 1994). This indicates that fluids (CO_2 and possibly brines) were generated in the metapelites by melting processes and then imposed on the surrounding rocks by discrete fluid movements along planes of secondary inclusions.

In any case, it is very clear that these high-pressure, decompression-related granulites differ considerably from the high-temperature regional granulites that occur, for example, in India, Sri Lanka, or Madagascar. In these other cases, arguments based on field observations (incipient charnockites), the nature and abundance of fluid inclusions, and isotopic data (He and C stable isotopes) suggest the possible occurrence of large quantities of externally (mantle) derived fluids (Newton 1986; Touret and Huizenga 1999). In the present case, all observations are compatible with a limited amount of internally derived fluid possibly generated by metapelite melting.

Conclusion

Reaction textures, combined with geothermobarometry, fluid inclusions, and mineral equilibria calculated by Thermocalc, suggest a clockwise *PT* trajectory with nearly isothermal decompression. Peak metamorphic conditions, recorded by garnet pyroxenites and metapelites, are around 800°C at 10 kbar and $a_{\text{H}_2\text{O}} = 0.1\text{--}0.5$. Orthopyroxene-plagioclase \pm hornblende symplectites and secondary paragenesis in the metapelites crystallized at approximately 750°C and 6 kbar and $a_{\text{H}_2\text{O}} < 0.5$. This pressure range indicates that these rocks were exhumed from deep crustal levels. Models by Thompson and England (1984) indicate that this type of evolution is a likely consequence of crustal thickening during collision, followed by uplift and erosion. Although the fluid inclusions in these granulites are comparable with those observed in granulites worldwide, a number of arguments (limited number, absence of primary inclusions, in situ fluid generation) indicate that these high-pressure granulites are different from regional high-temperature granulites (Newton 1986; Touret and Huizenga 1999) in which the role of mantle-derived intrusions and associated fluids is much more important.

ACKNOWLEDGMENTS

We thank the anonymous reviewers for their constructive and very helpful remarks that helped us

to improve the manuscript. M. S. N. Carpenter is thanked for help with the English. We also thank M. Guiraud for his fruitful discussions. This work is a contribution to the project 00 MDU 476 "Hér-

itage éburneen et structuration panafricaine du Hoggar: étude géologique et géophysique," supported by the University of Paris VII and the University of Algiers.

REFERENCES CITED

- Bakker, R. G., and Jansen, J. B. H. 1994. A mechanism for preferential H₂O leakage from fluid inclusions in quartz, based on TEM observations. *Contrib. Mineral. Petrol.* 116:7–20.
- Bertrand, J. M. L., and Caby, R. 1978. Geodynamic evolution of the Pan-African orogenic belt: a new interpretation of the Hoggar shield (Algerian Sahara). *Geol. Rundsch.* 67:357–388.
- Bertrand, P.; Ouzegane, K.; and Kienast, J. R. 1992. PTX relationships in the Precambrian Al-Mg rich granulites from In Ouzzal, Hoggar, Algeria. *J. Metamorph. Geol.* 10:17–31.
- Bhattacharya, C.; Choudhury, S.; and Nandi, K. 1970. Metamorphic status of charnockitic garnet with a note on the garnet from granulitic rocks of the Eastern Ghats. *Neues Jahrb. Min., Monatsheft*, p. 83–92.
- Black, R.; Liegeois, J. P.; Latouche, L.; Caby, R.; and Bertrand, J. M. 1994. Pan-African displaced terranes in the Tuareg shield (central Sahara). *Geology* 22: 641–644.
- Boullier, A.M., and Barbey, P. 1988. A polycyclic two-stage corona-growth in the Iforas Granulitic Unit (Mali). *J. Metamorph. Geol.* 6:235–254.
- Caby, R.; Bertrand, J. M.; and Black, R. 1981. Pan-African ocean closures and continental collision in the Hoggar-Iforas segment, central Sahara. *In* Kröner, A., ed. *Precambrian plate tectonics*. Amsterdam, Elsevier, p. 407–433.
- Cheilletz, A.; Bertrand, J. M.; Charoy, B.; Moulahoum, O.; Bouabsa, L.; Farrar, E.; Zimmerman, J. L.; Dautel, D.; Archibald, D. A.; and Boullier, A. M. 1992. Géochimie et géochronologie des complexes pan-africains de la région de Tamanrasset (Algérie): relations avec les minéralisations Sn-W associées et l'évolution tectonique du Hoggar central. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 163: 733–750.
- Coolen, J. J. M. M. 1980. Chemical petrology of the Furua granulite complex southern Tanzania. *GUA Pap. Geol.*, ser. 1, no. 13, p. 1–258.
- Czamanske, G. D., and Wones, D. R. 1973. Oxidation during magmatic differentiation, Finnmarka Complex, Oslo area, Norway. II. The mafic silicates. *J. Petrol.* 14:349–112.
- De Waard, D. 1965. The occurrence of garnet in the granulite facies terrane of the Adirondack Highlands. *J. Petrol.* 6:165–191.
- Ellis, D. J., and Green, E. H. 1979. An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. *Contrib. Mineral. Petrol.* 71: 13–22.
- Fonarev, V. I.; Touret, J. L. R.; and Kotelnikova, Z. A. 1998. Fluid inclusions in rocks from the central Kola granulite area, Baltic shield. *Eur. J. Mineral.* 10: 1181–1200.
- Gromet, L. P.; Dymek, R. F.; Haskin, L. A.; and Korotev R. L. 1984. The North American shale composite: its compilation, major and trace element characteristics. *Geochim. Cosmochim. Acta* 48:2469–2482.
- Guiraud, M.; Holland, T. J. B.; and Powell, R. 1990. Calculated mineral equilibria in the greenschist-blueschist-eclogite facies in Na₂O-MgO-FeO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O: methods, results and geological applications. *Contrib. Mineral. Petrol.* 104:85–98.
- Harley, S. L. 1984. An experimental study of the partitioning of Fe and Mg between garnet and orthopyroxene. *Contrib. Mineral. Petrol.* 86:358–373.
- . 1988. Proterozoic granulites from the Rauer Group, East Antarctica. I. Decompressional pressure-temperature paths deduced from mafic and felsic gneisses. *J. Petrol.* 29:1059–1095.
- . 1989. The origins of granulites: a metamorphic perspective. *Geol. Mag.* 126:215–247.
- Hermes, P., and Shenk, V. 1998. Fluid inclusions in high pressure granulites of the Pan-African belt in Tanzania (Uluguru Mts): a record of prograde to retrograde fluid evolution. *Contrib. Mineral. Petrol.* 130:199–212.
- Holland, T. J. B., and Powell, R. 1990. An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: the system K₂O-Na₂O-CaO-MgO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-TiO₂-SiO₂-C-H₂-O₂. *J. Metamorph. Geol.* 8:89–124.
- Indares, A., and Martignole, J. 1985. Biotite-garnet geothermometry in the granulite facies: the influence of Ti and Al in biotite. *Am. Mineral.* 70:272–278.
- Kienast, J. R.; Fourcade, S.; Guiraud, M.; Hensen, B. J.; and Ouzegane, K., eds. 1996. Special issue on the In Ouzzal granulite unit, Hoggar, Algeria. *J. Metamorph. Geol.* 14:659–808.
- Kretz, R. 1973. Symbols for rock-forming minerals. *Am. Mineral.* 68:277–279.
- Lasnier, B. 1977. Persistance d'une série granulitique au coeur du massif central français (Haut Allier), les termes basiques, ultrabasiques et carbonatées. Thèse d'état, Université Nantes, Nantes.
- Leake, B. E. 1978. Nomenclature of amphiboles. *Am. Mineral.* 63:1023–1053.
- Liégeois, J. P.; Black, R.; Navez, J.; and Latouche, L. 1994. Early and late Pan African orogenesis in the Air assembly of terranes (Tuareg shield, Niger). *Precambrian Res.* 67:59–88.
- Newton, R. C. 1986. Fluids of granulite facies metamorphism. *Adv. Phys. Geochem.* 5:36–59.

- Ouzegane, K., and Boumaza, S. 1996. An example of ultra-high-temperature metamorphism: orthopyroxene-sillimanite-garnet, sapphirine-quartz and spinel-quartz parageneses in Al-Mg granulites from In Hihaou, In Ouzzal, Hoggar. *J. Metamorph. Geol.* 14:693-708.
- Perchuk, L. L., and Lavrent'eva, I. V. 1981. Experimental investigation of exchange equilibria in the system garnet-cordierite-biotite. *In* Saxena, S. K., ed. *Kinetic and equilibrium in mineral reactions*. New York, Springer, p. 199-240.
- Powell, R. 1985. Geothermometry and geobarometry: a discussion. *J. Geol. Soc. Lond.* 142:29-38.
- Powell, R., and Holland, T. J. B. 1988. An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations. III. Application methods, worked examples and a computer program. *J. Metamorph. Geol.* 6:173-204.
- Powell, R.; Holland, T.; and Worley, B. 1998. Calculating phase diagrams involving solid solutions via non-linear equations, with examples using THERMOCALC. *J. Metamorph. Geol.* 16:575-586.
- Raith, M., and Raase, P. 1986. High grade metamorphism in the granulite belt of Finnish Lapland. *In* Dawson, J. B.; Carswell, D. A.; Hall, J.; and Wedepohl, K. H., eds. *The nature of the lower continental crust*. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 24:283-295.
- Robinson, P.; Ross, M.; and Jaffe, H. W. 1971. Composition of the anthophyllite-gedrite series: comparisons of gedrite-hornblende and the anthophyllite-gedrite solvus. *Am. Mineral.* 56:1005-1041.
- Robinson, P.; Spear, F. S.; Schumacher, J. C.; Laird, J.; Klein, C.; Evans, B. W.; and Doolan, B. L. 1982. Phase relations in metamorphic amphiboles: natural occurrence and theory. *In* Veblen, D. R., and Ribbe, P. H., eds. *Amphiboles: petrology and experimental phase relations*. *Mineral. Soc. Am. Rev. Mineral.* 9B:1-227.
- Schumacher, R.; Shenk, V.; Raase, P.; and Vitanage, P. W. 1990. Granulite facies metamorphism of metabasic and intermediate rocks in the highland series of Sri Lanka. *In* Ashworth, J. R., and Brown, M., eds. *High-temperature metamorphism and crustal anatexis*. London, Unwin Hyman, p. 235-271.
- Sen, S. K., and Bhattachaya, A. 1984. An orthopyroxene-garnet thermometer and its application to the Madras charnockites. *Contrib. Mineral. Petrol.* 88:64-71.
- Shepherd, T. J.; Rankin, A. H.; and Alderton, D. H. M. 1985. *A practical guide to fluid inclusions studies*. Glasgow, Blackie & Son, 239 p.
- Spear, F. S. 1993. *Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths*. Washington, D.C., Mineralogical Society of America, 799 p.
- Thompson, A. B., and England, P. C. 1984. Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism. II. Their inference and interpretation using mineral assemblages in metamorphic rocks. *J. Petrol.* 25: 929-955.
- Thost, D. E.; Hensen, B. J.; and Motoyoshi, Y. 1991. Two stage decompression in garnet-bearing mafic granulites from Sostrene Island, Prydz Bay, East Antarctica. *J. Metamorph. Geol.* 9:245-256.
- Touret, J. L. R. 1981. Fluid inclusions in high grade metamorphic rocks. *In* L. S. Hollister, and M. Crawford, eds. *Short course in fluid inclusions: application to petrology*. Mineralogical Association of Canada Colloquium (Calgary, 1981), p. 182-208.
- Touret, J. L. R., and Hansteen, T. 1988. Geothermometry and fluid inclusions in a rock from the Dodda Betta charnockite complex, SW India. *Rend. Soc. Ital. Mineral.* 43:65-82.
- Touret, J. L. R., and Huizenga, J. M. 1999. Intraplate magmatism in Precambrian rocks: high-temperature granulites, *J. Afr. Earth Sci.* 28:367-382.
- Vagarftik, N. B. 1972. *Tables of thermophysical properties of gases and liquids*. Moscow, Nauka, 720 p. [In Russian.]
- Vogel, D. E. 1967. Petrology of an eclogite and pyrigarnite bearing-polymetamorphic rock complex at Cabo Ortegal, NW Spain. *Leidse Geol. Meded.* 40:121-213.
- Will, T. M.; Powell, R.; and Holland, T. J. B. 1990. A calculated petrogenetic grid for ultramafic rocks in the system CaO-MgO-FeO-Al₂O₃-SiO₂-CO₂-H₂O at low pressures. *Contrib. Mineral. Petrol.* 105:347-358.
- Zwart, E. W. 1995. *Fluid inclusions in carbonate rocks and calcite cements*. Ph.D. thesis, Vrije Universiteit Amsterdam.

Chapitre X

Les Séries Basiques Orthodérivées de Tidjenouine

LES SERIES ORTHODERIVEES BASIQUES DE TIDJENOUINE

I- INTRODUCTION

La région de Tidjenouine est remarquable par la présence de roches granulitiques très diversifiées. On peut y définir un ensemble de métasédiments ayant subi une fusion partielle qui peut être importante. Ces métasédiments sont associés à des gneiss migmatitiques à composition granitique (granite de type S). Dans cet ensemble, deux grands groupes de roches basiques, des métanorites et des pyrigarnites elles-mêmes équilibrées dans le faciès granulite, affleurent sous forme, de complexe lité, de dykes ou de lentilles.

Dans certaines parties de ce chapitre, particulièrement pour la pétrographie et la minéralogie, en plus de nos propres données, j'ai repris celles de F. Naak (1992), H. Bouamar (1991) et C. Lerouge (1992).

II- LITHOLOGIE ET GEOCHIMIE

Ces metabasites sont extrêmement diversifiées en terme minéralogique, ce qui se reflète très bien dans la composition chimique globale des roches. Sur le terrain, nous avons distingué deux grandes catégories :

La première correspond à des metabasites litées avec des niveaux claires et niveaux sombres. Les affleurements sont métriques à plurikilométriques, structurellement au dessus des gneiss granitiques. Ces metabasites montrent quelques fois des lits centimétriques très fins composés à plus de 90% de plagioclase et de quartz.

La seconde correspond à des pyrigarnites et des amphibolites en enclaves aussi bien dans les gneiss migmatitiques que dans les métapélites qui les entourent. Le contact entre l'enclave basique et son encaissant acide est très souvent souligné par de véritables couronnes constituées de minéraux telle la biotite, ce qui pourrait témoigner de réactions d'échanges dues à un fort contraste géochimique.

Associé à la composante minéralogique, le X_{Mg} ($MgO/MgO+FeO$) est l'un des critères qui permettent le mieux de définir les divers ensembles que constituent ces roches. Ainsi, on observe une graduation des termes des plus magnésiens aux termes les plus ferrifères :

- **des métanorites litées claires**, pauvres en TiO_2 , avec un X_{Mg} qui varie de 0,86 à 0,74 qui comprennent toutes du plagioclase, de l'amphibole et de l'orthopyroxène et/ou du clinopyroxène auxquels s'ajoute plus occasionnellement du spinelle;

Les Séries orthodérivées basiques de Tidjenouine

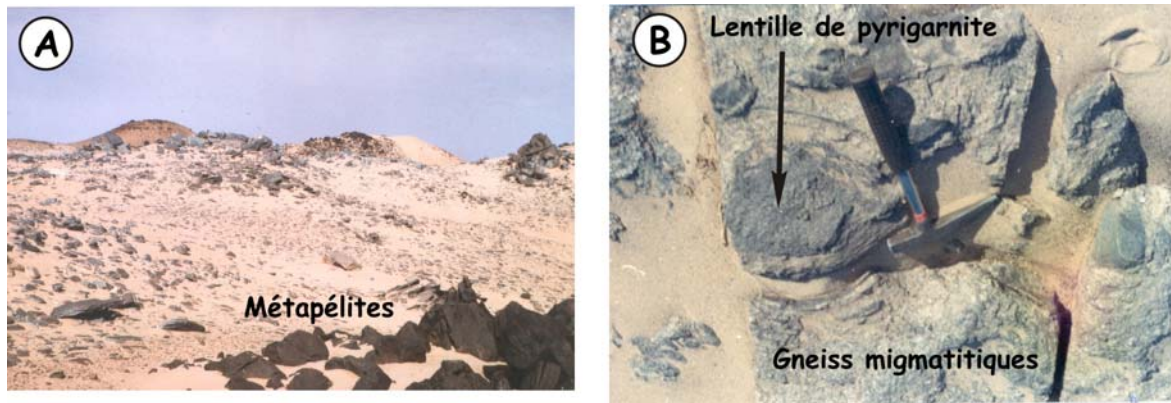


Figure X-1: Photographies d'affleurements des différentes lithologies de la région de Tidjenouine
 A- Affleurement de métapélites dans le reg et sous forme de collines (arrière plan) à la base desquelles se trouvent les métanorites litées.
 B- Lentille de pyrigarnite dans des gneiss migmatitiques

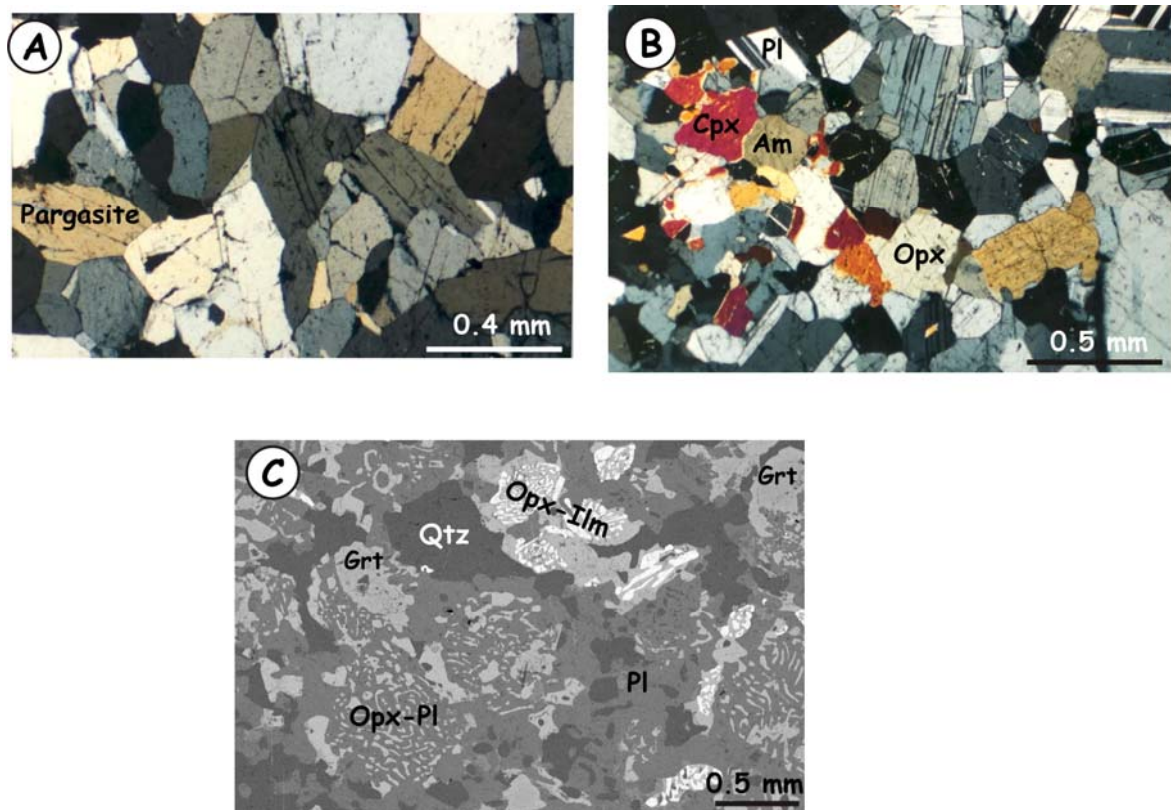


Figure X-2: Micro-photographies de roches basiques de Tidjenouine
 A- Photographie en lumière polarisée-analysée des cumulâts pargasitiques (métanorites litées claires);
 B -Photographies en lumière polarisée-analysée des métanorites ;
 C- Image MEB d'une pyrigarnite à biotite montrant la réaction : Grenat + Qtz ==> Opx + Pl

Les Séries orthodérivées basiques de Tidjenouine

- **des métanorites litées sombres** plus riches en TiO₂, avec un X_{Mg} qui varie de 0,75 à 0,64 ayant une minéralogie à orthopyroxène-clinopyroxène-plagioclase-amphibole-quartz ;

- **des pyrigarnites à clinopyroxène**, dont l'association minéralogique comprend l'orthopyroxène, le clinopyroxène, le plagioclase, l'amphibole, le quartz, l'ilménite et le grenat. Elles possèdent des X_{Mg} qui varient de 0,63 à 0,54;

- **des pyrigarnites à biotite**, qui montrent une association minéralogique à grenat - Opx - plagioclase - biotite - quartz - feldspath potassique. Leur X_{Mg} varie entre 0,52 et 0,33.

- **les granulites à fayalite**, se distinguent par leur caractère ferrifère particulièrement important avec des X_{Mg} variant entre 0,22 et 0,25. La minéralogie est assez variable. Les minéraux qu'on retrouve systématiquement sont le quartz, l'orthopyroxène, le grenat, la fayalite, le plagioclase et l'ilménite. Les autres phases qu'on peut observer sont le clinopyroxène, la magnétite, l'amphibole et de très rares cristaux de biotite.

	Métanorites sans quartz						Métanorites à quartz					
Échant	TD42	TD46	Tj141	Tj131	Tj132	Tj136	TD31	TD26	TD33	TD29	TD35	TD27
SiO ₂	50.03	51.04	49.04	49.43	47.32	47.57	49.69	65.63	53.94	50.12	49.65	50.26
Al ₂ O ₃	10.21	14.23	10.35	19.84	23.32	22.05	13.21	11.36	15.55	12.67	13.11	13.24
Fe ₂ O _{3t}	8.00	6.33	9.29	6.92	6.16	6.86	13.65	8.31	8.09	12.71	14.61	13.77
MnO	0.17	0.13	0.22	0.11	0.10	0.12	0.30	0.17	0.19	0.26	0.41	0.22
MgO	19.41	14.03	19.67	8.88	7.05	7.56	10.16	5.09	7.21	10.44	10.68	9.16
CaO	11.08	13.21	9.78	12.97	14.09	14.39	9.85	7.13	11.84	11.11	8.51	10.71
Na ₂ O	0.73	0.74	1.16	1.32	1.31	1.04	1.47	0.90	1.48	1.05	1.33	0.98
K ₂ O	0.26	0.16	0.20	0.26	0.35	0.11	0.20	0.33	0.72	0.45	0.49	0.35
TiO ₂	0.09	0.10	0.12	0.09	0.10	0.10	1.18	0.95	0.66	0.98	0.98	1.12
P ₂ O ₅	0.02	0.02	0.16	0.18	0.19	0.19	0.29	0.13	0.31	0.20	0.24	0.20
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
quartz	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.54	34.45	7.96	2.08	1.10	4.43
orthose	1.55	0.95	1.19	1.55	2.08	0.65	1.20	1.96	4.28	2.69	2.93	2.09
albite	6.22	6.30	9.89	11.24	11.14	8.85	12.58	7.67	12.61	8.98	11.39	8.39
anorthite	23.98	35.23	22.62	47.72	57.02	55.50	29.19	26.17	33.90	28.84	28.71	31.05
diopside	24.82	24.30	20.18	12.83	9.79	12.27	15.10	7.11	19.00	20.89	10.29	17.60
hypersthène	26.76	31.09	22.21	23.42	10.53	17.23	34.43	18.68	18.51	31.36	39.89	30.77
olivine	14.68	0.49	21.25	1.14	7.45	3.35	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
magnetite	1.78	1.41	2.07	1.54	1.37	1.53	3.05	1.85	1.80	2.84	3.27	3.08
ilménite	0.17	0.19	0.23	0.17	0.19	0.19	2.27	1.82	1.26	1.88	1.88	2.15
apatite	0.04	0.04	0.35	0.40	0.42	0.42	0.64	0.29	0.68	0.44	0.53	0.44
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Orth/Pl	0.05	0.02	0.04	0.03	0.03	0.01	0.03	0.06	0.09	0.07	0.07	0.05
%An wt%	79.40	84.84	69.57	80.94	83.65	86.24	69.88	77.33	72.88	76.25	71.59	78.73
%An mol	87.90	91.34	81.17	88.90	90.61	92.20	81.39	86.54	83.52	85.82	82.61	87.47
X _{Mg}	0.86	0.85	0.84	0.77	0.75	0.74	0.68	0.64	0.71	0.69	0.66	0.65

Tab.X-1 : Composition chimique et norme (base anhydre et en considérant que Fe³⁺/Fe²⁺ = 0,18) des métanorites avec et sans quartz.

1- Les Métanorites Litées

a- Les métanorites litées claires : Deux échantillons (TD 42 et TJ 141), correspondant à l'assemblage Am + Opx + Pl + Spl, se singularisent par des teneurs très élevées en MgO, supérieures à 19%, et plus faibles en Al₂O₃, autour de 10 %, et en CaO (9,78 à 11,08 %). Les autres échantillons (TJ 131, TJ 132 et TJ 136) qui, sont beaucoup plus riches en plagioclase, sont plus alumineux (Al₂O₃ = 19,84 à 23,32 %) et plus calcique (CaO = 12,97 à 14,39 %) avec de plus basses teneurs en MgO (7,05 à 8,88 %). Un autre échantillon, TD 46, possède des teneurs intermédiaires.

Normalisés aux chondrites (Fig.X-2A), ils présentent des spectres de terres rares particuliers, avec de faibles teneurs à 1 à 3 x les chondrites, un enrichissement en terres rares légères et un rapport Gd/Yb < 1, aboutissent à une allure en « U » caractéristique des xénolithes de harzburgites métasomatisées dans les basaltes alcalins ou les magmas boninitiques (Wilson, 1989). L'anomalie en europium est positive, variable (Eu/Eu* = 1,32 à 2,59), et semble liée à la présence du plagioclase.

Normalisé au manteau primitif (Fig.X-2B), on constate que ce sont des roches très pauvres en plusieurs éléments en traces, à l'exception d'éléments tels que Sr, P, Cr, Cu et Ni. Les termes les plus magnésiens sont particulièrement riche en Cr (1460 à 2422 ppm) et Ni (376 à 481 ppm). Ceci est lié à la présence, au sein de ces derniers, de cristaux de spinelle chromifère comme l'atteste leur couleur marron clair et d'orthopyroxène (Ni).

Tous ces traits sont en faveur d'une origine cumulative, la géochimie des termes aluminocalciques dépendant essentiellement du plagioclase, alors que pour celle des termes magnésiens s'ajoute l'influence de l'orthopyroxène, du spinelle et de l'amphibole.

Bien que de nature cumulative, les spectres en éléments en traces de telles roches sont souvent proches des roches constituant les séries correspondantes. En effet, à de rares exceptions, la cristallisation fractionnée à elle seule ne change pas d'une manière significative l'allure des spiderdiagrammes. C'est ce qui permet aux roches d'une même série d'avoir des spectres parallèles. De plus, souvent les cumulats piègent une partie du liquide. Dans ce cas, les cumulats conservent la signature de la série.

Ainsi, la normalisation aux MORB (Fig.X-2C) des métanorites litées claires suggère une affinité avec le magmatisme d'arc, c'est à dire des teneurs en LILE (Sr, Rb, Ba, K) et en LREE (La, Ce) élevées mais variables et des concentrations faibles en HFSE (Zr, Ti, Hf), similaires à celles des MORB (trend plat). Rappelons que les basaltes primitifs générés dans différents environnements tectoniques, normalisés aux MORB, ont des allures d'éléments en

Les Séries orthodérivées basiques de Tidjenouine

traces distinctes (ex. Pearce, 1983 ; Sun et McDonough, 1989). Les trends les plus redressés (c'est-à-dire des LILE – Rb, Ba, Th, K et Sr + La, Ce - enrichies puis un appauvrissement régulier de gauche vers la droite du spiderdiagramme) proviennent des magmas qui dérivent du manteau lithosphérique subcontinental, comme ceux des plateaux basaltiques, alors que ceux des OIB sont légèrement moins redressés et plus réguliers (moins d'anomalies). A l'inverse, les basaltes des arcs volcaniques ont des trends découplés. C'est-à-dire des teneurs en LILE + LREE (terres rares légères) élevées mais variables et des concentrations faibles en HFSE, similaires à celles des MORB (trend plat).

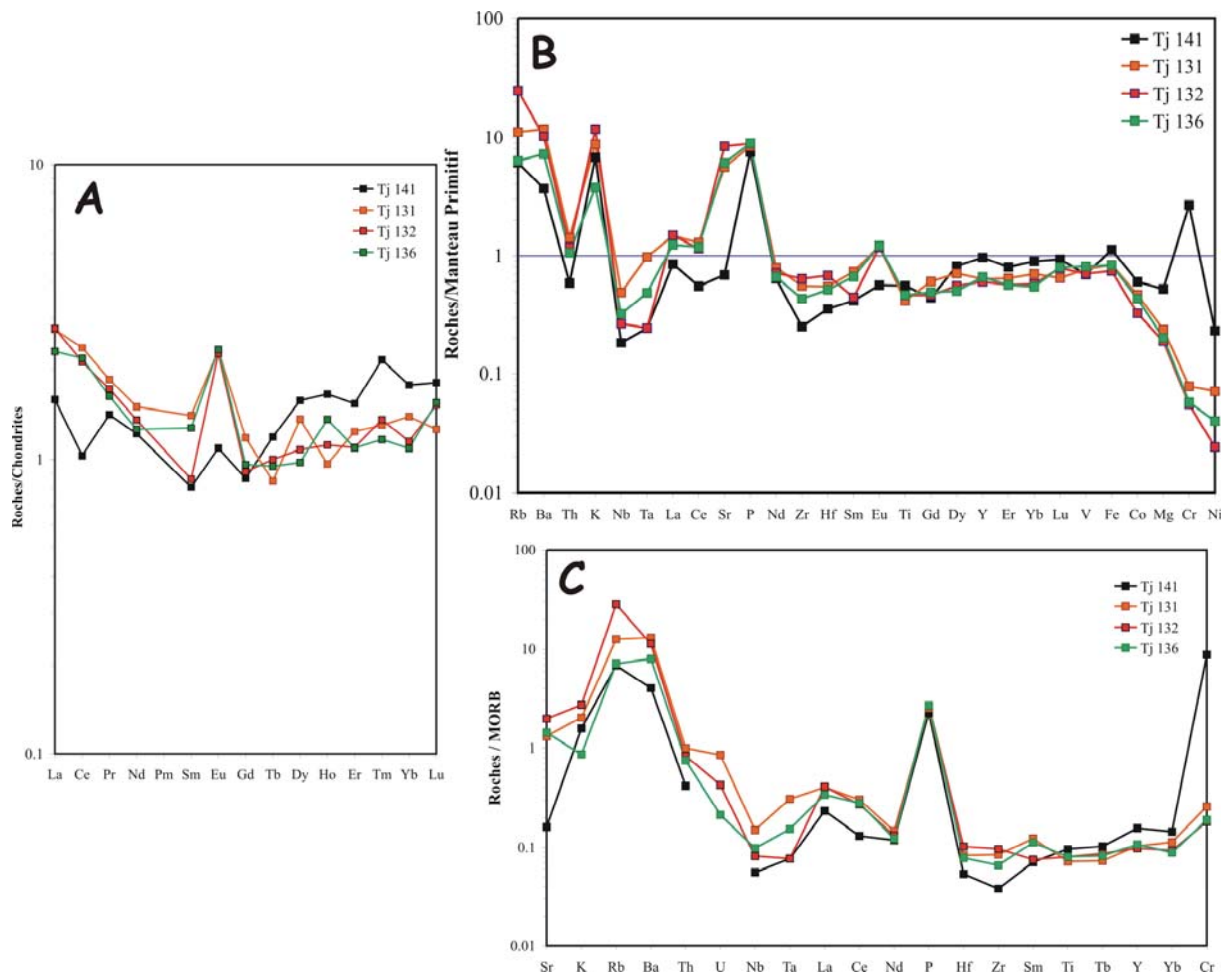


Figure X-2: Normalisation des granulites lités clairs aux chondrites (A), au Manteau primitif (B) et aux MORB (C).

Cette affinité avec le magmatisme d'arc est également suggérée par différents diagrammes de discrimination des sites géodynamiques (Fig.X-5 et 6).

Les valeurs du rapport Rb/Sr (Fig.X-3) sont en grande majorité mantelliques (0,03 à 0,09). Les rapports relativement élevés que montrent certains échantillons parmi les plus magnésiens semblent dus plus à un appauvrissement en Sr résultant du fractionnement du plagioclase accumulé dans les roches alumino-calciques qu'à l'influence de la croûte. En effet, l'évolution

définie par ces échantillons dans le diagramme Rb vs Sr (Fig.X-3) est parallèle à l'axe Sr et ne montre pas de relation avec les teneurs des différentes roches de l'encaissant.

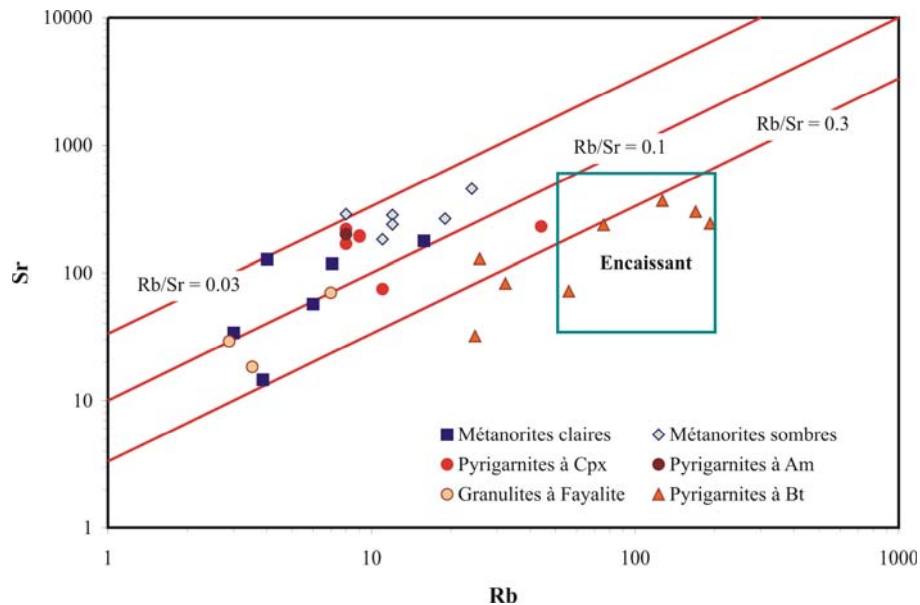


Figure X-3: Projection des metabasites de la région de Tidjenouine dans le diagramme Rb vs Sr

b- des métanorites litées sombres : Le métagabbro échantillonné est constitué essentiellement d'orthopyroxène, clinopyroxène et plagioclase avec parfois de la hornblende, de rares biotites et du quartz. La hornblende qui peut représenter jusqu'à 35% du volume de la roche, paraît être secondaire. Ces métanorites se différencient des métanorites litées claires par des X_{Mg} (= 0,75 à 0,64) plus faibles et des teneurs nettement plus élevées en TiO_2 (entre 0,66 et 1,18 %).

Le coeur de l'affleurement a une composition de basalte ou de tholéiite pauvre en K, alors que la bordure est plus différenciée, correspondant à une dacite. Soulignons que le quartz normatif, peut être très élevé, atteignant jusqu'à 34,45% pour un échantillon de bordure, ce qui est anormal pour une roche magmatique et indique vraisemblablement une contamination.

Le coeur du dyke (TD 31) se révèle plus riche en terres rares (Fig.X-4A) mais l'allure générale est la même à l'exception d'une anomalie positive en Eu ($Eu/Eu^* = 1,36$) en bordure (TD 26) et négative ($Eu/Eu^* = 0,84$) au coeur. La normalisation par rapport aux MORB (Fig.X-4C) confirme que les spectres de ces deux échantillons montrent les mêmes allures. Elles sont semblables à celles des basaltes calco-alcalins d'arc ; avec par exemple un enrichissement en LILE et des teneurs basses en Nb, Y et Yb. La bordure, relativement au coeur, est appauvrie en éléments les plus immobiles (la partie droite du spectre) et enrichie en Sr, K, Rb, Ba.

Les Séries orthodérivées basiques de Tidjenouine

Echant	Métanorites sans quartz						Métanorites à quartz					
	TD 42	Tj 141	TD 46	Tj 131	Tj 132	Tj 136	TD 31	TD 26	TD 33	TD 29	TD 35	TD 27
As		0,22		1,12	0,35	0,21						
Ba	64	25,6	51	82,6	71,6	50,5	320	391	1430	104	286	183
Ce		0,985		2,28	2,04	2,1	42,96	16,63				
Co	59	62,8	44	48,9	34	45,1	57	26	36	60	55	52
Cr	2288	2422	1460	71	50,1	52,2	643	398	561	1280	511	645
Cs		0,04		0,08	0,11	0,07						
Cu	113	97	160	104	23,5	103	200	47	14	23	68	29
Dy		0,602		0,521	0,411	0,372	4,46	1,87				
Er		0,384		0,309	0,273	0,272	2,24	0,85				
Eu		0,095		0,203	0,198	0,204	1,72	0,92				
Ga	6	5,63	8	13,3	15,5	14,7	14	8	12	10	7	8
Gd		0,264		0,362	0,278	0,294	5,87	1,97				
Hf		0,11		0,17	0,21	0,16						
La		0,584		1,01	1,02	0,849	16,98	7,66				
Lu		0,069		0,048	0,058	0,059	0,39	0,19				
Mo		0,13		0,43	0,24	0,25						
Nb	5	0,13	3	0,35	0,19	0,23	7	4	5	7	6	6
Nd		0,868		1,07	0,966	0,898	27,36	9,09				
Ni	478	481	376	148	50,2	83,2	180	66	92	236	168	106
Pb		1,53		2,66	5,76	4,01						
Pr		0,194		0,255	0,237	0,224						
Rb	3	3,87	6	7,09	15,8	4,02	8	12	24	11	19	12
Sm		0,186		0,325	0,198	0,295	6,71	2,19				
Sr	34	14,5	57	118	178	128	288	284	456	183	266	239
Ta		0,01		0,04	0,01	0,02						
Tb		0,069		0,049	0,058	0,055						
Th		0,05		0,12	0,1	0,09	4	4	5	5	4	4
Tm		0,078		0,047	0,049	0,042						
U		0		0,04	0,02	0,01						
V	115	122	110	135	124	143	236	146	150	245	248	256
Y	2	4,39	1	2,9	2,75	3,01	24,26	11,38	19	22	22	24
Yb		0,442		0,346	0,285	0,27	2,18	1,01				
Zn	52	43,8	46	45,4	36,8	35,7	121	80	78	139	159	119
Zr	19	2,81	21	6,24	7,15	4,88	112	91	76	77	104	105
ΣREE		4,96		6,91	6,17	6,05	110,87	42,38				
Eu/Eu*		1,32		1,82	2,59	2,13	0,84	1,36				
(La/Yb) _N		0,88		1,95	2,39	2,10	5,21	5,07				
(La/Sm) _N		1,94		1,92	3,18	1,78	1,56	2,16				
(Gd/Yb) _N		0,48		0,83	0,78	0,87	2,15	1,55				
Rb/Sr	0,09	0,27	0,11	0,06	0,09	0,03	0,03	0,04	0,05	0,06	0,07	0,05
CO ₂		0,06		0,10	0,12	0,06						
H ₂ O		2,63		1,41	1,66	0,91						
Cl		136,00		34,00	63,00	32,00						
F		0,03		0,11	0,14	0,07						

Tab.X-2 : Teneurs en éléments en traces des métanorites avec et sans quartz.

Les Séries orthodérivées basiques de Tidjenouine

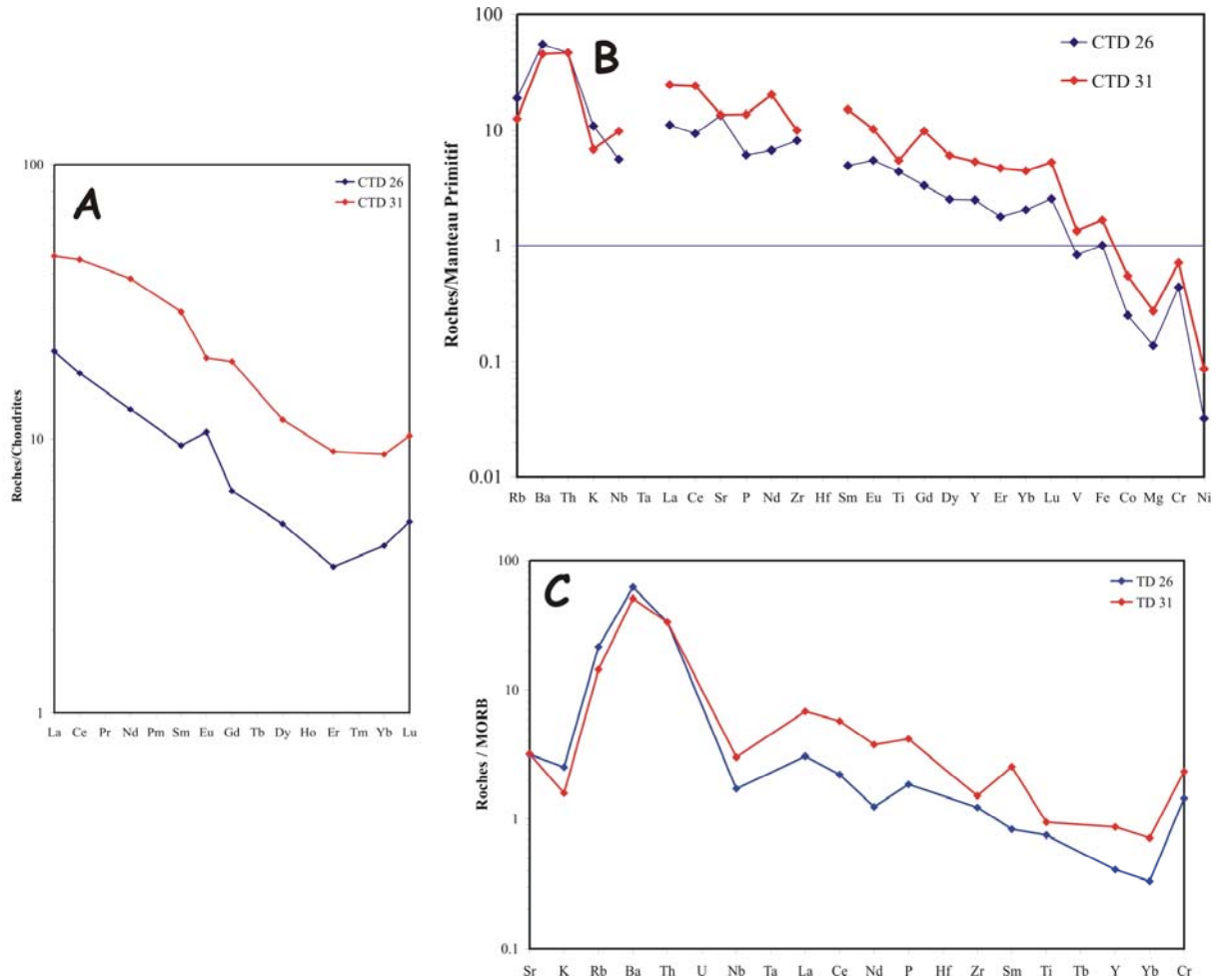


Figure X-4: Normalisation des granulites lités sombres aux chondrites (A), au Manteau primitif (B) et aux MORB (C).

Les diagrammes de discrimination des sites géodynamiques (Fig.X-5A, B et C), Ti-Zr-Y de Pearce et Cann (1973), Zr/Y vs Ti/Y de Pearce et Gale (1977) ou Mn-P-Ti de Mullen et al. (1986) les rattachent au domaine défini pour les basaltes calco-alcalins ou les tholéiites d'arc insulaire. De même, le diagrammes Th*100/Zr vs Nb*100/Zr (Serri, 1990, Fig.X-5D), montre que ces roches présentent une affinité avec les magmas générés dans un environnement d'arc océanique.

Le $\delta^{18}\text{O}$ des différents échantillons du métagabbro varie entre +4.1 et +8.7‰ (Lerouge et al., 2005). Les teneurs maximales sont beaucoup plus élevées que le matériel mantellique non altéré ($+5.7 \pm 0.2$ ‰: Javoy, 1980; Kyser et al., 1982). Paradoxalement, ces valeurs se retrouvent au niveau du cœur et représentent probablement les compositions initiales d'un magma contaminé d'une façon précoce. Les valeurs $\delta^{18}\text{O}$ des plagioclase, pyroxène et amphibole du coeur du dyke sont respectivement de +6.9, +9.1 et +8.8 ‰, indiquant clairement l'état de déséquilibre isotopique de la roche. Les valeurs élevées des pyroxènes

Les Séries orthodérivées basiques de Tidjenouine

suggèrent une contamination crustale précoce ou plus probablement l'influence de sédiments d'une croûte océanique subductée. Les valeurs les plus basses du métagabbro et de certaines roches de l'encaissant (bordure de quartz, métapélites) suggèrent quand à elles une interaction tardive entre ces roches et de l'eau appauvri en ^{18}O et en D (probablement de l'eau météoritique partiellement rééquilibrée avec la croûte, Lerouge, 1992).

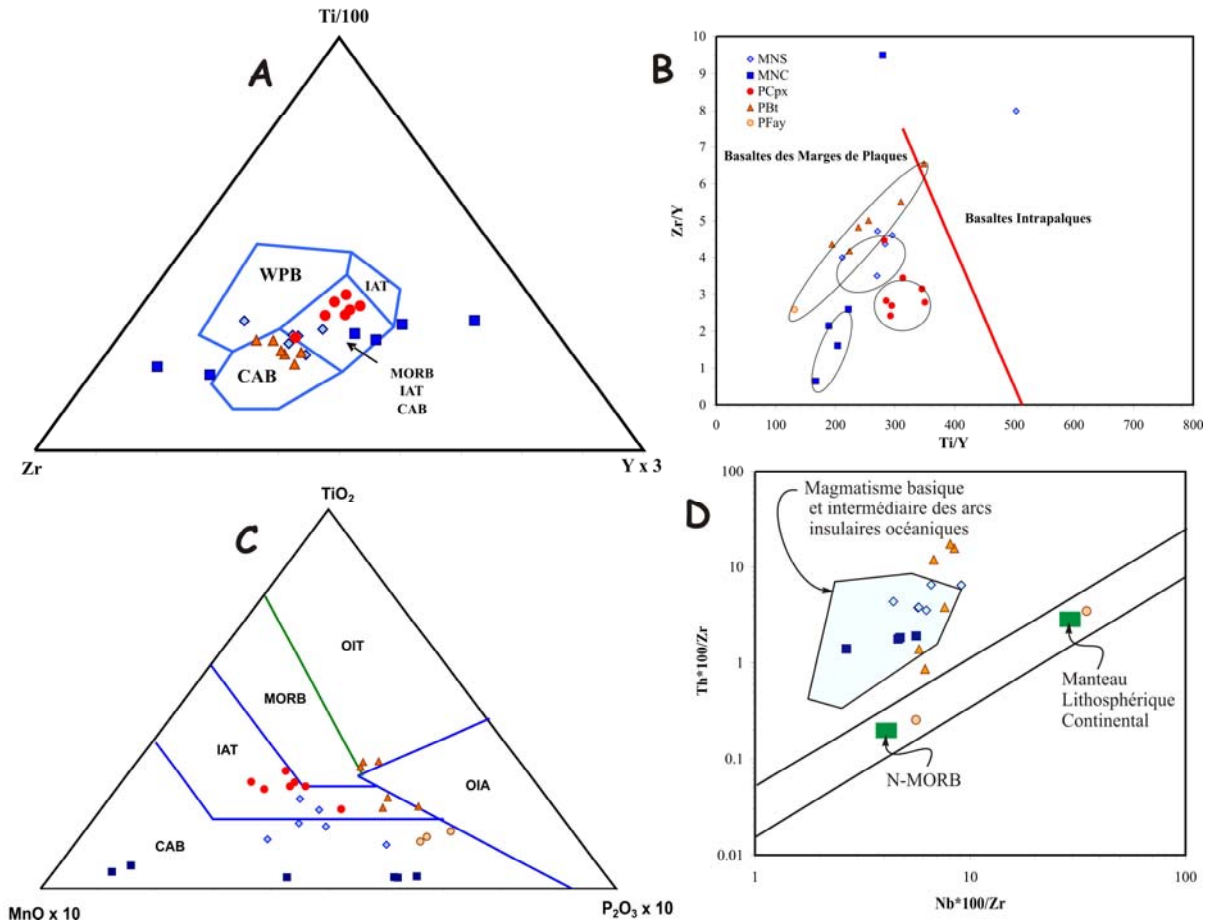


Figure X-5 : Projection des formations basiques de Tidjenouine dans des diagrammes de discrimination des sites géodynamiques :

(A) Ti-Zr-Y de Pearce et Cann (1973), (B) Zr/Y vs Ti/Y de Pearce et Gale (1977), (C) Mn-P-Ti de Mullen et al. (1986) et (D) Th*100/Zr vs Nb*100/Zr de Serri (1990)

Les teneurs en eau des métagabbros sont plus élevées que celles classiques des MORB et confirme l'origine secondaire de l'eau et, au moins partiellement, celle de l'amphibole qui est le minéral hydraté principal dans les métagabbros. Les compositions en δD du métagabbro et des roches de l'encaissant sont globalement homogènes. Ils montrent que le métagabbro est en équilibre avec les autres roches métamorphiques pour l'hydrogène (Lerouge, 1992).

Dans le diagramme Th/Yb vs Ce/Yb (Fig.X-6C) par exemple, la lignée qui relie le coeur à la bordure est perpendiculaire au vecteur correspondant à une contamination par les roches de l'encaissant de Tidjenouine. Ceci tend à indiquer que les changements de compositions en

éléments en traces et en terres rares intervenus au niveau de la bordure du dyke ne peuvent s'expliquer par une simple contamination ou assimilation de cet encaissant. Il est plus probable, comme le suggère la géochimie des isotopes de l'oxygène et de l'hydrogène (Lerouge, 1992, Lerouge et al., 2005), que c'est une circulation de fluide qui a permis un apport en éléments tels que Sr, K, Rb et Ba et en silice. Celle-ci permettrait la cristallisation de quartz qui, pauvre en éléments en traces et en REE, provoquerait un abaissement des teneurs en ceux-ci sans changer l'allure générale du spectre.

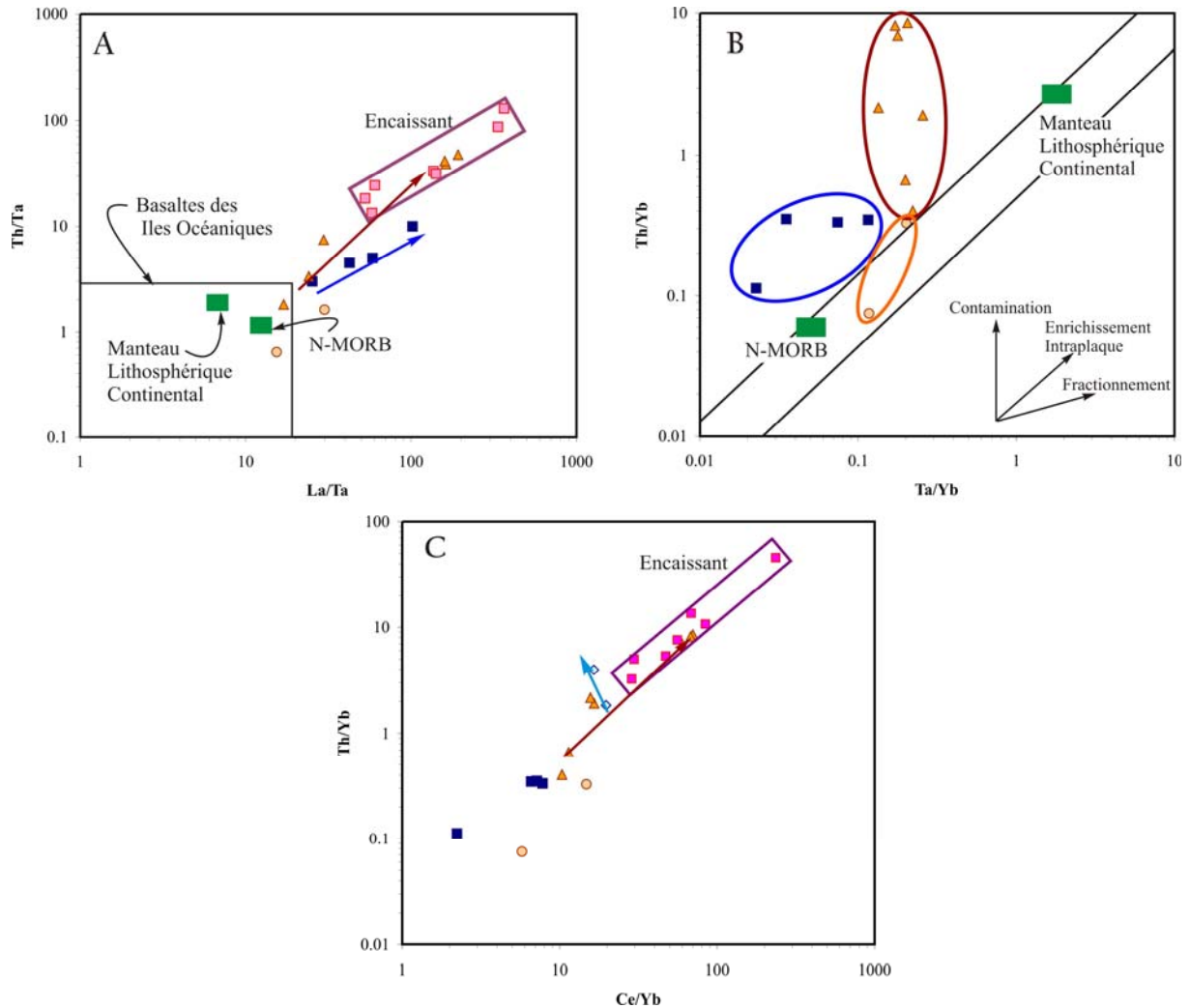


Figure X-6 : A- Diagramme La/Ta vs Th/Ta de Karsten et al. (1996) ; B- Diagramme Ta/Yb vs Th/Yb de Pearce (1983) ; C- Diagramme Ce/Yb vs Th/Yb (les flèches indiquent l'évolution du cœur vers la bordure : bleu pour les métanorites à quartz –sombres- et orange pour les pyroxénites à biotite).

2. Les metabasites en enclaves

a- les pyroxénites à Cpx : Elles possèdent des X_{Mg} qui varient de 0,54 à 0,63. N'ayant pas d'analyses de terres rares nous n'avons pu normaliser que pour quelques éléments en traces. Par rapport aux MORB (Fig.X-7), on observe que ces metabasites renferment des teneurs comparables en P, Zr, Ti, Y et Ni mais supérieures en K, Rb, Ba et Th. Ainsi, le découplage

Les Séries orthodérivées basiques de Tidjenouine

LILE/HFSE est net et rappelle le magmatisme d'arc, tout comme certains diagrammes discriminants. Notons que là encore les valeurs du rapport Rb/Sr sont sub-mantellique, autour de 0,05 (Fig.X-3).

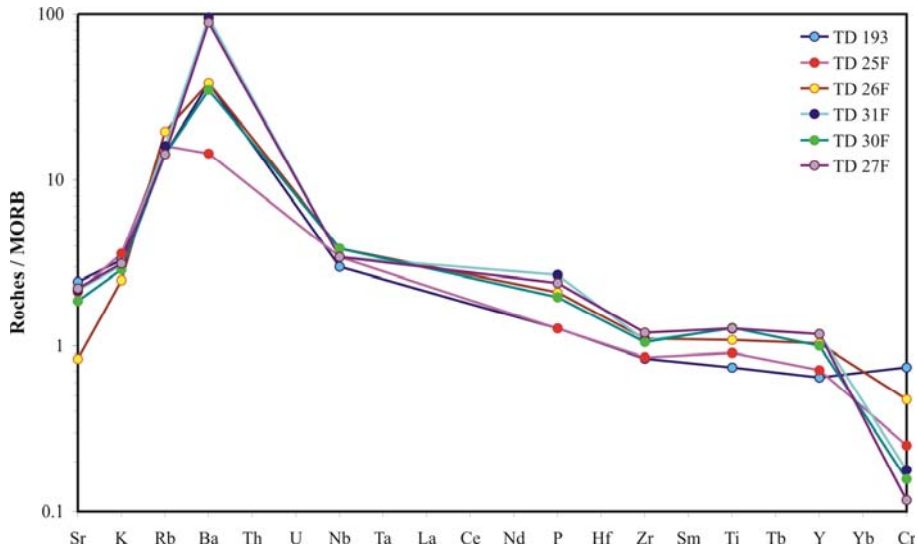


Figure X-7 : Normalisation aux MORB des pyrigarnites à Cpx et à amphibole (TD 27F)

Échant	Pyrigarnites à Cpx					Pyrig à Am
	TD193	TD25	TD26	TD31	TD30	TD27
SiO ₂	49.27	48.16	51.57	46.93	47.95	48.46
Al ₂ O ₃	15.97	15.43	14.65	16.20	16.18	17.50
Fe ₂ O ₃	11.97	13.70	13.99	15.23	15.03	14.81
MnO	0.17	0.20	0.22	0.24	0.22	0.24
MgO	7.22	6.87	6.68	6.55	6.03	4.91
CaO	12.37	12.51	10.54	11.80	11.61	11.05
Na ₂ O	1.58	1.45	0.53	0.89	0.85	0.85
K ₂ O	0.42	0.46	0.32	0.39	0.37	0.40
TiO ₂	0.93	1.14	1.36	1.58	1.61	1.60
P ₂ O ₅	0.09	0.09	0.15	0.19	0.14	0.17
Total	100	100	100	100	100	100
quartz	0.57	0.00	11.13	1.83	4.22	6.29
orthose	2.51	2.75	1.91	2.33	2.22	2.39
albite	13.51	12.41	4.54	7.63	7.29	7.28
anorthite	35.61	34.64	37.09	39.57	39.75	43.30
diopside	21.22	22.80	12.34	15.42	14.75	9.37
hypersth	21.93	21.32	26.92	26.35	25.00	24.59
olivine	0.00	0.63	0.00	0.00	0.00	0.00
magnetite	2.67	3.07	3.13	3.41	3.37	3.32
ilmenite	1.78	2.19	2.61	3.04	3.10	3.08
apatite	0.20	0.20	0.33	0.42	0.31	0.38
Total	100	100	100	100	100	100
%An mol	83.25	84.03	93.90	90.72	91.14	91.81
XMg	0.63	0.59	0.58	0.55	0.54	0.49

Tab.X-3 : Composition chimique et norme (base anhydre et en considérant que $Fe^{3+}/Fe^{2+} = 0,18$) des pyrigarnites à Cpx et des pyrigarnites à amphibole

Les Séries orthodérivées basiques de Tidjenouine

Echant	Pyrigarnites à Cpx					P à Am
	TD 193	TD 25	TD 26	TD 31	TD 30	TD 27
Ba	243	91	244	601	221	561
Co	49	47	48	51	48	47
Cr	204	69	130	49	43	32
Cu	155	215	66	92	123	92
Ga	17	21	20	24	24	25
Nb	7	8	9	8	9	8
Ni	108	82	94	107	110	74
Sr	220	192	75	196	169	201
V	323	387	382	434	468	428>
Y	18	20	29	33	28	33
Zn	94	128	114	139	133	141
Zr	62	63	82	80	78	89
Rb/Sr	0,04	0,05	0,15	0,05	0,05	0,04

Tab.X-4 : Teneurs en éléments en traces des pyrigarnites à Cpx et des pyrigarnites à amphibole

b- Les pyrigarnites à amphibole : Ces roches, dont un seul échantillon a été analysé (TD 27F), présentent une géochimie en éléments en traces pratiquement identique à celle des pyrigarnites à Cpx. L'absence du clinopyroxène pourrait résulter d'une activité d'eau plus forte ou plus probablement du caractère plus ferrifère ($X_{Mg} = 0,49$) de ces pyrigarnites par rapport aux précédentes ($X_{Mg} = 0,54$ à $0,63$).

c- Les pyrigarnites à biotite : Les échantillons analysés correspondent à une lentille, d'une trentaine de centimètre de diamètre, affleurant au milieu d'une migmatite. A l'échelle macroscopique, on observe qu'elle est zonée. Six lames ont été réalisées à partir de cette roche, trois au coeur, 59/2, 59/3 et 59/4, trois à la bordure, 59/1, 59/5 et 59/6. Minéralogiquement, l'assemblage représenté dans cette roche est Grenat + Biotite + Orthopyroxène + feldspath potassique + Plagioclase + Ilménite ± Zircon ± Apatite. La zonation du coeur vers la bordure se matérialise par la disparition de l'orthopyroxène et une augmentation dans la proportion de biotite à la périphérie. On constate que les teneurs en silice sont relativement élevées ($> 55\%$), atteignant même 61% dans la 59/6. Le reste des observations, dont les tendances évolutives coeur-bordure, est résumé dans le tableau suivant :

La norme CIPW donne de fortes teneurs en quartz, supérieures à 12% au niveau de la périphérie et qui doublent même au coeur atteignant 26% . Ceci est anormalement élevé pour des roches d'origine magmatique.

Les Séries orthodérivées basiques de Tidjenouine

La normalisation par rapport aux chondrites montre que le coeur présente une allure régulière légèrement enrichie ($(La/Yb)_N = 2,52 \text{ à } 3,2$), sans anomalie en europium ($Eu/Eu^* = 0,93 \text{ à } 1$). Ce n'est pas le cas de la bordure, où l'on observe un enrichissement en LREE/HREE qui dépasse le facteur 10 et une anomalie négative en europium ($Eu/Eu^* = 0,52 \text{ à } 0,32$).

Échant	Pyrigarnites à Biotite						Granulites à Fayalite		
	TD59/1	TD59/5	TD59/6	TD59/3	TD59/4	TD59/2	TD195	TD192	Tj137
SiO ₂	55.87	56.90	61.81	57.65	55.69	56.50	41.58	41.47	52.80
Al ₂ O ₃	16.40	16.79	16.64	16.59	15.91	16.27	16.77	16.40	14.18
Fe ₂ O ₃	12.53	11.68	8.70	12.79	15.27	14.95	25.04	26.32	19.94
MnO	0.15	0.15	0.11	0.23	0.20	0.23	0.34	0.50	0.31
MgO	4.33	3.82	2.78	2.80	2.77	2.57	2.99	2.61	2.01
CaO	2.44	2.60	2.69	4.01	6.94	6.11	9.73	9.14	8.07
Na ₂ O	2.35	2.68	3.35	2.01	0.52	0.90	0.11	0.18	0.31
K ₂ O	3.64	3.34	2.54	1.54	0.42	0.46	0.10	0.07	0.06
TiO ₂	2.04	1.82	1.24	1.98	1.83	1.63	2.37	2.25	1.61
P ₂ O ₅	0.25	0.21	0.15	0.40	0.46	0.37	0.99	1.07	0.70
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100
quartz	11.48	12.38	19.00	22.43	25.90	26.21	4.82	5.51	22.00
orthose	21.74	19.94	15.12	9.20	2.51	2.75	0.60	0.42	0.36
albite	20.10	22.91	28.56	17.20	4.46	7.71	0.95	1.56	2.67
anorthite	10.75	11.78	12.55	17.73	32.14	28.50	43.36	39.94	36.54
diopside	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
hypersthène	23.92	21.89	16.29	20.66	24.02	23.49	36.86	38.11	28.83
olivine	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
magnetite	2.80	2.61	1.94	2.86	3.42	3.35	5.66	5.95	4.49
ilmenite	3.92	3.49	2.37	3.80	3.52	3.14	4.60	4.37	3.11
corindon	4.75	4.54	3.84	5.24	3.01	4.03	0.94	1.76	0.45
apatite	0.55	0.46	0.33	0.88	1.02	0.82	2.21	2.39	1.56
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100
%An mol	50.20	49.23	45.32	66.04	93.15	87.44	98.85	97.97	96.27
XMg	0.52	0.51	0.50	0.41	0.35	0.33	0.25	0.22	0.22

Tab.X-5 : Composition chimique et norme (base anhydre et en considérant que $Fe^{3+}/Fe^{2+} = 0,18$) des pyrigarnites à biotite et des granulites à fayalite

L'ensemble est pauvre en Ni et Cr, ceci aussi bien au coeur qu'à la bordure. Le diagramme multi-éléments de ces roches normalisées au manteau primitif montre que les "trends" du coeur sont beaucoup moins irréguliers que ceux de la bordure. Celle-ci présente plusieurs anomalies qu'on ne retrouve pas au niveau du coeur, positives en La, Nd et Sm, négatives en P et un creux Nb - Ta. Une importante anomalie négative en Sr apparait dans toute la roche et plus particulièrement au coeur. On note également que la bordure présente des anomalies positives en Rb et Th alors qu'au le coeur, au contraire, elles sont négatives.

Les Séries orthodérivées basiques de Tidjenouine

	Coeur (2 et 4)	Bordure (1, 5 et 6)	Evolution C - B
SiO ₂	55,69 à 56,50	55,87 à 61,81	> 55% et augmentation
Al ₂ O ₃	15,91 à 16,27	16,40 à 16,79	Stable ≈ 16%
Fe ₂ O ₃ *	≈ 15%	8.6 à 12.3%	Baisse ≈ 2.7 à 6.4%
FeO	≈ 10.5	5.6 à 9%	Baisse ≈ 1.5 à 5%
MgO	≈ 2.65	2.75 à 4.26%	Augmentation ≈ 0 à 1.5%
xMg	0.4	0.56 à 0.6	Augmentation ≈ 0.16 à 0.2
CaO	6.1 à 6.9%	2.4 à 2.6%	Baisse ≈ 4%
Na ₂ O	0.52 à 0.9%	2 à 3.3%	Augmentation ≈ 1.5 à 2.5%
K ₂ O	0.45%	1.51 à 3.58%	Augmentation ≈ 1 à 3%
Na ₂ O + K ₂ O	1 à 1.45%	3.4 à 5.9%	Augmentation ≈ 2,4 à 4.5%
TiO ₂	1.63 à 1.83%	1.22 à 2%	≈ 1.22 à 2%
MnO	0.2%	0.11 à 0.23	stable ≈ 0.1 à 0.23%
P ₂ O ₅	0.37 à 0.46	0.15 à 0.35	Légère baisse ≈ 0.2%
p.f.	Négative	> 1.25%	Augmentation > 1.25

Tab.X-6 : Evolution de la géochimie en majeurs entre le cœur et la bordure d'une lentille de pyrigarnite à biotite

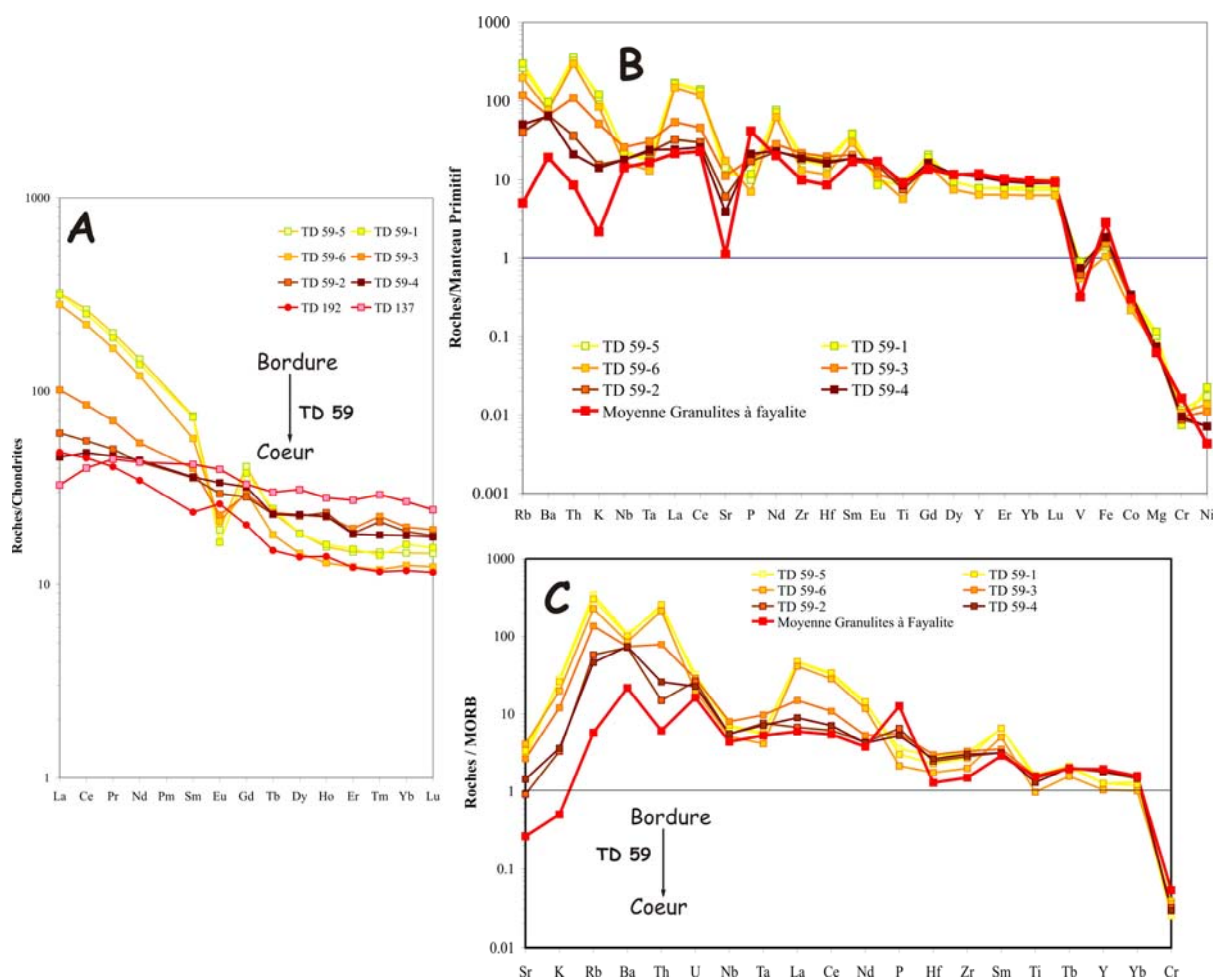


Figure X-8 : Normalisation des pyrigarnites à biotite et des granulites à fayalite aux chondrites (A), au Manteau primitif (B) et aux MORB (C).

La lentille TD 59 a manifestement subi des changements de composition qui se traduisent par exemple par de fortes teneurs en quartz normatif. Ceci est dû soit à des réactions métamorphiques concentrant Si au coeur et K₂O + Na₂O à la bordure, soit à une

Les Séries orthodérivées basiques de Tidjenouine

contamination et/ou assimilation de l'encaissant. Plusieurs faits militent pour cette dernière hypothèse où les échanges avec l'encaissant jouent un rôle primordial :

Echant	Granulites à fayalite			Pyrigarnites à biotite					
	TD 195	TD 192	Tj 137	TD 59-1	TD 59-5	TD 59-6	TD 59-3	TD 59-4	TD 59-2
As		24.6	0.75	0.7	0.47	0.18	0.23	0.11	0.11
Ba	50	84	186	683	632	535	464	451	463
Ce		43.21	38.3	240.4	253.3	211.9	81.26	46	53.01
Co	45	40.2	23	34.3	30.9	22.6	29.7	36	31.9
Cr	46	18.5	11.1	6.81	10.5	9.78	8.66	8.67	7.97
Cs		0.137	0.06	1.54	1.16	0.809	0.665	0.222	0.258
Cu	142	16.1	7.1	72.7	50.2	26.6	93.3	59.9	48.9
Dy		5.29	11.8	6.99	7.01	5.52	8.73	8.76	8.62
Er		3.06	6.81	3.8	3.67	3.08	4.85	4.54	4.58
Eu		2.27	3.43	1.44	1.67	1.85	1.99	2.92	2.57
Ga	19	18	19.6	27.2	26.9	25.3	24.1	19.9	20.4
Gd		6.23	10.1	11.56	12.48	9.16	8.96	9.79	8.69
Hf		0.75	4.57	5.72	4.64	3.59	6.08	5.01	5.36
La		17.7	12	115.6	118.3	102.9	37.29	16.75	22.31
Lu		0.44	0.926	0.59	0.55	0.47	0.73	0.67	0.68
Mo									
Nb	3	9.47	10.9	15.76	16.62	11.87	18.56	12.83	12.89
Nd		24.55	30.5	97.88	104.4	85.48	38.4	31.31	30.59
Ni	24	11.9	6.1	46.7	36.1	28.5	23	14.9	15
Pb		1.38	0.55	13	12.9	13.9	10.4	2.81	3.8
Pr		5.57	6.1	25.96	27.43	22.82	9.65	6.33	6.88
Rb	7	3.53	2.88	192.8	169.6	126.9	75.93	32.22	25.73
Sm		5.47	9.66	16.98	17.19	13.16	9.21	8.31	8.22
Sr	70	18.3	29.1	243	301	368	237	82.7	129
Ta		0.591	0.78	0.712	0.74	0.535	1.26	0.986	0.927
Tb		0.87	1.74	1.43	1.36	1.05	1.37	1.34	1.34
Th		0.96	0.5	27.77	30.82	25.53	9.38	1.79	3.1
Tm		0.42	1.05	0.51	0.53	0.43	0.81	0.65	0.76
U		1.27	0.25	1.52	1.33	0.92	1.35	1.23	1.06
V	244	111	1.9	157	147	97.8	116	131	109
Y	8	32.9	75.2	35.6	35.7	29.3	50.5	49.8	51.1
Yb		2.93	6.66	4	3.61	3.12	4.91	4.45	4.66
Zn	122	99	122	191	156	119	113	74.3	76.4
Zr	26	27.3	195	233	197	147	244	208	223
∑REE	0	118.01	139.08	527.14	551.5	460.94	208.16	141.82	152.91
Eu/Eu*	0.00	1.19	1.06	0.31	0.35	0.52	0.67	0.99	0.93
(La/Yb) _N	0.00	4.07	1.21	19.48	22.09	22.24	5.12	2.54	3.23
(La/Sm) _N	0.00	2.04	0.78	4.28	4.33	4.92	2.55	1.27	1.71
(Gd/Yb) _N	0.00	1.72	1.22	2.33	2.79	2.37	1.47	1.78	1.50
Rb/Sr	0.10	0.19	0.10	0.79	0.56	0.34	0.32	0.39	0.20

Tab. X-7 : Teneurs en éléments en traces des granulites à fayalite et des pyrigarnites à biotite

Les Séries orthodérivées basiques de Tidjenouine

- les diagrammes Th/Yb vs Ta/Yb de Pearce (1983) et Th*100/Zr vs Nb*100/Zr de Serri (1990) montrent que le coeur de la lentille possède des teneurs de magmas mantellique ayant subi un enrichissement intraplaque (Fig.5C et 6B) alors que les différents échantillons de la bordure dessinent un "trend" parallèle au vecteur défini pour un processus de contamination;

- dans le diagramme La/Ta vs Th/Ta de Karsten *et al.* (1996) le coeur se projette dans le domaine défini pour les magmas mantelliques (domaine des MORB-N et des OIB), alors que le reste de la lentille se localise plus près des échantillons de l'encaissant;

Ainsi, même si pour ce qui concerne les éléments majeurs tels que la silice et les alcalins, c'est toute la lentille qui a subi des modifications assez importantes, au niveau des terres rares et éléments en traces, le coeur présente des caractéristiques (allure des terres rares régulière et relativement plate, absence d'anomalie Ta-Nb,...) qui indiquent qu'il est assez proche de sa composition initiale. Cette dernière montre manifestement une affinité avec les magmas générés dans un environnement intraplaque.

d- Les granulites à fayalite Ces roches sont à quartz, orthopyroxène, grenat, fayalite, plagioclase, ilménite, clinopyroxène, magnétite, amphibole. On y reconnaît également de très rares cristaux de biotite. Il faut noter que les deux échantillons TD 192 et TD 195, qui ont un chimisme parfaitement identique, présentent quelques différences minéralogiques puisque TD 192 ne renferme que l'assemblage de base (Grt-Opx-Fa-Qtz-Pl-ilm). Ces granulites ont fait l'objet d'une publication (Bendaoud et al., 2003) dans *Journal of African Earth Sciences*; elle constitue le chapitre qui suit celui-ci. Nous n'aborderons donc ici que l'aspect géochimique, les relations de phases, la minéralogie et la thermobarométrie sera discutée dans le chapitre suivant.

Elles sont extrêmement ferrifères ($\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t} = 19,94$ à $26,32$ %), riches en TiO_2 (1,6 à 2,37 %), P_2O_5 (0,7 à 1,07 %) et CaO (8,07 à 9,73 %) et très pauvres en K_2O (0,06 à 0,1 %) et Na_2O (0,11 à 0,31 %). Cela est parfaitement illustré par leur norme CIPW où l'apatite est à près de 2% et la somme des minerais (ilménite + magnétite) est entre 7,6 et 10,32%. Elles présentent, particulièrement pour l'échantillon le plus frais, Tj 137, des "trends" d'éléments en traces" normalisées au manteau primitif et aux MORB comparables à ceux du coeur des pyrigarnites à biotite avec un spectre où le découplage LILE/HFSE tend à disparaître. L'enrichissement des HFSE vers les LILE est faible mais régulier.

CONCLUSION A L'ETUDE GEOCHIMIQUE

Malgré l'influence du métamorphisme et des processus tardifs, l'étude des métanorites et des pyrigarnites de la région de Tidjenouine permet d'individualiser deux types de roches : Un premier groupe montrant une affinité avec le magmatisme d'arc (découplage LILE/HFSE dans les normalisations par rapport aux MORB, diagrammes de discrimination des sites géodynamiques, contamination précoce du magma révélée par le δO^{18} des minéraux des métanorites litées sombres) et un second groupe présentant des caractéristiques plus proches du magmatisme intraplaque. En fait, ce second groupe montre une signature intermédiaire entre le magmatisme intraplaque et le magmatisme de marge de plaque (allure plus régulière LILE/HFSE dans la normalisation par rapport aux MORB, allure plus plate dans la normalisation par rapport au manteau primitif, diagrammes de discrimination de sites géodynamiques). Ce type d'association est typique des bassins d'arrière-arc.

III- PETROLOGIE ET RELATIONS DE PHASES

1- Les métanorites litées

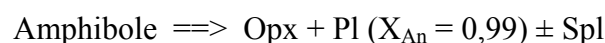
a- Les métanorites litées claires (sans qtz)

Elles présentent une texture le plus souvent granoblastique à cristaux jointifs de pyroxènes, d'amphibole et de plagioclase parfois polygonaux. Comme décrits précédemment, elles se subdivisent en deux groupes :

Les plus magnésiennes sont à plus de 90% formées de gros cristaux d'orthopyroxène (15 à 30%), d'amphibole (40 à 50%) et de plagioclase (15 à 25%). La paragenèse primaire qui comprend ces trois phases se complète par de plus rares cristaux de spinelle ($\leq 1\%$) dont la couleur marron claire traduit la richesse en chrome. La paragenèse secondaire est constituée de grandes plages de symplectites à Opx + Pl \pm Spl (5 à 10%). Le reste de la minéralogie est représenté par des minéraux d'altération telle la chlorite, les micas (damourites) et les épidotes.

Dans les autres métanorites, plus calco-alumineuses, du clinopyroxène vient s'ajouter à l'assemblage primaire qui voit en parallèle la disparition du spinelle. Elles présentent souvent des cristaux plus hexagonaux montrant leur état d'équilibre, cependant des symplectites à Opx + Pl viennent parfois entourer les minéraux primaires tels que l'amphibole.

Ainsi, la principale réaction observée dans ces métanorites a lieu au sein des termes les plus magnésiens et correspond à :



-**L'amphibole**, qui est incolore dans les termes magnésiens et pléochroïque, du vert clair au vert foncé, dans les termes calco-alumineux, est en cristaux automorphes à sub-automorphes. Elle est parfois en inclusion dans l'orthopyroxène.

Une amphibole secondaire, sous forme d'hornblende brune, peu abondante, se rencontre en fins liserés autour de l'amphibole verte.

-**L'orthopyroxène** et le **clinopyroxène** primaires sont en gros cristaux trapus. L'orthopyroxène secondaire se retrouve au sein des symplectites à Opx + Pl résultant essentiellement de la déstabilisation de l'amphibole. Dans les termes les plus magnésiens, leur habitus suggère l'implication possible d'un autre minéral qui aurait été complètement

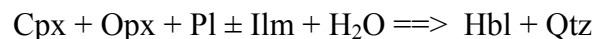
consommé.

- **Le plagioclase** est en plages allongées subautomorphes très souvent altérées et appartient alors à la paragenèse primaire. Il se rencontre également en symplectites avec l'orthopyroxène ou en liserés entourant les minéraux primaires et est dans ce cas secondaire.

- **Le spinelle**, est présent seulement au sein des termes les plus magnésiens. Il montre alors une couleur marron clair et une forme sub-losangique. Du spinelle secondaire, de couleur vert sombre vient parfois s'associer aux symplectites à Opx + Pl.

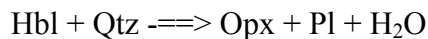
a- Les métanorites litées sombres (à Qtz)

Elles présentent une minéralogie quasiment semblable à celles des métanorites sans quartz calco-alumineux sauf qu'elles montrent la présence, relativement abondante, de quartz et d'ilménite et que l'amphibole primaire montre des caractères qui témoignent de sa postériorité aux pyroxènes et au plagioclase primaires. En effet, les cristaux, dont la taille varie de 0,25 à 0,5 mm, de clinopyroxène, d'orthopyroxène, de plagioclase et plus occasionnellement d'ilménite sont entourés par des hornblendes brunes légèrement plus petites accompagnées de quartz. Cette texture traduit la réaction :



et correspond à un passage du faciès granulitique au faciès amphibolitique ainsi qu'à une hydratation de la roche.

Ces mêmes amphiboles sont, à leur tour, entourées soit par de fins liserés d'orthopyroxène soit par des symplectites à orthopyroxène-plagioclase; ce qui traduit un retour vers le faciès granulite suite à la réaction :



Ainsi, ces roches, bien qu'ayant subi un métamorphisme granulitique, ont conservé des reliques du faciès amphibolite.

2- Les Métabasites enclavés dans les orthogneiss

Comme décrit précédemment, elles sont systématiquement associées à un gneiss migmatitique très répandu. L'ensemble roche basique + gneiss migmatitique est observé aussi

bien à l'échelle centimétrique que plurimétrique et uniquement au SW de Tidjenouine. Ils se présentent en enclaves allongées dans un matériel migmatitique gneissique. Le coeur, riche en minéraux ferromagnésiens, est entouré de zones concentriques qui sont de plus en plus pauvres en ces minéraux et riches en quartz et en feldspaths en allant vers l'extérieur. On les trouve également en boules noires dégagées.

a- Les pyrigarnites à cpx

Ces roches se distinguent des métanorites par l'apparition du grenat et une plus grande richesse en symplectites et couronnes. Toutefois, l'amphibole, le plagioclase et les pyroxènes, particulièrement l'Opx, restent les phases majeures de ces metabasites.

- **Les amphiboles** s'expriment sous deux types :

- d' hornblende brune en sections allongées subautomorphes à contours plus ou moins rectilignes ou en plages xénomorphes à contours golfés. Elle sépare l'Opx, le Cpx et le Pl. Elle même est entourée par des symplectites à Opx + Pl ou plus rarement à Opx + Pl + Hbl₂. Elle correspond à une Hornblende primaire. Elle est riche en inclusions de Qtz, Plg, Bt, minéraux opaques, de sphène et de grenat. Cette Hbl présente parfois une bordure plus claire signe d'une rétro-morphose.

- d' hornblende brune secondaire est en couronne autour des pyroxènes primaires les séparant du plagioclase, ou associée aux symplectites à Opx + Plg.

- **Les pyroxènes** regroupent des Cpx et des Opx :

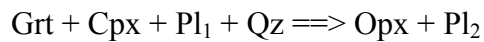
- Les pyroxènes primaires (Cpx et Opx) sont en cristaux trapus xénomorphes, incolores. Ils s'entourent d'une couronne d'hornblende et plus rarement de biotite. Ils renferment de l'ilménite et de petites taches d'hornblende.

- Les Opx secondaires sont en symplectites avec le Pl et l'ilménite entourant le plus souvent l'amphibole primaire.

- **Le grenat** en petits grains est systématiquement séparé de l'hornblende ou/et le clinopyroxène par des symplectites et des couronnes à orthopyroxène + plagioclase. Ainsi, le rencontre-t-on en relique dans ces deux derniers minéraux. Il est également en inclusion globulaire dans l'hornblende primaire dont il est parfois séparé par une couronne de Pl. Ceci traduit les deux réactions majeures ayant lieu dans ces roches :



et



- **Le plagioclase** est le minéral le plus abondant :

- Le plagioclase primaire est en sections allongées à macles polysynthétiques fréquentes mais parfois floues et discontinues. Ce plagioclase est zoné.

-Le plagioclase secondaire est en symplectite avec l'Opx ou sépare le grenat de l'horblende brune.

- **Le quartz** est en petits grains globulaires en inclusion dans les minéraux.

- **La biotite** est rare est en fines lamelles en inclusions dans l'horblende brune. Parfois, on la rencontre aussi en cristaux xénomorphes entourant l'Opx, l'ilménite et la horblende brune.

- **L'ilménite** est en gros cristaux entourés de biotite et d'orthopyroxène ou en intercroissance avec l'Opx.

- **Le sphène** apparait en petits grains inclus dans l'horblende primaire.

b- Les Amphibolites

Elles sont constituées presque exclusivement d'amphibole, de plagioclase et de quartz. A ces phases s'ajoutent de l'ilménite qui manifestement est exsolvée par l'amphibole et de fins liserés d'orthopyroxènes qui entourent les amphiboles. Elle sont séparées des gneiss de l'encaissant par une enveloppe à biotite+quartz+feldspath potassique. Ces deux entités lithologiques montrent des signes évidents d'anatéxie.

c- Les pyrigarnites à biotite

Elles sont constituées de : $\text{Grt} + \text{Bt} + \text{Opx} + \text{Qtz} + \text{F.K.} + \text{Pl} + \text{Ilm} \pm \text{zircon} \pm \text{apatite}$.

- **Le quartz** est en grandes plages à extinction ondulante et aux contours irréguliers. Il n'est jamais en contact avec le grenat et qu'exceptionnellement avec la biotite, il s'entoure toujours d'une couronne d'Opx.

- **Le grenat** atteint 0.7 cm de diamètre lorsqu'il n'est pas réactionnel. Il ne présente aucun contact avec le Qtz, la Bt et l'Opx en couronne. Il peut aussi être H^{aire}, en symplectite avec l'Opx et le Plg.

Les Séries orthodérivées basiques de Tidjenouine

- **La biotite**, est beaucoup plus présente à la périphérie des lentilles. Elle est soit **laire** en prismes (1 mm) pléochroïques dans les bruns foncés, ou en petites inclusions dans le Grt, soit **laire**, en symplectite avec l'Opx et le Pl et plus rarement avec le Qtz.

La biotite primaire est entouré par de l'orthopyroxène en couronne, auquel s'ajoute parfois du grenat secondaire et un assemblage à feldspath potassique + quartz qui pourrait représenter un "produit de fusion".

- **L'orthopyroxène** se présente sous deux aspects :

- en couronnes de 0.5 mm de diamètre autour du quartz. Il est alors séparé du Grt par des symplectites à Opx + Plg;

- autour des minéraux opaques qu'il sépare du Qtz;

- autour de la biotite, qu'il sépare du quartz;

- en symplectite avec le plagioclase.

- **Le plagioclase** représente la matrice de ces roches. Souvent, on y distingue des inclusions de quartz. Quelques fois, il est zoné et le coeur pourrait représenter un plagioclase primaire.

- **Les minéraux opaques** sont représentés par de l'ilménite. Cette ilménite est souvent associée intimement à l'orthopyroxène. Lorsqu'elle est seule, elle s'entoure systématiquement d'une couronne d'Opx qui la sépare du quartz et du grenat.

IV. CHIMISME DES MINÉRAUX

Même si plusieurs des minéraux des différentes metabasites ont été analysés à la microsonde certains types de roches n'ont pu faire l'objet de telles investigations. C'est le cas par exemple des termes calco-alumineux des métanorites sans quartz ou des amphibolites.

1. LE GRENAT

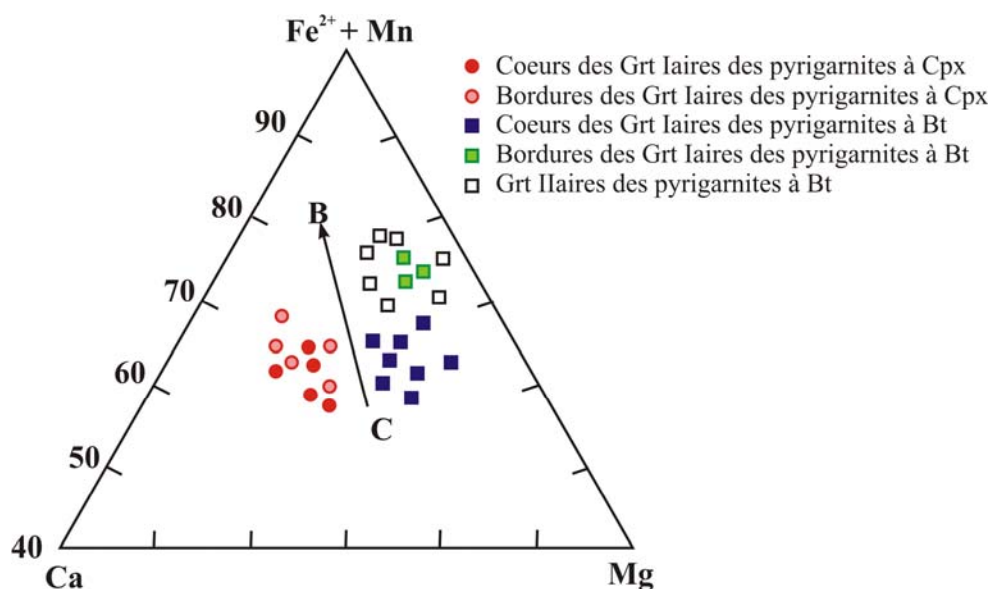


Figure X-9 : Projection des grenats des pyrigarnites à Cpx et des pyrigarnites à Bt de Tidjenouine dans le triangle $Fe^{2+}+Mn - Ca - Mg$

Dans les **pyrigarnites à Cpx** (Fig.X-9), c'est un almandin (57 à 64%) riche en pyrope (14 à 22%) et en grossulaire (14 à 25%) et pauvre en spessartine (2 à 3,5%). Vu la taille réduite de ces grenats reliques, Il est possible que ces variations traduisent non pas des zonations mais soit des échanges tardifs avec les minéraux adjacents soit des états de rééquilibrage différents. Dans les **pyrigarnites à biotite**, c'est un grenat zoné avec un coeur ($Alm_{58} Py_{22} Gros_{17} Spes_3$ et $X_{Mg} \approx 0,20$) plus magnésien et calcique que la bordure ($Alm_{71} Py_{19} Gros_5 Spes_3$ et $X_{Mg} \approx 0,14$).

2. LES PYROXENES

Dans les **métanorites claires (sans quartz)**, l'orthopyroxène des termes magnésiens sont des hypersthènes à X_{Mg} allant de 0,72 à 0,81 sans qu'il y ait de véritable distinction entre les compositions des deux générations d'orthopyroxène (Fig.X-10). Ces orthopyroxènes sont pauvres en CaO (< 0,81 poids%) et ont des teneurs en Al_2O_3 comprises entre 1,94 et 3,86 poids%. Dans les **métanorites sombres (à quartz)**, c'est un hypersthène qui montre des compositions assez constantes. Il a de faibles teneurs en Al_2O_3 (< 1 poids%) et un X_{Mg} allant

Les Séries orthodérivées basiques de Tidjenouine

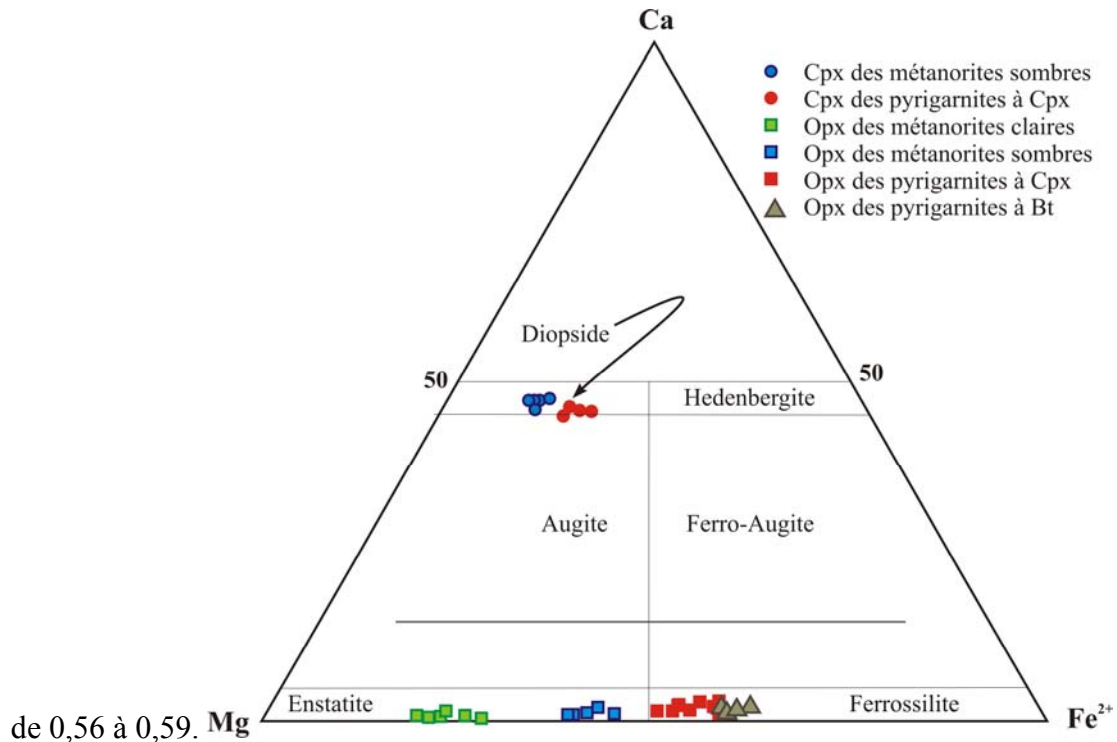


Figure X-10 : Projection des pyroxènes des métanorites, des pyrigarnites à Cpx et des pyrigarnites à Bt de Tidjenouine dans le triangle Fe^{2+} - Ca - Mg

Le clinopyroxène (Fig.X-10), qui a une composition à la limite entre celles d'un diopside et d'une augite, est relativement pauvre en sodium ($Na_2O < 0,31$ poids%) et en Al_2O_3 (0,58 et 2,74 poids%). Le rapport X_{Mg} varie entre 0,64 et 0,73. Dans les **pyrigarnites à Cpx**, l'orthopyroxène, où on n'observe aucune différence de composition significative entre les deux générations, est un ferro-hypersthène, à X_{Mg} variant entre 0,42 et 0,5, pauvre en aluminium ($Al_2O_3 < 0,75$ poids%) et en calcium ($CaO < 1,09$ poids%). Le clinopyroxène, qui appartient toujours à la paragenèse primaire, présente des X_{Mg} qui vont de 0,63 à 0,67. Sa composition correspond à celle d'un diopside $Wo_{44}En_{35}Fs_{18}$ pauvre en sodium ($< 0,31$ poids%) et dont les teneurs en Al_2O_3 varient entre 0,58 et 2,74 poids%. Dans les **pyrigarnites à biotite**, l'orthopyroxène présente des teneurs en Al_2O_3 qui sont inférieures à 1,61% et les X_{Mg} varient faiblement de 0,42 à 0,45, les valeurs les plus élevées sont ceux des Opx en couronne.

3. L'AMPHIBOLE

Dans les **métanorites sans Qtz**, les amphiboles des termes magnésiens correspondent à des magnésio-hornblendes à l'exception d'une analyse, légèrement plus alumineuse et plus sodique que les autres, qui a une composition d'hornblende édénitique (Leake et al., 1997) très

magnésiennes ($X_{Mg} = 0,86$ à $0,92$) et pauvres en titanes ($TiO_2 < 0,15$ poids.). Les teneurs en Ca, Na et K, qui varient peu, sont en moyenne de respectivement 1,8, 0,4 et 0,05. L'amphibole des **métanorites à Qtz** est une magnésio-hornblende à X_{Mg} relativement constant de 0,6 à 0,7. La teneur en silice augmente du coeur vers la bordure des cristaux ($Si = 6,62$ à $7,25$) alors que le titane ($Ti = 0,11$ à $0,3$) a un comportement inverse. Les amphiboles des **pyrigarnites à Cpx** sont soit des magnésio-hornblendes soit des hornblendes tschermakitiques. Leur rapport X_{Mg} varie entre 0,5 et 0,65 alors que leurs teneurs en TiO_2 se situent entre 1,35 et 2,5 poids%.

4. LA BIOTITE

Les biotites des **pyrigarnites à Cpx**, ont des X_{Mg} variant entre 0,43 et 0,48 (Fig.X-11) et présentent des teneurs relativement élevées en TiO_2 (3,44 à 5 poids%). Les teneurs en fluor et en chlore ne dépassent pas respectivement 0,5 et 0,25 %. Les biotites s'appauvrissent en magnésium et en titane lorsqu'elles sont entourées par l'Opx et l'amphibole secondaires. Dans les **pyrigarnites à biotite**, la composition chimique de la biotite est caractérisée par de hautes teneurs en TiO_2 (> 5 poids%) alors que le X_{Mg} , indépendamment de la génération de biotite considérée, varie de 0,45 loin du grenat à 0,52 près de celui-ci. Les teneurs en Na_2O et en CaO restent modestes, ne dépassant pas respectivement 0,64 poids% et 0,22 poids%. Il est à signaler que la substitution Al-Tshermak est effective.

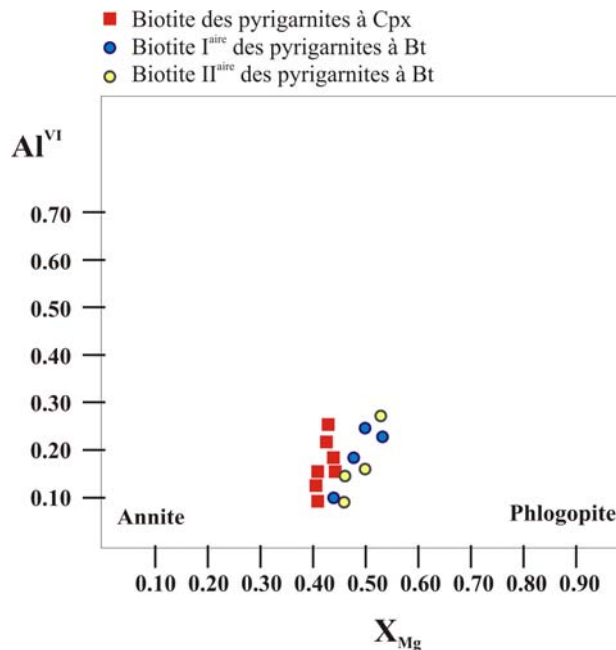


Figure X-11 : Report de la composition chimique des biotites des pyrigarnites à Cpx et des pyrigarnites à biotite dans le plan "idéal" de Guidotti (1984).

5. LE SPINELLE

Dans les **métanorites sans Qtz**, seuls les spinelles des symplectites à Pl+Opx+Spl résultant de la déstabilisation de l'amphibole ont été analysés. C'est un spinelle à X_{Mg} égal à 0,58 pauvre en Fe_2O_3 (< 1,75 poids%) et ayant des teneurs en Cr_2O_3 d'environ 1,8 poids%.

6. LE PLAGIOCLASE

Les plagioclases des **métanorites sans Qtz**, présents dans les symplectites à Pl+Opx+Spl, sont de l'anorthite pratiquement pure ($X_{An} = 0,99$). Dans les **métanorites à Qtz**, le plagioclase primaire est zoné et présente un cœur plus sodique ($X_{An} = 58$ à 70% dans l'échantillon TD 31). Le plagioclase secondaire a quant à lui des compositions plus constantes avec des X_{An} variant entre 84 à 90%. Dans les **pyrigarnites à Cpx**, le plagioclase primaire a généralement une composition de labrador, avec des teneurs en anorthite qui varient de 52 à 68%. Ce plagioclase est souvent zoné, avec un cœur plus sodique que la bordure. Le plagioclase secondaire a quant à lui des compositions qui varient de celles de bytownite à celles d'anorthite (X_{An} de 76 à 93%). Les plus calciques sont ceux qui croissent à partir du grenat ou du clinopyroxène. Dans les **pyrigarnites à biotite**, le plagioclase primaire (TD 167), a une teneur en anorthite de 50%. Les plagioclases secondaires sont plus calciques avec des X_{An} variant entre 79 et 86%.

V- GEOTHERMOBAROMETRIE

Pour estimer les conditions de cristallisation de chaque paragenèse, nous avons à chaque fois utilisé 10 couples ou triplets. Pour la paragenèse primaire les températures sont calculées à 7 kbar et les pressions à 850°C, alors que pour la paragenèse secondaire, les températures sont calculées à 4 kbar et les pressions à 700°C.

1. LA GEOTHERMOMETRIE

a- Le géothermomètre Grenat-Clinopyroxène

Nous l'avons appliqué aux pyrigarnites à Cpx. Les résultats obtenus sont résumés dans le tableau suivant :

	Pyrigarnites à Cpx	
	7 Kb	4 Kb
Ellis et Green (1979)	835 ± 34	714 ± 34°C
Powell (1985)	818 ± 33	698 ± 33°C
Pattison et Newton (1989)	809 ± 41	619 ± 54°C

La calibration d'Ellis et Green (1979) enregistre des températures, qui pour les conditions primaires, se situent respectivement à 835 ± 34°C. Les températures calculées à partir de la calibration de Powell (1985) sont analogues aux précédentes, à peine une vingtaine de degrés plus basses. En effet, Powell pour ce calibrage a utilisé les mêmes données que celles employées par Ellis et Green (1979), d'où les résultats quasi-similaires plusieurs fois constatés par différents auteurs. Les isoplèthes (K_D) auxquelles aboutissent ces deux calibrations sont quasiment parallèles à l'axe des pressions (il y a une variation de 2,5 à 3°C/Kb).

Les températures les plus basses sont celles obtenues grâce à la calibration de Pattison et Newton (1989), elles en restent proches des précédentes. Cette calibration donne des isoplèthes (K_D) avec une variation moyenne de la température par rapport à la pression de 5,5°C/Kb, ce qui demeure très correct pour un géothermomètre.

Pour la paragenèse secondaire, la différence entre les températures moyennes calculées par les deux premières calibrations, qui sont autour de 700°C, et celle de Pattison et Newton (1989) est plus importante (80 à 100°C).

b. Le géothermomètre Orthopyroxène-Clinopyroxène

Pour la paragenèse primaire les conditions obtenues sont les suivantes :

	Métanorites à quartz	Pyrigarnites à Cpx
	7 Kb	7 Kb
Brey et Kohler (1990)	950 ± 53°C	899 ± 78°C

Pour les paragenèses secondaires, nous avons utilisé les bordures de ces mêmes Cpx et Opx.

	Métanorites à quartz	Pyrigarnites à Cpx
	4 Kb	4 Kb
Brey et Kohler (1990)	921 ± 47°C	756 ± 38°C

Les Séries orthodérivées basiques de Tidjenouine

Nous remarquons que les métanorites à quartz ne montrent pratiquement aucune variation entre les conditions obtenues au coeur et celles à la bordure, ce qui semble traduire un état d'équilibre. Cependant, les températures élevées, de la paragenèse primaire des métanorites à quartz, posent le problème de savoir si ces conditions ne correspondent pas plutôt au stade magmatique (températures de cristallisation).

c. Le géothermomètre Grenat-Orthopyroxène

Ce géothermomètre a été appliqué aux pyrigarnites à biotite. Les résultats obtenus, pour la paragenèse primaire, sont les suivants :

	Pyrigarnites à biotite	
	7 Kb	4 Kb
Sen et Bhattacharya (1984)	1003 ± 92	773 ± 72
Harley (1985)	858 ± 54	701 ± 63

Les résultats obtenus grâce à la calibration de Sen et Bhattacharya (1984) sont relativement plus élevés d'à peu près 150°C, ce qui est considérable. Il est possible que la calibration d'Harley soit plus adaptée à ce type de roches très ferrifères. Pour la paragenèse secondaire, la différence entre les deux calibrations devient plus faibles et n'est plus que de 55°C.

Il est ici difficile de déterminer laquelle des deux calibrations est la plus performante. Mais la calibration d'Harley (1985) fournit les mêmes températures que celles obtenues sur les métapélites.

d- Le géothermomètre Grt-Bt

Ce géothermomètre, décrit précédemment, appliqué aux pyrigarnites à biotite, permet d'obtenir les résultats suivants :

	Pyrigarnites à biotite	
	Grtc/Btc	Grt/Bt
Perchuck & Lavrent'eva (83)	823 ± 35	704 ± 32
Perchuck <i>et al.</i> (85)	837 ± 45	721 ± 41

Les températures obtenus grâce à la calibration de Perchuck et Lavrent'eva (1983), que nous considérons, comme pour les métapélites, la plus performante,, sont d'environ 825°C.

Les conditions de cristallisation de la paragenèse secondaire se situent autour de 700°C.

2-. GEOBAROMETRIE

Les baromètres utilisés sont les suivants :

Géobaromètres	Calibrations
Grt-Pl-Opx-Qtz	Newton et Perkins, 1982 Bohlen et al. 1983 Powell et Holland, 1988 Moecher et al. (Fe), 1988
Grt-Pl-Cpx-Qtz	Newton et Perkins, 1982 Powell et Holland, 1988
Grt-Pl-Bt-Qz	Hoisch, 1990
Grt-Rt-Ilm-Pl-Qtz (GRIPS)	Bohlen et Liotta (1986)

Les Séries orthodérivées basiques de Tidjenouine

Ces baromètres ne peuvent être appliqués que pour les pyrigarnites à Cpx et celles à biotite, où on a du grenat et du plagioclase à $X_{An} < 0,90$ (qui est une condition à leur application).

a- Le géobaromètre Grt-Pl-Opx-Qtz

Nous avons utilisé les calibrations de Newton et Perkins (1982), Powell et Holland (1988) et de Bohlen *et al.* (1983). Nous avons obtenu les résultats suivants :

	Pyrigarnites à Cpx		Pyrigarnites à biotite	
	P1 (850°C)	P2 (700°C)	P1 (850°C)	P2 (700°C)
Newton et Perkins (82)	7,4 ± 0,65	3,86 ± 0,7	6,6 ± 1,5	3,03 ± 0,5
Bohlen et al. (83)	6,9 ± 0,8	4,37 ± 0,65	7,1 ± 0,4	4,49 ± 0,5
Powell et Holland (88)	7,7 ± 0,4	3,44 ± 0,5	7,5 ± 0,4	4,21 ± 0,7

Les pressions obtenues grâce à ces calibrations se situent entre 6 et 8 kbar pour les deux types de roches, pour les conditions primaires et entre 2,5 et 5 kbar pour la paragenèse secondaire.

b- Le géobaromètre Grt-Pl-Cpx-Qtz

Nous avons utilisé les calibrations de Newton et Perkins (1982) et Powell et Holland (1988). Nous avons obtenu les résultats suivants :

	Pyrigarnites à Cpx	
	P1 (850°C)	P2 (700°C)
Newton et Perkins	6,9 ± 0,75	5 ± 1
Powell et Holland	7,3 ± 0,45	5,25 ± 1

Les pressions obtenues sont la encore d'environ 7 kbar pour la paragenèse primaire. Pour la paragenèse secondaire, elles sont plus élevées que pour le baromètre Grt-Pl-Opx-Qtz, avec des valeurs autour de 5 kbar.

c. Le géobaromètre Grt-Pl-Bt-Qtz

Nous avons également appliqué le baromètre Grt-Pl-Bt-Qtz pour les pyrigarnites à biotite. Les pressions obtenues sont présentées dans le tableau suivant :

	Pyrigarnites à biotite	
	P1 (850°C)	P2 (700°C)
Hoisch Mg	6,78 ± 0,75	3,45 ± 1
Hoisch Fe	7,9 ± 0,45	3,35 ± 1

Ces résultats s'intègrent parfaitement avec les conditions calculées grâce aux baromètres précédents.

VI- CONCLUSION

Les metabasites de la région de Tidjenouine présentent des minéralogies diversifiées traduisant des compositions chimiques globales étendues allant de cumulats ultrabasiques très magnésiens à des granulites à fayalite extrêmement ferrifères. Sur le terrain, deux types d'affleurement sont observés avec des metabasites litées avec des alternances de métanorites claires et d'autres sombres et des metabasites en enclaves aussi bien dans les gneiss migmatitiques que dans les métapélites qui les entourent.

L'étude géochimique a permis d'expliquer les différences de composition entre le cœur et la bordure que montrent certains complexes de roches. Elles résultent pour certaines de circulation de fluides tardifs (dans le cas des dykes de métanorites) et pour d'autres probablement de la migmatisation de l'encaissant (dans le cas des pyrigarnites à biotite). Les normalisations aux chondrites, au manteau et surtout aux MORB des éléments en traces des compositions des roches étudiées et leur projection dans des diagrammes de discrimination de sites géotectonique convergent, tout comme des données isotopiques d'oxygène, vers les mêmes résultats. Elles suggèrent une mise en place de ces roches dans une zone de subduction avec ouverture de bassin d'arrière-arc.

L'étude des relations de phases permet de distinguer plusieurs stades :

- un stade prograde caractérisé par la déstabilisation précoce de l'amphibole, observée par exemple dans les granulites à fayalite (Bendaoud et al., 2003) et les métanorites sombres ;
- un stade secondaire caractérisé par la formation de symplectites ou de couronnes comprenant l'orthopyroxène et le plagioclase entre, par exemple, le grenat et le clinopyroxène, l'amphibole ou le quartz. Ceci est habituellement interprété comme symptomatique d'une baisse de pression ;
- un stade d'amphibolitisation avec formation d'amphibole autour des pyroxènes traduisant une baisse de température ;
- et enfin localement, un stade de retour vers le faciès granulite avec la formation d'orthopyroxène à partir de l'amphibole formée au stade précédent.

La géothermobarométrie, essentiellement grâce aux couples et triplets impliquant le grenat, permet d'estimer les conditions pression-température de formation des deux paragenèses principales. Vers 850°C et 7-8 kbar pour le pic et 700°C et 3-5 kbar pour les symplectites à Opx-Pl.

Chapitre XI

“Textures and phase relationships in ferrous granulites from Tidjenouine (Hoggar, Algeria): fayalite–ferrossilite–quartz secondary assemblage”

A. Bendaoud, K. Ouzegane, J-R. Kienast

Journal of African Earth Sciences 37 (2003) 241–255

Textures and phase relationships in ferrous granulites from Tidjenouine (Hoggar, Algeria): fayalite–ferrossilite–quartz secondary assemblage

Abderrahmane Bendaoud ^{a,*}, Khadidja Ouzegane ^a, Jean-Robert Kienast ^b

^a *Faculté des Sciences de la Terre, de Géographie et d'Aménagement du Territoire, U.S.T.H.B., B.P.32, Dar el Beida, Algiers, Algeria*

^b *Laboratoire de Pétrologie, CNRS UMR 7097 IPGP, Université de Paris 7, Tour 26-O, 4 place Jussieu, 75252 Paris, France*

Received 6 November 2001; accepted 4 May 2003

Abstract

Ferrous granulites in the area of Tidjenouine (Central Hoggar) exhibit a remarkable mineralogical composition characterized by the association orthoferrossilite–fayalite–quartz. These granulites are metamorphosed mafic igneous rocks showing the juxtaposition of different metamorphic parageneses. Peak paragenesis with garnet–clinopyroxene–amphibole–plagioclase–quartz reach to assemblage with orthopyroxene–plagioclase₂. Secondary orthopyroxene reacted with garnet to produce symplectites with fayalite + plagioclase + quartz. The latest stage corresponds to an orthopyroxene–fayalite–quartz–plagioclase assemblage. The metamorphic history of the ferrous granulites is inferred by combining the study of phase relations with the construction of a petrogenetic grid and pseudosection in the CFMASH and CFAS systems using the Thermocalc program of [J. Metamorph. Geol. 6 (1988) 173]. The evolution of paragenetic minerals indicates a metamorphic *P–T* path through the following conditions: 7.1 ± 1 kbar at 880 °C, 4.9 ± 1.6 kbar at 750 °C and 3–4 kbar at 700 °C, which is consistent with a clockwise *P–T* path recorded throughout the area.

© 2003 Elsevier Ltd. All rights reserved.

Keywords: Fayalite–orthoferrossilite–quartz; Granulite; Tidjenouine; Central Hoggar

1. Introduction

Fayalite–quartz-bearing ferrous granulites, which are very rare in Hoggar, are well suited for the reconstruction of *P–T* paths owing to their sensitivity to changes under these metamorphic conditions. Very few studies have focused on reaction textures and phase relations involving fayalite. In an experimental study, Cameron (1971) proposed phase relations in the CaO–FeO–MgO–SiO₂–H₂O (CFMSH) system containing the phases olivine, quartz, clinopyroxene, orthopyroxene and tremolite-ferro-actinolite amphibole series. At Tidjenouine (Central Hoggar), there are outcrops of granulites with mineralogical compositions containing garnet–clinopyroxene–amphibole–plagioclase–quartz–orthopyroxene and fayalite, an assemblage which can only be studied in a more complex system such as CaO–FeO–

MgO–Al₂O₃–SiO₂–H₂O. This mineralogy results from the very peculiar chemistry of these rocks and to metamorphic conditions near the boundary between amphibolite and granulite facies. It should be pointed out that rocks with the same mineralogical composition as those studied here are exposed in the north of the Central Hoggar in the Gour Oumelalen terrains, where Latouche (1983) described dykes of metamorphosed mafic rocks composed of clinopyroxene, orthoferrossilite, fayalite, quartz, garnet, amphibole and plagioclase.

The aim of this paper is to describe reaction textures involving fayalite–quartz assemblage and to interpret them in terms of paragenetic evolution and thermo-barometric conditions. The regional geological setting of the Central Hoggar and, more specifically, the Tidjenouine region where these rocks are exposed is briefly presented in this paper. The peculiar chemical composition of the rocks is documented and is discussed the influence of Ca- and Al-bearing phases on equilibria involving orthopyroxene and fayalite. Finally, the results are interpreted in terms of metamorphic evolution.

* Corresponding author. Fax: +213-21-24-76-47.

E-mail address: abderbendaoud@hotmail.com (A. Bendaoud).

2. Geological setting

The Touareg shield is thought to be the result of the amalgamation, during the Panafrican orogenesis, of “terrane” with strongly contrasting lithologies and tectono-metamorphic histories (Fig. 1a). It can be considered as a succession of juvenile Panafrican domains alternating with Archean and/or Eburnean terrains, more or less reactivated during the Panafrican (Black et al., 1994; Liégeois et al., 2000; Caby, 2003; Caby and Monié, 2003; Liégeois et al., 2003; Ouzegane et al., 2003). Its present structure was essentially formed during the Panafrican (900–550 Ma) when the whole shield was caught between two large converging continents, the West African Craton and the Saharan metacraton. This event corresponds to the amalgamation of Central

Gondwana by collision of micro-continents and accretion of island arcs.

In Central Hoggar, the Eburnean event (2000 Ma) is often regarded as corresponding to the main stage of development of the granulite-facies metamorphism, but recently Caby (2003) suggest that granulite metamorphism is related to Panafrican orogeny. The Tidjenouine region (Fig. 1b), 70 km SW of Tamanrasset, belongs to the Laouni block according to the subdivision of Hoggar proposed by Black et al. (1994). Although scanty available geochronological data yield Eburnean and/or Panafrican ages. Bertrand et al. (1986) describe the northern of the Laouni terrain, including the area of Tidjenouine, as being characterised by vast domes and basins structures. Antiforms of orthogneissic and amphibolitic rocks are separated by synforms composed of

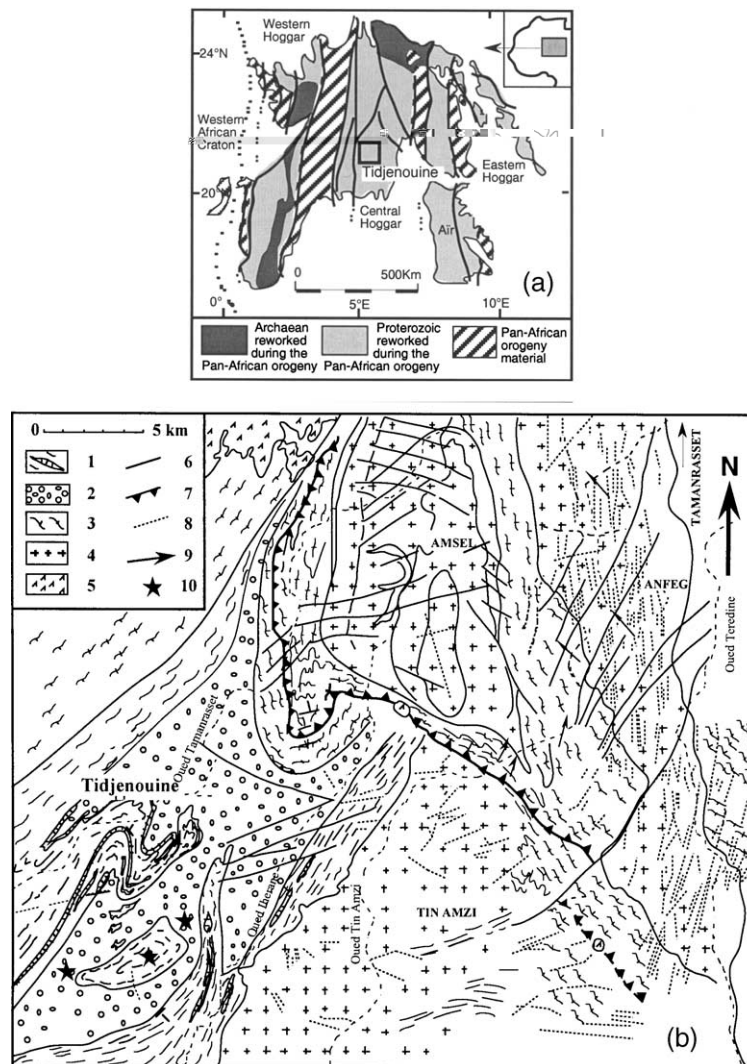


Fig. 1. (a) Geological map of the Hoggar shield after Black et al. (1994). (b) Geological sketch map of the Tidjenouine granulitic terrain in Central Hoggar (after Bertrand et al., 1986). (1) granulitic metapelites, marbles, quartzites and mafic lenses; (2) migmatites; (3) refoliated gneisses; (4) granites; (5) Recent volcanic rocks; (6) fault; (7) strike-slip thrust; (8) dyke; (9) lineation; (10) sample locations.

sediment-derived formations (biotite–sillimanite–garnet metapelites, sillimanite-bearing quartzites and olivine-spinel marbles).

Extensive Panafrican batholiths are exposed in the north-eastern and southern parts of the Laouni block. They comprise normal to highly potassic calc-alkaline granites dated at 650–570 Ma, and potassic anatectic granites (Bertrand et al., 1986; Cheilletz et al., 1992; Black et al., 1994; Bonin et al., 1998; Acef et al., 2003, this issue). Several authors stressed the exceptional structural and compositional homogeneity of the gneissic and metasedimentary units with granulitic relics in central Hoggar terranes (Laouni, Azrou-n-fad, Tefedest and Egéré-Aleksod). According to Liégeois et al. (2000, 2003), these terranes represent an old Archean and Eburnean micro-continent, known as LATEA, whose Panafrican border corresponded to a passive margin. During the late to post-collisional phase, this micro-continent was disrupted following major horizontal movements along mega-shear zones which led to the formation of the four terrains mentioned above.

The Tidjenouine area displays a wide lithological diversity (Fig. 1b) characterised by granulite-facies rocks that partly developed near the amphibolite–granulite facies boundary (Bendaoud, 1999). This area includes migmatitic gneisses which yielded a U/Pb zircon age of 2075 Ma (Bertrand et al., 1986). The migmatites are associated with metapelites, in some cases also migmatitized, with garnet + cordierite + quartz + spinel + biotite + sillimanite ± orthopyroxene ± gedrite. Lenses of metamorphosed mafic rocks are interlayered with orthogneisses and metasedimentary rocks. Some these lenses are composed of very rare fayalite–quartz–orthopyroxene parageneses which form the focus of this paper. This region is also remarkable for km-scale outcrops of light- and dark-coloured metanorites presenting affinities with arc igneous rocks (Bendaoud, 1999).

The metamorphic evolution of metapelites (Bendaoud, 1999) shows peak metamorphic conditions coeval with the biotite melting–dehydration reactions at around 7.5 kbar and 870 °C, with a prograde P – T path taking place in the sillimanite domain. The retrograde P – T path is characterised firstly by a quasi-isothermal decompression, then a drop in temperature at almost constant pressure towards the amphibolite facies (3.5 kbar and 650 °C). During the Panafrican orogeny, these granulitic terrains were intruded by late-stage alkali and shoshonitic granites leading to the development of clintonite and geikilite skarns in contact with olivine-spinel marbles.

3. Geochemistry

The fayalite granulites form dm- to m-scale lenses in the gneisses and migmatitic metapelites. The main rock-

forming minerals are quartz, orthopyroxene, fayalite, garnet, plagioclase, apatite, ilmenite and titanite. Clinopyroxene is locally abundant but can also be absent, while amphibole, biotite and magnetite are usually rare.

The composition of representative whole-rock major, trace and rare earth elements is presented in Table 1. The rocks are characterized by particularly high Fe

Table 1
Bulk-rock compositions of representative fayalite-bearing granulites from Tidjenouine

	Samples		
	Tj 137	TD 192	TD 195
SiO ₂	53.29	42.33	42.16
Al ₂ O ₃	14.31	16.74	17.00
Fe ₂ O ₃ ^t	20.13	26.87	25.39
MnO	0.31	0.51	0.34
MgO	2.03	2.66	3.03
CaO	8.15	9.33	9.87
Na ₂ O	0.31	0.18	0.11
K ₂ O	0.06	0.07	0.10
TiO ₂	1.63	2.30	2.40
P ₂ O ₅	0.71	1.09	1.00
LOI	−0.97	−1.89	−1.48
Total	99.96	100.19	99.92
X _{Mg}	0.21	0.21	0.24
Cr	11.13	18.50	46.00
Ni	6.14	11.90	24.00
Co	23.01	40.20	45.00
V	1.93	111.00	244.00
Pb	0.55	1.38	
Rb	2.88	3.53	7.00
Cs	0.06	0.14	
Ba	186.02	84.00	50.00
Sr	29.09	18.30	70.00
Ta	0.78	0.59	
Nb	10.92	9.47	3.00
Hf	4.57	0.75	
Zr	195.07	27.30	26.00
Y	75.23	32.90	8.00
Th	0.50	0.96	
U	0.25	1.27	
Ga	19.57	18.00	19.00
Zn	121.77	99.00	122.00
La	11.97	17.70	
Ce	38.31	43.21	
Pr	6.10	5.57	
Nd	30.51	24.55	
Sm	9.66	5.47	
Eu	3.43	2.27	
Gd	10.09	6.23	
Tb	1.74	0.87	
Dy	11.78	5.29	
Ho	2.39	1.19	
Er	6.81	3.06	
Tm	1.05	0.42	
Yb	6.66	2.93	
Lu	0.93	0.44	
(La/Yb) _N	1.19	3.99	
Eu/Eu*	1.08	1.20	

content ($\text{Fe}_2\text{O}_3t = 19.94\text{--}26.32$ wt%), with X_{Mg} between 0.22 and 0.25. They are rich in TiO_2 (1.6–2.67 wt%), P_2O_5 (0.7–1.07 wt%) and CaO (8.07–9.73 wt%), and poor in K_2O (0.06–0.1 wt%) and Na_2O (0.11–0.31 wt%). The chondrite-normalized rare earth patterns are relatively flat ($(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 1\text{--}4$) and the trace element contents, are generally 10–30 times those of Primordial mantle. Further members of this tholeiitic suite are also present in the region in the form of garnet pyroxenites (X_{Mg} 0.33–0.63, Bendaoud, 1999).

4. Textures and mineral reactions

The Tidjénouine ferrous granulites exhibit coronitic textures and spectacular symplectites, characteristic of the juxtaposition of different parageneses (Fig. 2). The minerals of the peak metamorphism paragenesis (i.e. garnet–clinopyroxene–amphibole–quartz–plagioclase–ilmenite–apatite–magnetite) are surrounded by coronas and symplectites of orthopyroxene + plagioclase \pm ilmenite. The latest stage is characterized by intergrowths

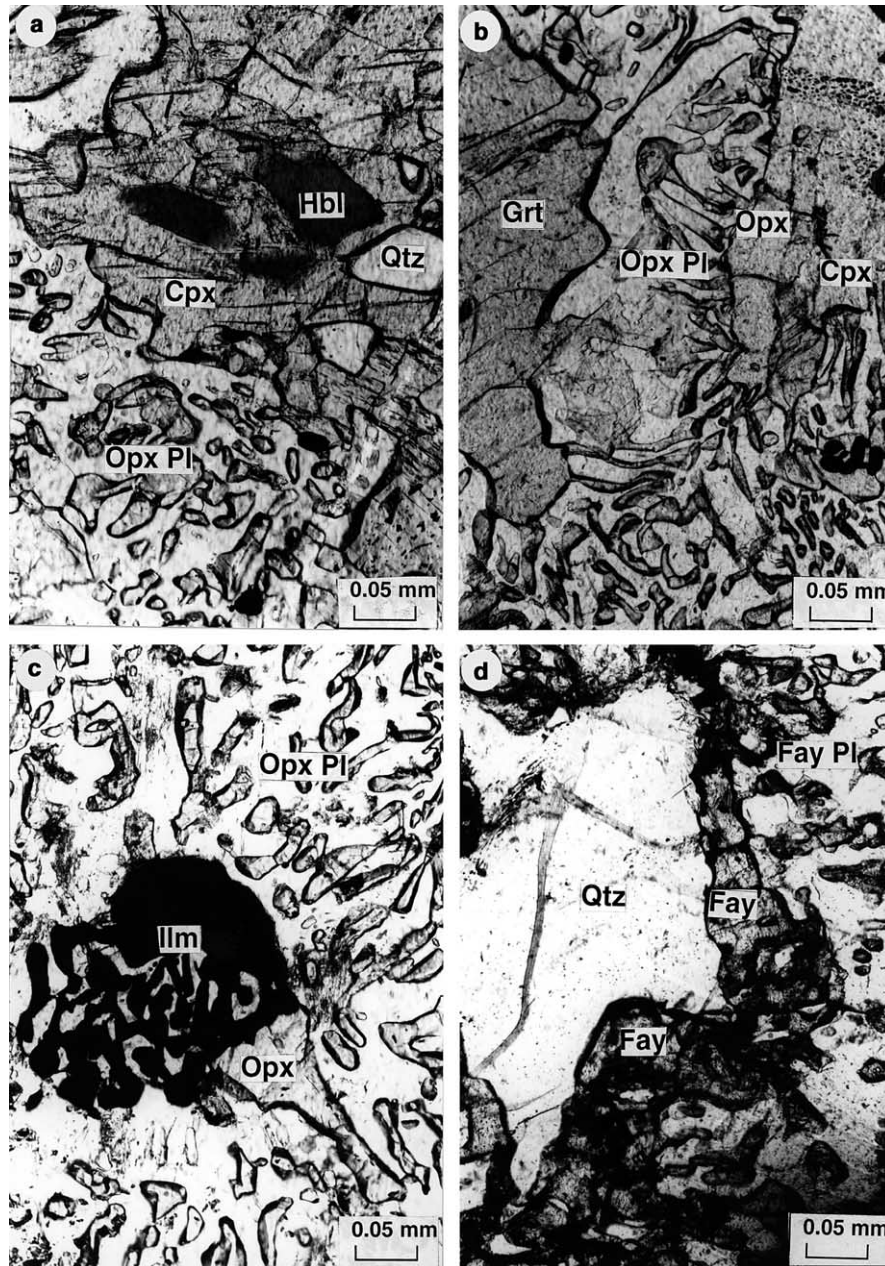


Fig. 2. Photomicro-graphs showing representative assemblages and textures of the ferrous granulites from Tidjenouine. (a) Inclusions of ferro-pargasitic amphibole (Hbl) in clinopyroxene (Cpx). (b) Fayalite-free domain showing the divariant reaction garnet + clinopyroxene + quartz \Rightarrow orthopyroxene + plagioclase. (c) Orthopyroxene–ilmenite intergrowths, resulting from the reaction $\text{Hbl} + \text{Qtz} \Rightarrow \text{Opx} + \text{Ilm} + \text{Pl}$. (d) Fayalite-bearing domain showing fayalite–plagioclase symplectite and fayalite corona around quartz.

Table 2
Chemical compositions of garnet

Analysis	Samples																
	TD 195	TD 195	TD 195	TD 195	TD 195	TD 195	TD 195	TD 195	TD 195	Tj 77	Tj 77	Tj 77	Tj 77	Tj 77	Tj 77	Tj 77	Tj 77
	3r	31r	32r	34c	36r	79r	80i	85c	82i	113c	114c	132r	133r	136r	137r	139c	3i
SiO ₂	36.74	37.52	37.33	37.44	37.48	37.95	37.7	37.63	37.63	35.74	36.03	36.56	36.67	34.96	35.78	36.71	37.42
TiO ₂	0.00	0.10	0.04	0.11	0.03	0.12	0.11	0.06	0.09	0.01	0.13	0.12	0.09	0.05	0.08	0.02	0.09
Al ₂ O ₃	20.48	20.97	21.19	21.08	20.43	20.72	20.61	20.51	20.65	20.81	21.16	21.14	20.77	20.8	21.28	20.37	21.46
Fe ₂ O ₃	2.58	2.66	2.77	1.46	0.53	1.51	2.29	1.64	0.64	4.47	3.43	1.92	1.73	4.17	2.54	1.71	1.51
MgO	1.43	3.11	3.14	2.82	1.72	3.01	3.69	3.42	3.33	1.27	1.47	1.60	1.55	1.53	1.68	1.27	2.00
FeO	33.06	26.35	26.29	27.91	32.12	28.45	28.03	27.33	27.56	28.48	30.8	32.96	34.44	32.57	32.82	29.48	28.35
MnO	2.08	0.69	0.65	0.55	0.99	0.59	0.35	0.52	0.43	1.07	1.35	1.47	1.68	1.80	1.24	0.93	0.74
CaO	4.71	9.53	9.43	8.87	6.65	8.46	7.86	8.59	8.67	8.40	6.55	5.11	3.88	3.53	4.34	8.74	9.24
Na ₂ O	0.02	0.03	0.00	0.00	0.03	0.05	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.04	0.00	0.07
K ₂ O	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.04	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.01	0.00
Sum	101.13	100.96	100.86	100.29	100.01	100.86	100.71	99.78	99.03	100.29	100.92	100.88	100.82	99.50	99.84	99.24	100.95
Si	2.954	2.947	2.935	2.965	3.015	2.99	2.969	2.988	3.004	2.879	2.889	2.935	2.956	2.866	2.903	2.974	2.954
Ti	0.000	0.006	0.003	0.007	0.002	0.007	0.007	0.003	0.006	0.000	0.008	0.008	0.005	0.003	0.005	0.001	0.005
Al	1.941	1.941	1.963	1.968	1.937	1.924	1.914	1.920	1.943	1.976	2.000	2.000	1.974	2.009	2.036	1.945	1.997
Fe ³⁺	0.156	0.157	0.164	0.087	0.032	0.089	0.136	0.098	0.038	0.271	0.207	0.116	0.105	0.258	0.155	0.105	0.090
Mg	0.172	0.364	0.368	0.333	0.206	0.354	0.434	0.405	0.396	0.153	0.176	0.191	0.187	0.187	0.204	0.153	0.236
Fe ²⁺	2.224	1.731	1.729	1.849	2.161	1.874	1.847	1.815	1.840	1.919	2.065	2.212	2.322	2.233	2.227	1.997	1.872
Mn	0.142	0.046	0.043	0.037	0.067	0.039	0.023	0.035	0.029	0.073	0.092	0.100	0.115	0.125	0.085	0.064	0.049
Ca	0.406	0.802	0.794	0.752	0.573	0.714	0.664	0.731	0.742	0.725	0.563	0.439	0.335	0.31	0.377	0.759	0.782
Na	0.003	0.005	0.000	0.000	0.004	0.007	0.004	0.002	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.004	0.006	0.000	0.010
K	0.003	0.001	0.002	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.004	0.000	0.000	0.000	0.002	0.002	0.001	0.000
Sum	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
XFe	0.93	0.83	0.82	0.85	0.91	0.84	0.81	0.82	0.82	0.93	0.92	0.92	0.93	0.92	0.92	0.93	0.89
Xalm	0.76	0.59	0.59	0.62	0.72	0.63	0.62	0.61	0.61	0.67	0.71	0.75	0.78	0.78	0.77	0.67	0.64
Xpyr	0.06	0.12	0.13	0.11	0.07	0.12	0.15	0.14	0.13	0.05	0.06	0.06	0.06	0.07	0.07	0.05	0.08
Xgro	0.14	0.27	0.27	0.25	0.19	0.24	0.22	0.24	0.25	0.25	0.19	0.15	0.11	0.11	0.13	0.26	0.27
Xspe	0.05	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.03	0.02	0.02

Table 3
Chemical compositions of clinopyroxene

Analysis	Samples														
	TD 195	TD 195	TD 195	TD 195	TD 195	TD 195	TD 195	TD 195	TD 195	TD 195	TD 195	TD 195	TD 195	TD 195	TD 195
	43	44	45	47	48	49	50	51	63	89	92	93	94	100	
SiO ₂	50.06	50.22	51.56	49.56	49.91	51.08	51.66	49.83	49.55	48.9	48.73	49.14	49.3	48.64	
TiO ₂	0.23	0.22	0.15	0.21	0.22	0.17	0.12	0.16	0.17	0.15	0.20	0.54	0.21	0.17	
Al ₂ O ₃	1.44	1.36	1.32	1.36	1.39	1.47	1.33	0.92	1.60	1.19	1.43	1.14	1.44	1.18	
Fe ₂ O ₃	0.25	0.94	0.81	1.36	2.07	1.62	0.00	1.23	2.28	3.45	3.86	2.17	2.94	3.92	
MgO	7.89	7.39	10.29	7.89	8.38	10.04	10.1	7.04	7.30	7.01	8.11	7.61	8.37	7.47	
FeO	19.3	20.42	15.05	20.32	17.75	14.96	15.69	21.25	20.69	19.45	16.91	19.88	16.88	18.07	
MnO	0.28	0.14	0.19	0.28	0.08	0.18	0.19	0.36	0.21	0.26	0.29	0.08	0.21	0.27	
CaO	20.54	20.53	21.58	19.3	21.00	21.6	21.41	19.81	19.66	20.42	20.7	19.93	20.91	20.57	
Na ₂ O	0.02	0.04	0.10	0.01	0.04	0.09	0.09	0.02	0.06	0.05	0.05	0.04	0.07	0.07	
K ₂ O	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	
Sum	100.01	101.27	101.08	100.29	100.86	101.32	100.64	100.67	101.52	100.93	100.3	100.56	100.33	100.36	
Si	1.957	1.951	1.959	1.943	1.933	1.942	1.970	1.957	1.928	1.918	1.907	1.927	1.920	1.912	
Ti	0.007	0.006	0.004	0.006	0.006	0.005	0.003	0.005	0.005	0.005	0.006	0.016	0.006	0.005	
Al	0.066	0.062	0.059	0.063	0.064	0.066	0.060	0.042	0.073	0.055	0.066	0.053	0.066	0.055	
Fe ³⁺	0.007	0.027	0.023	0.04	0.06	0.046	0.00	0.036	0.067	0.102	0.114	0.064	0.086	0.116	
Mg	0.460	0.428	0.583	0.461	0.484	0.569	0.575	0.412	0.423	0.410	0.473	0.445	0.486	0.438	
Fe ²⁺	0.631	0.663	0.478	0.666	0.575	0.476	0.501	0.698	0.673	0.638	0.553	0.652	0.55	0.594	
Mn	0.009	0.005	0.006	0.009	0.003	0.006	0.006	0.012	0.007	0.009	0.010	0.003	0.007	0.009	
Ca	0.860	0.854	0.879	0.811	0.871	0.88	0.875	0.834	0.820	0.858	0.868	0.837	0.873	0.866	
Na	0.002	0.003	0.008	0.001	0.003	0.006	0.007	0.002	0.005	0.004	0.003	0.003	0.005	0.005	
K	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.002	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	
Sum	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	
XFe	0.58	0.61	0.45	0.59	0.54	0.46	0.47	0.63	0.61	0.61	0.54	0.59	0.53	0.58	
Fe ³ /Fe ³ +Fe ²	0.01	0.04	0.05	0.06	0.09	0.09	0.00	0.05	0.09	0.14	0.17	0.09	0.14	0.16	

Table 4
Chemical compositions of orthopyroxene

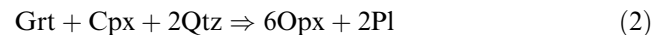
Analysis	Samples											
	TD 195	TD 195	TD 195	TD 195	TD 195	TD 195	Tj 77	Tj 77	Tj 77	Tj 77	Tj 77	Tj 77
	15	14	19	42	61	90	35	48	7'	142	10	18
SiO ₂	45.92	47.93	47.67	48.33	47.05	47.53	47.35	46.64	47.49	47.25	47.75	47.32
TiO ₂	0.26	0.38	0.16	0.17	0.08	0.14	0.12	0.12	0.06	0.19	0.09	0.12
Al ₂ O ₃	0.84	0.87	0.69	0.6	0.56	0.50	0.70	0.79	0.78	0.90	1.45	0.79
Fe ₂ O ₃	3.41	0.49	1.13	0.00	2.51	1.71	0.42	1.68	0.57	0.00	0.00	2.35
MgO	6.78	8.94	7.19	7.32	7.33	8.14	7.26	6.85	6.84	6.48	7.11	7.43
FeO	41.01	40.4	42.71	41.85	41.36	40.16	42.19	42.24	43.33	43.79	41.72	41.66
MnO	0.66	0.62	0.53	0.57	0.66	0.59	0.78	0.60	0.56	0.46	0.61	0.79
CaO	0.88	0.50	0.72	1.34	0.89	1.25	0.48	0.43	0.43	0.53	0.90	0.59
Na ₂ O	0.05	0.01	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.05	0.04	0.00	0.03	0.05
K ₂ O	0.01	0.00	0.01	0.00	0.03	0.02	0.06	0.01	0.01	0.06	0.00	0.00
Sum	99.87	100.15	100.9	100.23	100.53	100.07	99.44	99.41	100.16	99.71	99.66	101.17
Si	1.919	1.96	1.961	1.988	1.945	1.958	1.973	1.953	1.971	1.973	1.973	1.942
Ti	0.008	0.012	0.005	0.005	0.002	0.004	0.004	0.004	0.002	0.006	0.003	0.004
Al	0.041	0.042	0.034	0.029	0.027	0.024	0.034	0.039	0.038	0.044	0.071	0.038
Fe ³⁺	0.107	0.015	0.035	0.000	0.078	0.053	0.013	0.053	0.018	0.000	0.000	0.072
Mg	0.422	0.545	0.441	0.449	0.452	0.500	0.451	0.427	0.423	0.403	0.438	0.455
Fe ²⁺	1.434	1.382	1.470	1.440	1.430	1.383	1.470	1.479	1.504	1.529	1.442	1.430
Mn	0.024	0.022	0.018	0.02	0.023	0.021	0.028	0.021	0.02	0.016	0.021	0.028
Ca	0.039	0.022	0.032	0.059	0.04	0.055	0.022	0.019	0.019	0.024	0.040	0.026
Na	0.004	0.001	0.002	0.002	0.000	0.000	0.000	0.004	0.003	0.000	0.003	0.004
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.003	0.000	0.001	0.003	0.000	0.000
Sum	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
X _{Fe}	0.78	0.717	0.769	0.762	0.76	0.735	0.765	0.776	0.781	0.791	0.767	0.759

of fayalite–plagioclase–quartz, fayalite–plagioclase–orthopyroxene–quartz separating garnet from orthopyroxene and coronas of fayalite around quartz and magnetite. Amphibole relics persist as inclusions in quartz, clinopyroxene and plagioclase and more rarely they are separated from garnet by orthopyroxene–plagioclase assemblage, with orthopyroxene can be found in large mono- or polycrystalline millimetric patches closely associated with ilmenite and enclosing quartz inclusions. Primary garnet is poikilitic with crystals between 0.5 and 2 mm in size, exhibiting considerable resorption and intensely corroded boundaries reflecting the state of progress of reactions. Garnet is never in contact with other primary minerals, except quartz. Clinopyroxene form polygonal grains in a mosaic texture and make up large millimetric patches. Clinopyroxene is rimmed by orthopyroxene corona commonly in optical continuity. Abundant quartz forms in ovoid lenses enclosing inclusions of garnet, plagioclase, amphibole, rutile or apatite.

Hornblende inclusions in clinopyroxene near garnet with quartz inclusions indicates probably the following prograde reaction:



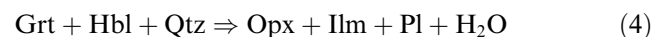
Different types of reaction are involved in the destabilisation and replacement of the primary paragenesis. In garnet–clinopyroxene–quartz micro-domains, clinopyroxene and quartz are surrounded by orthopyroxene coronas, while garnet is enclosed by orthopyroxene–plagioclase intergrowths (Fig. 2b). This indicates the following type of balanced reaction in the C(F,M)ASH system:



In the absence of clinopyroxene, garnet and quartz are separated by the orthopyroxene–plagioclase symplectites according to the reaction:

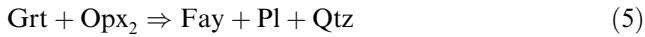


Where garnet was originally in contact with hornblende, the following reaction may have been responsible for the formation of the orthopyroxene–ilmenite–plagioclase assemblage:



The fayalite-bearing assemblages are most late. Thus fayalite appears either as a corona or as symplectites (Fig. 2d) resulting from the breakdown of the primary

garnet and secondary orthopyroxene by the following reaction:



The reaction often appears well advanced, in which case garnet is completely consumed leaving only the Opx–Fay–Pl–Qtz assemblage in certain domains.

Quartz is commonly surrounded by fayalite and, despite the scarcity, magnetite, this texture results probably from the reaction:



5. Mineral chemistry

The chemical composition of the minerals were determined using an electron microprobe (SX 50, CAMPARIS-CAMECA) at the University of Paris VI. During analysis, the image current was 10 nA and the integration energy 10 s. Representative mineral analyses in the ferrous granulites are presented in Tables 2–8.

Garnet is almandine rich (59–79%) and contains substantial amounts of grossular (11–27%) with pyrope component between 5% and 14% (Fig. 3a). The $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_T$ ratio is between 0.02 and 0.14. Two groups can be distinguished, garnets from micro-domains without and with clinopyroxene (Cpx). Garnet from free-Cpx micro-domains shows relatively constant pyrope proportions between 5% and 8%. The compositional variations mainly concern iron and calcium. The most calcic garnets are inclusions in quartz at the core of the reactional garnets (Grs_{22–27}). The rims of these garnets are enriched in iron (Alm_{75–78} vs. Alm_{64–71} in the core) and depleted in calcium (Grs_{11–13}) at contact with the plagioclase (Fig. 3b). The garnets from clinopyroxene-bearing micro-domains are richer in pyrope (6–14%). No clear zoning is recorded and some crystals (e.g. analyses 79–85) show rims—at some distance from the plagioclase—that are just as rich in grossular component as the core (27%).

Clinopyroxene displays the largest compositional range, from salite (Wo₄₆ En₃₀ Fs₂₅) to ferro-augite (Wo₄₃ En₂₁ Fs₃₆) with X_{Fe} values between 0.45 and 0.63. The most magnesian clinopyroxenes (0.45–0.54) correspond

Table 5
Chemical compositions of amphibole. Analyses recalculated according to Holland and Blundy (1994)

Analysis	Samples									
	TD 195	TD 195	TD 195	TD 195	TD 195	TD 195	TD 195	TD 195	TD 195	TD 195
	18	23	24	41	42	254	255	256	257	258
SiO ₂	39.94	39.89	40.31	39.71	40.06	40.67	40.39	40.62	40.1	40.31
TiO ₂	2.92	2.53	2.75	2.39	2.33	2.67	2.86	2.64	2.43	2.92
Al ₂ O ₃	10.76	11.57	11.02	10.99	11.30	10.13	10.57	10.54	11.14	10.68
Fe ₂ O ₃	2.15	2.73	1.45	2.59	2.51	1.38	1.13	0.90	1.80	1.23
MgO	23.47	22.93	23.86	22.09	22.21	24.03	24.19	24.16	23.49	24.15
FeO	0.26	0.23	0.17	0.11	0.11	0.13	0.10	0.08	0.28	0.08
MnO	4.48	4.38	4.42	4.84	4.85	4.43	4.32	4.52	4.30	4.34
CaO	11.43	11.10	11.08	11.06	11.12	10.87	11.19	11.31	11.35	11.09
Na ₂ O	0.57	0.43	0.61	0.54	0.55	0.50	0.49	0.56	0.52	0.49
K ₂ O	2.37	2.42	2.38	2.13	2.10	2.37	2.27	2.31	2.41	2.46
Cl	0.43	0.43	0.42	0.25	0.29	0.47	0.43	0.49	0.45	0.51
F	0.02	0.09	0.11	0.00	0.00	0.17	0.28	0.13	0.00	0.26
Sum	98.80	98.73	98.58	96.70	97.43	97.82	98.22	98.26	98.27	98.51
Si	6.267	6.246	6.326	6.304	6.305	6.438	6.375	6.399	6.313	6.352
Ti	0.345	0.298	0.325	0.286	0.276	0.318	0.339	0.313	0.288	0.346
Al	1.991	2.136	2.039	2.057	2.097	1.891	1.967	1.957	2.068	1.984
Fe ³⁺	0.254	0.322	0.171	0.309	0.297	0.165	0.135	0.106	0.213	0.146
Mg	3.080	3.003	3.131	2.933	2.924	3.181	3.193	3.183	3.092	3.183
Fe ²⁺	0.035	0.030	0.023	0.015	0.015	0.018	0.014	0.011	0.038	0.011
Mn	1.048	1.022	1.033	1.145	1.138	1.045	1.015	1.060	1.010	1.020
Ca	1.922	1.862	1.863	1.881	1.875	1.844	1.892	1.909	1.915	1.872
Na	0.173	0.130	0.185	0.165	0.169	0.155	0.150	0.170	0.160	0.151
K	0.475	0.485	0.478	0.431	0.422	0.478	0.458	0.465	0.485	0.495
Sum	15.589	15.535	15.575	15.526	15.518	15.532	15.539	15.574	15.581	15.56
X_{Fe}	0.75	0.75	0.75	0.72	0.72	0.75	0.76	0.75	0.75	0.76
Fe ³⁺ /Fe ²⁺	0.08	0.11	0.05	0.11	0.10	0.05	0.04	0.03	0.07	0.05

Table 6
Chemical compositions of olivine

Analysis	Samples														
	TD 195	TD 195	TD 195	TD 195	TD 195	TD 195	Tj 77	Tj 77	Tj 77	Tj 77	Tj 77	Tj 77	Tj 77	Tj 77	Tj 77
SiO ₂	30.59	30.04	30.98	30.05	30.14	29.92	29.14	29.45	29.31	29.66	29.78	30.51	29.77	29.8	30.34
TiO ₂	0.04	0.04	0.02	0.06	0.01	0.01	0.00	0.07	0.05	0.05	0.00	0.03	0.02	0.04	0.00
Al ₂ O ₃	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.04	0.06	0.01
MgO	3.15	3.6	4.01	3.47	3.95	5.07	2.74	2.84	3.14	3.73	2.83	3.05	2.7	2.81	3.88
FeO	66.2	64.81	64.66	66.8	65.13	65.57	66.65	66.46	65.82	66.05	66.84	65.75	66.54	65.79	64.11
MnO	0.72	0.61	0.65	0.67	0.58	0.58	0.64	0.7	0.67	0.69	0.91	1.08	0.75	0.84	0.85
CaO	0.20	0.15	0.20	0.09	0.15	0.10	0.19	0.09	0.02	0.00	0.00	0.27	0.14	0.09	0.50
Na ₂ O	0.06	0.01	0.01	0.00	0.04	0.03	0.04	0.06	0.03	0.01	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.04	0.00	0.03	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00
Sum	100.98	99.36	100.56	101.14	100.11	101.37	99.41	99.75	99.08	100.22	100.36	100.72	100.03	99.43	99.69
Si	1.001	0.997	1.009	0.986	0.993	0.973	0.980	0.985	0.984	0.982	0.989	1.001	0.991	0.995	1.000
Ti	0.001	0.001	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000	0.002	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000
Al	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.002	0.003	0.001
Mg	0.154	0.178	0.195	0.170	0.194	0.246	0.137	0.142	0.157	0.184	0.140	0.149	0.134	0.140	0.191
Fe ²⁺	1.812	1.799	1.760	1.833	1.794	1.783	1.876	1.858	1.849	1.829	1.856	1.805	1.852	1.837	1.767
Mn	0.020	0.017	0.018	0.019	0.016	0.016	0.018	0.020	0.019	0.019	0.026	0.030	0.021	0.024	0.024
Ca	0.007	0.005	0.007	0.003	0.005	0.004	0.007	0.003	0.001	0.000	0.000	0.010	0.005	0.003	0.018
Na	0.004	0.001	0.001	0.000	0.002	0.002	0.002	0.004	0.002	0.001	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.002	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Sum	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
X _{Fe}	0.92	0.91	0.90	0.92	0.90	0.88	0.93	0.93	0.92	0.91	0.93	0.92	0.93	0.93	0.90

to the cores of the largest crystals (Fig. 4). This mineral is poor in Na₂O (0.01–0.11 wt%) and Al₂O₃ varies from 0.92 to 1.6 wt%.

Orthopyroxene is ferrosilite (Fig. 4) with X_{Fe} in the range 0.72–0.79. The composition of the orthopyroxenes associated with ilmenite varies according to the X_{Fe} ratio (between 0.72 and 0.77). The relatively iron-rich orthopyroxenes (X_{Fe} = 0.74–0.79) are from the fayalite microdomains. These orthopyroxenes are poor in Al₂O₃ (0.39–3.60 wt%) and contain 0.44–2.34 wt% CaO. The highest CaO concentrations occur in Opx grains in contact with Cpx.

Amphibole is a ferropargasite (Leake et al., 1997) with X_{Fe} between 0.72 and 0.76 (Fig. 5a) and Fe³⁺/Fe_t ranges 0.03–0.11. Titanium contents are relatively high (TiO₂ up to 3.15 wt%). The Na₂O content is generally lower than 0.65 wt%, while K₂O is relatively high, between 1.93 and 2.46 wt%. The composition of these amphiboles indicates the titano-tschermakitic substitution $Ti + 2Al^{IV} \rightleftharpoons Si + 2Mg$, which occurs in a proportion of 1:1 (Fig. 5b).

Olivine is a fayalite with X_{Fe} values ranging from 0.88 to 0.93. The fayalite in symplectites with plagioclase is richer in iron (X_{Fe} 0.93) than that forming coronas around quartz.

Primary plagioclase inclusions in quartz have a relatively constant composition at 88% anorthite, while

plagioclase in symplectites with orthopyroxene or fayalite is a more calcic anorthite (An = 91–99%).

Ilmenite has a relatively constant composition. When hematite component is present, it accounts for 5% of the ilmenite composition. Otherwise, ilmenite and magnetite are almost pure. Apatite is characterised by relatively high contents of fluorine (2.71 wt%) and chlorine (0.67 wt%).

6. Paragenetic evolution and pressure–temperature conditions

The *P–T* conditions (Table 9) can be specified with the average *P–T* approach (or average *P* and average *T*) using the Thermocalc computer program of Powell and Holland (1988) and their thermodynamic internally consistent database (updated September 1996).

Because of garnet and clinopyroxene zonation, it is difficult to determine the metamorphic conditions of the primary parageneses. This is due to the problem of choosing compositions that are representative of the state of equilibrium at the metamorphic peak. However, we assume that the compositions at the cores of the primary minerals correspond to a state of equilibrium. Thus, based on the clinopyroxene–garnet–plagioclase–ferropargasite–quartz assemblage, the best fit corresponding

Table 7
Chemical compositions of plagioclase

Analysis	Samples									
	TD 195					Tj 77				
	31	53	54	75	76	2	3	5	19	41
SiO ₂	44.28	45.24	43.96	43.23	42.38	45.63	45.27	45.34	44.56	43.83
TiO ₂	0.00	0.02	0.00	0.04	0.03	0.09	0.01	0.02	0.00	0.44
Al ₂ O ₃	35.18	34.63	35.67	36.38	36.12	34.37	34.88	35.13	36.65	35.42
MgO	0.00	0.07	0.03	0.00	0.01	0.02	0.02	0.00	0.05	0.17
FeO	0.35	0.40	0.29	0.61	0.58	0.42	0.15	0.09	1.24	1.98
MnO	0.00	0.10	0.00	0.00	0.04	0.08	0.01	0.02	0.00	0.01
CaO	18.47	18.42	19.51	20.07	20.11	17.47	18.08	18.29	17.03	18.18
Na ₂ O	0.84	0.65	0.47	0.30	0.24	1.23	1.17	0.95	0.63	0.54
K ₂ O	0.05	0.03	0.00	0.02	0.01	0.05	0.00	0.05	0.07	0.00
Sum	99.21	99.59	99.98	100.71	99.52	99.37	99.59	99.89	100.24	100.58
Si	2.062	2.096	2.036	1.996	1.983	2.115	2.095	2.091	2.049	2.028
Ti	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.003	0.00	0.001	0.000	0.015
Al	1.931	1.891	1.948	1.98	1.992	1.878	1.902	1.910	1.987	1.932
Mg	0.000	0.005	0.002	0.00	0.001	0.001	0.001	0.000	0.004	0.012
Fe ²⁺	0.014	0.016	0.011	0.023	0.023	0.016	0.006	0.003	0.047	0.077
Mn	0.000	0.004	0.000	0.000	0.001	0.003	0.000	0.001	0.000	0.001
Ca	0.922	0.914	0.968	0.993	1.008	0.868	0.896	0.904	0.839	0.902
Na	0.076	0.058	0.042	0.027	0.022	0.110	0.105	0.085	0.056	0.048
K	0.003	0.002	0.000	0.001	0.000	0.003	0.000	0.003	0.004	0.000
Sum	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
Xan	0.92	0.94	0.96	0.97	0.98	0.88	0.89	0.91	0.93	0.95
Xab	0.08	0.06	0.04	0.03	0.02	0.11	0.11	0.09	0.06	0.05
Xor	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Table 8
Chemical compositions of apatite and ilmenite

Analysis	Samples				
	TD 195		Tj 77		
	47	22	71	51	8
SiO ₂	0.02	0.02	0.08	0.00	0.07
TiO ₂	52.29	49.7	50.67	53.46	53.67
Al ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
Fe ₂ O ₃	1.08	5.18	2.89	0.00	0.00
MgO	0.03	0.04	0.09	0.14	0.05
FeO	46.50	43.83	44.98	45.26	45.53
MnO	0.51	0.62	0.43	0.39	0.64
CaO	0.02	0.12	0.07	0.00	0.00
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04
K ₂ O	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00
Sum	100.62	99.50	99.60	99.27	100.10
Si	0.000	0.000	0.002	0.000	0.002
Ti	0.987	0.95	0.969	1.015	1.011
Al	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Fe ₃	0.020	0.099	0.055	0.000	0.000
Mg	0.001	0.002	0.004	0.005	0.002
Fe ²⁺	0.976	0.931	0.956	0.956	0.954
Mn	0.011	0.013	0.009	0.008	0.013
Ca	0.001	0.003	0.002	0.000	0.000
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002
K	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Sum	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Xil	0.98	0.94	0.96	0.99	0.98
Xhm	0.01	0.05	0.03	0.00	0.00
Xgk	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Xpy	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01

Table 8 (continued)

Analysis	Samples				
	TD 195		TD 195		
	5	7	10	11	12
SiO ₂	0.04	0.08	0.01	0.03	0.01
TiO ₂	0.07	0.00	0.00	0.09	0.00
Al ₂ O ₃	0.00	0.03	0.00	0.00	0.02
MgO	0.02	0.04	0.02	0.00	0.00
FeO	0.32	0.11	0.17	0.26	0.22
MnO	0.16	0.08	0.04	0.02	0.04
CaO	55.02	54.50	55.01	54.89	54.96
P ₂ O ₅	42.52	42.27	42.08	42.46	42.71
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
H ₂ O	0.41	0.44	0.36	0.55	0.69
F	2.56	2.47	2.66	2.29	2.02
Cl	0.65	0.65	0.62	0.60	0.58
Sum	101.82	100.76	100.98	101.20	101.27
Si	0.003	0.007	0.001	0.003	0.001
Ti	0.004	0.000	0.000	0.006	0.000
Al	0.000	0.002	0.000	0.000	0.002
Mg	0.003	0.005	0.002	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.022	0.008	0.012	0.019	0.015
Mn	0.011	0.006	0.003	0.002	0.003
Ca	4.925	4.919	4.970	4.929	4.921
P	3.008	3.015	3.004	3.013	3.022
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
K	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
	0.231	0.248	0.202	0.309	0.383
OH					
F	0.676	0.659	0.709	0.606	0.534
Cl	0.092	0.094	0.089	0.085	0.083
Sum	8.980	8.967	8.993	8.972	8.965

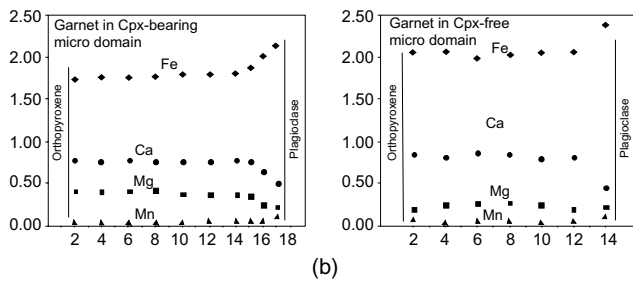
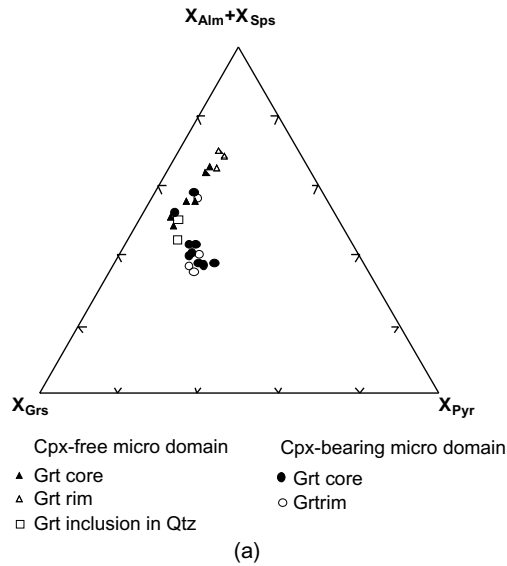


Fig. 3. (a) Compositions of garnet in the almandine (Alm) + spessartine (Sps) – grossular (Grs) – pyrope (Py) diagram. (b) Compositional profiles of garnet.

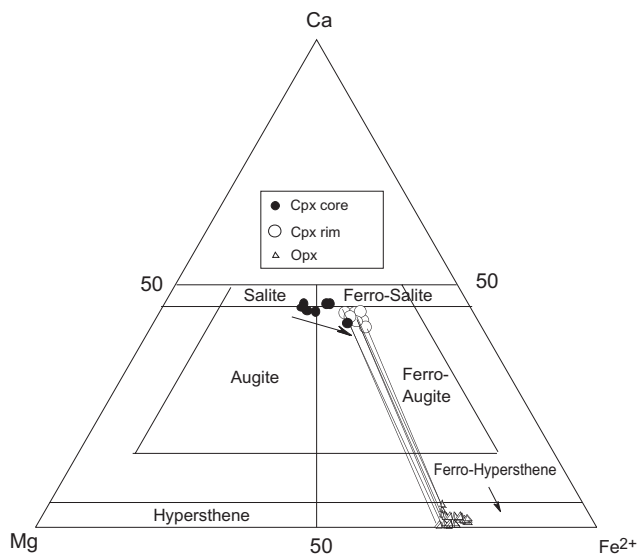


Fig. 4. Compositions of clinopyroxene and orthopyroxene in the Ca–Mg–Fe diagram.

with average P – T yields an estimate of the peak metamorphic conditions at 880 ± 60 °C and 7.1 ± 1.1 kbar for a water activity of around 0.2.

The physical conditions of formation of the intermediate parageneses (apparition of orthopyroxene–plagioclase symplectite) were determined using the compositions of neofomed minerals and the rims of the primary minerals (garnet and clinopyroxene). The computed results are around 750 °C and 5 kbar.

For the latest P – T conditions, corresponding to orthopyroxene–fayalite–quartz–plagioclase, Fig. 8a shows a pressure–temperature diagram tracing the X_{Fe} isopleths of olivine and orthopyroxene in the presence of quartz in the FMS system. The observed compositions of these two phases, when they coexist with quartz, indicate conditions of around 657 °C and 3.75 kbar (Fig. 6a). The T – X and P – X diagrams (Fig. 6b and c), indicate that temperature and pressure have opposite effects on the evolution of the X_{Fe} in orthopyroxene and fayalite. For both minerals, X_{Fe} increases with pressure at constant temperature and decreases with increasing temperature at constant pressure.

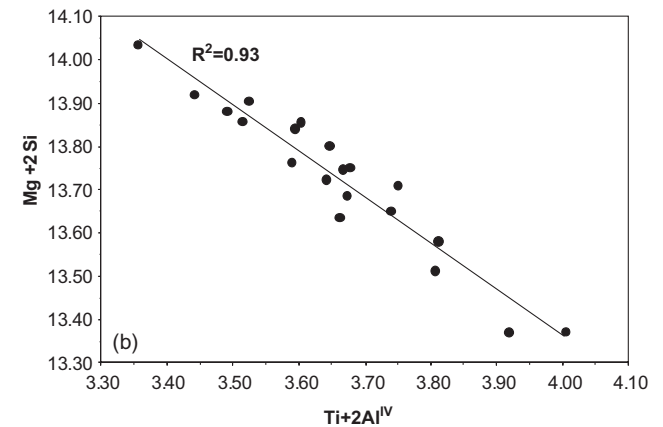
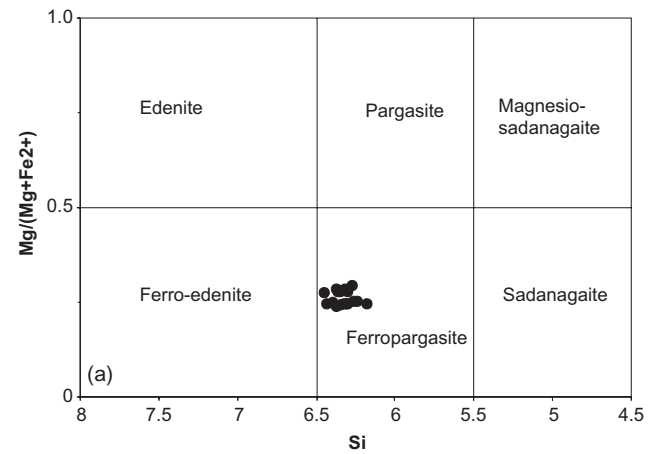


Fig. 5. (a) Compositions of amphiboles after Leake et al. (1997). (b) Titano-tschermakite substitution in amphibole.

Table 9
Average *P–T* results from primary and secondary parageneses using Thermocalc

<i>Primary paragenesis</i>										
	di	hed	cats	py	gr	alm				
a	0.450	0.460	0.0480	0.00450	0.0140	0.200				
sd(a)a	0.09075	0.10000	0.27189	0.62736	0.51845	0.15515				
	an	ab	tr	fact	parg	q				
a	0.900	0.200	0.00172	0.00390	0.00131	1.00				
sd(a)a	0.05000	0.19200	0.55126	0.67381	0.78684	0				
<i>Average P–T</i>										
aH ₂ O	avP (kbar)	sd	avT (°C)	sd	fit					
0.01	4.6	2.0	647	107	2.34					
0.1	6.4	1.0	819	64	0.71					
0.2	7.1	1.1	881	72	0.44					
0.3	7.5	1.2	919	77	0.53					
0.5	8.1	1.2	970	84	0.83					
0.7	8.6	1.3	1005	95	1.06					
0.9	8.9	1.6	1033	117	1.25					
1	9.1	1.7	1045	127	1.33					
Fit lim = 1.54										
<i>Intermediate paragenesis</i>										
	py	gr	alm	an	fo	fa	en			
a	0.000730	0.00360	0.340	0.958	0.0300	0.730	0.0640			
sd(a)a	0.74522	0.64527	0.15000	0.05000	0.41015	0.10000	0.26283			
	fs	mgts	di	hed	cats	q				
a	0.450	0.0130	0.320	0.500	0.0110	1.00				
sd(a)a	0.10000	0.76923	0.13872	0.10000	0.90909	0				
<i>Average P–T</i>										
avP (kbar)	sd	avT (°C)	sd	fit	Fit lim					
4.9	1.6	752	145	1.28	1.54					
<i>Average P</i>										
T °C	500	550	600	650	700	750	800	850	900	950
P	2.9	3.3	3.7	4.2	4.6	5.0	5.4	5.9	6.3	6.8
sd	0.75	0.71	0.68	0.67	0.67	0.70	0.74	0.80	0.87	0.95
sigfit	1.5	1.3	1.2	1.2	1.1	1.1	1.1	1.2	1.2	1.3
Fit lim = 1.54										
<i>Average T</i>										
P	1.0	2.0	3.0	4.0	5.0	6.0	7.0	8.0		
T	460	521	583	647	712	779	850	922		
sd	173	140	113	95	90	97	113	132		
sigfit	2.0	1.6	1.3	1.1	1.0	1.2	1.4	1.7		
Fit lim = 1.49										

Although ilmenite and magnetite are involved in certain observed reactions, the phase relationship can be illustrated in the CaO–FeO–MgO–Al₂O₃–SiO₂ (CFMASH) system, or more simply in terms of CaO–FeO–Al₂O₃–SiO₂ (CFAS). A CFMASH petrogenic grid involving garnet, clinopyroxene, amphibole, orthopyroxene and olivine with quartz and water in excess (aH₂O = 1) is computed with thermocalc and presented

in Fig. 7a. The invariant point where all these phases coexist in equilibrium is estimated at 758 °C and 4.3 kbar. Among all the calculated reactions, Grt + Cpx + Opx ⇒ Fay + Pl (Am) is particularly suitable for describing the observed assemblages. In fact, these reactions define a higher variance when other components are taken into account. Some components can play an important role, such as Na in plagioclase, amphibole

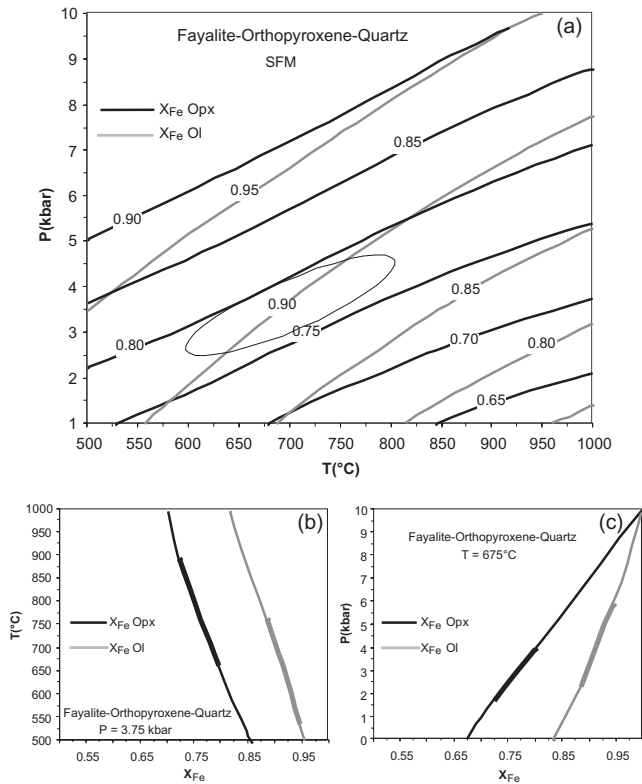


Fig. 6. (a) X_{Fe} isopleths of olivine and orthopyroxene coexisting with quartz in the SiO_2 -FeO-MgO (SFM) system calculated using Thermocalc software (Powell and Holland, 1988). (b) and (c) Compositions of olivine and fayalite calculated in T - X and P - T diagrams, respectively. Thick lines indicate the range of analysed compositions and the corresponding temperatures (b) and pressures (c).

and clinopyroxene. More importantly, Ti occurs in ilmenite and amphibole. The presence of H_2O can also have an important effect on the equilibria, particularly those involving amphibole. Fig. 7b shows the influence of aH_2O on the position of the invariant point, which is shifted towards lower temperatures. The studied rocks were formed under conditions of low water activity as indicated by both peak and secondary metamorphic parageneses which are very weakly hydrated.

Fig. 8a shows a projection of garnet, clinopyroxene, orthopyroxene and fayalite into the AFM diagram from quartz and anorthite and a qualitative grid in CaO -FeO- Al_2O_3 - SiO_2 system around the CFMAS reaction $Grt + Cpx + Opx \Rightarrow Fay + Pl + Qtz$ (Am) which takes account of its slope calculated using thermocalc. This allows us to follow the sequence of parageneses and reactions during a P - T path.

Using Fig. 8a and the thermobarometric results, a semi-quantitative pseudosection has been constructed in CFMAS system (Fig. 8b). It corresponds to ferrous granulites of Tidjenouine bulk composition. The earliest stage is represented by the clinopyroxene-garnet tri-

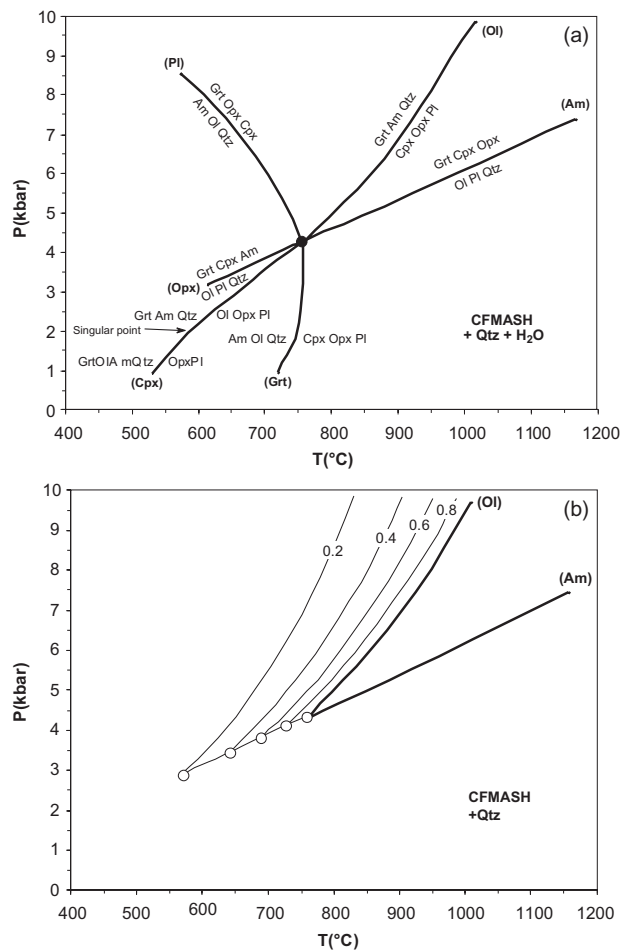
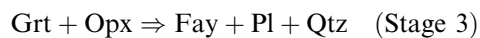


Fig. 7. (a) Petrogenetic grid calculated in the CFMASH system at $aH_2O = 1$ with Thermocalc (Powell and Holland, 1988) and involving garnet (Grt), amphibole (Am), clinopyroxene (Cpx), orthopyroxene (Opx), fayalite (Fay), plagioclase (Pl) (anorthite) and quartz (Qtz). (b) Evolution of the (Ol) and (Am) reactions at different aH_2O .

variant assemblage (Stage 1). Following a decompression orthopyroxene appears as a result of the reaction:



The newly formed orthopyroxene reacts with garnet to give fayalite-quartz-plagioclase assemblage linked to the divariant reaction (Cpx):



The latest stage corresponds to the orthopyroxene-fayalite-quartz-plagioclase assemblage.

7. Conclusions

The Tidjenouine quartz-fayalite-bearing granulites exhibit a chemical composition resembling iron-rich tholeiitic mafic igneous rocks. The physical conditions during peak metamorphism correspond to pressures of 7.1 ± 1 kbar at temperatures of 880 ± 60 °C and aH_2O of

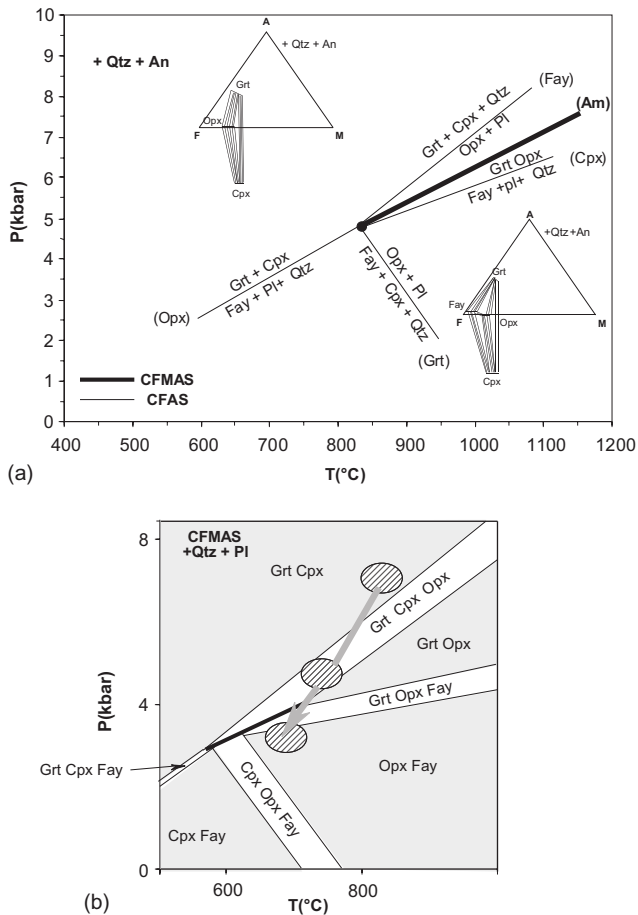


Fig. 8. (a) Projection from quartz and anorthite onto the A–F–M plane in the CFMAS system showing compatibility diagrams with the (Am) univariant equilibria separating continuous reactions. (b) Semi-quantitative pseudosection constructed in the CFMASH system showing possible P – T path followed by ferrous granulites of Tidjenouine area. See text for explanation.

0.2. During decompression, the clinopyroxene in contact with garnet and quartz initially broke down into orthopyroxene + plagioclase. The P – T conditions computed for this paragenesis are around 750 °C and 5 kbar. Then the orthopyroxene reacted with garnet to produce fayalite + plagioclase symplectites. The latest stage corresponds to the orthopyroxene–fayalite–quartz–plagioclase assemblage reflecting low pressures ~3–4 kbar at temperatures of 700 °C. The clockwise P – T path of Tidjenouine is comparable to that documented the Tamanrasset region (Fig. 9) using garnet pyroxenites and metapelites (Ouzegane et al., 2001). However, the estimated metamorphic P – T conditions are higher at Tamanrasset, both for the primary (10.6 ± 1 kbar at 820 °C and $a_{\text{H}_2\text{O}}=0.4$) and the secondary (6.1 kbar ± 1 at 750 °C, $a_{\text{H}_2\text{O}}=0.2$ –0.4) parageneses. Thus, Tamanrasset appears to represent a deeper structural level (40 km) than Tidjenouine (30 km), and the two regions may correspond to different thrust units. This hypothesis of thrust-sheet tectonics is supported by the marked

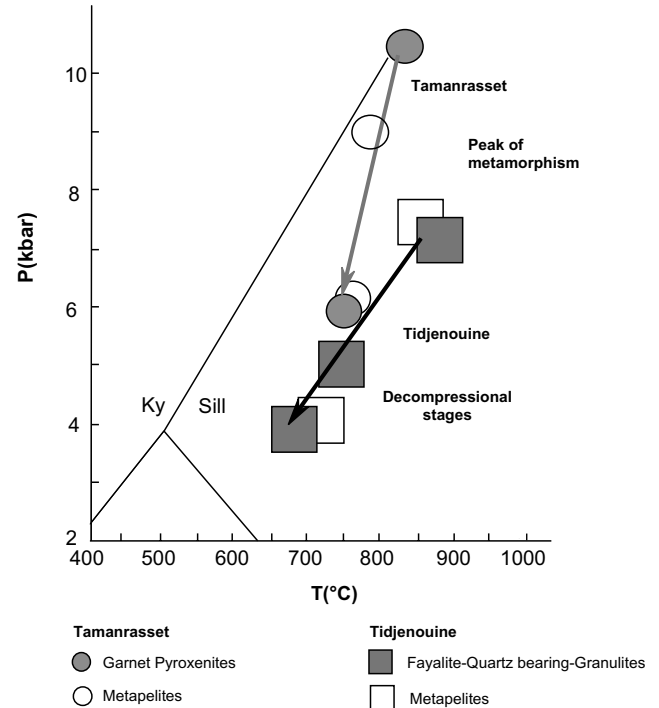


Fig. 9. P – T diagram showing estimated metamorphic conditions for metapelites and fayalite–quartz granulites from Tidjenouine compared with metapelites and garnet pyroxenites from Tamanrasset granulitic unit (Ouzegane et al., 2001).

abnormal contact at Tin Amzi (Fig. 1b), bordering the northern edge of the Tidjenouine region.

Acknowledgements

We thank Bernardo Cesare and Michel Guiraud for their comments and suggestions that significantly improved the final version of the manuscript. MSN Carpenter improved the English and Abdelkader Regagda provided the field facilities in Tidjenouine. This work is a contribution to the projects PNR AU 19943 and 00MDU 476 supported by the University of Sciences and Technology (U.S.T.H.B) in Algeria, and Paris 7, France.

References

- Acef, K., Liégeois, J.P., Ouabadi, A., Latouche, L., 2003. The Anfeg post-collisional Pan-African high-K calc-alkaline batholith (Central Hoggar, Algeria), result of the LATEA metacratonization. *Journal of African Earth Sciences*, this issue.
- Bendaoud, A., 1999. Géochimie et relation de phases dans les granulites de Tidjenouine Hoggar central, Algérie. Unpublished Magister USTHB, Alger, Algérie 215p.
- Bertrand, J.M., Michard, A., Boullier, A.M., Dautel, D., 1986. Structure and U/Pb geochronology of central Hoggar Algeria: a reappraisal of its Pan-African evolution. *Tectonics* 5, 955–972.
- Black, R., Liégeois, J.P., Latouche, L., Caby, R., Bertrand, J.M., 1994. Pan-African displaced terranes in the Tuareg shield (central Sahara). *Geology* 22, 641–644.

- Bonin, B., Azzouni-Sekkal, A., Bussy, F., Fellag, S., 1998. Alkali-calcic alkaline post-orogenic PO granite magmatism: petrologic constraints and geodynamic settings. *Lithos* 45, 45–70.
- Caby, R., 2003. Terrane assembly and geodynamic evolution of central-western Hoggar: a synthesis. *Journal of African Earth Sciences*, this issue.
- Caby, R., Monié, P., 2003. Neoproterozoic subduction and differential exhumation of western Hoggar (southwest Algeria): new structural, petrological and geochronological evidence. *Journal of African Earth Sciences*, this issue.
- Cameron, K.L., 1971. An experimental study of coexisting amphiboles: phase relations along the join $Mg_{3.5}Fe_{3.5}Si_8O_{22}OH_2 - Ca_2Mg_{2.5}Fe_{2.5}Si_8O_{22}OH_2$. Dissertation, Virginia Polytechnic Institute State University, Blacksburg, Virginia, USA.
- Cheilletz, A., Bertrand, J.M., Charoy, B., Moulahoum, O., Bouabsa, L., Farrar, E., Zimmerman, J.L., Dautel, D., Archibald, D.A., Boullier, A.M., 1992. Géochimie et géochronologie des complexes pan-africains de la région de Tamanrasset Algérie: relations avec les minéralisations Sn-W associées et l'évolution tectonique du Hoggar central. *Bulletin de la Société Géologique de France* 163, 733–750.
- Holland, T., Blundy, J., 1994. Nonideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole–plagioclase thermometry. *Contributions Mineralogy Petrology* 116, 433–447.
- Latouche, L., 1983. L'orthoferrosilite et les roches associées de la région des Gour Oumelalen (NE de l'Ahaggar, Algérie). *Bulletin de Minéralogie* 106, 329–339.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W., Youzhi, G., 1997. Nomenclature of amphiboles. *Canadian Mineralogist* 9, 623–651.
- Liégeois, J.P., Latouche, L., Navez, J., Black, R., 2000. Pan-African collision, collapse, escape tectonics in the Tuareg Shield: relations with the East Saharan Ghost Craton and the West African Craton. *Journal of African Earth Sciences* 30, 53.
- Liégeois, J.P., Latouche, L., Boughrara, M., Navez, J., Guiraud, M., 2003. The LATEA metacraton (Central Hoggar, Tuareg shield, Algeria): behaviour of an old passive margin during the Pan-African orogeny. *Journal of African Earth Sciences*, this issue.
- Ouzegane, K., Bendaoud, A., Kienast, J.R., Touret, J.L.R., 2001. Pressure–temperature–fluid evolution in Eburnean metabasites and metapelites from Tamanrasset Hoggar, Algeria. *Journal of Geology* 109, 213–230.
- Ouzegane, K., Kienast, J.R., Bendaoud, A., Drareni, A., 2003. A review of Archaean and Paleoproterozoic evolution of the In Ouzzal granulitic terrane (Western Hoggar, Algeria). *Journal of African Earth Sciences*, this issue.
- Powell, R., Holland, T.J.B., 1988. An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties correlations: 3. Applications to geobarometry, worked examples and a computer program. *Journal of Metamorphic Geology* 6, 173–204.

Chapitre XII

**“Geochronology and metamorphic P-T-X evolution of the Eburnian
Granulite-facies Metapelites of Tidjenouine (Central Hoggar, Algeria):
witness of the LATEA metacratonic evolution”**

**A. Bendaoud, K. Ouzegane, G. Godard, J-P. Liégeois,
J-R. Kienast, O. Bruguier, A. Drareni**

Geological Society, London, Special Publications 297 (2008)

**Geochronology and metamorphic P-T-X evolution
of the Eburnian Granulite-facies Metapelites of Tidjenouine
(Central Hoggar, Algeria):
witness of the LATEA metacratonic evolution**

**A. Bendaoud¹, K. Ouzegane¹, G. Godard², J-P. Liégeois³,
J-R. Kienast², O. Bruguier⁴ & A. Draren¹**

(1) Faculté des Sciences de la Terre, de la Géographie et de l'Aménagement du Territoire, U.S.T.H.B., B.P. 32, Dar el Beida 16111, Alger, Algérie, (e-mail : abendaoud@gmail.com)

(2) Laboratoire de Géosciences Marines, UFR des Sciences Physiques de la Terre, Université Paris 7-Denis Diderot, UMR 7097, 4 place Jussieu, Tour 14, 5^{ième} Etage Paris Cedex 05, France

(3) Isotope Geology, Africa Museum, B-3080 Tervuren, Belgium

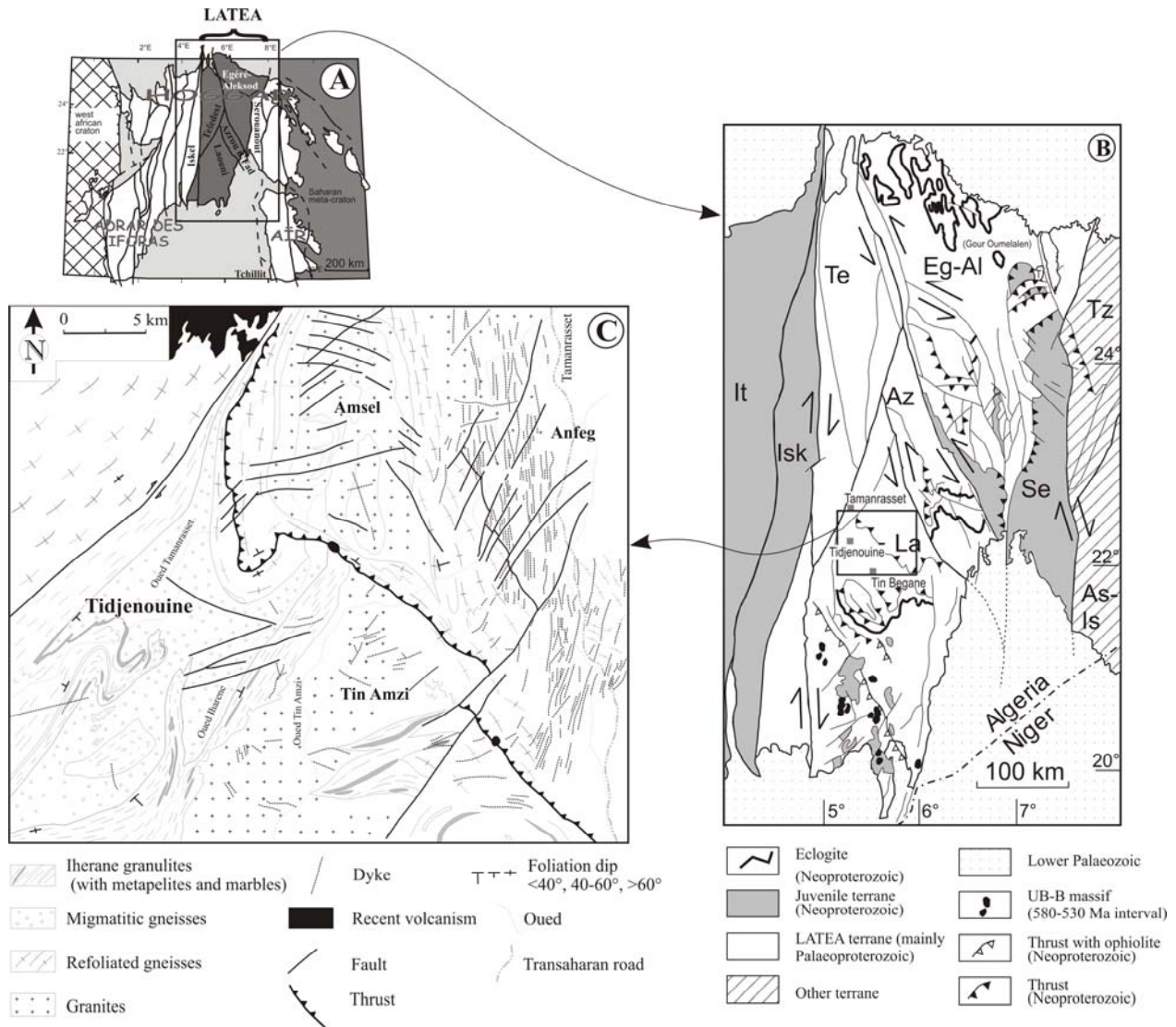
(4) ISTEEM-CNRS, cc 056, Université de Montpellier II, Place Eugène Bataillon, F-34095 Montpellier, France

Abstract: Central Hoggar, within the Tuareg shield to the East of the West African craton is known for its complexity due to the interplay of the Eburnian and Pan-African orogenies. The Tidjenouine area in the Laouini terrane, belongs to the LATEA metacraton and displays spectacular examples of granulitic migmatitic metapelites. Here we present a detailed metamorphic study coupled with a punctual U-Pb on zircon dating (laser ICP-MS) that allows to precise the relative role of the Eburnian and Pan-African orogenies and hence to constrain how the LATEA Eburnian microcontinent has been partly destabilized during the Pan-African orogeny, i.e. its metacratonic evolution.

These metapelites have recorded different metamorphic stages. A clockwise P-T evolution is demonstrated on the basis of textural relationships, modelling in KFMASH and FMASH systems (construction of petrogenetic grids and pseudosections) and thermobarometry. The prograde evolution corresponds to several melting reactions with the breakdown of biotite and gedrite. Peak metamorphic P-T condition of 875°C and 7-8 kbar (M1) were followed by a decrease of the pressure to 4 kbar and of the temperature to 700°C linked to the development of migmatites (M2). After cooling, a third thermal phase at c. 650°C (M3) occurred. Zircon U-Pb laser ICP-MS allow to date the protolith of the migmatites at 2109 ± 11 Ma, the granulitic and migmatitic metamorphism (M1-M2) at 2070 ± 38 Ma and the medium metamorphic assemblage (M3) at 605 ± 16 Ma, contemporaneous with the emplacement of the large Pan-African granitic batholiths. These data show that the main metamorphic events are Eburnian in age, while the Pan-African orogeny generated mainly medium-grade metamorphism but also mega-shear zones and granitic batholiths, characterized by a high temperature gradient. This can be considered as typical of a metacratonic evolution.

From: ENNIH, N. & LIÉGEOIS, J-P. (eds) 2008. *Boundaries of the West African Craton Geological Society, London, Special Publications 297,*

The Tidjenouine metapelites (Central Hoggar, Fig.1) show a great diversity of minerals (garnet, biotite, quartz, sillimanite, gedrite, corundum, orthopyroxene, cordierite, spinel, feldspar, plagioclase, ilmenite, rutile). These minerals were involved in a prograde although with a decreasing pressure (decompression) granulitic metamorphism accompanied by melting favoured by biotite or gedrite dehydration. The successive stages of melting, with a progressively increasing amount of melt escape, produced metapelites with a restitic composition. In these rocks, corundum, spinel and sillimanite crystallized in the most Al-rich microdomains and orthopyroxene in the most Mg-rich zones. In Central Hoggar, this granulitic prograde metamorphism in granulite facies has never been described and the large variability of the metapelite compositions allows constraining carefully the P-T-aH₂O evolution.



Geochronology and metamorphic P-T-X evolution of the Eburnian Granulite-facies Metapelites.

On the other hand, the Tuareg shield is characterized by the interplay of the Eburnian (c. 2 Ga) and the Pan-African (c. 0.6 Ga) orogenies. Several terranes of this shield were mostly generated during the Pan-African orogeny (Black *et al.*, 1994) while others have been only slightly affected such as the In Ouzzal terrane (Ouzegane *et al.*, 2003 and references therein), perfectly preserving ultrahigh-temperature parageneses (Ouzegane and Boumaza, 1996; Adjerid *et al.*, this issue). The situation of Central Hoggar is much more debated: for some authors (e.g. Caby, 2003), its granulite-facies metamorphism is Pan-African in age (protoliths only being mostly Palaeoproterozoic or Archaean); for others, this metamorphism is Eburnian in age, the Pan-African orogeny having generated only high-*T* greenschist- or amphibolite-facies metamorphism, high-pressure metamorphism being present only in Neoproterozoic oceanic material thrust on the granulitic basement constituting the LATEA metacraton (Liégeois *et al.*, 2003; Peucat *et al.*, 2003).

This debate sharply emphasizes the question of how a cratonic basement behaves during an orogeny and how it can be remobilized and what are the consequences of such behaviour. This questions also the nature of the LATEA microcontinent: craton, metacraton or mobile belt? To tackle this problem, this paper focuses on the well preserved granulites of the Tidjenouine area. It aims at (1) reconstructing the thermo-tectonic evolution of these granulites on the basis of detailed mineralogical and paragenetic study of diverse reaction textures preserved in the metapelites; (2) dating the metamorphic assemblages deciphered. For this purpose, a large number of samples of metapelites have been collected and studied. The *P-T* conditions and *P-T* path were constrained by using textural relationships, thermobarometry and appropriate petrogenetic grids and *P-T* pseudosections. The resulting constrained *P-T* paths, coupled with additional field relationships allow to interpret properly the different U-Pb zircon ages provided by laser ablation ICP-MS and by the older conventional U-Pb bulk zircon method. Finally, this allows proposing a geodynamical evolution of the LATEA microcontinent, highlighting a metacratonic evolution.

Regional geology and lithology

The Tidjenouine area (Central Hoggar, Algeria; Fig. 1) is located in the NW part of the Laouni terrane (Fig. 1B), one of the 23 terranes of the Tuareg shield that were amalgamated during the Pan-African orogeny (Black *et al.*, 1994). The Laouni terrane is composed of a granulite- to amphibolite-facies basement separated from Pan-African lithologies by mega-thrusts, such as the Tessalit ophiolitic remnant in the south and the eclogite lenses and associated oceanic material in the Tin Begane area (Liégeois *et al.*, 2003). The Laouni terrane is one of the four terranes constituting the LATEA micro-continent (LATEA = acronym of **L**aouni, **A**zrou-n-fad, **T**efedest and **E**géré-**A**leksod terranes, Fig. 1B). According to Liégeois *et al.* (2003), the Archaean and Eburnian LATEA micro-continent was dismembered by mega-shear zones and intruded by granitic batholiths during the main episode of the Pan-African orogeny (640-580 Ma).

The granulite-facies rocks of the Tidjenouine area are composed of two units: (1) migmatitic gneisses with locally recognizable metapelitic and metabasic lenses and (2) migmatitic biotite-garnet-sillimanite metapelites interbanded with olivine-spinel marbles, sillimanite-bearing quartzites and metabasic layers. The quartzites form 100m thick folded ridges, whereas marbles occur as boudin alignments, a few metres in thickness. All these rocks are crosscut by Pan-African granites. At contacts between marbles and granites, skarns can be observed. The granulite-facies metamorphism is accompanied by subhorizontal foliations and tangential tectonics.

Few geochronological data are available in the Laouni terrane: this includes (1) the Pan-African Anfeg granitic batholith has been dated at 608 ± 7 Ma (U-Pb zircon, Bertrand *et al.*, 1986, recalculated by Liégeois *et al.*, 2003), (2) the Pan-African amphibolite facies metamorphism of the thrust oceanic material at Tin Begane has been dated at 685 ± 20 Ma (Sm-Nd mineral isochron; Liégeois *et al.*, 2003), (3) the Eburnian ages of 1979 ± 33 Ma and 2038 ± 15 Ma for a granulite and a migmatitic granite, respectively, in the Tidjenouine area (U-Pb zircon, Bertrand *et al.*, 1986, recalculated by Liégeois *et al.*, 2003). A migmatite from the neighbouring Azrou n'Fad terrane gave strongly discordant zircons with an upper intercept of 2131 ± 12 Ma and a lower intercept of 609 ± 17 Ma (Barbey *et al.*, 1989), thus the age of the migmatitization is ambiguous. The c. 2 Ga ages are interpreted either as the age of the protoliths and of the granulite-facies metamorphism (Bertrand and Jardim de Sa', 1990; Ouzegane *et al.*, 2001; Liégeois *et al.*, 2003) or as the age of the protoliths, the granulite-facies metamorphism being Pan-African in age (Caby, 2003; Barbey *et al.*, 1989). Other authors estimated that they cannot choose between both hypotheses (Bendaoud *et al.*, 2004; Benyahia *et al.*, 2005). Three arguments sustain an Eburnian age for the granulite-facies metamorphism: (1) the zircons dated by Bertrand *et al.* (1986) in the Tidjenouine area have not recorded the Pan-African orogeny; (2) in the Gour Oumelalen region (NE LATEA), a series of granulitic rocks have been dated both by the conventional and ion microprobe U-Pb on zircon methods, and an age of c. 1.9 Ga has been inferred for the metamorphism without any record of the Pan-African orogeny (Peucat *et al.*, 2003); (3) the c. 685 Ma old eclogite- and amphibolite-facies oceanic material has not been affected by the granulitic metamorphism. However, this controversial issue must be resolved by a detailed study of the metamorphic phases and by in situ zircon dating of key lithologies.

Main characters of the Tidjenouine migmatitic granulites

The main Tidjenouine rock type is a medium- to coarse-grained migmatitic orthogneiss made of quartz+K-feldspar+plagioclase+biotite with minor amounts of garnet. The metapelites that will be described in this contribution are less abundant. In the central part of the area, the orthogneisses are mainly leucomigmatites surrounded by darker migmatitic gneiss. Their silica values range from 66.4 to

Geochronology and metamorphic P-T-X evolution of the Eburnian Granulite-facies Metapelites.

76.1 wt% and the Mg/(Mg+Fe) ratio varies between 0.35 and 0.52. Aluminium saturation index (ASI, A/CNK) values between 1.1 and 1.3 indicate strongly peraluminous compositions (Tab. 1).

Rock type	Type A		Type C	Type D	Migmatitic Gneiss			
Sample	TD 39	TD 60	Tj 58	TD 67	Tj 5	Tj 80	Tj 139	Tj 120
SiO ₂	69.88	63.62	43.29	60.4	69.11	66.42	68.96	76.78
TiO ₂	0.78	1.13	0.98	1.35	0.87	0.69	0.58	0.06
Al ₂ O ₃	13.68	16.81	25.76	14.68	13.69	16.15	15.62	13.1
FeO*	6.7	6.2	12.1	13.18	6.15	3.63	5.13	1.55
FeO								
Fe ₂ O ₃	7.45	6.89	13.45	14.65	6.84	4.03	5.7	1.73
MnO	0.08	0.08	0.09	0.15	0.16	0.03	0.04	0.05
MgO	2.05	2.06	10.2	6.49	0.84	1.83	3.84	0.47
CaO	0.45	3.68	0.33	1.23	3.2	2.45	0.64	0.56
Na ₂ O	0.92	3.04	0.3	0.55	2.41	3.72	0.89	2.29
K ₂ O	2.56	2.18	2.52	0.16	2.09	3.43	1.6	4.84
P ₂ O ₅	0.04	0.51	0.09	0.33	0.25	0.26	0.1	0.12
L.O.I	1.8		2.88		0.28	0.92	1.97	
Sum	99.69	100	99.89	99.73	99.74	99.93	99.94	100
Cs	0.123		1.77	0.143	1.56	2.06	0.38	0.22
Rb	91.72	92	168	5.67	86.34	116.85	75.5	92.53
Ba	670	912	618	114	1121	855.76	262.64	1825.35
Th	12.35		29.6	0.71	13.53	50.87	13.31	8.74
U	0.71		1.82	0.39	1.12	2.44	1.07	0.63
Ta	0.392		1.21	0.557	1.01	0.39	0.4	0.1
Nb	9.44	15	18.9	11.15	13.04	7.01	9.01	1.36
La	55.35		73	28.87	58.63	142.05	54.67	33.45
Ce	108.8		149	63.28	119.5	261.17	104.18	64.27
Pb	5.66		11.3	2.15	14.3	31.53	5.11	28.72
Pr	11.34		17.1	7.94	13.63	27.76	11	6.77
Sr	102	344	49.2	40	188	334.47	81.74	533.49
Nd	42.25		64.6	32.65	51.24	97.06	38.66	23.84
Sm	7.19		12.9	7.5	10.27	14.42	6.81	4.48
Zr	254	278	336	184	362	693.38	232.33	130.21
Hf	6.05		8.2	4.25	9.46	16.57	5.28	3.6
Eu	1.46		0.729	1.26	1.92	2.08	0.82	1.75
Gd	5.22		9.37	8.13	8.29	8.11	5.33	3.19
Tb	0.79		1.02	1.29	1.3	0.88	0.73	0.39
Dy	4.17		4.82	8.72	6.91	3.21	3.71	2.1
Y	22.4	43	24.8	62.3	42.4	12.67	18.68	16.57
Ho	0.86		0.816	2.32	1.46	0.41	0.58	0.43
Ga	19.5	24	41.8	7.13	20.7	26.9	22.61	13
Er	2.2		2.25	6.37	4.06	1.35	1.5	1.09
Tm	0.39		0.322	1.42	0.55	0.14	0.19	0.16
Yb	2.31		2.18	10.1	4.17	1.11	1.24	1.15
Lu	0.36		0.349	1.74	0.66	0.13	0.14	0.12
Cu	39.6	28	9.9	16.1	29.5	8.66	12.64	5.35
Cd	0.08			0.25	0.23	0.35	0.09	0.1
V	118	103	162	102	50	77.18	71.84	6.19
Zn	50.6	105	231	28.1	69.2	85.32	66.8	17.52
Co	18.9	25	17.3	20.2	13.4	11.3	14.89	2.97
Cr	108	52	137	159	50.5	56.3	87.6	9.85
Ni	53.4	30	66.1	8.98	17.3	29.17	34.68	2.73

Table 1: Representative geochemical data for migmatitic gneiss and metapelites from Tidjenouine area.

Most REE patterns (Fig. 2) of these migmatites show pronounced depletion in HREE, which is a characteristic of magmatic suites having garnet in their source (Hanson, 1989). Some samples however have flatter HREE patterns. Ba occurs in the 856 – 1825 ppm range. Sr (334 - 533 ppm) and Rb (93 – 117 ppm) give Rb/Sr values between 0.17 and 1.26. The composition of these rocks suggests that their protoliths resulted from the partial melting of the continental crust, leaving a garnet-bearing residue.

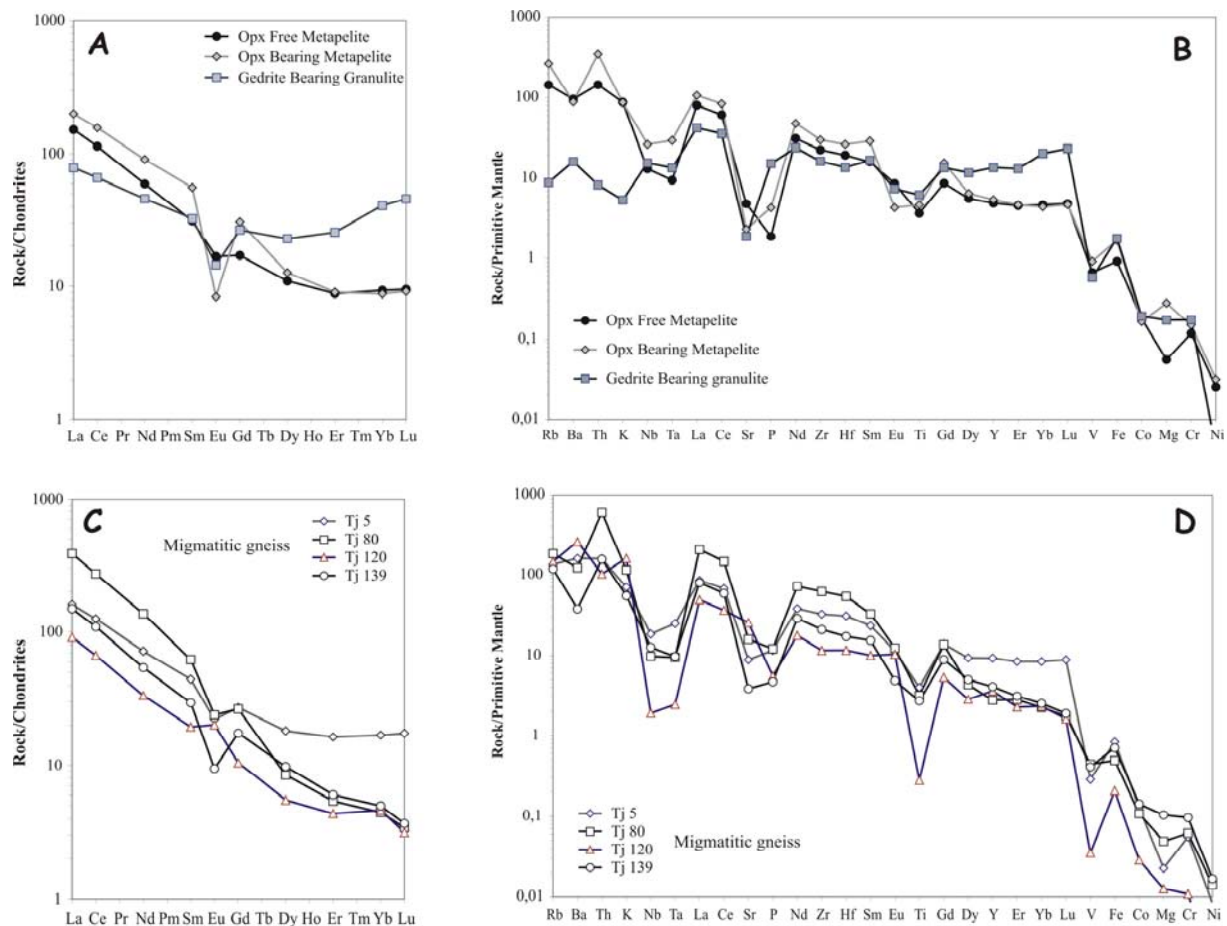


Figure 2: REE bulk-rock compositions normalized to chondrite (A, C) and spiderdiagram normalized to primitive mantle (B, D) for metapelites (A and B) and migmatitic gneisses (C and D), respectively. Chondrite and primitive mantle normalization values are from Taylor & McLennan (1985) and Sun & McDonough (1989), respectively.

The transition from the orthogneiss to the metapelite corresponds to a decrease of the size and of the abundance of the migmatitic leucosomes, which have a mineralogical composition identical to that of the orthogneiss, until their total disappearance. The orthogneisses can then be considered as sharing the same origin as the leucosomes, but being slightly more allochthonous. This indicates that the felsic intrusions, the granulitic metamorphism and the migmatitisation occurred within the same event. Garnet-bearing mafic rocks occur as centimetre- to meter-sized boudins along the granulite-facies foliation within the orthogneiss. Larger bodies (hundred of meter-sized bodies) do not bear garnet. These mafic rocks are not studied here. The garnet-bearing mafic rocks are composed of the Grt-Cpx-Pl-Qtz primary assemblage, which broke down to Opx-Pl during decompressional stage. On the other hand, the garnet-free mafic rocks with Opx-Cpx-Am-Pl±Qtz assemblage are characterized by later destabilization of the amphibole to Opx-Pl, after the decrease of pressure.

Geochronology and metamorphic P-T-X evolution of the Eburnian Granulite-facies Metapelites.

The metapelites are migmatitic and dominantly restitic, felsic minerals being commonly less abundant than the mafic ones. A strong layering is observed, Grt-Bt-Sil-Cd-rich restitic layers alternate with Qtz-Pl±K-feldspar-rich leucosomes. Migmatitisation and dehydration are generally thought to be caused by melting of hydrous phases such as biotite and, less commonly, gedrite. One main feature of the Tidjenouine migmatitic granulites is the presence of well-preserved petrological textures that have developed during prograde metamorphism (*e.g.* inclusions in garnet or sillimanite), as well as during retrogression (*i.e.* spectacular symplectites and coronas). This allows an accurate determination of the *P-T* path evolution.

Rock Type	OFQBM	OQFM	OBM	GBG	SFM
	TD 80-128	TD 130	TD 57	TD 67	
Samples	TD 63 TD 65	TD 134	TD 57b	TD 67C	TD 38
	TD 29 TD 39	TD 56	TD 59	TD 67A	
	TD 159				
Quartz	X		X	X	X
Biotite	X	X	X		X
Garnet	X	X	X	X	X
Sillimanite	X	X	X	X	
Plagioclase	X		X	X	X
K-feldspar	X	x	x	x	x
Gedrite				X	
Orthopyroxene			X	X	X
Cordierite	X	X	X	X	X
Spinel	X	X	X	X	X
Corundum		X			
Ilmenite	X	X	X	X	X
Rutile	x	X	x	X	
Magnetite					x
Graphite	X		X	X	
Pyrite			X		

Table 2: Representative mineral assemblages of granulite-facies metapelites from Tidjenouine.

X: abundant; x: scarce.

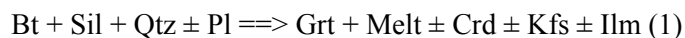
Different assemblages (Tab. 2) have been distinguished in the metapelites on the basis of the presence or absence, depending on the protolith composition, of phases such as orthopyroxene, gedrite, biotite, sillimanite, corundum or quartz. For example, the peak paragenesis of the most Fe-rich metapelites is garnet + sillimanite + quartz + biotite + cordierite + plagioclase ± K-feldspar, whereas the most Mg-rich metapelites have orthopyroxene + garnet + biotite + quartz + cordierite + plagioclase ± K-feldspar. As these rocks occur intimately associated in the field, the variations in the mineral assemblage are controlled by the bulk composition of the rocks rather than by different *P-T* conditions.

Five main assemblages (Tab. 2), ranging from Fe-rich to Mg-rich compositions, have been distinguished. Orthopyroxene-free quartz-bearing metapelites (type A, Tab. 2), orthopyroxene-free corundum-bearing metapelites (type B, Tab. 2), secondary orthopyroxene-bearing metapelites (type C, Tab. 2), gedrite-

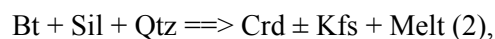
bearing granulites (type D, Tab. 2), sillimanite-free orthopyroxene-bearing metapelites (type E, Tab. 2). Migmatitic gneisses without sillimanite and orthopyroxene with flat HREE patterns are similar in composition to orthopyroxene-free quartz-bearing metapelites. The leucosome-free metapelites have composition typical of residual rocks: for instance, the secondary orthopyroxene-bearing rocks show high contents in FeO, MgO and Al₂O₃ and low contents in SiO₂, K₂O and Na₂O leading to high normative corundum (up to 12 wt%). These rocks are enriched in LREE and display negative Eu anomalies (Eu/Eu* = 0.50, Fig. 2).

The orthopyroxene-free quartz-bearing metapelites (type A)

The orthopyroxene-free quartz-bearing metapelites display medium to coarse granoblastic texture with a layered structure. They consist mainly of garnet, biotite, cordierite, sillimanite, quartz, K-feldspar porphyroblasts, with subordinate plagioclase, spinel, ilmenite and graphite. Rutile, zircon and apatite are accessory phases. All the primary minerals (garnet, sillimanite, biotite and quartz) are deformed. A large variability in proportions exists from leucocratic varieties rich in quartz and K-feldspar to melanocratic varieties rich in garnet, biotite and sillimanite where quartz and K-feldspar are absent. The modal percentage of garnet varies between 2 and 25 vol%. The core of the garnet porphyroblasts frequently contains inclusions of biotite, sillimanite, quartz and plagioclase. This feature suggests the following prograde reaction:



In all samples, biotite and sillimanite are never in contact, because there are always separated by symplectites due to later reactions between them. In presence of quartz, we observe the growth of cordierite with sometimes K-feldspar from the assemblage biotite + sillimanite + quartz, where sillimanite occurs both as porphyroblasts and as fine needles included in cordierite cores. In the absence of quartz, symplectites of cordierite + spinel and K-feldspar developed on the interfaces between primary biotite and sillimanite. This corresponds to the two following reactions:



and



In a similar way, garnet porphyroblasts, in the presence of sillimanite and quartz, have been partly resorbed, being surrounded by cordierite; in quartz-free microdomains containing garnet and sillimanite, we observe the growth of cordierite toward garnet and of cordierite + spinel symplectites along sillimanite. These textures suggest the following two reactions:

Geochronology and metamorphic P-T-X evolution of the Eburnian Granulite-facies Metapelites.

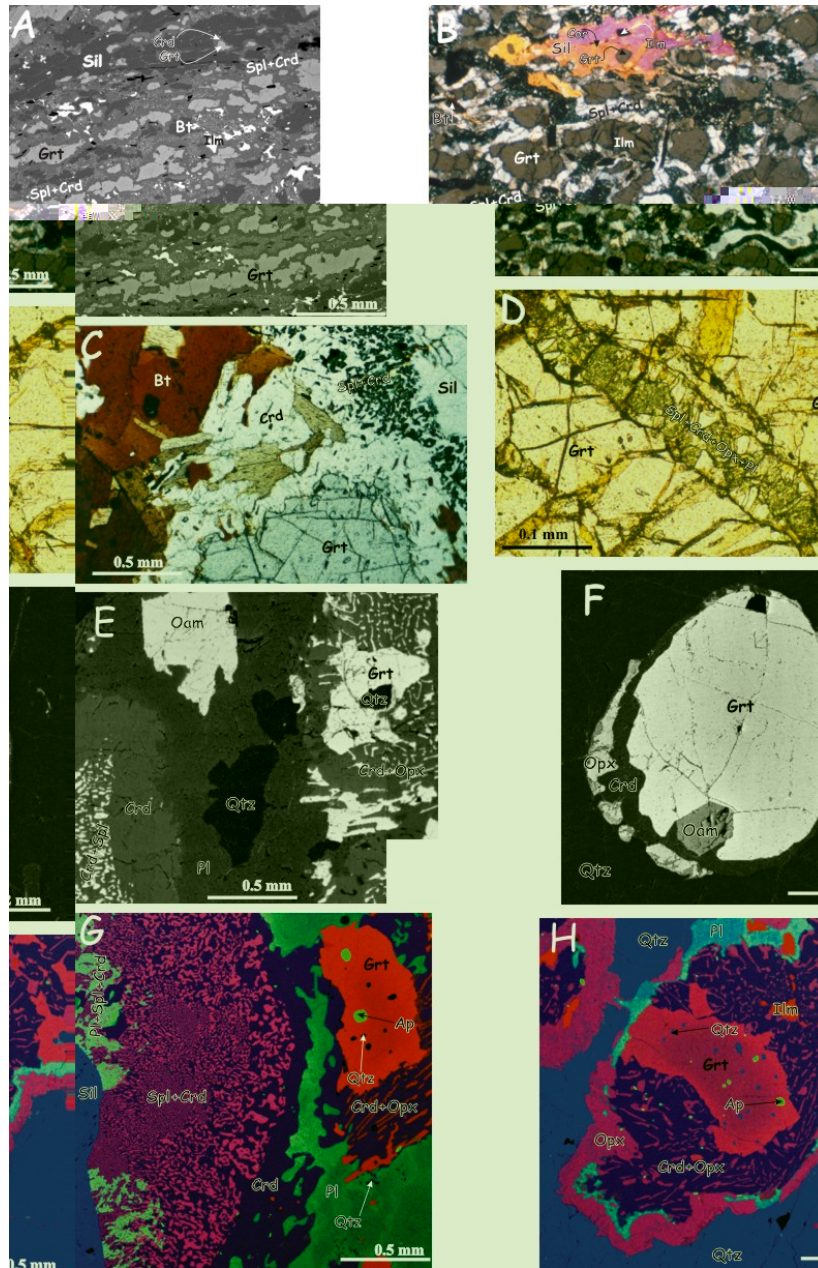
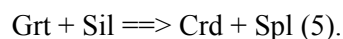
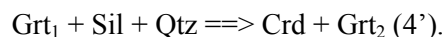


Figure 3: Representative reaction textures of orthopyroxene-free metapelites (A, B, C, D) and orthopyroxene-bearing metapelites (E, F, G, H). A- Primary, elongated garnet, sillimanite and biotite reacting out to cordierite-spinel in orthopyroxene-free, corundum-bearing metapelites (backscattered electron [BSE] image); B- The same rock with sillimanite enclosing garnet, corundum and ilmenite (plane-polarized light); C- Well developed spinel-cordierite symplectite close to sillimanite and cordierite corona between garnet and biotite, suggesting prograde reaction $\text{Grt} + \text{Sil} + \text{Bt} \Rightarrow \text{Crd} + \text{Spl} + \text{Ksp}$ (plane-polarized light); D- Development of complex $\text{Opx} + \text{Spl} + \text{Crd} + \text{Pl}$ intergrowths in cracks of garnet (plane-polarized light); E- Gedrite originally in contact with primary quartz (included in garnet) and sillimanite, now enclosed by multiple coronae of phase products: plagioclase and quartz after melt, $\text{Crd} + \text{Spl}$ replacing sillimanite, and $\text{Opx} + \text{Crd}$ symplectite close to garnet (BSE image). This complex textural relationships suggests the following successive reactions (1) $\text{Ged} + \text{Sil} + \text{Qtz} \Rightarrow \text{Grt} + \text{Crd} + \text{Melt}$, (2) $\text{Ged} + \text{Sil} \Rightarrow \text{Spl} + \text{Crd} + \text{Melt}$, (3) $\text{Grt} + \text{Qtz} \Rightarrow \text{Opx} + \text{Crd}$; F- Close-up view of garnet and quartz breakdown to $\text{Crd} + \text{Opx} + \text{Oam}$ (BSE image); G- Fine intergrowth of $\text{Crd} + \text{Spl} + \text{calcic Pl}$ close to sillimanite suggesting the reaction: $\text{Grt} + \text{Sil} \Rightarrow \text{Crd} + \text{Spl} + \text{Pl}_2$, and breakdown of garnet at quartz contact giving orthopyroxene + cordierite. Layers of plagioclase and drops of quartz could represent melt phases (RGB image; red=Fe, green=Ca, Blue=Al); H- Garnet reacting out with quartz to $\text{Opx} + \text{Crd} + \text{Pl}$ (it should be noted zoning in garnet (RGB image; red=Fe, green=Ca, Blue=Si).



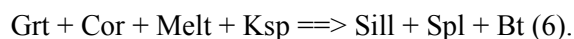
Garnet is also occasionally observed in another mineral assemblage where it occurs as euhedral grains with cordierite as result of the reaction (4) which becomes:



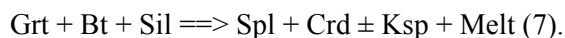
In some samples, a late sillimanite replaced primary sillimanite, crosscutting the foliation defined by the other phases composing the rock.

Orthopyroxene-free corundum-bearing metapelites (type B)

Corundum-bearing (quartz-free) metapelites are also the richest rocks in garnet and sillimanite. They form centimetre-sized layers. Sillimanite associated with spinel and biotite is rich in inclusions of garnet and corundum representing relics of the earlier paragenesis (Fig. 3B). This textural relationship suggests the existence of a very early melt and the following corundum-consuming prograde reaction:



The sillimanite is separated from garnet and biotite by cordierite + spinel + K-feldspar symplectites. This texture may be explained by the KFMASH univariant reaction (Fig. 3A):



These symplectites also occur on contacts of garnet or biotite with sillimanite corresponding to multivariant KFMASH equilibria 3 and 6.

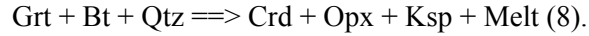
Secondary orthopyroxene-bearing metapelites (type C)

Metapelites with secondary orthopyroxene are melanocratic, aluminous and consist of alternating quartz-rich and silica-undersaturated sillimanite-rich layers. They are coarse-grained heterogeneous rocks with granoblastic texture and are mainly composed of sillimanite, cordierite, garnet, biotite, spinel, orthopyroxene, quartz, plagioclase and smaller amounts of ilmenite, rutile, graphite and pyrite. They are characterized by largest abundance of plagioclase with respect to K-feldspar and by spectacular crystals of sillimanite up to 10 cm in length. The garnet porphyroblasts have the same inclusions (biotite, sillimanite quartz and plagioclase) as those of the orthopyroxene-free quartz-bearing metapelites and the reaction (1) should have also operated.



and

Geochronology and metamorphic P-T-X evolution of the Eburnian Granulite-facies Metapelites.



One sample (Tj57b) displays the breakdown of garnet to orthopyroxene, cordierite, spinel and plagioclase according to the reaction (Fig. 3D):

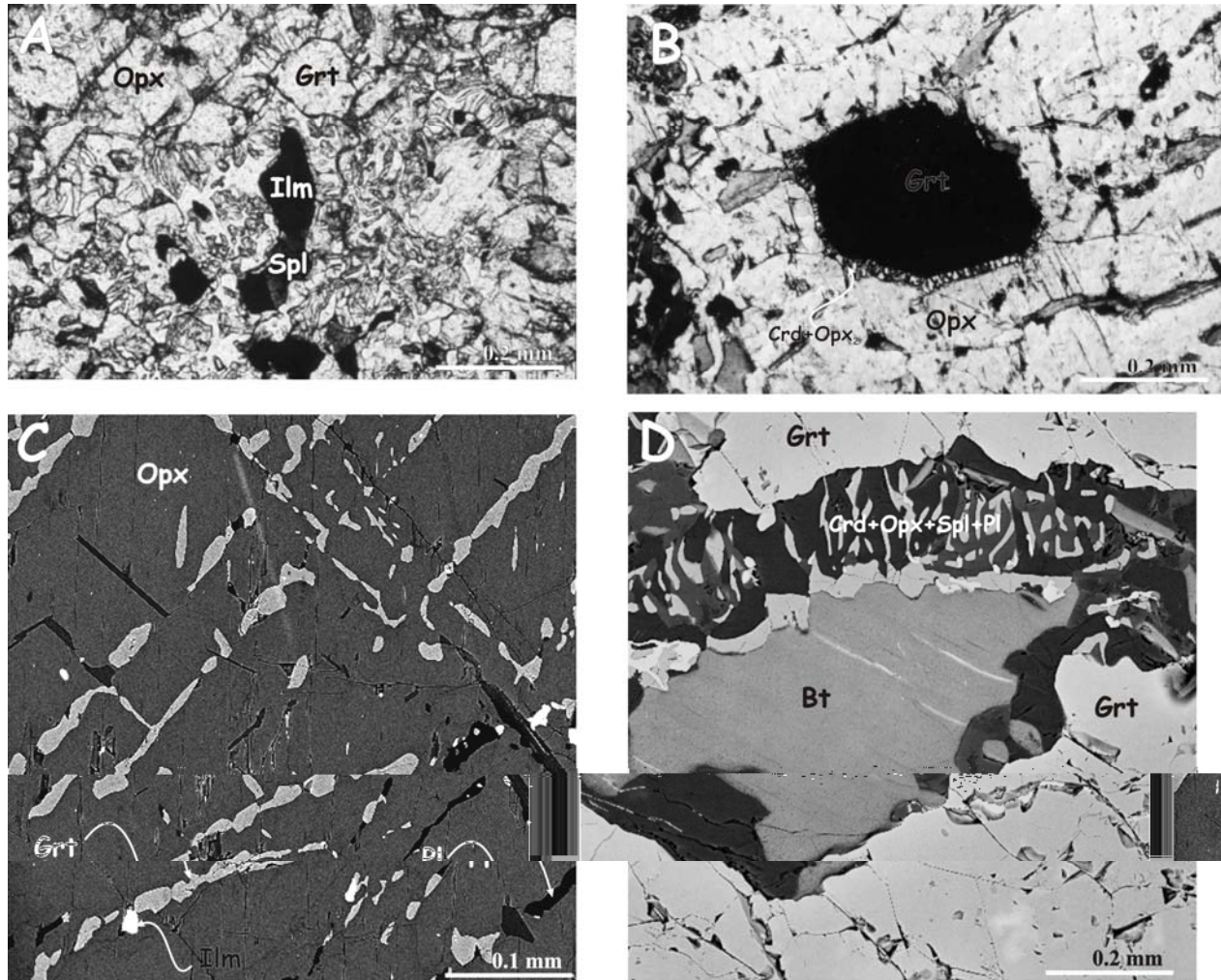
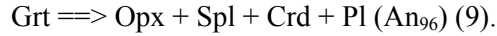


Figure 4: Representative reaction textures of sillimanite free-metapelites.

A- Photomicrograph showing two successive paragenesis (plane-polarized light). The primary assemblage is composed of spinel in equilibrium with quartz, garnet, biotite and orthopyroxene surrounded by secondary symplectites of cordierite + orthopyroxene₂ + spinel₂;

B- Late reaction observed between an inclusion of garnet and primary orthopyroxene giving very fine orthopyroxene + cordierite symplectites;

C- Close up view of exsolved garnet in orthopyroxene showing two preferential directions. Note also the presence of plagioclase and ilmenite as exsolutions in primary orthopyroxene (BSE image);

D- Biotite and garnet breakdown to complex intergrowths of spinel + orthopyroxene + cordierite + plagioclase and secondary biotite (BSE image).

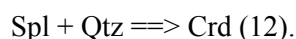
In the same sample, garnet reacted with quartz and sometimes with rutile inclusions to produce orthopyroxene and cordierite symplectites associated with ilmenite:



In the absence of biotite, garnet and sillimanite reacted to produce cordierite, spinel and quartz symplectites following the univariant FMASH reaction:



In some microdomains, a corona of later cordierite separates spinel from quartz, suggesting the reaction:

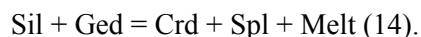


Gedrite-bearing granulites (type D)

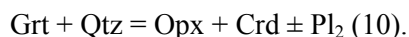
The gedrite-bearing rocks contain an assemblage of quartz + garnet + sillimanite + cordierite + orthopyroxene + plagioclase + spinel + gedrite + ilmenite + rutile assemblage with very minor K-feldspar and biotite. They display heterogranular coarse-grained texture with spectacular coronitic and symplectitic associations. Porphyroblasts of garnet, sillimanite, quartz, gedrite, rutile and ilmenite are systematically separated by fine symplectites of orthopyroxene + cordierite \pm plagioclase \pm orthoamphibole or of cordierite + spinel. The orthopyroxene occurs also as coronas entirely surrounding quartz or ilmenite. Plagioclase associated with quartz is antiperthitic. Quartz occurs as discontinuous ribbons that form lenses with asymmetric tails. The texture suggests two successive reactions: sillimanite, gedrite, and quartz are separated by cordierite, plagioclase and garnet corona structures (Fig. 3E); sillimanite reacted with gedrite giving cordierite-spinel symplectites associated with plagioclase or melt. These features should correspond to the following reactions:



and

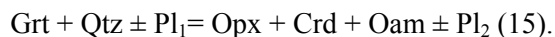


Other reaction textures in these rocks are similar to those of the orthopyroxene-bearing metapelites. Garnet, quartz and sillimanite are never observed in contact and are always separated either by symplectitic or coronitic textures corresponding to reactions (4) and (5) with the implication of plagioclase (Fig. 3G). At the contact between garnet and quartz, quartz is rimmed by a corona of orthopyroxene, whereas garnet is mantled by a cordierite + orthopyroxene symplectite (Figs. 3G and 3H):



Locally, the orthopyroxene-cordierite symplectites are accompanied by secondary orthoamphibole and this reaction becomes (Fig. 3F):

Geochronology and metamorphic P-T-X evolution of the Eburnian Granulite-facies Metapelites.



Opx-bearing sillimanite-free metapelites (type E)

Orthopyroxene-bearing, sillimanite-free metapelites are distinctly marked by the absence of sillimanite and the presence of orthopyroxene as primary phase. They show quartz-plagioclase-K-feldspar microdomains corresponding to leucosome. These rocks are coarse-grained with polygonal granoblastic texture associated with undulose extinction of quartz and kink-bands of biotite. This suggests deformation at a high temperature, contemporaneous with the granulite-facies metamorphism. The observed minerals are orthopyroxene - garnet - biotite - plagioclase - K-feldspar - cordierite - spinel - quartz - ilmenite - rutile - zircon and apatite.

Primary orthopyroxene occurs commonly as subhedral porphyroclasts up to 1 cm in size coexisting with biotite and garnet. The presence of inclusions of biotite, quartz and garnet in the orthopyroxene suggests the following prograde reaction:



The spinel is also primary and occurs both as inclusion in garnet and in textural equilibrium with the association garnet - orthopyroxene - quartz - biotite - ilmenite (Fig. 4A).

The orthopyroxene porphyroclasts have exsolved garnet and small amounts of plagioclase and ilmenite lamellae mainly along (100) and (010) crystallographic planes (Fig. 4C). This feature corresponds to the reaction:



This reaction is generally interpreted as being indicative of isobaric cooling (Harley, 1989).

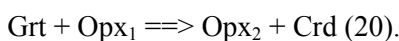
Locally, orthopyroxene is destabilized in Opx-Crd symplectites according to the reaction



Symplectites of cordierite - orthopyroxene - spinel - plagioclase and minor biotite, ilmenite, and magnetite occur between garnet and biotite, suggesting the reaction (Fig. 4D):



The later reactions are marked by very fine-grained symplectites of orthopyroxene and cordierite surrounding garnet and primary orthopyroxene (Fig. 4B):



MINERAL CHEMISTRY

Representative analyses are listed in Table 3. The analyses have been performed with a CAMEBAX microprobe at the CAMPARIS centre (CNRS, Paris). The operating conditions were 15 kV accelerating voltage and 10 nA sample current. Natural silicates and synthetic oxides were used as standards for all elements, except for fluorine which has been calibrated on fluorite. Some volumetric proportions of various phases have been determined (e.g. orthopyroxene and exsolved phases). In order to reconstruct the original composition of orthopyroxene before exsolutions, we adopted the following procedure: (1) processing of the images made by the X-ray maps (22500 mm²) generated by the scanning electron microscope; (2) conversion of the obtained volumetric proportions in molar proportions by weighting molar volumes (data from Holland and Powell, 1990); (3) using the phase compositions measured by the microprobe, calculation of the cation proportions and of the oxide weight %. For the microprobe scanning, during each analysis, the electron beam scanned a surface of 180 μm² (12 μm * 15 μm); 250 analyses were carried out on adjacent areas and averaged. During calibration, standards were analysed with the same beam conditions (scanning of a 180 μm² area).

Garnet, in orthopyroxene-free quartz-bearing metapelites (type A, Tab. 3a), is an almandine (64 to 82 mol %) rich in pyrope (12 to 30%) and poor in grossular and spessartine (both at 3-4 mol%). In the cores, the X_{Fe} value ranges from 0.68 in the melanosome to 0.78 in the rare grains present in the leucosome; there is a progressive increase of X_{Fe} towards the rims (up to 0.86). Small euhedral garnet grains within cordierite are unzoned and have the same composition as the coarse-grained garnet rims.

In orthopyroxene-free corundum-bearing metapelites (type B, Tab. 3a), garnet porphyroblasts have an X_{Fe} between 0.71 (core, Alm₆₇Py₂₇Gr₂Sps₄) and 0.84 (rim, Alm₇₆Py₁₅Gr₂Sps₇), while garnet inclusions in sillimanite have an X_{Fe} of 0.75 (Alm₇₀Py₂₃Grs₂Sps₅).

In secondary-orthopyroxene-bearing metapelites and gedrite-bearing granulites (type C and D, Tab. 3a), garnet is an almandine-pyrope solid solution and shows significant X_{Fe} zoning with Fe-rich rims (Fig. 5). The largest core-rim difference (from 0.49 to 0.72) is observed in the garnet found in quartz-rich microdomains; in spinel-bearing domains, X_{Fe} ranges only from 0.60 to 0.72. Grossular and spessartine contents are always < 3 mol%. In sillimanite-free orthopyroxene-bearing metapelites, the garnet from the matrix and that included in the orthopyroxene show an increase in X_{Fe} from 0.57 to 0.73 from core (Alm₅₁Py₃₉Grs₇Sps₄) to rim (Alm₅₈Py₂₈Grs₇Sps₆). Garnet exsolved in orthopyroxene has a homogenous composition (Alm₅₃Py₃₇Grs₇Sps₅) with a X_{Fe} of 0.59.

Geochronology and metamorphic P-T-X evolution of the Eburnian Granulite-facies Metapelites.

Rock type Sample Analyse Position	GARNET																
	Type E					Type B					Type C		Type D		Type A		
	TD 38 43 in opx	TD 38 14 ex	TD 38 12 c	TD 38 6 b	Tj 56 67 c	Tj 56 71 b	Tj 130 2 in sill	Tj 130 9 c	Tj 130 24 b	Tj 57 8 c	Tj 57 10 b	TD 67C 86 c	TD 67C 27 b	TD 128 6 c	TD 128 7 b	TD 63 57 c	TD 63 66 b
SiO ₂	39.75	38.59	39.53	37.73	36.98	37.36	37.25	37.9	37.93	35.87	36.85	39.95	37.36	36.74	38.46	38.05	36.94
TiO ₂	0.07	0.00	0.02	0.03	0.08	0.00	0.04	0.08	0.00	0.12	0.07	0.00	0.06	0.03	0.00	0.03	0.00
Al ₂ O ₃	21.67	21.41	20.99	20.62	22.12	21.75	22.18	21.3	21.35	22.17	21.37	23.02	21.69	21.68	21.76	22.03	21.94
Cr ₂ O ₃	0.41	0.68	0.52	0.28	0.1	0.00	0.02	0.00	0.12	0.04	0.06	0.02	0.00	0.09	0.00	0.02	0.09
FeO ^t	23.65	24.68	23.95	27.81	32.12	35.85	33.56	32.81	34.43	26.71	35.17	24.02	35.49	30.68	34.14	34.57	36.64
FeO	23.31	23.92	22.88	26.65	31.36	35.85	32.81	32.06	34.4	24.41	33.84	23.52	34.7	29.51	34.14	34.52	36.64
Fe ₂ O ₃	0.38	0.85	1.19	1.29	0.84	0.00	0.84	0.84	0.03	2.55	1.48	0.56	0.88	1.30	0.00	0.06	0.00
MnO	1.73	1.96	1.81	2.87	0.66	1.8	2.02	1.67	2.63	0.29	0.82	0.29	0.98	1.15	3.00	0.92	1.51
MgO	10.16	9.87	10.07	7.14	7.09	2.97	5.84	6.3	4.19	11.02	4.88	13.18	4.93	7.36	3.32	5.14	3.00
CaO	2.54	2.4	2.74	2.42	0.83	1.00	0.53	0.53	0.59	1.11	1.52	0.85	0.88	1.20	1.02	1.08	0.89
Na ₂ O	0.02	0.03	0.03	0.00	0.03	0.05	0.00	0.02	0.03	0.06	0.02	0.01	0.01	0.04	0.00	0.00	0.02
K ₂ O	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.03	0.01	0.02	0.02	0.03	0.00	0.00	0.01
Sum	100.06	99.71	99.78	99.03	100.09	100.78	101.54	100.7	101.27	97.68	100.92	101.42	101.51	99.13	101.7	101.85	101.04
Si	3.033	2.968	3.033	2.982	2.897	2.986	2.907	2.975	3.000	2.800	2.913	2.958	2.935	2.899	3.039	2.968	2.947
Al ^{IV}	0.000	0.032	0.000	0.018	0.103	0.014	0.093	0.025	0.000	0.200	0.087	0.042	0.065	0.101	0.000	0.032	0.053
Al ^{VI}	1.949	1.910	1.899	1.904	1.939	2.035	1.947	1.946	1.991	1.840	1.904	1.968	1.944	1.915	2.027	1.993	2.011
Ti	0.004	0.000	0.001	0.002	0.005	0.000	0.002	0.005	0.000	0.007	0.004	0.000	0.004	0.002	0.000	0.002	0.000
Cr	0.025	0.041	0.032	0.017	0.006	0.000	0.001	0.000	0.008	0.002	0.004	0.001	0.000	0.006	0.000	0.001	0.006
Fe ³⁺	0.022	0.049	0.069	0.077	0.05	0.000	0.049	0.05	0.002	0.150	0.088	0.031	0.052	0.077	0.000	0.004	0.000
Fe ²⁺	1.487	1.539	1.468	1.762	2.054	2.396	2.141	2.104	2.275	1.594	2.237	1.457	2.28	1.947	2.256	2.252	2.445
Mg	1.155	1.131	1.152	0.841	0.828	0.354	0.679	0.737	0.494	1.282	0.575	1.454	0.577	0.865	0.391	0.597	0.357
Mn	0.112	0.128	0.118	0.192	0.044	0.122	0.134	0.111	0.176	0.019	0.055	0.018	0.065	0.077	0.201	0.061	0.102
Ca	0.208	0.198	0.225	0.205	0.07	0.086	0.044	0.045	0.05	0.093	0.129	0.067	0.074	0.101	0.086	0.09	0.076
Na	0.003	0.004	0.004	0.000	0.005	0.008	0.000	0.003	0.005	0.009	0.003	0.001	0.002	0.006	0.000	0.000	0.003
K	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.003	0.001	0.002	0.002	0.003	0.000	0.000	0.001
Σ	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
X _{Mg}	0.44	0.42	0.44	0.32	0.29	0.13	0.24	0.26	0.18	0.45	0.20	0.50	0.20	0.31	0.15	0.21	0.13
Fe ³⁺ /Fe ³⁺ +Fe ²⁺	0.01	0.03	0.04	0.04	0.02	0.00	0.02	0.02	0.00	0.09	0.04	0.02	0.02	0.04	0.00	0.00	0.00
Alm	0.5	0.51	0.5	0.59	0.69	0.81	0.71	0.7	0.76	0.53	0.75	0.49	0.76	0.65	0.77	0.75	0.82
Sps	0.04	0.04	0.04	0.06	0.01	0.04	0.04	0.04	0.06	0.01	0.02	0.01	0.02	0.03	0.07	0.02	0.03
Gr	0.07	0.07	0.08	0.07	0.02	0.03	0.01	0.01	0.02	0.03	0.04	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03
Py	0.39	0.38	0.39	0.28	0.28	0.12	0.23	0.25	0.16	0.43	0.19	0.49	0.19	0.29	0.13	0.2	0.12

Table 3a: Chemical compositions of garnet of metapelites from Tidjenouine area.

Rock Type Sample Analyse Position	BIOTITE											
	Type E			Type C				Type A			Type B	
	TD 38 49 i/opx	TD 38 23	TD 38 53	Tj 57b 23 c	Tj 59 61 c	Tj 59 55 s	TD 63 50 s	TD 39 109 c	TD 159 1 i/grt	Tj 130 17 c	Tj 56 86 c	Tj 56 60 s
SiO ₂	37.44	38.32	36.26	39.42	34.5	35.59	35.04	33.4	37.23	34.68	32.8	34.67
TiO ₂	3.55	3.47	3.84	1.59	6.15	3.61	4.19	7.47	0.97	5.7	4.7	3.56
Al ₂ O ₃	15.5	15.18	15.31	16.65	16.17	15.02	17.28	16.08	17.03	17.37	16.9	16.55
Cr ₂ O ₃	0.64	0.72	0.79	0.05	0.18	0.04	0.25	0.06	0.05	0.19	0.05	0.29
FeO ^t	11.2	10.81	13.79	12.77	19.39	21.08	20.79	22.35	16.11	22.02	21.18	19.91
MnO	0.15	0.12	0.00	0.01	0.16	0.00	0.06	0.12	0.07	0.17	0.03	0.03
MgO	16.07	17.03	14.47	18	8.72	11.49	8.25	6.57	14.12	7.42	7.94	9.27
CaO	0.03	0.00	0.00	0.02	0.00	0.16	0.06	0.00	0.00	0.00	0.08	0.04
Na ₂ O	0.51	0.5	0.46	0.51	0.24	0.1	0.2	0.1	0.22	0.2	0.28	0.32
K ₂ O	7.79	8.26	8.34	6.41	8.19	7.45	9.39	9.52	9.44	9.09	8.51	8.98
F	0.62	1.09	0.55	1.86	0.21	0.43	0.31	0.00	0.00	0.07	0.15	0.4
Cl	0.00	0.02	0.02	0.07	0.14	0.1	0.35	0.18	0.00	0.31	0.29	0.25
Sum	93.5	95.52	93.83	97.36	94.05	95.07	96.17	95.85	95.24	97.22	93.18	94.54
Si	5.554	5.562	5.462	5.565	5.334	5.447	5.354	5.195	5.576	5.267	5.208	5.378
Al ^{IV}	2.446	2.438	2.538	2.435	2.666	2.553	2.646	2.805	2.424	2.733	2.792	2.622
Al ^{VI}	0.264	0.159	0.18	0.335	0.28	0.156	0.465	0.143	0.582	0.377	0.371	0.404
Ti	0.396	0.379	0.435	0.169	0.715	0.415	0.481	0.874	0.109	0.651	0.561	0.415
Cr	0.075	0.083	0.094	0.006	0.022	0.005	0.03	0.007	0.006	0.023	0.006	0.036
Mg	3.553	3.684	3.249	3.787	2.009	2.621	1.879	1.523	3.152	1.68	1.879	2.143
Fe ²⁺	1.389	1.312	1.737	1.508	2.507	2.698	2.656	2.907	2.018	2.797	2.813	2.583
Mn	0.019	0.015	0.000	0.001	0.021	0.000	0.008	0.016	0.009	0.022	0.004	0.004
Ca	0.005	0.000	0.000	0.003	0.000	0.026	0.01	0.000	0.000	0.000	0.014	0.007
Na	0.147	0.141	0.134	0.14	0.072	0.03	0.059	0.03	0.064	0.059	0.086	0.096
K	1.474	1.529	1.603	1.154	1.615	1.454	1.83	1.889	1.803	1.761	1.724	1.777
F	0.291	0.5	0.262	0.83	0.103	0.208	0.15	0.000	0.000	0.034	0.075	0.196
Cl	0.000	0.005	0.005	0.017	0.037	0.026	0.091	0.047	0.000	0.08	0.078	0.066
Σ	15.322	15.302	15.432	15.102	15.241	15.406	15.419	15.389	15.743	15.369	15.458	15.465
X _{Fe}	0.28	0.26	0.35	0.28	0.56	0.51	0.59	0.66	0.39	0.62	0.6	0.55

Table 3b: Chemical compositions of biotite of metapelites from Tidjenouine area.

CORDIERITE												
Rock Type	Type E			Type C		Type D		Type A		Type B		
Sample	TD 38	TD 38	Tj 57	Tj 57b	Tj 57b	TD 67C	TD 67C	TD 39	TD 39	Tj 56	Tj 56	Tj 130
Analyse	16	47	8	32	35	3	5	99	102	51	72	13
Position	/bi	/opx	/opx	/opx	/sp	/spl	/opx			/sill	/grt	
SiO ₂	49.94	49.95	48.73	49.97	49.22	49.79	49.29	48.41	47.86	48	48.27	49.11
TiO ₂	0.00	0.06	0.00	0.03	0.02	0.01	0.05	0.00	0.00	0.12	0.03	0.01
Al ₂ O ₃	32.66	32.34	32.31	34.12	33.78	34.37	33.5	33.07	33.02	33.52	33.39	33.19
MgO	9.75	10.94	8.6	10.78	9.62	10.1	9.02	7.57	6.38	7.21	6.88	7.63
FeO _i	5.67	4.77	7.96	5.39	6.7	6.13	7.92	10.39	11.77	10.52	10.96	9.31
MnO	0.12	0.18	0.22	0.00	0.04	0.05	0.08	0.04	0.13	0.19	0.18	0.18
CaO	0.04	0.01	0.04	0.04	0.05	0.05	0.00	0.03	0.07	0.04	0.03	0.06
Na ₂ O	0.18	0.19	0.2	0.12	0.12	0.14	0.13	0.08	0.09	0.13	0.12	0.08
K ₂ O	0.01	0.08	0.00	0.02	0.01	0.04	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
F	0.00	0.05	0.00	0.08	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.07	0.00
Cl	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.03
Sum	98.38	98.59	98.06	100.55	99.66	100.68	100.01	99.59	99.34	99.82	99.96	99.6
Si	5.072	5.055	5.027	4.967	4.967	4.951	4.98	4.966	4.958	4.925	4.956	5.012
Ti	0.000	0.004	0.000	0.002	0.001	0.001	0.004	0.000	0.000	0.009	0.002	0.001
Al _t	3.91	3.858	3.928	3.998	4.018	4.029	3.989	3.999	4.032	4.054	4.04	3.992
Mg	1.476	1.65	1.323	1.598	1.448	1.498	1.358	1.158	0.985	1.103	1.053	1.16
Fe ²⁺	0.482	0.404	0.686	0.448	0.566	0.51	0.67	0.891	1.02	0.903	0.941	0.794
Mn	0.01	0.015	0.02	0.000	0.003	0.004	0.007	0.003	0.011	0.016	0.016	0.016
Ca	0.004	0.001	0.004	0.004	0.005	0.005	0.000	0.003	0.008	0.004	0.004	0.007
Na	0.036	0.038	0.04	0.023	0.024	0.028	0.025	0.016	0.018	0.025	0.023	0.015
K	0.001	0.01	0.000	0.002	0.001	0.005	0.001	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000
F	0.000	0.015	0.000	0.026	0.03	0.000	0.000	0.000	0.000	0.029	0.021	0.000
Cl	0.002	0.003	0.000	0.000	0.001	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.005	0.005
Σ	10.993	11.053	11.029	11.07	11.066	11.043	11.036	11.041	11.036	11.077	11.061	11.003
X _{Fe}	0.25	0.2	0.34	0.22	0.28	0.25	0.33	0.43	0.51	0.45	0.47	0.41

Table 3c: Chemical compositions of cordierite of metapelites from Tidjenouine area.

ORTHOPYROXENE									
Rock type	Type D		Type C		Type E				
Sample	TD 67A	TD 67C	Tj 57b	Tj 57b	TD 38	TD 38	TD 38	TD 38	TD 38
Analyse	45	101	38	16	14	40	16	16	Opx 1
Position	/crdsp	/crd	/qz	/sp	Sympl splcrd	b/crd	c		reconstitued
SiO ₂	49.6	49.48	51.01	50.8	51.62	51.26	50.75		48.27
TiO ₂	0.16	0.06	0.06	0.1	0.22	0.08	0.1		0.37
Al ₂ O ₃	4.64	2.96	1.46	3.4	2.49	3.4	4.85		6.24
Cr ₂ O ₃	0.16	0.05	0.00	0.01	0.26	0.34	0.54		0.55
FeO _t	25.73	31.51	30.54	26.05	25.75	22.58	21.36		21.53
FeO	25.73	31.51	30.54	26.05	25.75	22.58	21.36		19.57
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		2.18
MnO	0.3	0.33	0.22	0.16	1.13	1.26	0.6		0.95
MgO	18.41	15	16.66	19.28	17.39	20.53	21.55		20.26
CaO	0.09	0.14	0.17	0.19	0.13	0.12	0.08		0.4
Na ₂ O	0.01	0.05	0.00	0.00	0.01	0.03	0.03		0.05
K ₂ O	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00		0.22
TOTAL	99.1	99.59	100.12	99.99	99.02	99.6	99.86		99.06
Si	1.896	1.935	1.971	1.922	1.995	1.928	1.887		1.819
Al ^{IV}	0.104	0.065	0.029	0.078	0.005	0.072	0.113		0.181
Al ^{VI}	0.105	0.071	0.038	0.073	0.108	0.079	0.099		0.096
Al _t	0.209	0.136	0.067	0.152	0.113	0.151	0.213		0.277
Ti	0.005	0.002	0.002	0.003	0.006	0.002	0.003		0.01
Cr	0.005	0.002	0.000	0.000	0.008	0.01	0.016		0.016
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000		0.062
Fe ²⁺	0.823	1.03	0.987	0.824	0.832	0.71	0.664		0.617
Mg	1.049	0.874	0.959	1.087	1.001	1.151	1.194		1.138
Mn	0.01	0.011	0.007	0.005	0.037	0.04	0.019		0.03
Ca	0.004	0.006	0.007	0.008	0.005	0.005	0.003		0.016
Na	0.001	0.004	0.000	0.000	0.001	0.002	0.002		0.004
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000		0.011
Total	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00		4.00
X _{Mg}	0.56	0.46	0.49	0.57	0.55	0.62	0.64		0.65

Table 3d: Chemical compositions of orthopyroxene of metapelites from Tidjenouine area.

Geochronology and metamorphic P-T-X evolution of the Eburnian Granulite-facies Metapelites.

Rock type Sample Analyse Position	Orthoamphibole									
	Type D									
	TD 67	TD 67	TD 67	TD 67	TD 67	TD 67	TD 67	TD 67	TD 67	TD 67
	117	47	27	100	63	12	74	21	32	21
	c	c	c	c	b	b	b	s	s	s
SiO ₂	42.72	40.44	40.17	38.47	49.72	44.2	43.43	50.09	45.89	45.97
TiO ₂	0.62	1.27	0.51	0.16	0.06	0.9	0.78	0.07	0.56	0.69
Al ₂ O ₃	15.91	16.1	19.34	20.45	14.81	13.5	14.39	6.58	8.43	12.15
Cr ₂ O ₃	0.00	0.17	0.2	0.00	0.08	0.16	0.16	0.14	0.08	0.11
FeO _t	23.19	23.9	22.85	20.22	19.21	22.64	21.77	25.68	26.94	22.6
MnO	0.16	0.25	0.28	0.12	0.28	0.2	0.33	0.11	0.19	0.24
MgO	13.37	11.74	12.41	14.6	12.48	14.25	14.08	15.72	14.73	14.91
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ZnO	0.22	0.00	0.00	0.04	0.01	0.02	0.19	0.00	0.00	0.00
CaO	0.69	0.69	0.6	0.31	0.17	0.53	0.53	0.09	0.49	0.6
Na ₂ O	1.74	2.05	2.14	2.34	0.12	1.7	1.92	0.07	0.75	1.45
K ₂ O	0.04	0.05	0.03	0.02	0.14	0.06	0.00	0.01	0.03	0.00
F	0.22	0.14	0.37	0.43	0.13	0.36	0.2	0.00	0.02	0.46
Cl	0.12	0.12	0.09	0.03	0.00	0.00	0.09	0.02	0.03	0.07
Sum	99.00	96.92	98.99	97.19	97.21	98.52	97.87	98.58	98.14	99.25
Si	6.275	6.123	5.918	5.718	7.098	6.499	6.415	7.326	6.874	6.693
Al ^{IV}	1.725	1.877	2.082	2.282	0.902	1.501	1.585	0.674	1.126	1.307
Al ^{VI}	1.03	0.996	1.276	1.3	1.59	0.838	0.92	0.46	0.362	0.778
Ti	0.069	0.145	0.057	0.018	0.006	0.1	0.087	0.008	0.063	0.076
Cr	0.000	0.02	0.023	0.000	0.009	0.019	0.019	0.016	0.009	0.013
Mg	2.928	2.65	2.726	3.235	2.656	3.124	3.1	3.427	3.289	3.236
Fe ²⁺	2.849	3.026	2.815	2.513	2.293	2.784	2.689	3.141	3.375	2.752
Mn	0.02	0.032	0.035	0.015	0.034	0.025	0.041	0.014	0.024	0.03
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Zn	0.024	0.000	0.000	0.004	0.001	0.002	0.021	0.000	0.000	0.000
Ca	0.109	0.112	0.095	0.049	0.026	0.083	0.084	0.014	0.079	0.094
Na	0.496	0.602	0.611	0.674	0.033	0.485	0.55	0.02	0.218	0.409
K	0.007	0.01	0.006	0.004	0.025	0.011	0.000	0.002	0.006	0.000
F	0.102	0.067	0.172	0.202	0.059	0.167	0.093	0.000	0.009	0.212
Cl	0.03	0.031	0.022	0.008	0.000	0.000	0.023	0.005	0.008	0.017
Σ	15.53	15.592	15.643	15.813	14.674	15.47	15.511	15.102	15.426	15.387
X _{Mg}	0.507	0.467	0.492	0.563	0.537	0.529	0.536	0.522	0.494	0.54

Table 3e: Chemical compositions of orthoamphibole of metapelites from Tidjenouine area.

Rock type Sample Analyse	SPINEL											
	Type D			Type E		Type C		Type B			Type A	
	TD 67N	TD 67C	TD 38	TD 38	TD 38	Tj 57b	Tj 57b	Tj 56	Tj 56	Tj 130	TD 128	TD 159
	47	35	27	28	55	6	15	48	75	19	110	10
SiO ₂	0.02	0.01	2.79	0.11	0.00	0.00	0.03	0.01	0.04	0.00	0.00	0.07
TiO ₂	0.26	0.1	0.74	0.3	0.21	0.08	0.09	0.14	0.2	0.01	0.13	0.02
Al ₂ O ₃	58.76	59.58	29.57	46.78	43.98	60.31	57.9	58.53	58.91	59.28	56.46	61.67
Cr ₂ O ₃	0.93	0.16	24.86	13.42	16.13	0.08	0.15	0.00	0.06	0.17	0.00	0.00
Fe ₂ O ₃	2.41	2.17	0.00	2.24	0.16	2.64	3.07	2.42	1.09	1.40	3.61	0.00
MgO	7.24	5.53	1.96	6.51	5.99	8.08	4.78	3.64	3.12	3.80	4.15	0.04
FeO	30.47	33.14	34.94	27.8	27.66	29.00	33.41	35.55	36.64	35.37	33.83	36.78
MnO	0.00	0.12	0.76	0.55	0.34	0.00	0.16	0.1	0.21	0.38	0.33	0.02
ZnO	n.a.	0.08	n.a.	n.a.	n.a.	0.45	0.38	0.2	0.08	0.01	n.a.	n.a.
CaO	0.02	0.00	0.35	0.21	0.00	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.01	0.00	0.12	0.05	0.07	0.00	0.01	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.16	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
Sum	100.13	100.91	96.65	98.28	95.39	100.67	100.03	100.63	100.38	100.55	98.53	98.6
Si	0.001	0.000	0.092	0.003	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.002
Ti	0.005	0.002	0.018	0.007	0.005	0.002	0.002	0.003	0.004	0.001	0.003	0.000
Al	1.918	1.947	1.145	1.626	1.598	1.941	1.926	1.945	1.964	1.964	1.917	2.076
Cr	0.02	0.003	0.646	0.313	0.393	0.002	0.003	0.000	0.001	0.004	0.000	0.000
Fe ³⁺	0.05	0.045	0.000	0.05	0.004	0.054	0.065	0.051	0.023	0.030	0.078	0.000
Mg	0.299	0.229	0.096	0.286	0.275	0.329	0.201	0.153	0.132	0.159	0.178	0.002
Fe ²⁺	0.706	0.768	0.96	0.686	0.713	0.662	0.789	0.838	0.867	0.831	0.815	0.879
Mn	0.000	0.003	0.021	0.014	0.009	0.000	0.004	0.002	0.005	0.009	0.008	0.000
Zn		0.002				0.009	0.008	0.004	0.002	0.002		
Ca	0.001	0.000	0.012	0.007	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.001	0.000	0.008	0.003	0.004	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000
K	0.000	0.000	0.000	0.006	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Sum	3.000	3.001	3.057	3.016	3.081	3.000	3.003	3.000	3.001	3.000	3.000	2.959
X _{Fe²⁺}	0.7	0.77	0.91	0.71	0.72	0.67	0.8	0.85	0.87	0.839	0.82	1

Table 3f: Chemical compositions of spinel of metapelites from Tidjenouine area.

Rock type Sample Analyse Position	PLAGIOCLASE												
	Type A		Type B	Type C		Type D				Type E			
	TD 63 45	TD 63 61	Tj 56 74 s	Tj 57b 17 s	Tj 59 56	TD 67C 75	TD 67C 43 /Qtz	TD 67C 26 /Qtz	TD 67C 44 opxcrdspl	TD 38 17 s	TD 38 25 s	TD 38 17 exsol	TD 38 21 matrix
SiO ₂	60.37	61.46	56.2	45.01	62.34	62.16	59.84	56.76	43.78	45.86	48.72	54.97	55.06
TiO ₂	0.09	0.00	0.02	0.01	0.01	0.02	0.03	0.00	0.07	0.08	0.05	0.00	0.01
Al ₂ O ₃	26	25.2	26.49	36.13	25.31	24.45	25.69	28.31	35.86	34.03	32.56	28.19	28.86
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.05	0.03	0.00	0.09	0.06	0.00	0.00	0.16	0.04	0.00
Fe ₂ O ₃	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
MgO	0.02	0.00	0.01	0.00	0.02	0.03	0.00	0.00	0.02	0.03	0.02	0.18	0.00
FeO	0.00	0.11	0.22	0.34	0.12	0.05	0.39	0.41	0.37	0.44	0.48	0.82	0.37
MnO	0.00	0.03	0.07	0.03	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.07	0.04	0.00
CaO	6.55	6.01	8.76	19	5.89	5.28	6.9	9.73	19.25	17.89	15.85	10.89	11.54
Na ₂ O	7.68	7.96	7.02	0.48	7.81	8.79	7.52	6.05	0.76	1.12	2.21	5.1	5.11
K ₂ O	0.21	0.37	0.04	0.00	0.23	0.34	0.11	0.12	0.02	0.05	0.02	0.06	0.04
Sum	101	101.18	98.89	101.06	101.77	101.17	100.65	101.52	100.14	99.6	100.15	100.28	101.09
Si	2.661	2.702	2.558	2.056	2.716	2.731	2.654	2.518	2.027	2.124	2.228	2.478	2.463
Ti	0.003	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.002	0.003	0.002	0.000	0.000
Al	1.351	1.306	1.421	1.946	1.299	1.266	1.343	1.48	1.957	1.858	1.755	1.498	1.522
Cr	0.000	0.000	0.000	0.002	0.001	0.000	0.003	0.002	0.000	0.000	0.006	0.001	0.000
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.002	0.000	0.000	0.001	0.002	0.002	0.012	0.000
Fe ²⁺	0.000	0.004	0.009	0.013	0.004	0.002	0.014	0.015	0.014	0.017	0.018	0.031	0.014
Mn	0.000	0.001	0.003	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.003	0.001	0.000
Ca	0.309	0.283	0.427	0.93	0.275	0.249	0.328	0.463	0.955	0.888	0.777	0.526	0.553
Na	0.656	0.678	0.62	0.043	0.66	0.749	0.647	0.521	0.068	0.101	0.196	0.446	0.443
K	0.012	0.021	0.002	0.000	0.013	0.019	0.006	0.007	0.001	0.003	0.001	0.003	0.002
Sum	4.99	5.00	5.04	4.99	4.97	5.02	5.00	5.01	5.03	5.00	4.99	5.00	5.00
Xan	0.32	0.29	0.41	0.956	0.29	0.245	0.334	0.467	0.933	0.895	0.798	0.539	0.554
Xab	0.67	0.69	0.59	0.044	0.7	0.736	0.66	0.526	0.067	0.102	0.201	0.457	0.444
Xor	0.01	0.02	0.000	0.000	0.01	0.019	0.006	0.007	0.001	0.003	0.001	0.003	0.002

Table 3g: Chemical compositions of plagioclase of metapelites from Tidjenouine area.

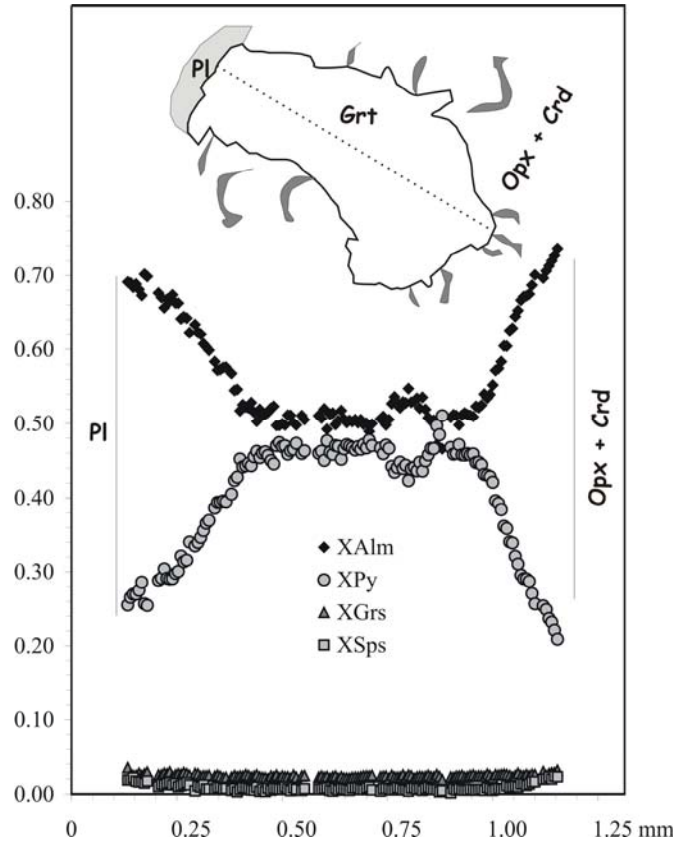


Figure 5: Example of compositional profile across garnet in gedrite bearing granulites.

Geochronology and metamorphic P-T-X evolution of the Eburnian Granulite-facies Metapelites.

Biotite compositions are highly variable (Tab. 3b). In orthopyroxene-free quartz-bearing metapelites (type A, Tab. 3b), biotite inclusions in garnet have X_{Fe} in the range 0.39-0.55, with TiO_2 contents between 1 and 5.72 wt% and F content < 0.2%; biotite in the matrix is richer in Fe and Ti (X_{Fe} = 0.50-0.65 and TiO_2 = 3.65-7.47 wt%) and smaller biotite from the symplectites have lower contents in Fe and Ti. In orthopyroxene-free corundum-bearing metapelites (type B, Tab. 3b), biotite has an X_{Fe} of 0.60-0.63 and contains generally up to 5 wt% TiO_2 . In the secondary orthopyroxene-bearing metapelites (type C, Tab. 3b), biotite has X_{Fe} in the range of 0.27-0.56, TiO_2 contents between 1.27 and 6.15 wt% and F in the range 0.21-0.31 wt%; larger biotite grains in the matrix are consistently richer in Fe, Ti and F. In the sillimanite-free orthopyroxene-bearing metapelites (type E, Tab. 3b), biotite is poorer in Fe (X_{Fe} around 0.33 in contact with orthopyroxene and around 0.26 in contact with garnet) with TiO_2 and F contents around 4 wt% and 1 wt% respectively. Three types of substitution have taken place in all assemblages: a substitution of tschermakitic type, $Si_{-1}(Mg, Fe)_{-1}Al^{IV}_{+1}Al^{VI}_{+1}$, a substitution of titano-tschermakitic type in reverse $Ti_{-1}Al^{IV}_{-1}Mg_{+1}Si_{+2}$ and a substitution $Ti_{-1}V_{-1}(Fe, Mn, Mg)_{+2}$ (V=octahedral vacancy).

Cordierite shows a varying X_{Fe} that depends on the lithologies: 0.39-0.51 (orthopyroxene-free quartz-bearing metapelites, type A, Tab. 3c), 0.41-0.43 (corundum-bearing metapelites, type B, Tab. 3c), 0.22-0.39 (secondary orthopyroxene-bearing metapelites and gedrite-bearing granulites, type C and D, Tab. 3c) and 0.19-0.26 (sillimanite-free orthopyroxene-bearing metapelites, type E, Tab. 3c).

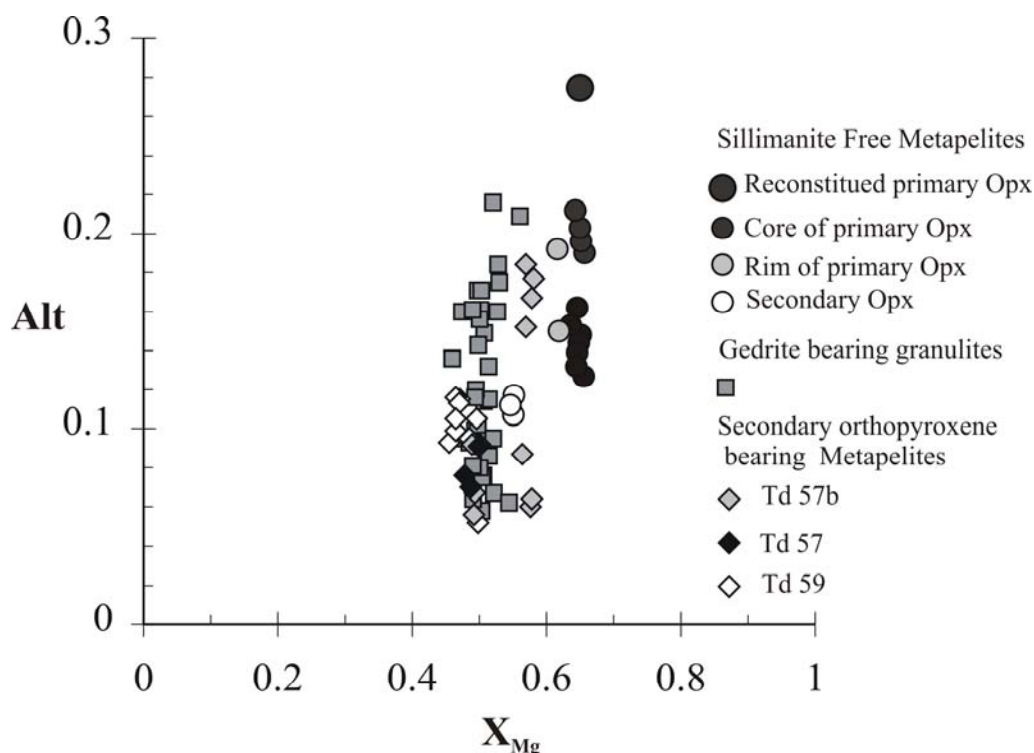


Figure 6: Plot of X_{Mg} vs Al_t (cations p.f.u) in orthopyroxene.

Orthopyroxene has the same composition in the gedrite-bearing granulites and metapelites with secondary orthopyroxene (type D and C, Tab. 3d): X_{Fe} ranges between 0.43 and 0.58 (average of 0.50) and Al_2O_3 from 1.2 to 4.7 wt%; the most aluminous orthopyroxene is found in the symplectites (both the spinel + cordierite + orthopyroxene \pm plagioclase and the cordierite + orthopyroxene symplectites) and in the orthopyroxene around quartz. In sillimanite-free orthopyroxene-bearing metapelites (type E, Tab. 3d), the orthopyroxene in the symplectites show a X_{Fe} around 0.43 and Al_2O_3 contents between 2 and 3 wt%. Where exsolution occurs, the primary orthopyroxene is poorer in Fe (X_{Fe} : 0.34-0.39) and richer in Al_2O_3 (3.65 - 5.8 wt%; Fig. 6). Image analysis and microprobe scanning (see analytical techniques above) have allowed estimating the composition of the primary orthopyroxene before exsolution: the two methods give similar results with X_{Fe} around 0.35 and Al_2O_3 contents close to 6.5 wt%.

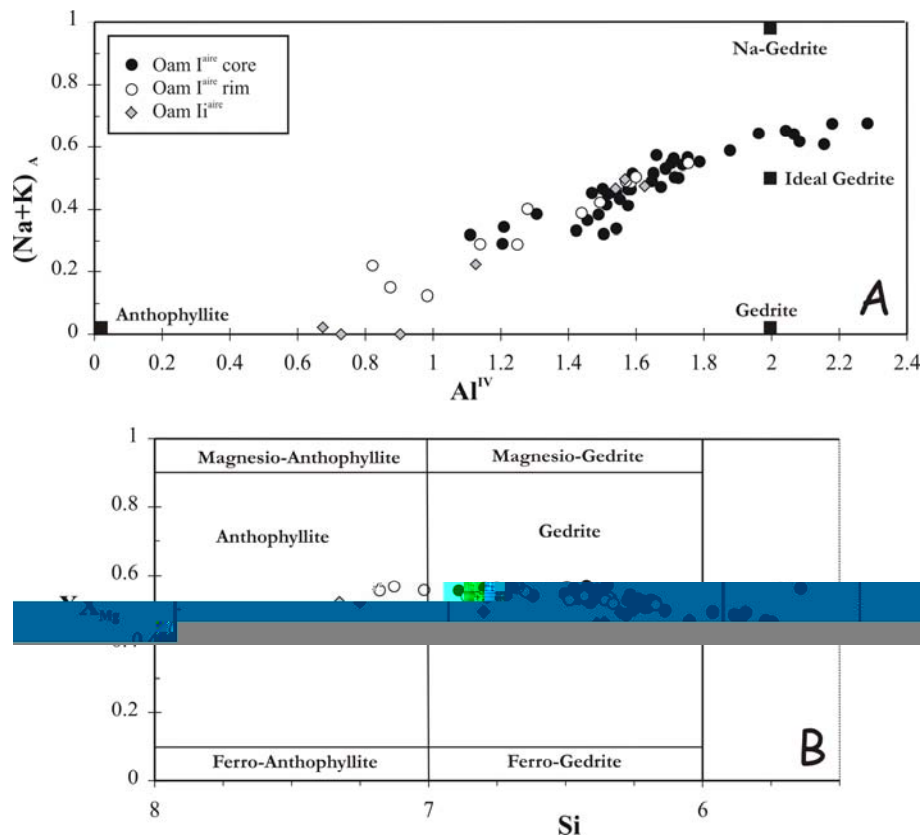


Figure 7: Plot of orthoamphibole chemical compositions in A- $(Na + K)_A$ vs Al^{IV} and B- Si vs X_{Mg} of Leake *et al.* (1997).

Orthoamphibole has a formula based on 23 equivalent oxygen when calculated according to Spear (1980); this method gives the lowest Fe^{3+} compatible with stoichiometry, which corresponds to a maximum of Na assigned to the A-site. The composition of the Tidjenouine orthoamphibole is highly variable (X_{Fe} : 0.43 - 0.54, Al_2O_3 : 6.58 - 21.50 wt%, Na_2O : 0.07- 2.47 wt%, TiO_2 : 0.02 - 1.27 wt%; type D,

Geochronology and metamorphic P-T-X evolution of the Eburnian Granulite-facies Metapelites.

Tab. 3E, Fig. 7A and 7B) but have always enough Al to be considered on the gedrite side of the gedrite-antophyllite solid solution. The variability in Al_2O_3 indicates however the absence of miscibility gap, suggesting a temperature of crystallisation above 600°C (Spear, 1980). The highest values in Al_2O_3 and Na_2O are found in the core of millimetre-sized elongated zoned grains. Orthoamphibole in symplectites have similar compositions than the rims of coarse-grained gedrite.

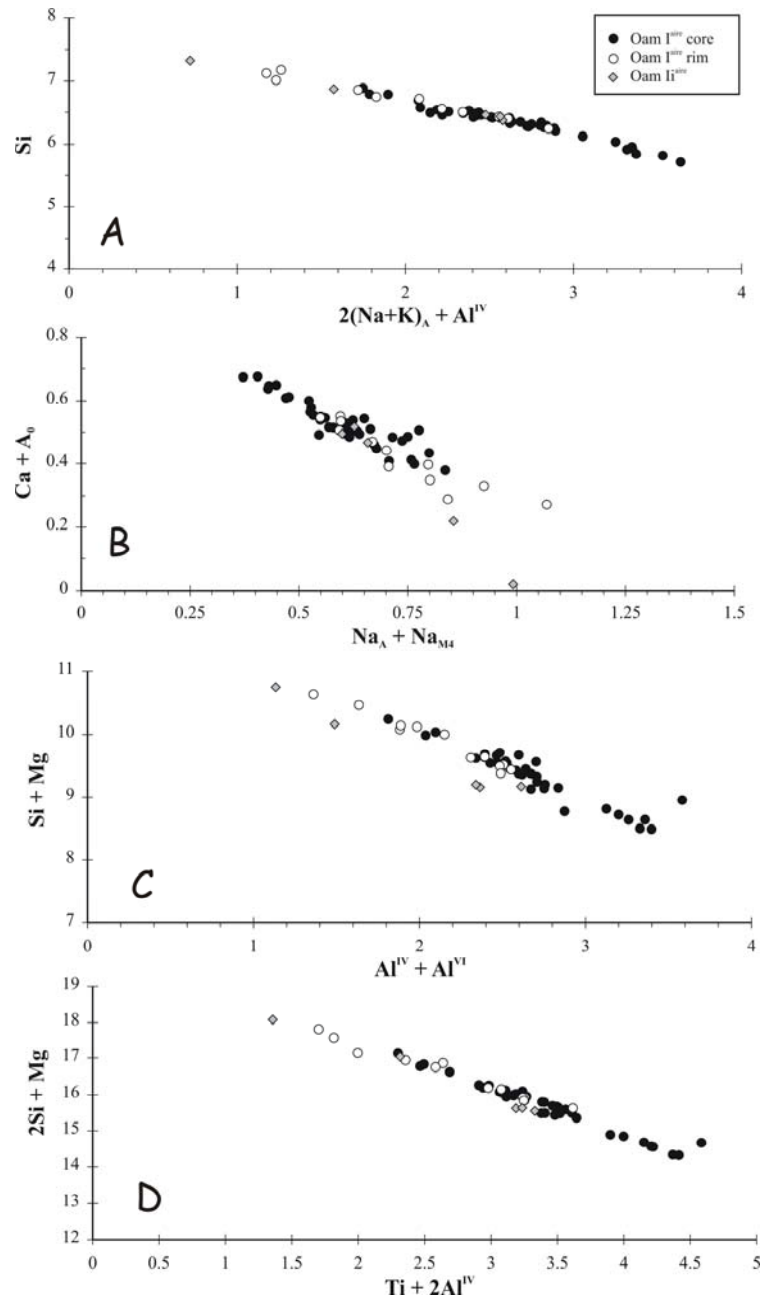


Figure 8: Orthoamphibole substitutions in gedrite bearing granulites.

Several substitution have taken place (Fig. 8): a substitution of edenitic type $(\text{Si}_{1-x}(\text{Na}, \text{K})_x\text{Al}_{2+x}\text{Al}_{1-x}^{\text{IV}})$; the slope of 0.56 in figure 8 implies also a compensatory tschermakitic substitution in reverse $(\text{Al}_{1-x}\text{Al}_x^{\text{VI}}\text{Mg}_x\text{Si}_{1-x})$. These two substitutions correspond to the pargasitic type substitution (Robinson *et al.*, 1971). An additional titano-tschermakitic substitution $(\text{Si}_{1-x}\text{Mg}_x\text{Ti}_x\text{Al}_{1-x}^{\text{IV}})$ also occurred. These three substitutions imply that $\text{Al}^{\text{IV}} = \text{A-site occupancy} + (\text{Al}^{\text{VI}} + \text{Fe}^{3+} + 2\text{Ti})$ (Robinson *et al.*, 1971; Czarmanske and Wones, 1973): Indeed, the substitution of Na in the A-Site and Ti in the octohedral site must be compensated by the substitution of Al for Si in the tetrahedral sites.

Spinel composition has a large variability related to the bulk-rock composition: Fe-rich hercynite-spinel solid solution in sillimanite-bearing metapelites (Tab. 3f); Fe-rich ($0.82 < X_{\text{Fe}} < 1$) hercynite with nearly no chromite ($< 0.03\%$), no Zn and Fe^{3+} in orthopyroxene-free quartz-bearing metapelites (type A, Tab. 3f) and corundum-bearing metapelites (type B; Tab. 3f); spinel-rich hercynite ($0.67 < X_{\text{Fe}} < 0.79$) in metapelites with secondary orthopyroxene and gedrite-bearing rocks (type C and D, tab.3f); ternary solid solution between hercynite, chromite and spinel in sillimanite-free orthopyroxene-bearing metapelites (type E, Tab. 3f). The spinel in the symplectites with orthopyroxene-cordierite-plagioclase-ilmenite-magnetite ($\text{Herc}_{55} \text{Chr}_{39} \text{Sp}_6$, $X_{\text{Fe}} = 0.90$) is consistently richer in Mg and Cr ($\text{Cr}_2\text{O}_3 = 25.73 \text{ wt}\%$) than the spinel in contact with quartz ($\text{Herc}_{60} \text{Chr}_{26} \text{Sp}_{14}$, $X_{\text{Fe}} = 0.70$); in both cases, Fe^{3+} is negligible.

Plagioclase is highly variable in composition, but each given rock type and/or microdomain has its own characteristics. Plagioclase has a rather constant composition in the orthopyroxene-free metapelites (type A, Tab. 3g: $\text{An}_{25}\text{-An}_{34}$), with the richest An composition found in the inclusions in garnet, whereas it has a highly variable composition in the gedrite-bearing granulites (type D, Tab. 3g): $\text{An}_{75}\text{-An}_{92}$ in the symplectites with orthopyroxene and cordierite; $\text{An}_{27}\text{-An}_{47}$ in contact with quartz at the margin of symplectites, and $\text{An}_{17}\text{-An}_{33}$ when included in quartz and sillimanite. Plagioclase around gedrite is zoned, showing increasing X_{An} from contact with gedrite (An_{23}) towards periphery (An_{47}). In the secondary-orthopyroxene-bearing metapelites (type C, Tab. 3g), the plagioclase in leucosome is an unzoned oligoclase (An_{30}) while the plagioclase in the spinel-orthopyroxene-cordierite symplectites in fissures of garnet has an almost pure anorthite composition ($\text{An}_{95}\text{-An}_{97}$). Plagioclase from sillimanite-free orthopyroxene-bearing metapelites (type E, Tab. 3g) shows large X_{An} variation according to the microdomain: between 0.75 and 0.92 in symplectites; 0.50 and 0.58 in plagioclase exsolved by orthopyroxene, and $0.45 < X_{\text{An}} < 0.57$ in matrix plagioclase.

Alkali-feldspar displays 60-99 mol% of orthoclase component.

The other minerals are *ilmenite* (Ilm_{96-100} with Mg and Mn $< 2\text{-}3 \text{ mol}\%$), *magnetite*, only present in sample TD38 as very rare coarse intergrowths with spinel-ilmenite-orthopyroxene-cordierite-plagioclase

Geochronology and metamorphic P-T-X evolution of the Eburnian Granulite-facies Metapelites.

and is pure Fe₃O₄, *graphite*, ubiquitous in metapelites and *pyrite*, abundant in secondary-orthopyroxene-bearing metapelites.

PETROLOGICAL AND P-T EVOLUTION

Different petrogenetical grids are presented.

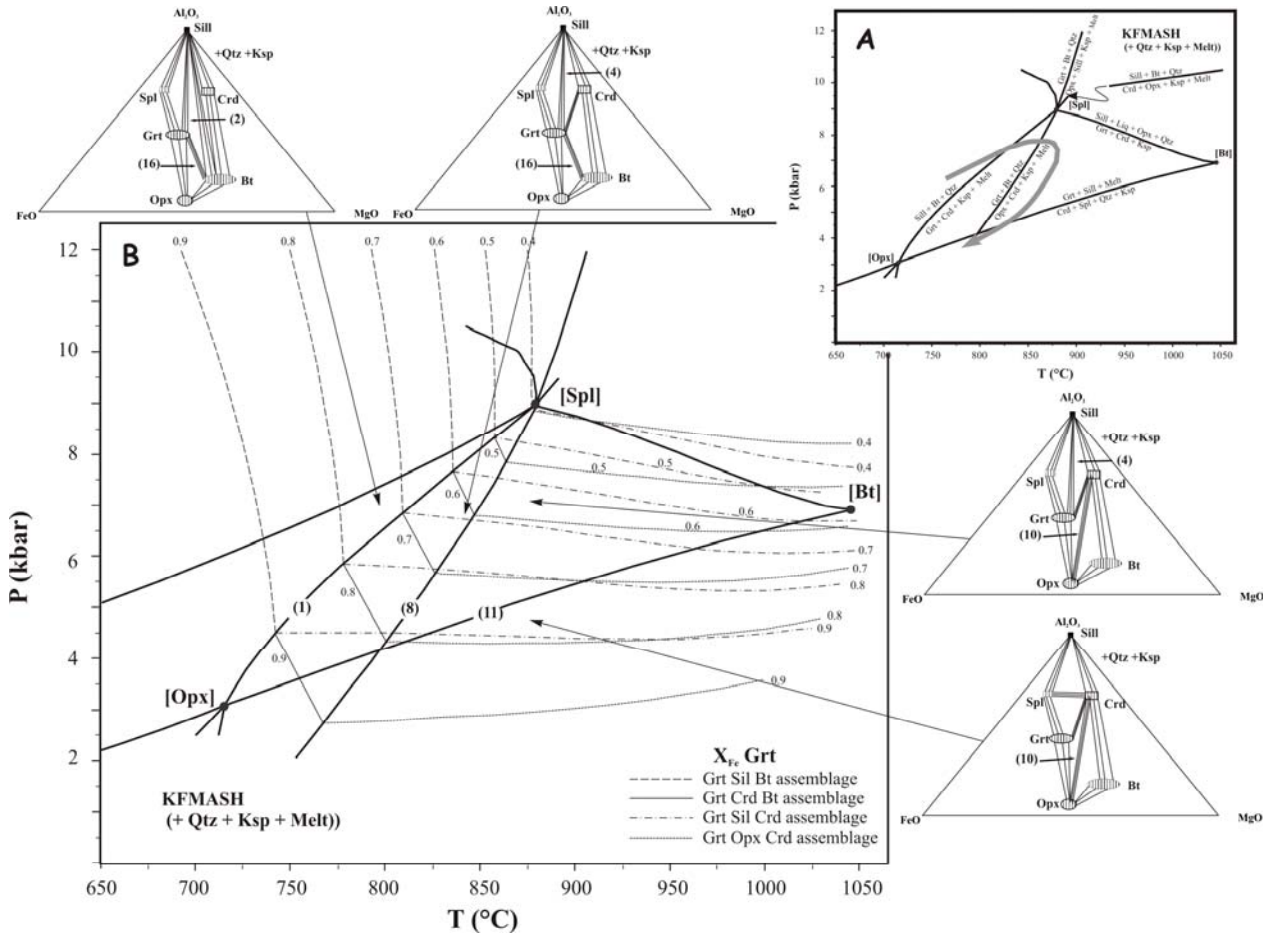


Figure 9: Petrogenetical grid in KFMASH system representing quartz-bearing metapelites calculated using Thermocalc (Powell and Holland, 1998).

A- Reactions and preferred P-T path;

B- Plot of isopleths of X_{Fe} in garnet in different assemblages;

Compatibility diagrams are derived from the KFMASH system after projection from quartz, water and K-feldspar (KSH), onto the AFM triangle. Labels of reactions are as in text

(1) A KFMASH petrogenetical grid involving garnet – orthopyroxene – sillimanite – biotite – melt – K-feldspar – quartz – cordierite – spinel, calculated using Thermocalc 3.1 software (Powell et al., 1998; Fig. 9). Compatibility diagrams were drawn in order to interpret the textures and to work out the theoretical reactions in the KFMASH system. Representative analyses of coexisting phases have been projected from quartz and K-feldspar, onto the AFM triangle (Fig. 10). These diagrams show the different stable assemblages derived from textural observations and mineral chemistry as well as the reaction sequences in

the quartz-bearing metapelites. These diagrams together with the textural relationships in the Tidjenouine metapelites indicate the prograde crossing of the univariant reaction (1): $\text{Sill} + \text{Bt} + \text{Qtz} \rightleftharpoons \text{Grt} + \text{Crd} + \text{Ksp} + \text{Melt}$ suggested by remnants of biotite, sillimanite and quartz in garnet and cordierite (Fig. 9A). The near metamorphic peak is represented by the crossing of the univariant reaction (8): $\text{Grt} + \text{Bt} + \text{Qtz} \rightleftharpoons \text{Opx} + \text{Crd} + \text{Ksp} + \text{Melt}$, which is observed in all orthopyroxene-bearing metapelites. During the decompressional stage, the degenerated reaction (11) $\text{Grt} + \text{Sill} \rightleftharpoons \text{Crd} + \text{Spl} + \text{Qtz}$ occurs. The X_{Fe} isopleths of garnet with Qtz and Melt in excess (divariant assemblages: Grt Sil Bt, Grt Crd Bt, Grt Sil Crd and Grt Opx Crd) are also represented in Fig. 9B. These isopleths are very P-dependent and constitute a good geobarometer. The core composition of the most magnesian garnet (typical X_{Fe} of 0.5), which is observed in orthopyroxene-bearing assemblages, gives a good estimate of the maximum possible pressure that can be fixed between 7 and 8 kbar.

(2) A KFMASH petrogenetical grid involving garnet-cordierite-sillimanite-biotite-cordierite-spinel-melt-K-feldspar and water (Fig. 11A). It consists of two invariant points, $[\text{H}_2\text{O}]$ and $[\text{Cor}]$, and the univariant reactions which emanate from them (Fig. 11B). The sequence of mineral reactions has been well illustrated from Fig. 11B. The corundum consuming reaction (6: $\text{Grt} + \text{Cor} + \text{Melt} + \text{Ksp} \rightleftharpoons \text{Sill} + \text{Spl} + \text{Bt}$ (H_2O , Crd)) should occur before the breakdown of biotite and sillimanite with primary garnet that produced a cordierite assemblage (reaction 7: $\text{Grt} + \text{Bt} + \text{Sill} \rightleftharpoons \text{Spl} + \text{Crd} + \text{Melt} + \text{Ksp}$) (Figs. 11).

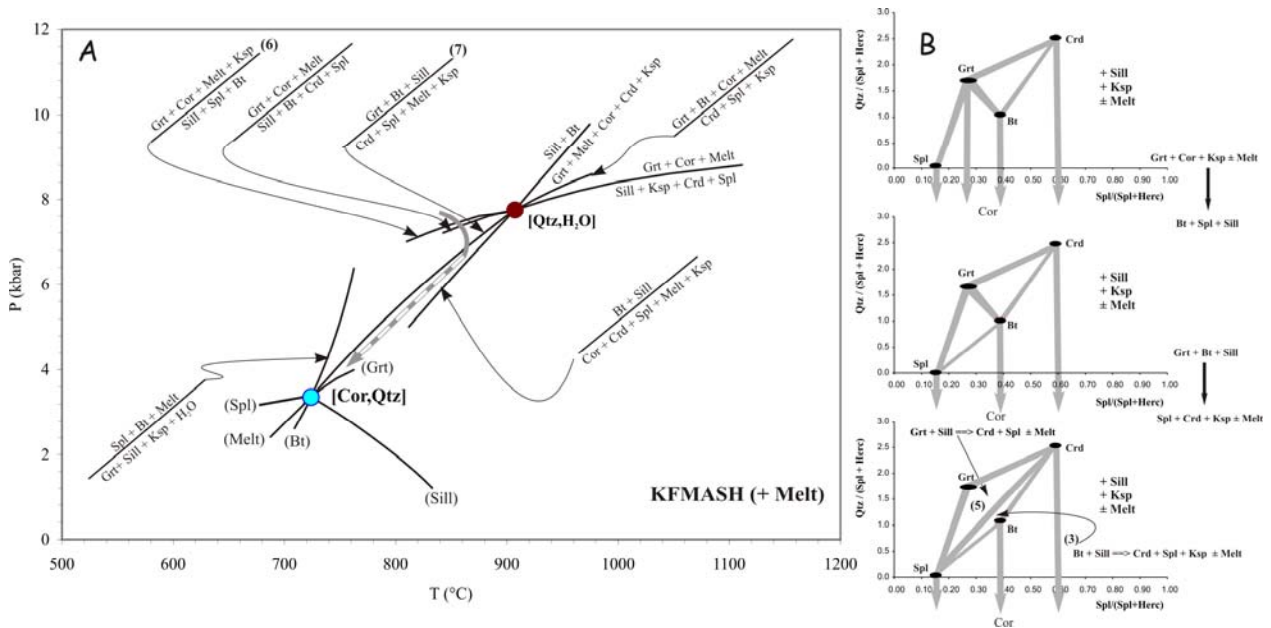


Figure 10: Petrogenetic grid in KFMASH system representing quartz-free metapelites, calculated using Thermocalc software (Powell and Holland, 1998).

A- Reactions and preferred P-T path;

B- Compatibility diagrams derived from the KFMASH system after projection from sillimanite, water, K-feldspar and melt onto the quartz-spinel-hercynite plane. Labels of reactions are as in text

Geochronology and metamorphic P-T-X evolution of the Eburnian Granulite-facies Metapelites.

(3) An FMASH petrogenetical grid involving garnet-orthopyroxene-sillimanite-biotite-gedrite-quartz-cordierite-spinel and water is the same as constructed by Ouzegane et al. (1996) for $a_{H_2O} = 1$ (Fig. 11A). All reactions at the invariant points are dehydration reactions and therefore lowering a_{H_2O} at 0.6 or 0.2, which is in agreement with granulite-facies conditions, should lower the temperature of the invariant points. In this grid, only reactions producing garnet are observed, the following univariant FMASH reaction being crossed during the prograde stage: (reaction 13) $Oam + Sill + Qtz \rightleftharpoons Grt + Crd$.

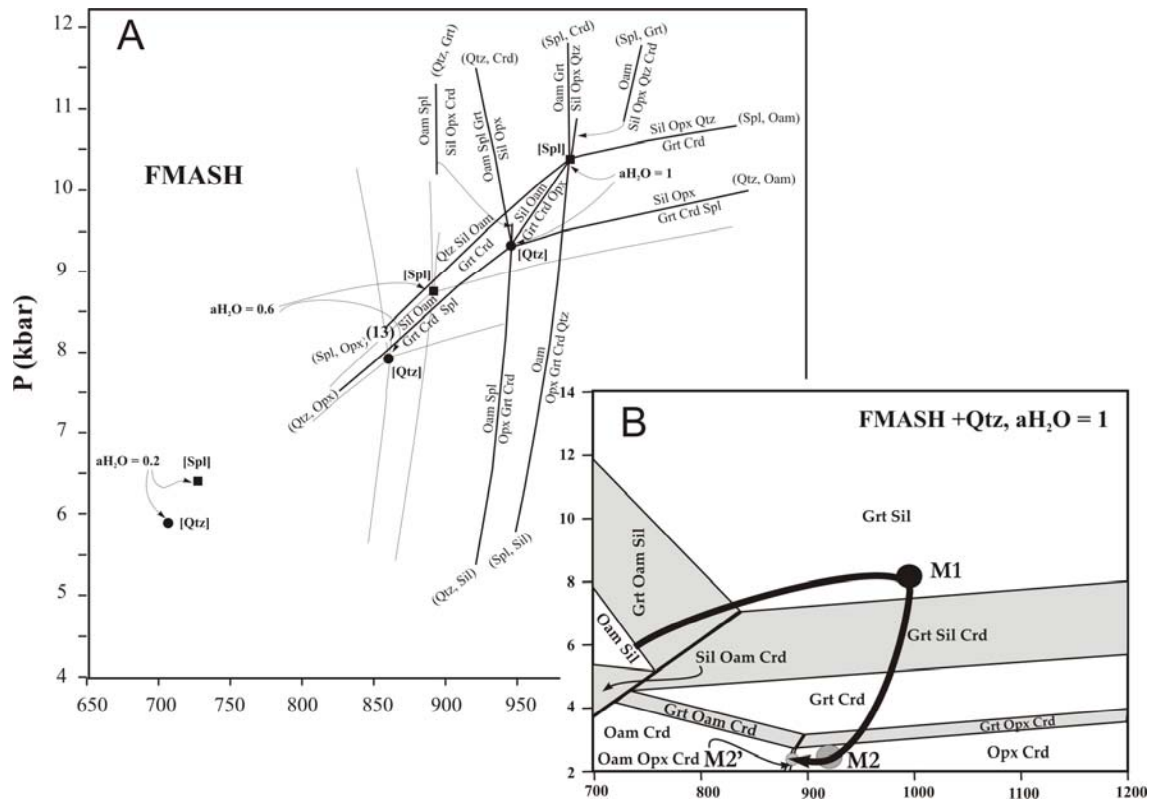


Figure 11: Petrogenetic grid and P - T pseudosection in FMASH system representing gedrite-bearing metapelites calculated using Thermocalc software (Powell and Holland, 1998).

A- Petrogenetic grid showing the displacement of invariant points and univariant reactions depending on a_{H_2O} . Labels of reactions are as in text.

B- P - T pseudosection for a fixed bulk composition (mol%: FeO = 11.5, MgO = 7, Al₂O₃ = 16, SiO₂ = 65.5) and $a_{H_2O} = 1$. The P - T path (bold black line) takes into account the textural observations in the gedrite-bearing granulites. The temperature is over-estimated because of the activity of water which is, in reality, lower than 1.

A P - T pseudosection has also been constructed for quartz-bearing microdomains (with representative composition: FeO = 11.5 mol%, MgO = 7, Al₂O₃ = 16, SiO₂ = 65.5 and $a_{H_2O} = 1$, Fig. 11B). This pseudosection accounts qualitatively for the paragenetic evolution; thus, it shows a very complete history of the P - T evolution of the gedrite-bearing granulites by successive divariant and trivariant assemblages. The occurrence of sillimanite + gedrite at an early stage of evolution, giving garnet + gedrite + sillimanite

and garnet + sillimanite (M1 peak assemblage), implies an increase of temperature before the decompression marked by the growth of cordierite + orthopyroxene symplectites (M2). Afterwards, the assemblage orthopyroxene + cordierite + orthoamphibole (M2') indicates a decrease of temperature in the latest stage. This demonstrates that the Tidjenouine rocks have recorded a clockwise P-T evolution. All these stages (M1, M2 and M2') most probably occurred during the same metamorphic event.

The evolution of pressure and temperature of the Tidjenouine granulite-facies metamorphism has been also determined using internally consistent datasets (average *P-T* option of Thermocalc, Holland and Powell, 1988) and independently calibrated geothermometers and geobarometers. The results are summarized in Table 4. The metamorphic assemblages that we selected for *P-T* path reconstruction use the M1 peak metamorphism phases, the intermediate paragenesis corresponding to garnet exsolution in Opx, and the M2 decompressional metamorphic reactions between primary minerals. The prograde history is not accessible due to the chemical homogenisation of garnet at high temperature. We combined the composition of the cores of the largest garnet grains with those of the cores of the matrix biotite and other primary minerals such as orthopyroxene or plagioclase, in order to obtain *P-T* conditions of the M1 peak paragenesis. The M2 retrograde conditions were estimated by using rims of garnet and plagioclase in contact with adjacent secondary biotite, cordierite and orthopyroxene. The M2' cooling stage was estimated by later biotite product developed at the expense of orthopyroxene.

	Geothermometers					Geobarometers				Thermocalc Software Average P-T					
	Grt-Bt	Grt-Opx	Opx-Bt	Grt-Crd	Grt-Sil-Pl-Qtz	Grt-Opx-Pl-Qtz	Grt-Bt-Pl-Qtz	GRIPS	Grt-Crd-Sil-Qtz	aH ₂ O	T	P	Best fit		
	PL 83	H 84	S et al. 90	P et al. 85	NH 81	KN 88	NP 82	H 90 (Mg)	H 90 (Fe)	BL 86	P & al. 85				
Peak conditions															
Opx-free metapelites	857 ± 45°C				7.35 ± 0.7	7.8 ± 0.6		7.7 ± 0.9	7.2 ± 1.2	8 ± 0.6					
Opx-bearing metapelites	827 ± 34°C														
Sil free metapelites	798 ± 25°C	855*	850*				8.1 ± 1.2	8.7 ± 0.5	8.5 ± 1.1	8.2 ± 0.8	0.3	863 ± 43	7.9 ± 1.1	0.95	
Ged bearing granulites					7.9 ± 1.2	8.5 ± 0.6				7.2 ± 0.4					
Exsolution conditions															
Sil free metapelites		812 ± 25°C	800 ± 33°C			6.5 ± 1	6.2 ± 1.1			6.8 ± 0.5	0.2	814 ± 38	5.5 ± 1.1	0.71	
Retrograde conditions															
Opx-free metapelites	705 ± 35			695 ± 23	4 ± 1.2	4.8 ± 1.1		4.6 ± 1.4	4.2 ± 1.3	6.25 ± 1.3	4.8 ± 1.1				
Secondary Opx-bearing metapelites	610 ± 86	740 ± 25	660 ± 45	705 ± 60	2.9 ± 1.1	3.5 ± 0.9	3.1 ± 1	3 ± 1	2.75 ± 0.9	4.1 ± 1	5.5 ± 1	0.1	731 ± 98	4.3 ± 1.2	1.10
Sil free metapelites	715 ± 32	745 ± 30	705 ± 40	675 ± 25			4.1 ± 1.1	5.2 ± 1.4	4.8 ± 1	6 ± 1		0.1	697 ± 39	4.3 ± 0.5	1.32
Ged bearing granulites		690 ± 43		670 ± 55	3 ± 1.5	3.1 ± 1.3	3.4 ± 1.2			5.5 ± 0.8	5.3 ± 0.9				

Table 4: Summary of P-T estimates. Classical thermometry: PL 83 = Perchuck and Lavrent'eva (1983); H 84 = Harley (1984); S et al. 90 = Sengupta et al. (1990); P et al. 85 = Perchuck et al. (1985); NH 81 = Newton and Haselton (1981); KN 88 = Koziol and Newton (1982); H 90 = Hoisch (1990); BL 86 = Bohlen and Liotta (1986).

Average *P-T* calculations were obtained using Thermocalc 3.1 (Powell and Holland, 1988; Powell et al., 1998) with the expanded internally consistent dataset of September 1997. Components activities were estimated using the AX program (Holland, 1996, unpublished). Quartz, sillimanite, ilmenite and rutile were assumed to be pure. For each rock, aH₂O was chosen, after iterating on aH₂O values, on the basis of the best fit (X^2 test results, all quoted error estimates are at the 95% confidence level or 2 [sigma]). The aH₂O is additionally constrained by the presence of graphite in several samples. The results of the average *P-T* calculations are summarized in Table 4.

Geochronology and metamorphic P-T-X evolution of the Eburnian Granulite-facies Metapelites.

Peak metamorphism (M1)

Sillimanite-free orthopyroxene-bearing and orthopyroxene-free quartz-bearing assemblages allow to calculate average peak temperature and pressure: sample TD38 (garnet – primary reconstituted orthopyroxene – biotite – plagioclase – K-feldspar – quartz – ilmenite – rutile) gives 7.9 ± 1.1 kbar and $863 \pm 43^\circ\text{C}$ with an optimum $a\text{H}_2\text{O}$ of 0.3; sample 80-128 (garnet – biotite – plagioclase – K-feldspar – quartz – sillimanite – ilmenite – rutile) gives 7.5 ± 1.3 kbar and $855 \pm 77^\circ\text{C}$ with an optimum $a\text{H}_2\text{O}$ (in graphite-bearing sample) of 0.7 (the results with an $a\text{H}_2\text{O} < 0.4$ overlap at 2σ uncertainty since fit values are out of statistical limits; see other calculations in Table 4).

Temperatures were calculated for an assumed pressure of 8 kbar, using the garnet–biotite (Perchuck and Lavrent'eva, 1983), garnet–orthopyroxene (Harley, 1984) and orthopyroxene–biotite (Sengupta et al., 1990) geothermometers. The calculated temperatures are around $857 \pm 45^\circ\text{C}$, $827 \pm 34^\circ\text{C}$ and $798 \pm 25^\circ\text{C}$ for orthopyroxene-free quartz-bearing metapelites, secondary-orthopyroxene-bearing metapelites and sillimanite-free orthopyroxene-bearing metapelites respectively, using the calibration of Perchuk and Lavrent'eva (1983). The temperatures calculated using the estimation, by image analysis and microprobe scanning, of the primary orthopyroxene compositions before exsolution are around 865°C (Grt-Opx: Harley, 1984) and 848°C (Bt-Opx: Sengupta et al., 1990).

Pressure estimates were based on the garnet-sillimanite-plagioclase-quartz, garnet-orthopyroxene-plagioclase-quartz, garnet-biotite-plagioclase-quartz and garnet-rutile-ilmenite-plagioclase-quartz assemblages. All these geobarometers give a pressure between 7 and 8.5 kbar. The M1 granulite-facies event can thus be set to $800\text{--}875^\circ\text{C}$ and 7–8.5 kbar (Fig. 12A).

Decompressional (M2) and cooling evolution (M2')

The *P-T* conditions of the exolutions in orthopyroxene of sillimanite-free metapelites can be also calculated. Orthopyroxene – garnet – plagioclase – biotite - K-feldspar – quartz – ilmenite - rutile assemblage gives 5.5 ± 1.1 kbar and $814 \pm 38^\circ\text{C}$ with $a\text{H}_2\text{O} = 0.2$ (with best results of average *P-T* of Thermocalc). The later stage is calculated with sample TD38 (sillimanite-free orthopyroxene-bearing metapelites) and sample TD57b (secondary orthopyroxene-bearing metapelites). Sample TD38 contains garnet – orthopyroxene – biotite – plagioclase – spinel – cordierite – quartz – K-feldspar – ilmenite – rutile assemblage and gives 4.3 ± 0.5 kbar and $697 \pm 39^\circ\text{C}$ for an optimum $a\text{H}_2\text{O}$ of 0.1. Sample TD57b is a metapelite where garnet displays cracks filled with orthopyroxene–spinel–cordierite–plagioclase; this latter assemblage suggests 4.3 ± 1.2 kbar and $731 \pm 98^\circ\text{C}$ for an optimum $a\text{H}_2\text{O}$ of 0.1. Results with an $a\text{H}_2\text{O} > 0.3$ for these two samples show fit values out of statistical limits. Combination of classical geobarometers and geothermometers (Grt-Bt, Grt-Opx, Bt-Opx and Grt-Crd: Table 4) gives indicates that the later cooling stage occurred at a pressure of 3–4 kbar and temperatures from 745 to 610°C (from M2 to

M2'). The lowest temperature may correspond to a lower diffusion or to the amphibolitization stage.

These results show a good agreement between the *P-T* conditions obtained from Thermocalc and those obtained from the calibrated geothermometers and geobarometers. The M2 granulite-facies event can thus be estimated at $700 \pm 50^\circ\text{C}$ and 3-4 kbar (Fig. 12A).

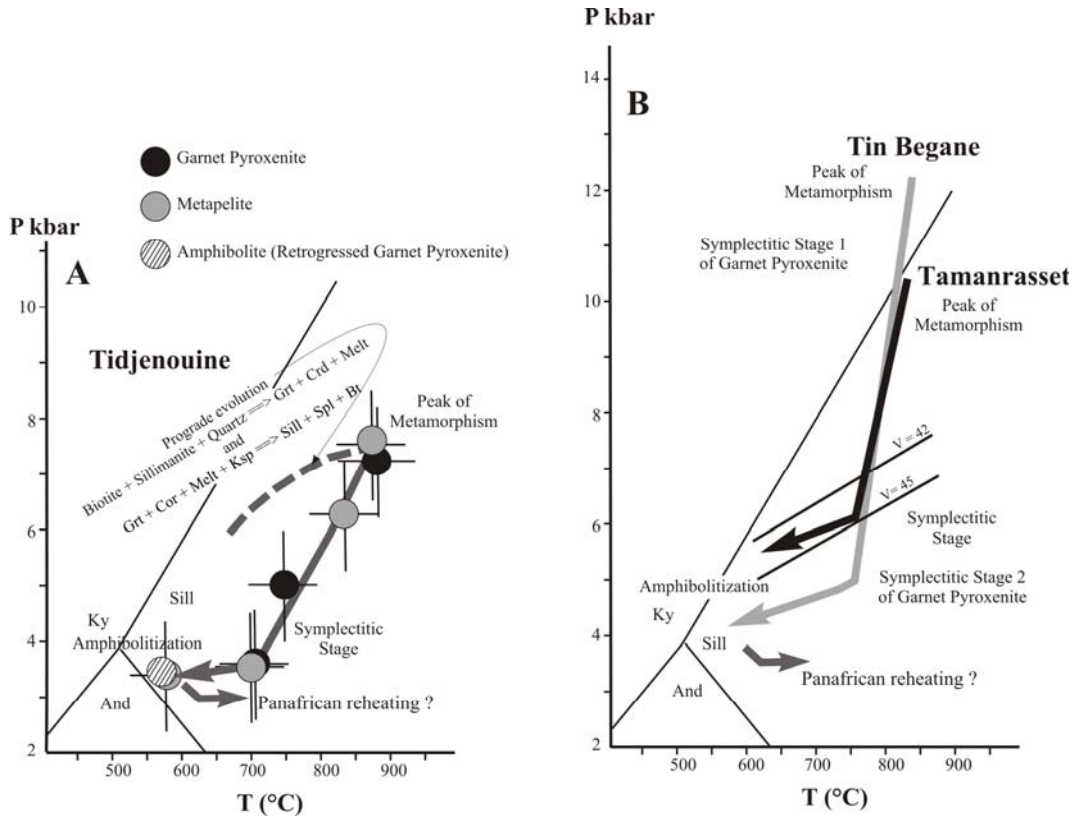


Figure 12: P-T evolution of Tidjenouine metapelites. A - P-T path; B- Comparison of Tidjenouine metapelites evolution with the metamorphic evolution of Tamanrasset (Ouzegane *et al.*, 2001) and Tin Begane (Derridj *et al.*, 2003).

The late M3 heating metamorphism

The M2' amphibolite-facies retrogression is evidenced by the appearance of anthophyllite in the gedrite granulites and of cummingtonite and brown-green hornblende in the metabasic rocks. This stage is followed, along the mega-shear zone, by the crystallization of sillimanite in the metapelites and by the breakdown of amphibole, if quartz is present, to orthopyroxene and plagioclase. The recrystallisations are considered as distinct from M2 and M2' because (1) sillimanite crosscuts sharply the former mineral orientation; (2) the assemblages indicate a re-heating compared to the M2' stage at the amphibolite-granulite transition; (3) in contrast to M2 and M2', its development is associated spatially with the Pan-African mega-shear zones. This late M3 phase should have occurred at c. 650-700°C. This temperature and the association with the mega-shear zones suggests that this phase could be linked with the Pan-African batholiths, whose emplacement is also associated with the mega-shear zones, particularly the

Geochronology and metamorphic P-T-X evolution of the Eburnian Granulite-facies Metapelites.

Anfeg and Tin Amzi batholiths present in the vicinity of the Tidjenouine granulites (Acef et al., 2003).

U-Pb on zircon ages of the Tidjenouine granulites

Zircons were hand-picked in alcohol from the least magnetic concentrates (1° tilt at full amperage). Selected crystals were then embedded in epoxy resin, grounded and polished to expose internal structure. They were subsequently observed by back-scattered electron (BSE) imaging using a scanning electron microscope (SEM) at the University of Montpellier II. The sample mounts were later used for U-Th-Pb microanalyses using a Lambda Physik COMPex 102 excimer laser generating 15 ns duration pulses of radiation at a wavelength of 193 nm. For analyses, the laser was coupled to a VG Plasmaquad II ICP-MS and analytical procedures followed those outlined in Bruguier et al. (2001) and given in earlier reports (e.g. Neves et al., 2006). Analyses were acquired during two analytical sessions where the spot size of the laser beam was 26 and 51 μm . Unknowns were bracketed by measurements of the G91500 zircon standard (Wiedenbeck et al., 1995), which were used for mass bias and inter-element fractionation corrections. The calculated bias factors and their associated errors were then added in quadrature to the individual errors measured on each unknown. Accurate common Pb correction during laser ablation analyses is difficult to achieve, mainly because of the isobaric interference of ^{204}Hg on ^{204}Pb . The contribution of ^{204}Hg on ^{204}Pb was estimated by measuring the ^{202}Hg and assuming a $^{202}\text{Hg}/^{204}\text{Hg}$ natural isotopic composition of 0.2298. This allows monitoring of the common Pb content of the analysed zircon domain, but corrections often resulted in spurious ages. Analyses yielding ^{204}Pb close to or above the limit of detection were thus rejected and Table 5 reports only analyses which were found to contain no common Pb.

Zircons were separated from the Tidjenouine TJ5 granulitic-facies orthogneiss, a sample with a simple mineralogy comprising quartz, K-feldspar, plagioclase, biotite, opaques, zircon and apatite. These zircons typically present an internal structure characterized by three concentric zones (Fig. 13): (1) a central zone most often grey and homogeneous in BSE but sometimes with a faint oscillatory zoning (e.g. Zr4, Fig.13); (2) a first rim, brighter in BSE, with a spongy appearance containing numerous tiny inclusions of calcite; (3) a second rim, not always developed, homogeneous and grey in BSE with no inclusions. Most grains have rounded terminations but still preserve a prismatic shape suggesting a metamorphic corrosion of originally magmatic grains. In addition, few grains are not prismatic and display more simple internal structure (Fig.13, Zr10). The spongy BSE-brighter areas are still zircon and the BSE-dark tiny inclusions are calcite. It is thus not a destabilization of a pre-existing zircon but a syn-crystallization of zircon and calcite from a melt. This abundance of calcite in these intermediate zones can be correlated to the granulitic facies metamorphism: (1) fluid inclusions linked to the granulitic decompression stage in the Tamanrasset area are rich in CO_2 (Ouzegane et al., 2001); (2) calcite has been described a granulitic metamorphic phase in the same area (Ouzegane, 1981) and (3) The presence of Ca-rich minerals (garnet,

Ca-plagioclase, apatite) in melanosome in the Tidjenouine granulitic-facies migmatite suggests that Ca is was in excess during the granulitic migmatitisation. This means that these inclusion-rich zones should be related to the granulitic-facies migmatitic event.

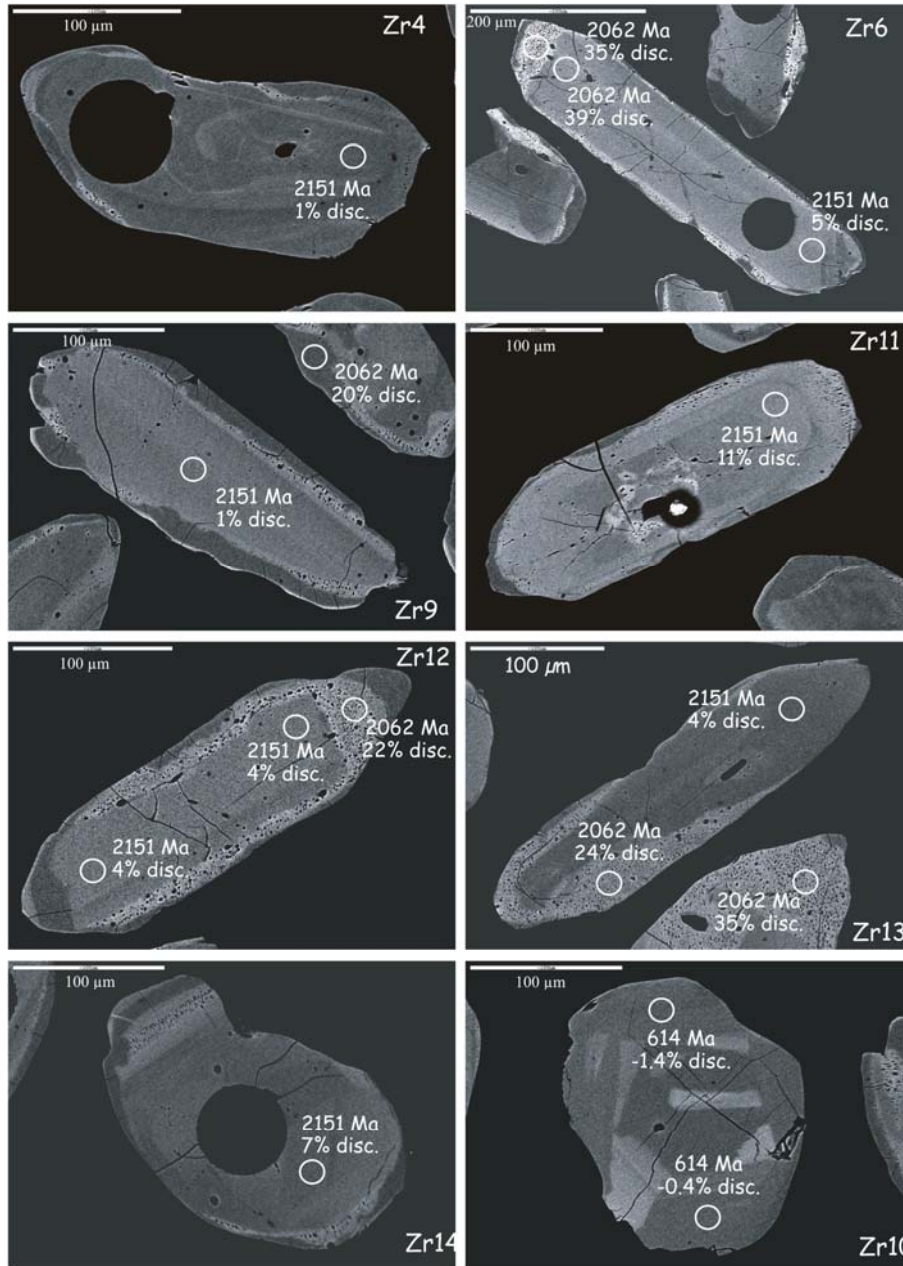


Figure 13: Texture of the dated Tidjenouine zircon using SEM (back-scattered electrons). White circles indicate the location of spot analyses. Ages indicated are the Discordia or Concordia ages shown Fig. 14. "% disc." gives the degree of discordance of the considered spot. "Spongy" areas are made of zircon with tiny inclusions of apatite. Let us remark that in crystal Zr6, there is one spot on a central grey zone with an age of 2062 Ma: this is attributed to the presence of the spongy zone present very close to the spot just below the analyzed surface. It can indeed be guessed when looking closely to the picture.

Geochronology and metamorphic P-T-X evolution of the Eburnian Granulite-facies Metapelites.

Sample	Pb*	U	Th	Th/ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	± (1σ)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	± (1σ)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± (1σ)	Rho	Apparent ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	ages (Ma)	Disc		
	ppm	ppm	ppm												± (1σ)	± (1σ)		
"qs11"	55	128	80	0.62	280694	0.187	0.13436	0.00026	7.34512	0.20449	0.39653	0.01101	1.00	2153	51	2156	3	0.1
"qs19"	80	181	104	0.58	470528	0.162	0.13112	0.00104	7.10369	0.16137	0.39294	0.00836	0.94	2136	39	2113	14	-1.1
"qs9"	90	204	158	0.78	512480	0.222	0.13427	0.00034	7.25786	0.13386	0.39205	0.00716	0.99	2132	33	2155	4	1.0
"118"	120	251	195	0.78	138113	0.217	0.13445	0.00055	7.28018	0.16277	0.39165	0.00863	0.98	2130	40	2157	7	1.2
"1116"	55	125	73	0.58	62533	0.161	0.13323	0.00054	7.17855	0.13467	0.39077	0.00716	0.98	2126	33	2141	7	0.7
"qs35"	122	295	199	0.68	560518	0.192	0.13123	0.00052	6.91010	0.07240	0.38190	0.00373	0.93	2085	18	2115	7	1.4
"qs33"	41	98	42	0.43	217364	0.118	0.13169	0.00121	6.88171	0.13638	0.37902	0.00666	0.89	2072	31	2121	16	2.3
"113"	135	306	235	0.77	163551	0.218	0.13418	0.00054	6.99896	0.15993	0.37830	0.00851	0.98	2068	40	2153	7	4.0
"qs15"	62	148	90	0.61	418714	0.168	0.13313	0.00067	6.90428	0.07746	0.37612	0.00378	0.89	2058	18	2140	9	3.8
"qs20"	76	178	127	0.71	413632	0.209	0.13150	0.00083	6.79673	0.05796	0.37486	0.00214	0.67	2052	10	2118	11	3.1
"qs5"	53	123	76	0.62	333740	0.194	0.13127	0.00118	6.73472	0.15573	0.37210	0.00792	0.92	2039	37	2115	16	3.6
"qs12"	83	193	132	0.68	474309	0.190	0.13120	0.00091	6.73103	0.10927	0.37208	0.00547	0.90	2039	26	2114	12	3.5
"qs10"	95	220	158	0.72	599168	0.216	0.13117	0.00079	6.71129	0.05617	0.37109	0.00216	0.69	2035	10	2114	11	3.7
"1124"	52	126	70	0.56	60632	0.158	0.13232	0.00089	6.74290	0.09497	0.36960	0.00457	0.88	2028	21	2129	12	4.8
"112"	140	318	244	0.77	159797	0.215	0.13076	0.00045	6.65069	0.15274	0.36888	0.00838	0.99	2024	39	2108	6	4.0
"1110"	112	256	190	0.74	129133	0.213	0.13257	0.00053	6.73546	0.07864	0.36848	0.00405	0.94	2022	19	2132	7	5.2
"114"	30	70	40	0.57	38535	0.159	0.13042	0.00048	6.60573	0.17007	0.36734	0.00936	0.99	2017	44	2104	6	4.1
"qs8"	45	114	56	0.49	319632	0.170	0.12940	0.00111	6.22677	0.10235	0.34900	0.00490	0.85	1930	23	2090	15	7.7
"qs24"	87	223	138	0.62	493368	0.186	0.12958	0.00092	6.22806	0.14522	0.34859	0.00775	0.95	1928	37	2092	12	7.9
"1118"	81	205	125	0.61	95732	0.169	0.12872	0.00088	6.18079	0.08493	0.34826	0.00414	0.87	1926	20	2081	12	7.4
"qs28"	72	181	112	0.62	436708	0.200	0.13130	0.00144	6.20155	0.25467	0.34255	0.01356	0.96	1899	65	2115	19	10.2
"qs31"	124	309	238	0.77	631400	0.226	0.13247	0.00059	6.23822	0.08791	0.34155	0.00456	0.95	1894	22	2131	8	11.1
"qs16"	47	128	60	0.47	248645	0.146	0.12741	0.00034	5.89054	0.06814	0.33532	0.00377	0.97	1864	18	2063	5	9.6
"qs17"	71	191	117	0.61	388996	0.183	0.12971	0.00061	5.93075	0.19476	0.33162	0.01078	0.99	1846	52	2094	8	11.8
"117"	143	397	170	0.43	174901	0.125	0.12763	0.00044	5.81760	0.14402	0.33058	0.00811	0.99	1841	39	2066	6	10.9
"qs32"	87	243	151	0.62	460598	0.186	0.12991	0.00209	5.58358	0.21680	0.31182	0.01102	0.91	1750	54	2097	28	16.6
"qs29"	59	174	83	0.48	365896	0.163	0.12718	0.00096	5.31758	0.22631	0.30325	0.01270	0.98	1707	63	2059	13	17.1
"qs7"	61	200	74	0.37	400226	0.117	0.12274	0.00052	4.73920	0.13218	0.28004	0.00772	0.99	1592	39	1996	8	20.3
"qs25"	39	130	75	0.58	235016	0.176	0.12503	0.00061	4.72860	0.05158	0.27429	0.00267	0.89	1563	13	2029	9	23.0
"qs4"	85	274	148	0.54	506884	0.187	0.12378	0.00085	4.66352	0.14220	0.27324	0.00612	0.97	1557	41	2011	12	22.6
"qs3"	24	93	24	0.26	220634	0.094	0.11711	0.00067	4.00791	0.08414	0.24820	0.00501	0.96	1429	26	1913	10	25.3
"1117"	83	326	110	0.34	104594	0.134	0.11517	0.00351	3.72713	0.27071	0.23472	0.01547	0.91	1359	80	1883	55	27.8
"qs34"	64	274	97	0.35	336960	0.164	0.12129	0.00131	3.65210	0.07433	0.21839	0.00377	0.85	1273	20	1975	19	35.5
"qs2"	48	219	77	0.35	326906	0.148	0.11281	0.00275	3.08630	0.15516	0.19842	0.00872	0.87	1167	47	1845	44	36.8
"1115"	10	105	1	0.01	13132	0.006	0.06081	0.00086	0.84753	0.05156	0.10108	0.00598	0.97	621	35	633	31	1.9
"1113"	9	102	1	0.01	12645	0.006	0.06032	0.00058	0.83601	0.01778	0.10052	0.00190	0.89	617	11	615	21	-0.4
"1121"	8	89	1	0.02	11241	0.006	0.06066	0.00048	0.83482	0.01725	0.09982	0.00190	0.92	613	11	627	17	2.2
"1114"	11	120	2	0.01	15700	0.005	0.06004	0.00093	0.82633	0.04382	0.09982	0.00506	0.96	613	30	605	34	-1.4
"qs13"	6	65	1	0.01	41346	0.011	0.06146	0.00182	0.83050	0.02963	0.09801	0.00194	0.56	603	11	655	64	8.0
"qs1"	5	55	1	0.01	34388	0.018	0.06179	0.00048	0.84038	0.01798	0.09865	0.00197	0.93	606	12	667	17	9.0
"1119"	31	130	51	0.39	37315	0.149	0.10696	0.00230	3.28850	0.17857	0.22299	0.01112	0.92	1298	58	1748	39	25.8
"115"	51	230	55	0.24	78852	0.058	0.10386	0.00222	3.17889	0.18552	0.22198	0.01206	0.93	1292	63	1694	39	23.7
"119"	36	135	38	0.28	47865	0.063	0.11461	0.00179	4.12386	0.20159	0.26097	0.01209	0.95	1495	62	1874	28	20.2
"qs21"	61	199	83	0.42	369426	0.111	0.11877	0.00068	4.67914	0.11664	0.28573	0.00693	0.97	1620	35	1938	10	16.4
"qs30"	72	193	86	0.44	468496	0.131	0.12402	0.00136	5.84276	0.22710	0.34169	0.01274	0.96	1895	61	2015	19	6.0
"qs23"	68	181	32	0.18	450526	0.076	0.12713	0.00093	6.43703	0.10596	0.36724	0.00542	0.90	2016	25	2059	13	2.1
"qs6"	91	221	145	0.66	821178	0.203	0.12592	0.00097	6.22190	0.06238	0.35837	0.00229	0.64	1974	11	2042	14	3.3
"qs18"	73	204	72	0.35	441820	0.113	0.12675	0.00059	5.95340	0.09086	0.34065	0.00496	0.95	1890	24	2053	8	8.0
"qs14"	8	50	4	0.08	83814	0.069	0.08833	0.00145	2.02724	0.03777	0.16645	0.00146	0.47	993	8	1390	32	28.6
"111"	45	314	42	0.13	65431	0.047	0.07952	0.00069	1.68255	0.18497	0.15346	0.01682	1.00	920	93	1185	17	22.3
"1112"	85	666	19	0.03	115340	0.024	0.08773	0.00042	1.68636	0.05764	0.13941	0.00472	0.99	841	27	1377	9	38.9
"1111"	79	643	17	0.03	111001	0.015	0.08021	0.00038	1.42478	0.02844	0.12883	0.00250	0.97	781	14	1202	9	35.0
"116"	88	743	30	0.04	126845	0.016	0.07834	0.00057	1.32567	0.02156	0.12274	0.00178	0.89	746	10	1155	14	35.4
"qs27"	3	24	1	0.04	30015	0.076	0.09180	0.00190	1.59519	0.10115	0.12802	0.00755	0.94	765	43	1463	39	47.7
"qs22"	81	221	115	0.52	513796	0.157	0.13138	0.00207	5.17615	0.17104	0.28575	0.00917	0.97	1620	46	2116	28	23.4

Table 5: U-Th-Pb LA-ICP-MS results for zircon grains from Tidjenouine granulite TJ5

Sixty spots have been analyzed on these zircons. They determine a broad alignment from c. 2100 Ma to c. 600 Ma. When considering these results and the relation between ages and the different zircon domains (Fig. 14), the following patterns arise:

- (1) 34 spots in central grey zones define a discordia line with an upper intercept of 2144 ± 9 Ma and a lower intercept of 597 ± 27 Ma (2σ , MSWD= 1.5). Among these analyses, 5 concordant spots provide a slightly older but consistent age of 2151 ± 8 Ma (2σ , 5 zircons, MSWD= 1.5). We consider this last age as

the best estimate for the crystallization of these central zones. Th/U ratios of this group vary between 0.78 and 0.43 for spots with $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages above 1700 Ma, those with younger $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages having ratios between 0.58 and 0.26.

(2) 13 spots in spongy intermediate zones define a discordia line with an upper intercept of 2062 ± 39 Ma and a lower intercept of 681 ± 63 Ma (2σ , MSWD= 4.1); there are no true concordant spots in this group but 4 spots have only a slight discordance below 8%: their mean $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age is 2049 ± 22 Ma; Th/U ratios of this group vary between 0.66 and 0.24 for spots with $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages above 1200 Ma, those with $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages below 1000 Ma having ratios between 0.03 and 0.13. Let us note that the U and Pb concentrations in these analyses are not significantly different from the first group (Table 5), indicating that the calcite inclusions present in these zones do not interfere in these analyses, as what one could expect.

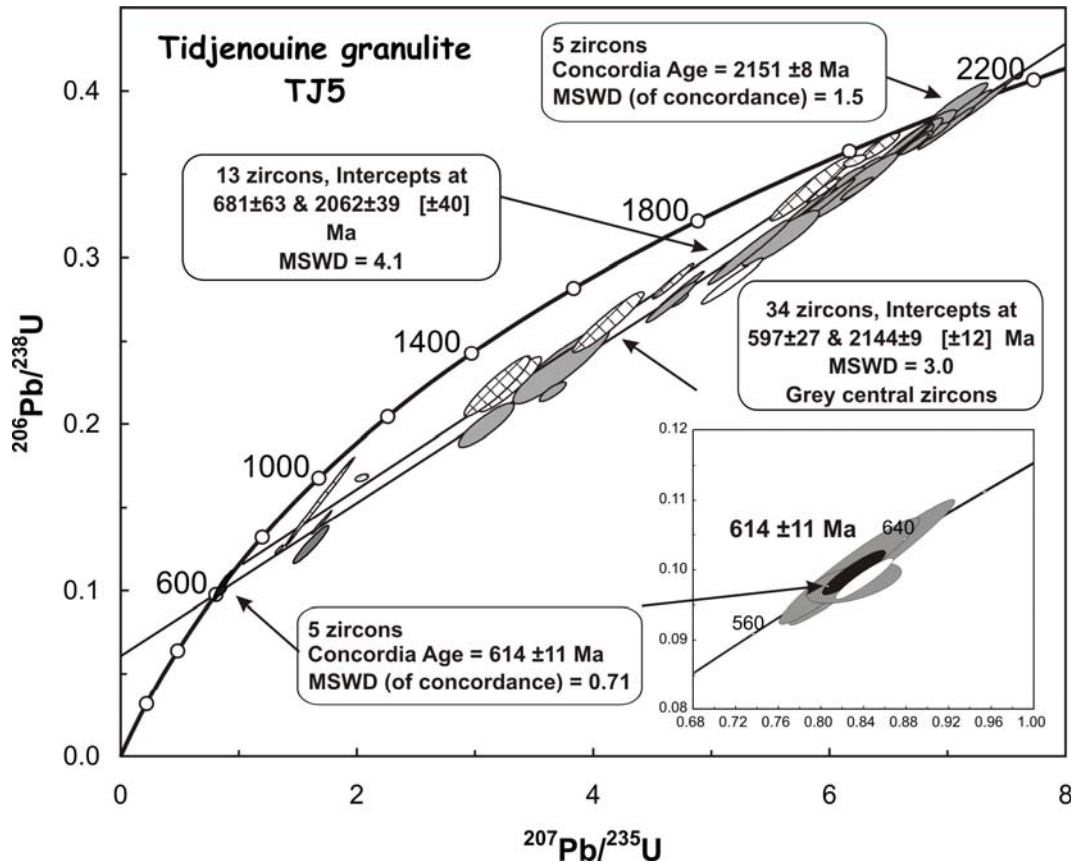


Figure 14: Zircon U-Pb Concordia diagrams showing Concordia and discordia ages: the grey ellipses correspond to the zircon grey central zones, the hatched ellipses to the zircon "spongy" zones; within the inset, the ellipses correspond to individual zircons not displaying the corona texture of most of the Tidjenouine zircons (grey: used in the calculation, white: not used, for calculation including that spot, see text; black: result of the Concordia age calculation).

(3) 5 spots obtained in the non-prismatic core-free zircons are concordant close to the previous discordia lower intercepts and a sixth one is nearly concordant. Our best estimate for this batch of analyses is 614 ± 11 Ma (5 zircons, MSWD= 0.71). Their Th/U ratios are very low, between 0.01 and 0.02. The outer rims displayed by some

Geochronology and metamorphic P-T-X evolution of the Eburnian Granulite-facies Metapelites.

zircon grains were too thin to be analyzed with the laser ablation technique but we make the hypothesis that a similar Pan-African age would have been acquired on these zones. Finally two spots are slightly below the two discordias and have not been included in the age calculations.

The oldest age of 2151 ± 8 Ma has been determined on central parts of the grains, some of which are zoned and characteristic of a magmatic crystallisation. This age is thus attributed to the magmatic protolith of the granulite. The slightly younger age of 2062 ± 39 Ma is questionable since it has been calculated from discordant analyses sampling the intermediate coronas linked to the granulitic migmatitic event (M1 and M2 phase). The location of these data points on the left of the *c.* 2.15-0.60 Ga discordia line indicates that these zones have suffered U-Pb disturbances, at some times in the past, between these two ages. The limited degree of discordance of some of these analyses (< 10%) is taken as evidence for a Palaeoproterozoic age for this event. This would imply that both the prograde M1 and retrograde M2 metamorphic phases are Eburnian in age and most probably correspond to one metamorphic path. A younger age (i.e. Neoproterozoic) for the granulitic event cannot be strictly ruled out in the absence of concordant analyses but is unlikely: in this case the spots acquired on the intermediate zones should lie on a discordia line pointing to *c.* 2.15 Ga and not as much to the left. The rare independent crystals unzoned and unaffected by the reaction coronas are dated at 614 ± 11 Ma, an age that can probably be applied to the thin external rims of most zircons. This age corresponds to that of the intrusion of the neighbouring granitic batholiths such as the Anfé batholith (608 ± 7 Ma; U-Pb zircon, Bertrand et al., 1986, recalculated by Liégeois et al., 2003) and thus to the M3 thermal metamorphic phase, which is thus Pan-African in age. The fact that this phase was the most effective to lower the Th/U ratio indicates that during the Pan-African M3 metamorphism, only solid-state reactions occurred while melts were produced during the Eburnian M1-M2 granulite-facies migmatitic event, the lowering of the Th/U ratio being favoured by metamorphic fluids (Williams et al., 1996) that probably ease the exchange of Th between zircon and minerals such as monazite.

Discussion and Conclusion

In several areas of the Laouni terrane, observed granulitic formations are commonly associated with an important migmatitic event. The textural relationships and the *P-T* estimates suggest that the beginning and maintenance of melt production occurred during the prograde metamorphic evolution (M1) culminating at 850°C and 7.5 kbar. A large part of the retrograde evolution (M2) down to 700°C and 4 kbar, also occurred under granulite-facies conditions: the presence of early, strongly restitic granulites (corundum metapelites earlier than the garnet-sillimanite-biotite metamorphic peak) indicates that migmatitisation was already important before the M1 climax and some melt was also produced during the late breakdown of biotite (M2). The M2 stage evolved eventually to a M2' phase in the amphibolite facies

at 600°C, which is evidenced by some late minerals such as anthophyllite, secondary biotite, cummingtonite, following the rock type). This granulitic metamorphism is Eburnian (2062 ± 39 Ma). This clockwise retrograde *P-T* segment is similar to that constructed using a variety of different rock types (metapelitic and metabasic rocks) from the basement of the Laouni terrane (Ouzegane et al., 2001; Bendaoud et al., 2003; Derridj et al., 2003). During this evolution $a_{\text{H}_2\text{O}}$ generally decreased, probably because of absorption of H_2O in anatectic melts, preserving most of the granulite-facies parageneses (M2' is local).

Our petrological and thermobarometric study indicates a clockwise *P-T* path marked by a decompression stage generating spectacular coronitic and symplectitic textures in both the para- and ortho-derived metamorphic units. The succession of parageneses during this decompression depends on the chemical composition of the rocks. In Tidjenouine, the metapelites and the microdomains rich in Si and Mg are characterized by the appearance of an orthopyroxene–cordierite association at the expense of garnet, quartz and biotite, in the absence of sillimanite. On the other hand, the metapelites and the microdomains rich in Al and Fe display the spinel-cordierite assemblage, without orthopyroxene, following the destabilization of garnet, sillimanite and biotite. The occurrence of sillimanite inclusions in the core of primary garnet in quartz bearing metapelites confirms that this mineral was present during the prograde stage.

The peak pressures obtained at Tamanrasset (10 kbar: Ouzegane et al., 2001) and at Tin Begane (12 kbar: Derridj et al., 2003) are higher than those obtained in the studied area (7-8 kbar). This can be related to different exposed crustal levels (Bendaoud et al., 2004). Coupled with the observation of the abundance of often subhorizontal shear zones, this suggests that the LATEA microcontinent is composed of a series of Eburnian nappes, probably resulting from a collisional orogeny. It is thus possible that the shear zones interpreted as Pan-African in age (Bertrand et al., 1986) were initiated during the Eburnian orogeny and reactivated during the Pan-African orogeny. More work is needed to assess this hypothesis. The age of the protolith of the dated sample (2151 ± 8 Ma) is thus probably related to a pre-collisional event such as a subduction regime. No Archaean age is here recorded as in the other regions of the southern LATEA (Bertrand et al., 1986; Barbey et al., 1989); Archaean ages are currently only known in the Gour Oumelalen region (NE LATEA; Peucat et al., 2003; Fig. 1). This could suggest the existence of an Archaean continent to the NE involved to the SW in a collisional orogeny with a Palaeoproterozoic terrane, but more geochronological, metamorphic and geochemical data, are needed to go further in this interpretation. We can already point that the Eburnian granulitic metamorphism in the Archaean Gour Oumelalen area is younger (c. 1900 Ma; Peucat et al., 2003) than in south-west LATEA (c. 2100 Ma; Barbey et al., 1989; this study). The geodynamical understanding of the Eburnian evolution of Hoggar is still in its prime infancy.

Geochronology and metamorphic P-T-X evolution of the Eburnian Granulite-facies Metapelites.

The age of 614 ± 11 Ma obtained on individual unzoned zircons and the large discordance of many Eburnian zircons indicate that the effect of the Pan-African orogeny was important in LATEA even if the Eburnian granulite-facies parageneses are well preserved. Similar ages have been obtained on the Telohat migmatites (609 ± 17 Ma; U-Pb zircon lower intercept; Barbey et al., 1989). The Pan-African event is marked by the M3 thermal metamorphism (650°C ; 3-4 kbar) that led to the destabilization of the amphibole in the metabasic rocks and probably of the biotite in the metapelites, and allowed the crystallization of a new generation of sillimanite not linked to the M1-M2 metamorphic phase, as postulated by Caby (2003). The M3 metamorphism is synchronous to the large Pan-African batholiths such as the Anfege batholith (608 ± 7 Ma; U-Pb zircon, Bertrand et al., 1986, recalculated by Liégeois et al., 2003); themselves are synchronous to the functioning of the large shear zones characteristic of the Tuareg shield (Fig. 1). These batholiths are rooted in the subvertical major shear zones and were emplaced as sheets along reactivated pre-existing subhorizontal shear zones (Acef et al., 2003; Liégeois et al., 2003). We can here confirm the pre-existence of these subhorizontal shear zones, to which we attribute an initial Eburnian age on the basis of the above petrological results linked to the dated c. 2060 Ma granulitic facies metamorphism. True dating of these shear zones must still be done.

This shed light on the LATEA Pan-African metacratonic evolution (Liégeois et al., 2003): the LATEA microcontinent was mainly built during the Eburnian orogeny that generated a regional granulite-facies metamorphism and became a craton by lithospheric thickening (Black and Liégeois, 1993) during the Mesoproterozoic, a quiet period for LATEA (no Mesoproterozoic event are recorded in central Hoggar) as for most of West Africa. This rigid cratonic behaviour allowed LATEA to collect several Neoproterozoic island arc (Liégeois et al., 2003): the Iskel terrane at 870-850 Ma (Caby et al., 1982), and the Tin Begane unit at c. 685 Ma (Liégeois et al., 2003) among others, which are not yet dated. These accretion events are not recorded in the Tidjenouine granulites. The main Pan-African orogenic phase is characterized by large horizontal movements along mega-shear zones and the intrusion of granitoid batholiths in the 620-580 Ma age range (Bertrand et al., 1986; Black et al., 1994; Caby and Andreopoulos-Renaud, 1989; Liégeois et al., 1994, 2003). This phase dismembered the LATEA craton and heat transfer was caused by the magmas uprising along the shear zones, even through a large part of the cratonic features were preserved, including the Eburnian granulitic paragenesis and probably many Eburnian structures, even if slightly to strongly reworked. This corresponds to the notion of metacraton (Abdelsalam et al., 2002) that can be applied to LATEA (Liégeois et al., 2003). Taking into account the relative small area of LATEA, we can suggest that it belonged, before the Pan-African orogeny, to a larger craton probably constituting its margin. Whether LATEA represents the former eastern boundary of the West African craton or the western boundary of the Saharan craton is still a matter of debate. The Tidjenouine area demonstrates the complexity of metacratonic areas that result from the interplay of two orogenies on a rigid block. This is

the reason why metacratonic areas are most often not well understood and are probably now among the most fascinating regions to study with modern techniques.

Acknowledgements

We warmly thank G. Rebay and P. Goncalves for their reviews that significantly improved the final version of the manuscript. Lively discussions with R. Caby on the Eburnian vs. Pan-African effects in Hoggar were appreciated. We thank Nasser Ennih for his editorial comments. This work was supported by the TASSILI 05 MDU 653 project "Imagerie tridimensionnelle et évolution spatio-temporelle du Hoggar" and by the NATO grant EST/CLE 979766. We are also extremely grateful to ORGM and OPNA for logistic support during field work.

References

- Abdelsalam, M., Liégeois, J.P. and Stern, R.J., 2002. The Saharan metacraton. *Journal of African Earth Science* 34, 119–136.
- Acef, K., Liégeois, J.P., Ouabadi and A., Latouche, L., 2003 : The Anfeq post-collisional Pan-African high-K calc-alkaline batholith (Central Hoggar, Algeria), result of the LATEA microcontinent metacratonisation. *Journal of African Earth Sciences*, 37, 95-311.
- Adjerid, Z., Ouzegane, K., Godard, G., Kienast, J.R., 2007. Reactional history and phase relationships in ultrahigh-temperature sapphirine-spinel-quartz Al-Mg granulites from the Khanfous area (In ouzzal metacraton, Hoggar, Algeria). *Geological Society of London, Special Publication*, "Boundaries of the West African Craton", this issue.
- Barbey, P., Bertrand, J.M., Angoua, S. and Dautel, D., 1989. Petrology and U/Pb geochronology of the Telohat migmatites, Aleksod, Central Hoggar, Algeria, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 101 : 207-219.
- Bendaoud, A., Ouzegane, K. and Kienast, J.R., 2003. Textures and phase relationships in ferrous granulites from Tidjenouine (Hoggar, Algeria): fayalite-ferrossilite-quartz secondary assemblage. *Journal of African Earth Sciences* 37, 241–255.
- Bendaoud, A., Derridj, A., Ouzegane and K., Kienast J.R., 2004. Granulites of the Laouni terrane, (Tamanrasset, Tidjenouine, Tin Bégane) *Journal of African Earth Sciences*, 39, 187-192.
- Benyahia, O., Haddoum, H., Ouzegane, K., Bendaoud, A., Djemai, S. et Kienast, J-R., 2005 Fonctionnement et rôle des méga zones de cisaillement dans la structuration du métacraton éburnéen du LATEA au panafricain puis au phanérozoïque (région de Tamanrasset, Hoggar, Algerie) *Geosciences Review*, 12, 4, 261-274.
- Bertrand, J.-M. and Jardim de Sa', E.F., 1990. Where are the Eburnean–Transamazonian collisional belts?. *Canadian Journal of Earth Sciences* 27, 1382–1393.
- Bertrand, J.M., Michard, A., Boullier, A.M. and Dautel, D., 1986. Structure and U/Pb geochronology of Central Hoggar (Algeria): a reappraisal of its Pan-African evolution. *Tectonics* 5, 955–972.
- Black, R. and Liégeois, J.P., 1993. Cratons, mobile belts, alkaline rocks and continental lithospheric mantle: the Pan-African testimony. *Journal of the Geological Society of London* 150, 89–98.
- Black, R., Latouche, L., Liégeois, J.P., Caby and R., Bertrand, J.M., 1994. Pan-African displaced terranes in the Tuareg shield (central Sahara). *Geology* 22, 641–644.
- Bohlen, S. R. and Liotta, J. J., 1986. A barometer for garnet amphibolites and granulites. *Journal of Petrology*, 27, 1025 - 1034.
- Bruguier, O., Telouk, P., Cocherie, A., Fouillac, A.M., and Albarede, F., 2001. Evaluation of Pb-Pb and U-Pb laser ablation ICP-MS zircon dating using matrix-matched calibration samples with a frequency quadrupled (266 nm) Nd:YAG laser. *Geostandards Newsletters* 25, 361-373.
- Caby R., 2003. Terrane assembly and geodynamic evolution of central-western Hoggar : a synthesis. *Journal of African Earth Sciences* 37, 3-4, 133-159.

Geochronology and metamorphic P-T-X evolution of the Eburnian Granulite-facies Metapelites.

- Caby, R. and Andreopoulos-Renaud, U., 1989. Age U-Pb à 620 Ma d'un pluton synorogénique de l'Adrar des Iforas (Mali). conséquences pour l'âge de la phase majeure de l'orogène pan-africain. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris* 308, 307-314.
- Caby, R., Andreopoulos-Renaud, U. and Gravelle, M., 1982. Cadre géologique et géochronologique U/Pb sur zircon des batholites précoces dans le segment pan-africain du Hoggar central (Algérie). *Bulletin Société Géologique France* 24, 677-684.
- Czamanske, G. D., and Wones, D. R., 1973. Oxidation during magmatic differentiation, Finnmarka Complex, Oslo area, Norway. II. The mafic silicates. *Journal of Petrology* 14:349-112.
- Derridj, A., Ouzegane, K., Kienast, J.R. and Belhail, D., 2003. P-T-X evolution in garnet pyroxenites from Tin Begane (Central Hoggar, Algeria). *Journal of African Earth Sciences* 37, 257-268.
- Hanson, G.N., 1989. An approach to trace element modeling using a simple igneous system as an example *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 1989 21: 79-97
- Harley, S. L., 1984. An experimental study of the partitioning of Fe and Mg between garnet and orthopyroxene. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 86, 359-373.
- Harley, S. L., 1989. The origins of granulites: a metamorphic perspective. *Geological Magazine*, 126:215-247.
- Hoisch, T.D., 1990. Empirical calibration of six geobarometers for the mineral assemblage quartz+muscovite+biotite+plagioclase+garnet. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104, 225-234.
- Holland, T. J. B., and Powell, R., 1990. An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: the system K₂O-Na₂O-CaO-MgO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-TiO₂-SiO₂-C-H-O. *J. Metamorph. Geol.* 8:89-124.
- Koziol, A. M. and Newton, R. C., 1988. Redetermination of the anorthite breakdown reaction and improvement of the plagioclase - garnet - Al₂SiO₅ - quartz barometer. *American Mineralogist*, 73, 216-223.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C.N., Ungaretti, L., Whittaker and E.J.W., Youzhi, G., 1997. Nomenclature of amphiboles. *Canadian Mineralogist* 9, 623-651.
- Liégeois, J.P., Black, R., Navez, J., Latouche, L., 1994. Early and late Pan-African orogenies in the Air assembly of terranes (Tuareg shield, Niger). *Precambrian Research* 67, 59-88.
- Liégeois, J.P., Latouche, L., Boughrara, M., Navez, J. and Guiraud, M., 2003. The LATEA metacraton (Central Hoggar, Tuareg shield, Algeria): behaviour of an old passive margin during the Pan- African orogeny. *Journal of African Earth Sciences* 37, 161-190.
- Neves, S., Bruguier, O., Vauchez, A., Bosch, D., Rangel da Silva, J.M., Mariano, G., 2006. Timing of crust formation, deposition of supracrustal sequences, and Transamazonian and Brasiliano metamorphism in the East Pernambuco belt (central domain, Borborema Province, NE Brazil): implications for western Gondwana assembly. *Precambrian Research* 149, 197-216.
- Newton, R. C. and Haselton, H. T., 1981. Thermodynamics of the garnet - plagioclase - Al₂SiO₅ - quartz geobarometer. In: *Thermodynamics of Minerals and Melts* (eds, E. R. C. Newton), 131-147, New-York.
- Newton, R. C. and Perkins, D. I., 1982. Thermodynamic calibration of geobarometers based on assemblages garnet - plagioclase - orthopyroxene (clinopyroxene) - quartz. *American Mineralogist*, 67, 203-222.
- Ouzegane, K., and Boumaza, S., 1996. An example of ultrahigh-temperature metamorphism: orthopyroxene-sillimanite-garnet, sapphirine-quartz and spinel-quartz parageneses in Al-Mg granulites from In Hihaou, In Ouzal, Hoggar. *J. Metamorph. Geol.* 14:693-708.
- Ouzegane, K., Djemai, S., and Guiraud, M., 1996. Gedrite garnet sillimanite bearing granulites from Amesmessah area, south In Ouzal, Hoggar, Algeria. *Journal of Metamorphic Geology*, 14, 739-753.
- Ouzegane, K., Bendaoud, A., Kienast, J.R. and Touret, J.L.R., 2001. Pressure-temperature-fluid evolution in the Eburnean metabasites and metapelites from Tamanrasset (Hoggar, Algeria). *Journal of Geology* 109, 247-263.
- Ouzegane, K., Kienast, J.R. Bendaoud, A., and Drareni, A., 2003. A review of Archaean and Paleoproterozoic evolution of the In Ouzal granulitic terrane (Western Hoggar, Algeria). *Journal of African Earth Sciences*, 37, 207-227

- Perchuk, L.L. and Lavrent'eva, I.V., 1983. Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite. in Saxena, S.K., Ed., *Kinetics and Equilibrium in Mineral Reactions, Advances in Physical Geochemistry*, 3, p. 199–239, Springer, New York.
- Perchuk, L. L., Aranovich, L. Y., Podlesskii, K. K., Lavrent'eva, I. V., Gerasimov, V. Y., Fed'Kin, V. V., Kitsul, V. I., Karasakov, L. P. et Berdnikov, N. V., 1985. Precambrien granulites of the Aldan shield, eastern Siberia, USSR. *Journal of metamorphic Geology*, 3, 265-310.
- Peucat, J.J., Drareni, A., Latouche, L., Deloule, E. and Vidal, P., 2003. U–Pb zircon (TIMS and SIMS) and Sm–Nd whole-rock geochronology of the Gour Oumelalen granulitic basement, Hoggar massif, Tuareg shield, Algeria. *Journal of African Earth Sciences* 37, 3-4, 229-239.
- Powell, R. and Holland, T. J. B., 1988. An internally consistent data set with uncertainties and correlations: 3. Applications to geobarometry worked examples and a computer program. *Journal of metamorphic Geology*, 6, 173-204.
- Powell, R, Holland, TJB, and Worley, B., 1998 Calculating phase diagrams involving solid solutions via nonlinear equations, with examples using THERMOCALC *Journal of Metamorphic Geology* 16, 577-588
- Robinson, P.; Ross, M.; and Jaffe, H. W. 1971. Composition of the anthophyllite-gedrite series: comparisons of gedrite-hornblende and the anthophyllite-gedrite solvus. *Am. Mineral.* 56:1005–1041.
- Sengupta, P., Dasgupta, S. Bhattacharya, P.K., and Mukherjee, M., 1990. An orthopyroxene biotite geothermometer and its application in crustal granulites and mantle-derived rocks. *Journal of Metamorphic Geology*, 8, 191–197.
- Spear, F.S., 1980. The gedrite - anthophyllite solvus and the composition limits of orthoamphibole from the Post Pond volcanics, Vermont. *American Mineralogist* 65, 1103-1118.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A.D. Saunders and M.J. Norry (Eds), *Magmatism in the Ocean Basins*, Geological Society, London, 313-345.
- Taylor, S.R., and McLennan, S.M., 1985. *The Continental crust: Its Composition and evolution*. Blackwell, Oxford, 312 pp.
- Wiedenbeck, M., Allé, P., Corfu, F., Griffin, W.L., Meier, M., 1995. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards Newsletter* 19, 1-23.
- William, I.S., Buick, I.S. and Cartwright, I., 1996. An extended episode of early Mesoproterozoic metamorphic fluid flow in the Reynold Range, central Australia. *Journal Metamorphic Geology* 14, 29-4

Chapitre XIII

**“Granulitic metamorphism in the Laouni terrane
(Central Hoggar, Tuareg Shield, Algeria)”**

**A. Bendaoud, A. Derridj, K. Ouzegane, J-R. Kienast
Journal of African Earth Sciences 39 (2004) 187–192**

Granulitic metamorphism in the Laouni terrane (Central Hoggar, Tuareg Shield, Algeria)

Abderrahmane Bendaoud ^{a,*}, Amel Derridj ^b, Khadidja Ouzegane ^a,
Jean-Robert Kienast ^c

^a *Faculté des Sciences de la Terre, de Géographie et d'Aménagement du Territoire, U.S.T.H.B., B.P. 32, Dar el Beida, Algiers, Algeria*

^b *Faculté des Hydrocarbures et de la Chimie, Université m'Hamed Bougara, 35000 Boumerdès, Algeria*

^c *Laboratoire de Pétrologie, CNRS UMR 7097 IPGP, Université de Paris 7, Tour 26-O, 4 place Jussieu, 75252 Paris, France*

Available online 30 September 2004

Abstract

In the Laouni terrane, which belongs to the polycyclic Central Hoggar domain, various areas contain outcrops of formations showing granulite-facies parageneses. This high-temperature metamorphism was accompanied by migmatization and the emplacement of two types of magmatic suite, one of continental affinity (garnet pyroxenites and granulites with orthoferrosillite–fayalite–quartz), and the other of arc affinity (layered metanorites). Paragenetic, thermobarometric and fluid-inclusion studies of the migmatitic metapelites and metabasites make it possible to reconstruct the P – T – aH_2O path undergone by these formations. This path is clockwise in the three studied areas, being characterized by a major decompression (Tamanrasset: 10.5 kbar at 825 °C to 6 kbar at 700 °C; Tidjenouine: 7.5 kbar at 875 °C; to 3.5 kbar at 700 °C; Tin Begane: 13.5 kbar at 850 °C; to 5 kbar at 720 °C), followed by amphibolitization that corresponds to a fall of temperature (from 700 to 600 °C) and an increase in water activity (from 0.2–0.4 to almost 1).

The main observed features are in favour of petrogenesis and exhumation related to the Eburnean orogeny. However, the lacks of good-quality dating work and a comparison with juvenile Pan-African formations having undergone high-pressure metamorphism, in some cases reaching the eclogite facies, do not rule out the possibility that high-temperature parageneses are locally due to Pan-African events.

© 2004 Elsevier Ltd. All rights reserved.

Keywords: Laouni; Hoggar; LATEA; Granulite; Eburnean Pan-African

1. Introduction

The Central Hoggar is located at the core of the Tuareg Shield (Fig. 1(A)), providing an example of a Precambrian domain that has undergone a polycyclic history. Indeed, the available dating suggests that this domain consists of Eburnean crust (Paleoproterozoic ~ 2000 Ma), including some Archaean zones, onto

which juvenile Pan-African (850–550 Ma) material was locally accreted (Liégeois et al., 2003; Peucat et al., 2003). Thus, the set of formations in this area corresponds to a superposition of Pan-African nappes reworking Archean–Eburnean material to a variable extent. The base of some of these nappes is picked out by relatively well-preserved eclogitic layers. During the Pan-African orogeny (850–550 Ma), to which the region owes its current structure, the Tuareg Shield was built up from the amalgamation of different terranes and was involved in two major collisions, one with the West African Craton and the other with the Saharan Craton (Black et al., 1994).

* Corresponding author. Tel: +213 21 24 76 47; fax: +213 21 24 76 47.

E-mail address: abderbendaoud@hotmail.com (A. Bendaoud).

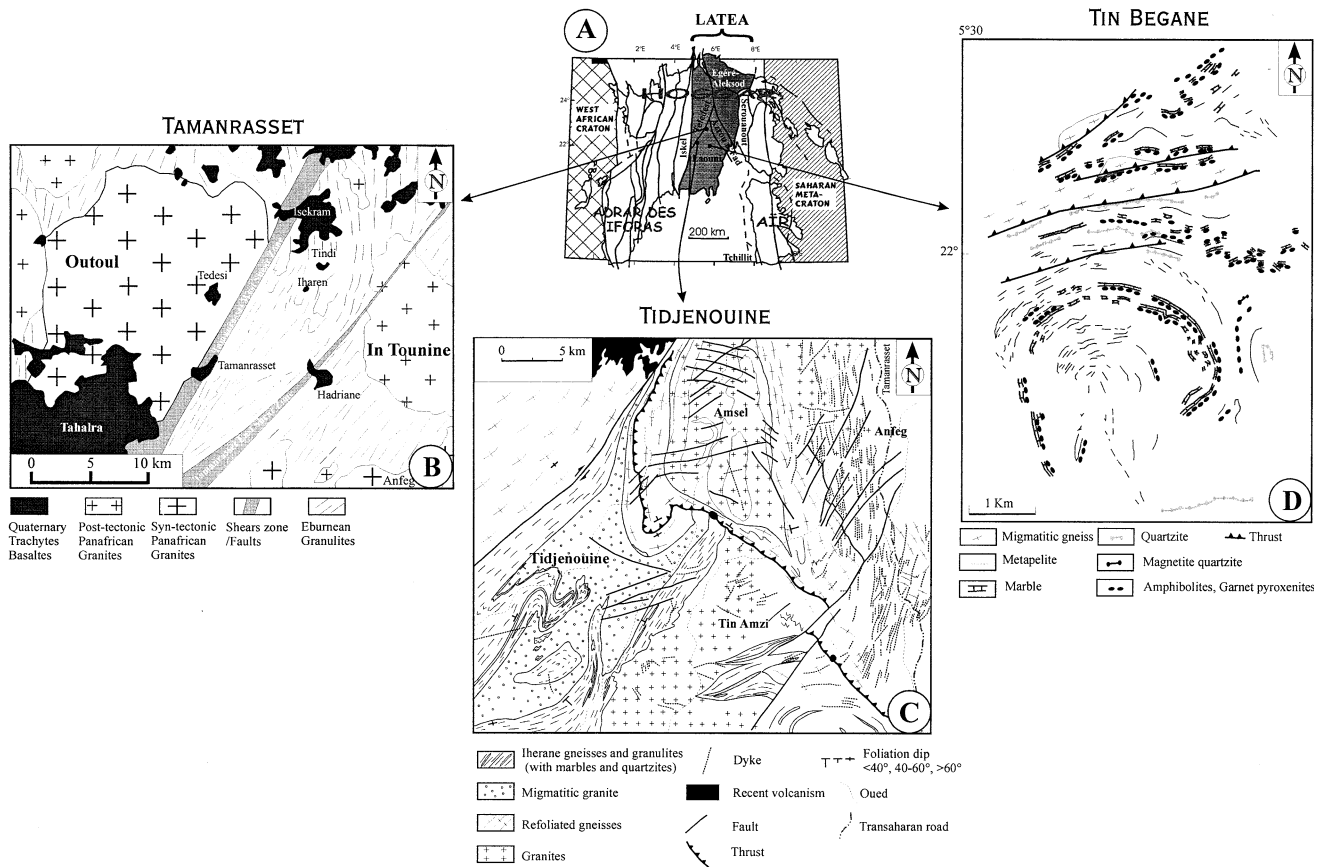


Fig. 1. Geological maps of the studied areas, and their situation within the Hoggar: (A) Tuareg Shield (Black et al., 1994); (B) Tamanrasset area (Ouzegane et al., 2001); (C) Tidjenouine area (Bertrand et al., 1986); (D) Tin Begane area (Derridj et al., 2003).

Several authors point out the remarkable structural and compositional unity of the *ortho*- and *para*-derived amphibolitic formations (some with granulite-facies relics) making up the Laouni, Azrou, N'Fad, Tefedest and Egéré-Aleksod blocks that occupy the entire central-western part of Central Hoggar (Fig. 1(A)). According to Latouche et al. (2000) and Liégeois et al. (2003), these four terranes made up an Archean–Eburnean micro-continent known as LATEA. During the Pan-African orogeny, it appears that LATEA formed a passive margin that was involved in two collisions with arc-type terranes: in the West, the Iskel terrane of Mesoproterozoic age stabilized towards 840 Ma (Caby, 2003) and, in the East, the Serouanout terrane of unknown age, but including a large part of apparently juvenile material (Black et al., 1994). During the post-collisional phase, this micro-continent was dismembered following horizontal movements along major shear-zones (Liégeois et al., 2003).

The present study concerns the metamorphic history of three areas (Tamanrasset, Tidjenouine and Tin Begane) where granulitic formations are exposed. The rocks show granulite- and amphibolite-facies parageneses. These three areas all are located within the Laouni

terrane that constitutes the SW part of Central Hoggar (Fig. 1A).

2. Tamanrasset

The area of Tamanrasset is made up of migmatitic gneisses and metasediments with numerous intercalations of metabasites (Fig. 1B). The various rock-types are commonly retrogressed into the amphibolite facies, and even into the greenschist facies near the mylonitic zones that form belts around this area. However, remarkably preserved lenses of metabasite containing garnet (Grt)–clinopyroxene (Cpx)–orthopyroxene (Opx)–hornblende (Hbl)–plagioclase (Pl)–quartz (Qtz) (Fig. 2(A)) allow us to estimate *P–T* path evolution, by combining the study of phase relations with mineral equilibria calculated by the Thermocalc program of Powell and Holland (1988), conventional and automatic geothermobarometry, and fluid inclusions (Ouzegane et al., 2001). A metamorphic peak is calculated at approximately $825 \pm 25^\circ\text{C}$ and 10 ± 1 kbar (Fig. 3(A)). Then, these rocks underwent a retrograde evolution leading to conditions of $700 \pm 50^\circ\text{C}$ at 6.5 ± 1 kbar, with H_2O activity remaining

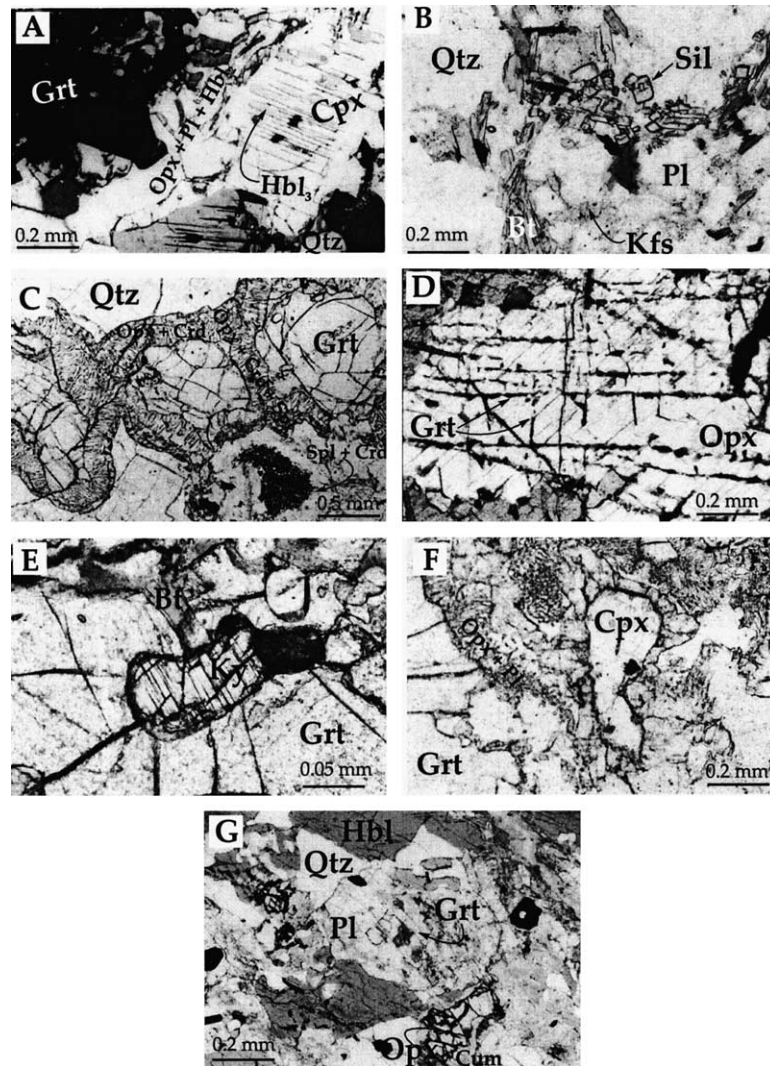


Fig. 2. Photomicrographs of representative metamorphic rocks from Tamanrasset, Tidjenouine and Tin Begane areas. (A) Breakdown of garnet + clinopyroxene + quartz to orthopyroxene + plagioclase + hornblende and development of fine lamellae of amphibole along clinopyroxene cleavage planes in garnet–pyroxenites of Tamanrasset. (B) Metapelite from Tamanrasset showing the sillimanite–biotite–plagioclase–quartz–K-feldspar assemblage. (C) Metapelite from Tidjenouine showing the breakdown of garnet and quartz to orthopyroxene + cordierite. Spinel–cordierite symplectites result from the reaction: garnet + sillimanite \Rightarrow spinel + cordierite. Note that in cracks of garnet it developed orthopyroxene–spinel–cordierite symplectites. (D) Exsolution of garnet with preferred orientations in aluminous orthopyroxene of sillimanite–free metapelite from Tidjenouine. (E) Inclusion of kyanite armoured by garnet in garnet–sillimanite–biotite metapelite from Tin Begane. (F) Representative assemblages of garnet pyroxenites from Tin Begane, showing orthopyroxene–plagioclase intergrowths and orthopyroxene corona around quartz, resulting from the reaction: garnet + clinopyroxene + quartz \Rightarrow orthopyroxene + plagioclase (G) Retrogressed garnet pyroxenite from Tamanrasset showing the breakdown of orthopyroxene + hornblende to cummingtonite + plagioclase + quartz.

around 0.2 (Ouzegane et al., 2001). This is illustrated (Fig. 2(A)) by the destabilization of the primary assemblage containing Grt ($\text{Alm}_{57}\text{Py}_{17}\text{Grs}_{25}\text{Sp}_{3}$; $X_{\text{Fe}} = 0.53$)–Cpx ($X_{\text{Fe}} = 0.46$)–Opx₁ ($X_{\text{Fe}} = 0.57$)–Pl₁ (An_{50})–Hbl₁ (pargasite)–Qtz into a secondary assemblage with Opx₂ ($X_{\text{Fe}} = 0.61$)–Pl₂ (An_{80})–Hbl₂ (magnesian–hornblende). The conditions of pressure and temperature for the secondary assemblages are comparable with those obtained in the surrounding migmatitic metapelites containing a garnet–biotite (Bt)–sillimanite (Sill)–quartz–plagioclase–K-feldspar (Kfs) assemblage (Fig. 2B).

Amphibolitization in the metabasites leads to the appearance of a third generation of parageneses (Fig. 2(G)) characterized by the presence of cummingtonite (Cum), which reflects an increase in H_2O activity and a fall of temperature.

3. Tidjenouine

The granulitic formations of Tidjenouine are predominantly composed of migmatitic gneisses (Fig. 1(C)) that are much better preserved than in the Tamanrasset area.

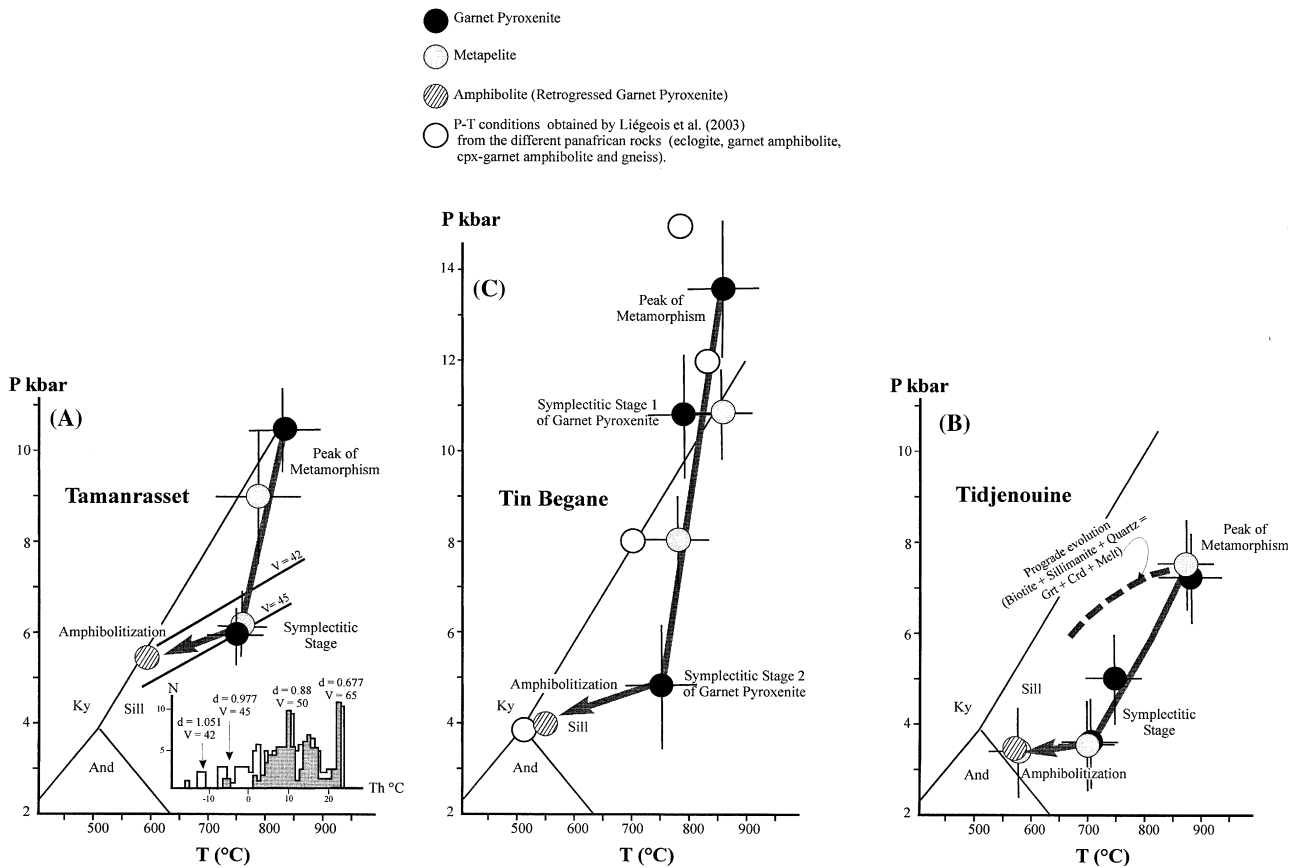


Fig. 3. P – T paths evolution of Tamanrasset granulites—with inclusion isochors (solid straight line, V in cm^3/mol) inferred from T_h histograms (grey = retrogressed garnet and white = metapelite). V = molar volume, d = CO_2 density in g/cm^3 (A); Tidjenouine (B) and Tin Begane (C). The P – T conditions have been computed essentially with average P – T Thermocalc method (Powell and Holland, 1988).

Tidjenouine is the only area of the Laouni terrane where the granulite-facies metamorphism has been dated, yielding an age of 2069 ± 49 Ma (U–Pb on zircon, (Bertrand et al., 1986), recalculated following Ludwig, 1999 by Liégeois et al., 2003). Two suites of metabasites have been described (Bendaoud, 1999; Ouzegane et al., 2000; Bendaoud et al., 2003). The continental suite (garnet pyroxenites, amphibolites and granulites with fayalite) reflects intra-plate magmatism, whereas the other suite has an arc-type affinity (layered metanorites). The migmatitic metapelites show a great paragenetic diversity in relation to the variations of the X_{Mg} and X_{Al} ratios in these rocks. Thus, various parageneses have been distinguished based on the presence or absence of a certain number of minerals such as orthopyroxene, gedrite, sillimanite, corundum and quartz. The metapelites show a prograde evolution, during which these formations started to melt. The peak of the metamorphism was reached at $875 \pm 50^\circ\text{C}$ and 7.5 ± 1 kbar (Fig. 3(B)). This was followed by decompression and a fall in temperature that brought the rocks to conditions of 700°C and 3–4 kbar. The earliest reactions led to the appearance of garnet following the destabilization of biotite or gedrite, in relation to reactions of the type: $\text{Bt} + \text{Sill} + \text{Qtz} \pm \text{Pl} \Rightarrow \text{Grt} +$

$\text{Melt} + \text{Kfs} \pm \text{Crd}$ and $\text{Ged} + \text{Sill} + \text{Qtz} \Rightarrow \text{Grt} + \text{Crd} + \text{Melt}$. The peak is represented by the presence of aluminous orthopyroxene which later exsolved garnet in the metapelites without sillimanite. In the magnesian metapelites with sillimanite, on the other hand, the highest pressures are indicated by the composition of garnets that reach an X_{Mg} value of 51%. During decompression from 7 to 4 kbar, cordierite appeared in coronas around garnet or biotite, as well as in symplectites with spinel (Spl) and/or orthopyroxene, according to reactions such as $\text{Grt} + \text{Sill} \Rightarrow \text{Crd} + \text{Spl}$; $\text{Bi} + \text{Sill} \Rightarrow \text{Crd} + \text{Spl} + \text{Kfs}$ (melt or vapour); $\text{Grt} + \text{Qtz} \Rightarrow \text{Opx} + \text{Crd}$ (Fig. 2(C)) and $\text{Grt} \Rightarrow \text{Spl} + \text{Crd} + \text{Opx} + \text{Pl}$.

In the metapelites without sillimanite and with primary orthopyroxene, the exsolution of garnet by an aluminous primary orthopyroxene ($\text{Al}_2\text{O}_3 > 6.5$ wt%) indicates a stage of falling temperature at relatively high pressures (Fig. 2(D)). The final stage (600°C at 3–4 kbar) corresponds to a fall of temperature that, for example, is reflected in gedrite-bearing granulites by parageneses with anthophyllite.

The same P – T path is exhibited by granulites with fayalite–quartz–ferrosilite (Bendaoud et al., 2003). The physical conditions of peak assemblage, garnet–clinopy-

roxene–amphibole–plagioclase–quartz, correspond to pressures of 7.1 ± 1 kbar at temperatures of 880 ± 60 °C and a H_2O of 0.2. During decompression, the clinopyroxene in contact with garnet and quartz initially broke down into orthopyroxene + plagioclase. The P – T conditions computed for this paragenesis are around 750 °C and 5 kbar. Then the orthopyroxene reacted with garnet to produce fayalite + plagioclase symplectites. The latest stage corresponds to the orthopyroxene–fayalite–quartz–plagioclase assemblage reflecting low pressures ~ 3 –4 kbar at temperature of 700 °C.

4. Tin Begane

The area of Tin Begane (Fig. 1(D)), located at 110 km to the South of Tamanrasset, shows formations equivalent to those of the preceding areas. However, it is characterized by the persistence of kyanite (Ky) relics in the metapelites and the presence of eclogitic layers in the southern part of the area. The metasedimentary succession is made up of olivine–spinel marbles intercalated with garnet–sillimanite–biotite metapelites containing kyanite relics (Fig. 2(E)) armoured by garnet. In this area, there are also found iron-bearing quartzites with hercynite–almandine–fayalite and lenses of metabasite both with and without garnet. Mylonitic contacts separate the metasedimentary succession from migmatitic orthogneisses. The metabasites of the northern part of Tin Begane show geochemical compositions essentially comparable with continental tholeiites (Derridj, 2000). They differ from the metabasites of the preceding areas by the presence of three successive parageneses, the latest contains spinel. The primary paragenesis is Grt–Cpx ($Al_2O_3 = 7.15$ wt%; $Na_2O = 1.15$ wt%; $X_{Mg} = 0.80$)–Pl (An_{47})–Hbl–Qtz–Rutile. This paragenesis is remarkable for the composition of the garnet, with contents of pyrope and grossularite reaching 38% and 30%, respectively ($Alm_{32} Py_{38} Grs_{30}$), values that are characteristic of very-high pressure. Thermobarometric studies of this paragenesis indicate conditions of 13.5 ± 1.5 kbar and 860 ± 60 °C (Fig. 3(C)). These conditions are located at the boundary between the granulite and the eclogite facies. The secondary paragenesis, with Opx–Pl (An_{60}) \pm Grt₂ ($Alm_{47} Py_{31} Grs_{20} Sps_2$) \pm Hbl₂, results primarily from the reactions: $Grt + Cpx + Qtz \Rightarrow Opx + Pl$ (Fig. 2(F)) and $Grt + Hbl_1 + Qtz \Rightarrow Opx + Pl + Hbl_2$ (symplectitic stage 1). The latest paragenesis is formed at the expense of garnet in cracks, owing to the reaction: $Grt \Rightarrow Opx + Spl + Pl$ (An_{95}) (symplectitic stage 2). The corresponding conditions for these two parageneses are 10.7 ± 1.3 kbar at 790 ± 60 °C and 4.8 ± 1.3 kbar at 750 °C, respectively (Derridj et al., 2003). The metapelites of the country rocks and the olivine–clinopyroxene marbles yield conditions equivalent to those recorded by the two later parageneses of the metabasites.

Following a petrological and geochronological study (Sm–Nd on garnet) in the south of this same area, Liégeois et al. (2003) determined a metamorphic evolution path (Fig. 3(C)) at the base of the Pan-African nappes that passes successively through the following conditions: 17 kbar at 790 °C (eclogite ~ 690 Ma), 12 kbar at 830 °C (garnet amphibolite ~ 686 Ma), 8 kbar at 700 °C (kyanite–garnet gneisses) and 4 kbar at 500 °C (greenschist ~ 530 My).

5. Discussion and conclusion

In several areas of the Laouni terrane, observed granulitic formations are commonly associated with an important migmatitic event. Petrological, thermobarometric and fluid-inclusion studies allow us to determine a clockwise path with a decompression stage generating spectacular coronitic and symplectitic textures in both the *para*- and *ortho*-derived metamorphic units. The succession of parageneses during this decompression is a function of various chemical compositions. The metapelites or microdomains rich in silica and magnesium are characterized by the appearance of an orthopyroxene–cordierite association at the expense of garnet, quartz and biotite in the absence of sillimanite. The metapelites and microdomains rich in aluminium and iron make up assemblages with spinel–cordierite, but without orthopyroxene, following the destabilization of garnet, sillimanite and biotite. This explains the absence of orthopyroxene in Tin Begane and Tamanrasset, where the metapelitic formations are highly iron-enriched and aluminous.

During the prograde stage, the formation of inclusions in the core of primary garnet indicates that the kyanite field was traversed in the Tin Begane area, while only sillimanite is present in Tamanrasset and Tidjenouine. In the three studied areas, the peak of temperature is situated at around 850 ± 25 °C (Fig. 3), whereas the pressure peak is very variable since it ranges from 7.5 kbar (Tidjenouine) through 10.5 kbar (Tamanrasset) to 13.5 kbar (Tin Begane). This implies the possibility that different structural levels can be observed in the Laouni terrane. Two types of metabasites are also distinguished, one with tholeiitic intra-plate affinity and the other showing arc affinity.

Although Bertrand and Jardim de Sá (1990) and Ouzegane et al. (2001) propose that the observations are more likely compatible with an Eburnean orogeny, one of the fundamental problems in the interpretation of this metamorphism and the nature of the metabasites involved is the lack of precise dating. Several geologists prefer to attribute a Pan-African age to the granulites, integrating the petrogenesis and exhumation of these rocks into the pan-African orogeny of Central Hoggar (e.g. Caby, 2003; Barbey et al., 1989). However, the

age of ~2000 Ma obtained on the Tidjenouine formations indeed seems to refer to the age of the granulitic protolith. In a critical review of the published U–Pb ages from Hoggar, Bertrand (1998, unpublished—written communication) indicates that the zircons dated at 2069 ± 49 Ma in Tidjenouine granulites (Bertrand et al., 1986) are clearly metamorphic—with rounded spheroidal shapes—and that the lower intercept obtained here (at around 530 Ma) is an analytical artefact.

In the Tin Begane area, the isotopic data (Rb–Sr and Sm–Nd on whole rocks) of various rock types with granulitic relics would appear to indicate Pan-African ages or at least an important Pan-African reworking (Liégeois, written communication). In the same way, the pressure–temperature path determined on these granulites does not appear to contradict, within the limits of uncertainty, the path given for the metabasites containing eclogitic relics (Fig. 3(C)). Dating work in progress on garnets (Sm–Nd) from the granulitic parageneses should soon make it possible to resolve these uncertainties and provide a better understanding of the geodynamic evolution of these areas.

Acknowledgments

We thank P. Hölttä and L. Solari, reviewers, for their constructive and very helpful remarks that have significantly improved the quality of this work. M.S.N. Carpenter is thanked for help with the English. We also thank Abdelkader Regagda for the field facilities. This work is a contribution to the projects PNR AU 19943 and to NATO EST/CLE 979766.

References

- Barbey, P., Bertrand, J.M., Angoua, S., Dautel, D., 1989. Petrology and U–Pb geochronology of the Telohat migmatites, Aleksod, Central Hoggar, Algeria. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 101, 207–219.
- Bendaoud, A., 1999. Géochimie et relation de phases dans les granulites de Tidjenouine (Hoggar Central, Algérie). Unpublished Magister, U.S.T.H.B., Algérie, p. 215.
- Bendaoud, A., Ouzegane, K., Kienast, J.R., 2003. Textures and phase relationships in ferrous granulites from Tidjenouine (Hoggar, Algeria): fayalite-ferrossilite-quartz secondary assemblage. *Journal of African Earth Sciences* 37, 241–255.
- Bertrand, J.-M., Jardim de Sá, E.F., 1990. Where are the Eburnean–Transamazonian collisional belts?. *Canadian Journal of Earth Sciences* 27, 1382–1393.
- Bertrand, J.L., Michard, A., Boullier, A.M., Dautel, D., 1986. Structure and U/Pb geochronology of Central Hoggar (Algeria): a reappraisal of its Pan-African evolution. *Tectonics* 5, 955–972.
- Black, R., Liégeois, J.P., Latouche, L., Caby, R., Bertrand, J.M., 1994. Pan-African displaced terranes in the Tuareg Shield (Central Sahara). *Journal of Geology* 22, 641–644.
- Caby, R., 2003. Terrane assembly and geodynamic evolution of central-western Hoggar: a synthesis. *Journal of African Earth Sciences* 37, 133–159.
- Derridj, A., 2000. Relations de phases et trajectoires Pression–Temperature–aH₂O dans les granulites de Haute pression de Tin Begane (Hoggar Central): exemple de Métapelites et de pyroxénites. Unpublished Magister U.S.T.H.B., Alger, Algérie, p. 163.
- Derridj, A., Ouzegane, K., Kienast, J.R., Belhaïe, D., 2003. *P–T–X* evolution in garnet pyroxenites from Tin Begane (Central Hoggar, Algeria). *Journal of African Earth Sciences* 37, 257–268.
- Latouche, L., Boughrara, M., Liégeois, J.-P., Navez, J., Guiraud, M., 2000. Pan-African thrust sheets and eclogites in the Tuareg area, central Hoggar, Algeria. Special Abstract Issue, 18th Colloquium of African Geology, Graz, 3–7 July 2000, *Journal of African Earth Sciences A* 30 (4), p. 52.
- Liégeois, J.P., Latouche, L., Boughrara, M., Navez, J., Guiraud, M., 2003. The LATEA metacraton (Central Hoggar, Tuareg shield, Algeria): behaviour of an old passive margin during the Pan-African orogeny. *Journal of African Earth Sciences* 37, 161–190.
- Ludwig, K.R., 1999. Using Isoplot/Ex Version 2.01, A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication 1a, p. 47.
- Ouzegane, K., Kienast, J.R., Bendaoud, A., 2000. *P–T* paths and geochemical evolution in the Tamanrasset and Tidjenouine granulitic units, central Hoggar, Algeria. Special Abstract Issue, 18th Colloquium of African Geology, Graz, 3–7 July 2000.
- Ouzegane, K., Bendaoud, A., Kienast, J.R., Touret, J.L.R., 2001. Pressure–temperature–fluid evolution in Eburnean metabasites and metapelites from Tamanrasset Hoggar, Algeria. *Journal of Geology* 109, 213–230.
- Peucat, J.J., Drareni, A., Latouche, L., Deloule, E., Vidal, P., 2003. U–Pb zircon (TIMS and SIMS) and Sm–Nd whole-rock geochronology of the Gour Oumelalen granulitic basement, Hoggar massif, Tuareg Shield, Algeria. *Journal of African Earth Sciences* 37, 229–239.
- Powell, R., Holland, T.J.B., 1988. An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: 3. Application methods, worked examples and a computer program. *Journal of Metamorphic Geology* 101, 173–204.

Chapitre XIV

Conclusion Générale

Cette conclusion est constituée de deux parties, la première est constituée par un modèle pour l'évolution géodynamique des deux régions étudiées, la seconde synthétise les principaux résultats obtenus dans cette thèse.

Géodynamique archéenne et paléoprotérozoïque inférieure : Exemple de reconstitution à partir de données géochronologiques, géochimiques et tectono-métamorphiques du terrane de l'In Ouzzal et du micro-continent LATEA (Hoggar)

I- INTRODUCTION

L'un des buts fondamentaux de la géologie est de comprendre l'évolution géodynamique des régions étudiées. La tectonique des plaques a offert un cadre qui permet d'expliquer divers types de phénomènes observés tels que le volcanisme, les tremblements de terre, la formation des chaînes de montagnes phanérozoïques et néoprotérozoïques. Cependant, son fonctionnement pour des temps plus reculés, et particulièrement l'Archéen, est encore actuellement âprement discuté. De même, la période marquant la transition entre l'Archéen et le Protérozoïque, correspondant au Paléoprotérozoïque, reste mal étudiée. A cela deux principales raisons :

- le chimisme très particulier du magmatisme de cette époque. En effet, des séries telles que les TTG et les komatiites, se rencontrent en beaucoup plus grande proportion dans les terrains archéens que dans les terrains plus récents, ce qui dénote des processus géologiques au moins partiellement différents de ceux observés actuellement;
- les terrains archéens sont souvent remobilisés au cours des périodes ultérieures et les fossiles, à de rares exceptions, y sont absents. Il est donc très difficile voire impossible d'utiliser les critères sédimentologiques, paléontologiques et souvent structuraux qui permettent de caractériser les sites géodynamiques de régions plus récentes.

Certains auteurs, en général des spécialistes des zones de subduction récentes (ex. Hamilton 1998, 2003 ; McCall, 2003) reprochent à ceux qui étudient l'Archéen de ne pas bien connaître les caractéristiques des assemblages phanérozoïques, et que bien souvent les reconstitutions géodynamiques se font exclusivement sur des données géochimiques qui, à elles seules sont inadéquates pour résoudre ce genre de problème en détail. Ils s'accordent toutefois sur le fait que les méthodes applicables pour le Phanérozoïque (sédimentologie, paléontologie, études

Conclusion Générale

structurales fines, géochimie, etc...) sont oblitérées par le large intervalle de temps qui nous sépare de la formation des roches archéennes, période pendant laquelle plusieurs processus de modification ont lieu (succession de cycles de déformation, hydrothermalisme, ouverture des systèmes isotopiques, etc...). Hamilton (1998, 2003) puis McCall (2003), en comparant les associations lithologiques observées dans les zones de subductions phanérozoïques et les formations archéennes, en déduisent que ces dernières sont profondément différentes des assemblages phanérozoïques. Ainsi, ils notent qu'à l'Archéen il y a absence de prisme d'accrétion, absence de métamorphisme HP-BT (schistes bleus) et que le chimisme des roches magmatiques est très contrasté par rapport aux roches d'arc actuel. De plus, ils soulignent qu'un site géodynamique est souvent caractérisé par un assemblage de lithologies et que les tenants de l'uniformisme (ressemblance de l'Archéen avec le Phanérozoïque) se fondent souvent sur un type de formation isolé des autres composants de l'association qu'on observe dans les zones de subduction actuelles. Cependant, si Hamilton (1998, 2003) aboutit à la conclusion que le magmatisme et la déformation archéenne ne résultent pas de la tectonique des plaques, Mc Call (2003) pense que cela n'est pas incompatible avec des mouvements de plaques crustales mais que les interactions entre quelques immenses continents et des plaques océaniques communément observées actuellement dans le Phanérozoïque ne s'appliquaient pas à l'Archéen.

En fait, les arguments de Hamilton perdent de leur pertinence lorsqu'on remarque que si justement plusieurs caractéristiques singularisent l'Archéen (un manteau plus chaud, un taux de fusion plus élevé, une croûte plus épaisse, des plaques plus petites – même si plusieurs de ces caractéristiques ne font pas unanimités), ceci a dû profondément influencer le style de subduction et la déformation continentale qui avaient lieu. Si la tectonique des plaques existait à l'Archéen, il ne faut pas s'imaginer qu'elle devait impliquer exactement les mêmes processus que ceux actuellement en cours. Ainsi, l'absence de prisme d'accrétion et de métamorphisme de HP-BT peut s'expliquer par des plans de subduction quasiment plats (Smithies et al., 2003). Les plaques océaniques archéennes subductées, plus chaudes et plus petites que les plaques actuelles, avaient du mal à s'enfoncer dans le manteau ; d'où un plan de Benioff très peu penté. Ainsi, grâce à de nombreuses études de terrains et aux avancées qu'ont connues la pétrologie expérimentale, les modélisations tectoniques et les moyens de mesures géophysiques, les spécialistes de l'Archéen peuvent maintenant tester des modèles qui prennent en compte directement les faits observés.

Conclusion Générale

Nous allons dans ce qui suit proposer des modèles géodynamiques archéen et paléoprotozoïque inférieur possibles pour le terrane de l'In Ouzzal (Hoggar occidental) et du micro-continent LATEA (Hoggar central). Pour l'In Ouzzal, les modèles sont basés essentiellement sur les données géochimiques, géochronologiques et éventuellement tectono-métamorphiques. L'utilisation, pour la période archéenne, des seules données géochimiques et géochronologiques, malgré les observations citées précédemment, est d'autant plus « appropriée » pour l'In Ouzzal, que ce terrane été fortement remobilisé pendant l'Eburnéen par un métamorphisme de très haute température et qu'il est très peu probable que la déformation et les assemblages minéralogiques archéens aient été conservés en l'état. Ainsi, on confrontera, par exemple, les données disponibles sur le terrane de l'In Ouzzal et les connaissances actuelles sur les formations magmatiques de l'Archéen. Il s'agira également de discuter certains aspects de la géochimie des différentes lithologies et enfin de souligner les caractéristiques particulières de l'évènement éburnéen et ses affinités possibles avec le « style archéen » et/ou la tectonique des plaques modernes.

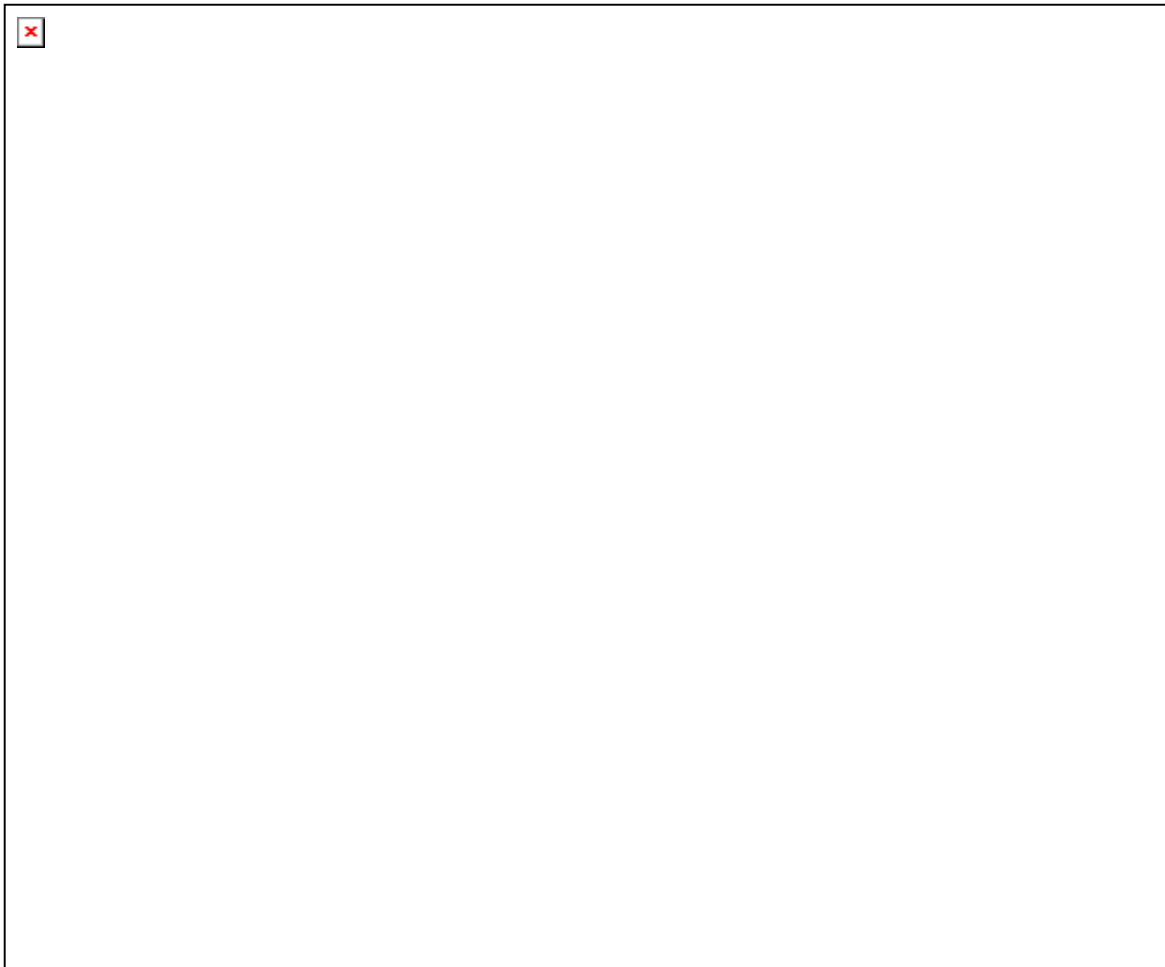


Figure XIV-1 : Cartes géologiques simplifiées du Bouclier touareg (A, Black et al., 1994), de l'extrême Ouest du Hoggar, avec le terrane de l'In Ouzzal (B, Caby, 1996) et de la partie central du Hoggar (C, Liégeois et al., 2003).

Conclusion Générale

Pour le micro-continent LATEA, qui correspond à une grande partie du Hoggar central, aussi bien la majorité des lithologies que le métamorphisme sont considérés d'âge protérozoïque inférieur (Bendaoud et al., 2008). C'est donc les données géochronologiques, la géochimie des roches basiques de la région de Tidjenouine, les cheminements P-T des différentes régions de la partie Nord du terrane de Laouni (Tamanrasset, Tidjenouine et Tin Begane) et de diverses régions du LATEA (ex. Gour Oumelalen) qui argumenteront nos modèles géodynamiques pour l'orogénèse éburnéenne.

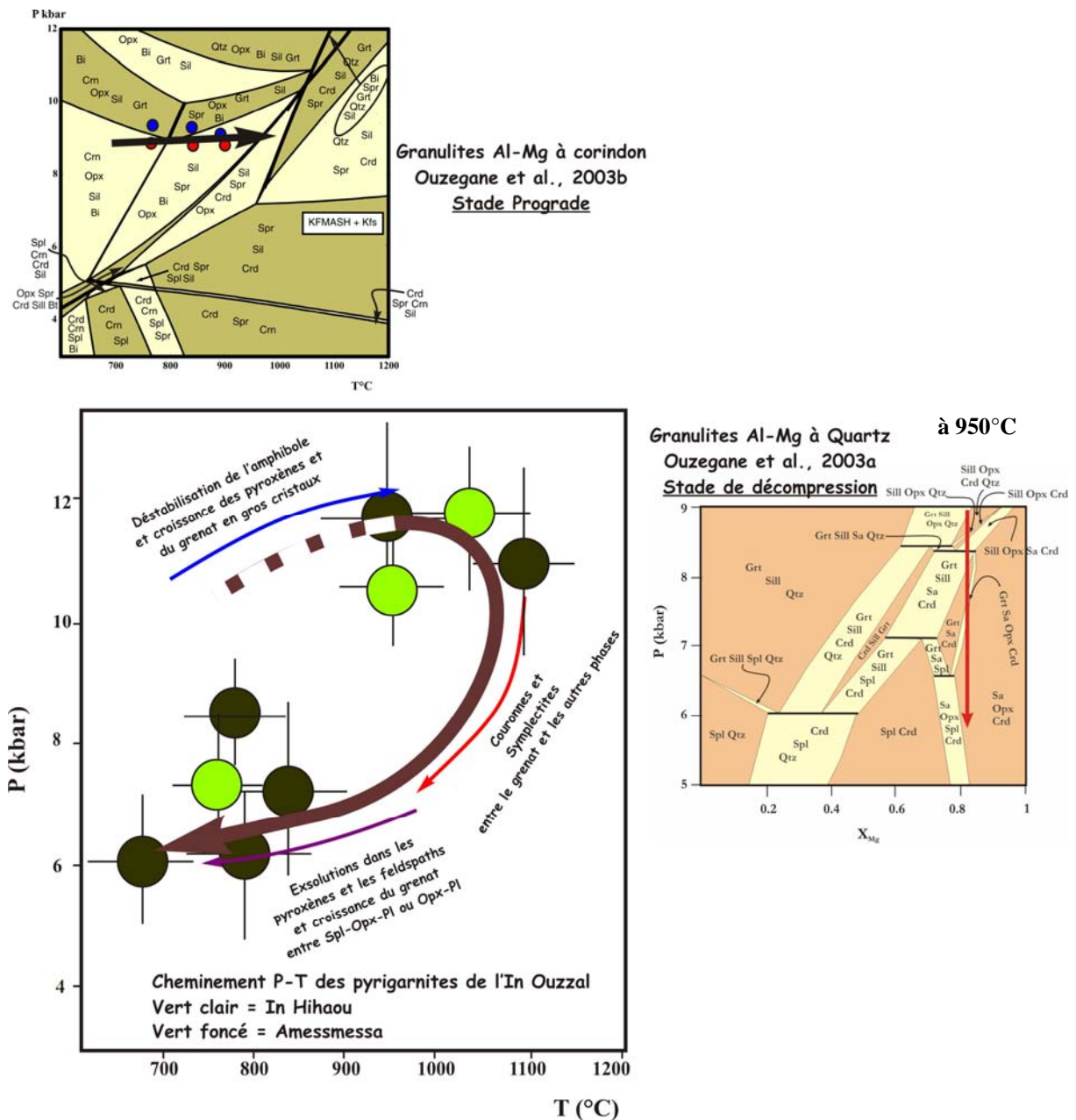


Figure XIV-2 : Cheminement P-T suivi par les pyrigarnites de l'In Ouzzal (conditions P-T estimées par Thermocalc de Powell et Holland, 1988) et leur encaissant (granulites Al-Mg)

II- CONTEXTE GÉOLOGIQUE

Le bouclier touareg, dont le Hoggar constitue la partie septentrionale et la plus importante, correspond à une amalgamation, au cours de l'orogénèse panafricaine, d'une vingtaine de terranes, dont les lithologies et l'histoire tectono-métamorphique sont très différentes. Ainsi, il peut être considéré comme une succession de domaines juvéniles panafricains alternant avec des terranes formés de roches d'âges variés, archéens et/ou éburnéens plus ou moins remobilisées au Pan-Africain (Black *et al.*, 1994).

1- Le terrane de l'In Ouzzal

Le terrane de l' In Ouzzal est formé de deux unités majeures toutes deux archéennes : la première correspond à des orthogneiss charnockitiques archéens et la seconde à des métasédiments communément associés à un matériel orthodérivé des lentilles basiques (métanorites et pyrigarnites) et ultrabasiques (pyroxénites à spinelle, lherzolites et hazburgites). L'ensemble est recoupé par des leptynites, des anorthosites ainsi que par des carbonatites associées à des fénites qui présentent la particularité d'être saturées en quartz (Ouzegane *et al.*, 2003 et références à l'intérieur). Le métamorphisme éburnéen (Fig.XIV-2) est caractérisé par un cheminement horaire au cours duquel de très hautes températures ont été atteintes à relativement haute pression (≥ 1050 °C à 10–12 kbar) enregistrées aussi bien par les formations orthodérivées basiques que dans les formations paradérivées où on note l'apparition de paragenèses exceptionnelles à corindon-quartz, saphirine-quartz et saphirine-spinel-quartz. Un stade de décompression s'est ensuite produit ramenant ces formations à des conditions de 5-8 kbar et 700-800°C (Ouzegane *et al.*, 2003a; Chapitre VI de cette thèse).

2- Le LATEA

Le Hoggar Central est constitué de l'amalgamation de sept (7) terranes que sont Laouni, Azrou-n-fad, Tefedest, Egéré-Aleksod, Assodé-Issalane, Serouanout et Tazat (Black *et al.*, 1994). Plusieurs auteurs insistent sur la remarquable unité de structure et de composition des formations orthodérivées et paradérivées affiliées à l'Eburnéen des cinq premiers (ex. Latouche, 2005 in Favre, 2005). En général, c'est des formations métasédimentaires, qui couvrent une grande partie du Hoggar central. Elles comprennent d'épaisses unités de marbres et de quartzites, dont certaines à magnétite, associées à des métapélites riches en aluminium et des métagreywackes mafiques à intermédiaires. Le degré de métamorphisme varie du faciès amphibolite profond au faciès granulite. Ces métasédiments sont associés à des orthogneiss riches en potassium et à diverses roches basiques. L'âge protérozoïque inférieur de cette

Conclusion Générale

formation métasédimentaire et d'un événement métamorphique éburnéen a été observé dans toute une série de régions. Liégeois et al., (2000), Latouche et al. (2000) puis Liégeois et al. (2003) interprètent ces cinq terranes comme un vieux micro-continent archéo-éburnéen, le LATEA, qui au Panafricain correspondait à une marge passive. Au contraire pour Caby (2003) les formations métasédimentaires représentent une couverture d'âge mésoprotérozoïque ou néoprotérozoïque intrudée par des sills mafiques, l'ensemble ayant été affecté par une tectonique tangentielle synchrone du métamorphisme granulitique d'âge Panafricain. Le Serouénout, plus à l'Est, correspond à une paléo-croûte océanique montrant une évolution depuis un stade de haute pression dans les conditions du whiteshist vers les conditions de plus basses pressions et de hautes températures en relation avec une collision et la formation d'une zone de subduction (Adjerid et al., 2006). La collision a eu lieu entre le micro-continent du LATEA et le Serouénout, suite à la prise en tenaille de ces deux entités entre le Craton Ouest Africain et le Craton Est Saharien. Pendant la phase post-collisionnelle, ce micro-continent a été démembré suite à de grands mouvements horizontaux le long de méga shear-zones.

III- INVENTAIRE DES CONNAISSANCES ACTUELLES ET ESSAI D'INTERPRÉTATION GÉODYNAMIQUE

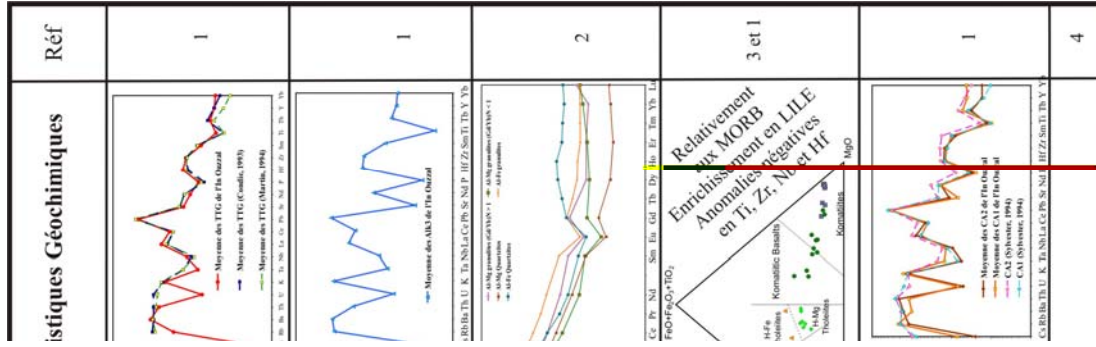
1- Le terrane de l'In Ouzzal

A- Evolution Archéenne

Les données géochimiques et géochronologiques utilisées ici (Tab.XIV-1) sont principalement issues des travaux de Peucat et al. (1996) pour les orthogneiss, Bernard-Griffith et al. (1996) pour les granulites Al-Mg et les autres formations paradérivées, Fourcade et al., (1996) pour les carbonatites, ainsi que d'autres travaux non encore publiés particulièrement pour les roches basiques et ultrabasiques (chapitre II et chapitre VI et Bendaoud et al., in prep).

Les roches les plus anciennes datées dans l'In Ouzzal sont des orthogneiss charnockitiques de composition tonalitique et trondhjémitique avec un rapport $K_2O/Na_2O < 0.5$ et une allure d'arachnogrammes qui concorde, pour la plupart des éléments, avec celle des séries TTG archéennes. Les faibles teneurs en Ta, Nb, Y et Yb et le rapport Ta/Hf bas sont comparables, quant à eux, à ceux du magmatisme d'arc actuel. Les données U-Pb sur zircons suggèrent deux épisodes de mise en place, l'une vers 3.2 Ga et l'autre à 2.7 Ga. Alors que ceux en Sm-Nd indiquent une remobilisation crustale ou du moins une importante contamination d'un magma juvénile par une croûte plus ancienne pour les TTG datés à 2.7 Ga.

Conclusion Générale



Lithologie	Protolithes	Zircon		Compositions Isotopiques					Isochrone	Réf
		Type	Age (SHRIMP)	T _{DM} (Ga)	εNd	ISr	δ ¹⁸ O (‰)			
Gneiss trondhémiques à Opx Gneiss tonaliques à Cpx-Opx	TTG	Magmatique (Coeurs des cristaux allongés) Métamorphiques (Cristaux arrondis et bordures des cristaux d'origine magmatiques)	3270 ± 11 Ma 3100 à 3000 Ma 2800-2700 Ma	3.2 3.0 à 3.35 (3.2)	3.2 Ga = 0.85 à 5.8 (2.78)	3.2 Ga = 0.7021 à 0.7067 (0.7048)	6.3 à 7.1 (6.6)	2610 ± 72 Ma (Rb/Sr, ISr = 0.705)	1	
Gneiss alcalins à Cpx	Granites alcalins	Magmatique (Coeurs des cristaux allongés) Hérités (forme arrondie)	2650 ± 7 Ma 2730 ± 6 Ma	3.2 à 3.68 (3.35)	2.65 Ga = -7.8 à -4.39 (-5.72)	2.65 Ga = 0.6987 à 0.7094 (0.7058)	5.95 à 7.7 (7.1)	2027 ± 279 Ma (Rb-Sr, ISr = 0.711) et 2038 ± 353 Ma (Sm-Nd, εNd = 13, âge du métamorphisme)	1	
Granulites Al-Mg (les autres formations paradérivées = BIF, Marbres Granulites Al-Fe)	Matériel basique immature + matériel felsique mature	Hérités	3050 à 2700 Ma				5 à 6		2	
Péridotites, Pyroxénites, Pyrigarnites, Norites,	Cumulats Komatiites Tholeïtes Andésites			2.6 à 3.4 2.8 à 3.2 > 3.4	2.65 Ga = -4.79 à 3.3 2.65 Ga = -5.79 à 0.97 2.65 Ga = <-6	2.65 Ga = 0.703 à 0.712 2.65 Ga = 0.706 à 0.712 2.65 Ga = 0.704 à 0.713		2650 Ma (Rb-Sr)	3 et 1	
Gneiss granodioritiques à monzogranitique à Opx	Granites Calco-alcalins (CA2)	Magmatique	2540 - 2500 Ma 2000 Ma	3.0 à 3.1 (3.1)	2.5 Ga = -7.97 à -4.05 (-5.51)	2.5 Ga = 0.7043 à 0.7161 (0.7101)	7.44 à 8.05 (7.7)		1	
Gneiss monzogranitiques à granitiques Opx	Granites Calco-alcalins (CA1)	Métamorphiques Hérités	2919 ± 27 Ma	3.0 à 3.6 (3.35)	2.5 Ga = -10.73 à -2.33 (-8.27)	2.5 Ga = 0.7208 à 0.7673 (0.7387)	8.15 à 8.2 (8.17)		1	
Anorthosites	Anorthosites	Magmatique	2000 Ma	2.7 à 3.5	2.0 Ga = -12.6 à -7.2	2.0 Ga = 0.702 à 0.726			4	

Tableau XIV-1 : Caractéristiques chronologiques et géochimiques des différentes lithologies du terrane de l'In Ouzzal (1 : Peucat et al., 1996 ; 2 : Bernard-Griffith et al., 1996 ; 3 : Bendaoud, 2008 ; 4 : Ait Djafer, 2008)

Conclusion Générale

En effet, la plupart de ces gneiss donnent des âges modèles T_{DM} autour de 3.2 Ga en bonne conformité avec certains des âges U-Pb obtenus sur zircon. Les ϵ_{Nd} calculés à 3.2 Ga varient de + 0.85 à + 5.81 avec une concentration autour de + 3 (moy = 2.78), valeur proche, à 3.2 Ga, de celle du manteau appauvri.

Une telle croûte sialique, constituée de TTG, se forme selon certains auteurs par accrétion latérale d'arcs insulaires, suivant un schéma qui s'apparente à celui de la tectonique moderne (Martin, 1984 ; de Wit, 1998). En effet, les séries TTG sont actuellement interprétées comme résultant de la fusion partielle de matériel basique issu préalablement du manteau. Ceci probablement au cours de la subduction d'une croûte océanique qui, grâce au géotherme archéen plus élevé, atteint son solidus avant de se déshydrater (Martin, 1984, 1994). Cependant, il est parfois suggéré que ce matériel basique, sous forme d'amphibolites à grenat et correspondant aux roches tholéitiques des ceintures vertes, entre en fusion lors de l'enfoncement de celles-ci pendant la structuration des associations TTG-Roches des ceintures vertes en dômes en bassins ou par fusion de roches basiques préalablement « sous-plaquées » sous la croûte continentale (underplating). Ainsi, si certains traits que présentent ces TTG rappellent le magmatisme d'arc et favorisent la première interprétation particulièrement pour les plus anciennes de ces TTG, les âges modèles néodyme suggèrent que des TTG peuvent résulter de la fusion d'anciens basaltes ayant subi un temps de résidence de plus de 500 Ma. Il est possible que la structuration en dômes et bassins, que montre l'In Ouzzal, ait eu lieu à ce stade. Cependant, le nombre d'analyses assez réduit concernant cet ensemble ne permet pas de trancher d'une façon absolue entre la simple remobilisation d'une croûte plus ancienne et la contamination d'un magma juvénile par une croûte antérieure ou la contamination de magmas issus d'une plaque subductée par des sédiments continentaux beaucoup plus anciens.

Un autre type de granitoïdes est présent dans l'In Ouzzal. Il présente des compositions alcalines allant de granodiorites-monzogranites à des granites ($SiO_2 = 69$ à 75% poids). Leur extrême richesse en éléments incompatibles tels Ta, Nb, Y, Ba, Hf et Zr et leurs rapports Ga/Al élevés (Peucat et al., 1996) les rattachent aux granites intraplaques et particulièrement aux granites de type A2 d'Eby (1992) et aux granites alcalins archéens du type ALK3 de Sylvester (1994). Aussi, ils sont riches en terres rares et ces dernières sont relativement peu fractionnées ($(La/Yb)_N = 6-10$), notamment au niveau des HREE ($(Gd/Yb)_N < 1.7$). Ce type de granites est souvent considéré comme correspondant à une période de rifting.

Plusieurs auteurs attribuent l'origine de ce type de granites à une fusion partielle de tonalites. Cependant, les diagrammes binaires inter-éléments, aussi bien majeurs qu'en traces,

Conclusion Générale

excluent tout lien génétique avec les TTG échantillonnés. Le couple Rb-Sr permet de calculer une isochrone à 2.61 ± 0.07 Ga avec un rapport ISr initial de 0.709 ± 2 (MSWD = 10). Ceci est conforme aux âges obtenus par la méthode U-Pb sur zircon (de forme typiquement magmatique, cristaux allongés à prisme 100 et pyramides 101) qui sont de 2.65 Ga (Peucat et al., 1996). Les ϵ Nd correspondants (2.65 Ga) sont bas et relativement homogènes se situant autour de -6, alors que les âges modèles T_{DM} varient entre 3.7 et 3.2 Ga (Moy = 3.35 Ga). Ainsi, les compositions isotopiques de Sr et du Nd suggèrent la remobilisation d'une source plus ancienne. Cependant, ces granites alcalins présentent également des compositions basses proches des valeurs mantelliques en $\delta^{18}O$ (5.95-7.7‰) suggérant soit une rééquilibration à haute température avec leur encaissant métasédimentaire, qui présentent des $\delta^{18}O$ bas (ce qui est possible vu les phases de métamorphisme subi par ces roches), soit une origine juvénile (ou du moins la refusion d'un matériel juvénile, des métadiorites par exemple). La source juvénile pourrait correspondre principalement, comme l'ont suggéré Liégeois et al. (1998), pour les granites de type A, à l'ensemble partie inférieure de la lithosphère continentale enrichie en HFSE et partie supérieure de l'asthénosphère. Les compositions isotopiques seraient, quant à elles, le résultat d'une lithosphère préalablement enrichie ou d'une contamination crustale (Liégeois et al., 1998; Bonin et al., 1998). La présence de zircons hérités de forme circulaire, typiquement métamorphique, donnant un âge autour de 2,73 Ga (points SHRIMP), témoigne d'une remobilisation ou d'une contamination continentale importante. Si ces granites proviennent effectivement d'une remobilisation d'un matériel crustal ancien, ils indiqueraient un événement thermique très important comme le montre leur température de saturation en zirconium qui dépasse les 850-900°C. Cela coïnciderait ou serait légèrement antérieur à la mise en place de séries basiques et ultrabasiqes. En effet, les âges modèles Nd obtenus sur les formations basiques et ultrabasiqes suggèrent une mise en place vers 2.6 Ga (chapitre VI). De plus, la géochimie en éléments en traces et isotopique de ces formations basiques et ultrabasiqes, dont la composition s'étend de komatiites à des basaltes andésitiques en passant par des tholéiites hautement magnésiennes, suggère une contamination crustale indiquant une mise en place en milieu continental. Il ne serait pas impossible que la source de chaleur de cet événement métamorphique soit justement la remontée de l'asthénosphère source des roches ultramafiques, ou l'intrusion même de ces roches mafiques et ultramafiques dont on sait que les températures de mise en place sont extrêmement élevées (>1300°C). Ce magmatisme indiquerait une période d'extension permettant la mise en place de granite de type A, similaires en composition aux granites de

Conclusion Générale

rifts, et la formation de bassins sédimentaires (Peucat et al., 1996 ; Ouzegane et al., 2003a). Les roches basiques et ultrabasiques les moins contaminées (ϵNd positifs) sont celles ayant les rapports $(\text{La}/\text{Sm})_N$ les plus élevés, ce qui indique une source enrichie. Malgré les difficultés d'interprétation dues à l'influence et les perturbations induites par le métamorphisme et de probables phénomènes d'altération hydrothermale, la normalisation par rapport aux MORB, montre pour toutes les roches basiques et ultrabasiques (roches komatiitiques, tholéiites H-Mg et andésites) une certaine tendance à un découplage LILE/HFSE caractéristique de zones de subduction. Après avoir été considérées comme étant des équivalentes de MORB puis des basaltes des plateaux océaniques de plus en plus d'études parmi les plus récentes sur les séries komatiitiques archéennes suggèrent que ces roches auraient des affinités avec les boninites et seraient générées dans un contexte d'arc ou de bassin d'arrière arc avec une forte contamination crustale.

Les formations paradérivées qui occupent ces bassins correspondent à des granulites Al-Mg, des formations ferrifères litées, des marbres à olivines et des granulites Al-Fe. Les granulites alumino-magnésiennes ont été interprétées comme étant d'anciens sédiments anormaux composés d'un mélange de matériel détritique provenant de roches acides de type granitique et de matériel extrêmement immature issu de l'altération hydrothermale de roches basiques et ultrabasiques. Ce modèle a été argumenté par les données isotopiques de l'oxygène qui sont hétérogènes et anormalement basses dans toutes ces roches (Bernard-Griffith et al., 1996). Les marbres à olivine-spinelle ainsi que les marbres à scapolite présentent aussi un composant initial chloritique issu de l'altération hydrothermale de roches basiques-ultrabasiques. Les métasédiments de l'In Ouzzal ont donc acquis leurs caractéristiques chimiques avant le métamorphisme éburnéen et témoignent de l'existence de ceintures vertes associées à des séries de tonalite-trondhjemite comme dans les autres régions dans le monde à l'Archéen. La présence dans ces formations « détritiques » de zircons hérités donnant des âges allant de 3,05 à 2.69 Ga et la présence de skarns entre elles et les intrusions de gneiss alcalins datent le dépôt des formations paradérivées entre 2.69 et 2.65 Ga.

La période qui s'étend entre 2.75 et 2.65 Ga représenterait selon certains auteurs (Stein and Hofmann, 1994; Breuer and Spohn, 1995; Condie, 1995, 1998, 2000) une grande crise globale thermo-tectonique dans l'histoire de la Terre due au développement d'instabilités mantelliques de grande échelle. Rey et al. (2003), grâce à des modélisations numériques, concluent que cette période d'intense activité du volcanisme de ceintures vertes, de plutonisme granitique et de déformations, résulte de la combinaison d'une anomalie

Conclusion Générale

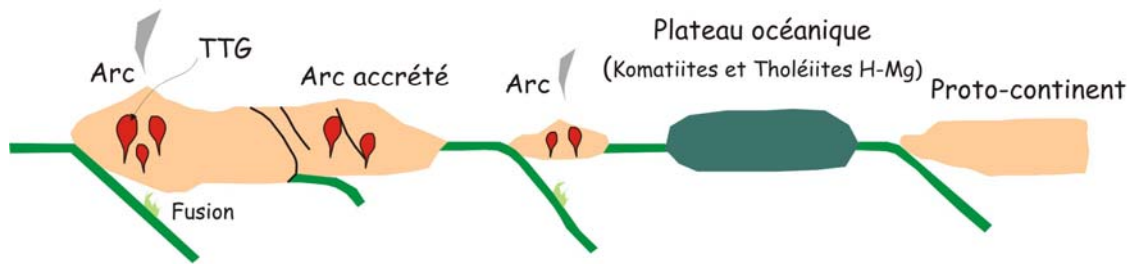
thermique, liée à la radioactivité de la croûte où la couverture constituée de ceintures de roches vertes est d'épaisseur supérieure à 10 km, et à l'effet du transfert de chaleur à partir du sommet d'un panache mantellique à la limite supérieure de la TBL (« thermal boundary layer »). Ce modèle impliquerait un réarrangement global des cellules de convection dans le manteau profond et la formation de plusieurs panaches mantelliques. La mise en place des ceintures de roches vertes à la surface et des panaches qui s'étalent dans le « thermal boundary layer » contribue à réchauffer la croûte du dessous et du dessus. Ceci produit une fusion partielle massive de la croûte qui atteint son maximum environ 40 Ma après la mise en place des panaches mantelliques et des roches de ceintures vertes et provoque des instabilités gravitaires dans la croûte. La plus grande densité des roches de ceintures vertes les fait s'enfoncer dans la croûte ramollie thermiquement alors que les granites, en réponse, se mettent en dômes. L'extraction des éléments radioactifs vers la partie superficielle de la croûte contribue au refroidissement et à la stabilisation des cratons. Une variante à ce modèle n'impliquant pas de panaches mantelliques, notion actuellement très controversée, serait que le réchauffement de la base de la croûte soit dû à des délaminations intraplaques localisées de la lithosphère en réponse à une activité orogénique contemporaine aux limites de plaques telles que celles invoquées par Liégeois et al. (2003, 2004) pour la formation des granites de différents types d'âge panafricain et au volcanisme céno-quadernaire du Hoggar. Ces magmatismes se sont mis en place lors de mouvements transpressifs le long de mega-shear-zones, en réponse aux contraintes majeures affectant les limites de plaques.

Dans le cas de l'In Ouzal, l'association de granites alcalins de type rift à 2.65 Ga, de séries basiques-ultrabasiques et de formation de bassins avec dépôt de formations sédimentaires, à la suite de la mise en place de formations granitiques de type TTG, milite fortement pour un contexte de bassin d'arrière-arc.

Un troisième type de granitoïdes correspond à des gneiss à composition calco-alcaline. Ils se répartissent en deux ensembles. Le premier ensemble est constitué de gneiss à composition granodioritique à monzogranitique très légèrement hyperalumineux ($A/CNK = 1.01 - 1.03$) ayant des X_{Mg} (0.28 - 0.36) typiques des granites calco-alcalins archéens définis par Sylvester (1994). Normalisés au manteau primitif, ils montrent des allures semblables à celles qu'on observe dans le magmatisme orogénique avec des anomalies négatives en Ba, Ta, Nb, Sr, P et Ti. Cependant, ils présentent, comme les TTG archéens, des terres rares très fractionnées ($(La/Yb)_N \approx 50$) avec une allure concave des HREE. Ceci, ajouté aux basses teneurs en TiO_2 et V, suggère un résidu contenant du grenat.

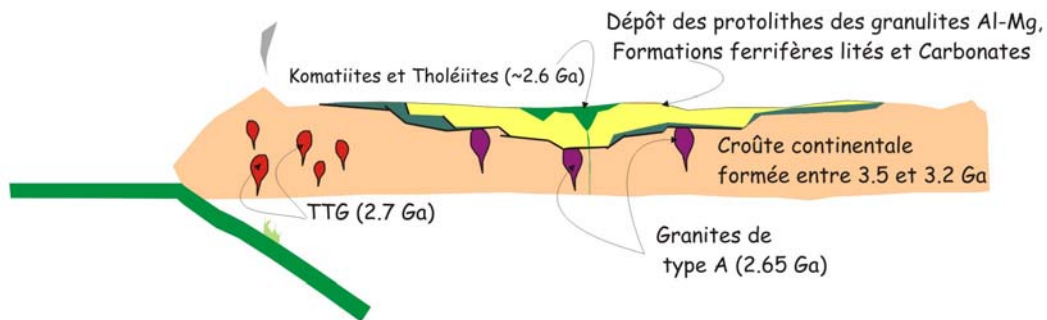
Conclusion Générale

Stade 1: Formation d'une croûte continentale entre 3.2 et 3.5 Ga par accrétion d'arcs, de plateaux océaniques et de proto-continents



Stade 2: Entre 2.6 et 2.7 Ga, mise en place de plutons de TTG au dessus d'une zone de subduction et formation de granites de type A et de séries komatiites - tholeiites H-Mg dans un bassin d'arrière-arc avec dépôts de sédiments de nature variée.

Les protolithes des granulites Al-Mg proviennent d'un mélange entre des sédiments chloriteux, produits de l'altération hydrothermale de roches basiques et ultrabasiques et d'un composant quartzitiques provenant des TTG



Stade 3: à 2.5 Ga, structuration en dômes et bassins durant un raccourcissement homogène et la mise en place de granites calco-alcalins

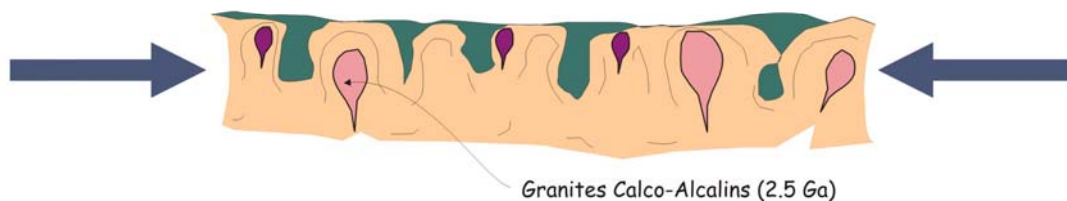


Figure XIV-3: Modèle géodynamique montrant trois stades de formation de la croûte continentale et des séries supracrustales du terrane de l'In Ouzzal entre 3.2 et 2.5 Ga.

La composition en éléments en traces de ces anciens granites, à l'exception des éléments les plus mobiles (Cs, U, Rb et Cu), est comparable à celle des granites calco-alcalins archéens de type CA2 de Sylvester (1994). Celui-ci attribue leur origine à la fusion d'une croûte inférieure archéenne tonalitique. Une telle origine implique un épaissement de la croûte et l'existence

Conclusion Générale

antérieure de suites TTG. Le deuxième ensemble montrant une évolution calco-alcaline est constitué de gneiss à composition monzogranitique. Relativement à l'ensemble précédent, ils sont plus riches en silice et en potassium, légèrement plus hyperalumineux et montrent des rapports X_{Mg} plus bas (0.26 vs 0.32). Leur teneur en éléments en traces, les rapprochent des granites calco-alcalins archéens de type CA1 de Sylvester (1994) avec notamment des HREE peu fractionnées ($(Gd/Yb)_N = 1.6$ vs 3.5 pour le groupe des CA2) indiquant l'absence de grenat ou de hornblende dans le résidu.

Martin (1994) et Moyen et al. (2004) ont suggéré pour de tels granites archéens une origine comparable à celle des magmas calco-alcalins des zones de subduction actuelles. C'est à dire la fusion du coin du manteau métasomatisé avec une possible contamination crustale. Cependant, un tel modèle, comme le font remarquer Peucat et al. (1996), expliquerait difficilement les faibles rapports Ta/Hf que montrent ces roches. Sylvester (1994), quant à lui, pense que de tels granites proviendraient de la fusion de tonalites interstratifiées à des métasédiments à des profondeurs plus faibles que pour les CA2, ne laissant pas de grenat dans le résidu. La présence de zircon circulaire typique du métamorphisme donnant un âge de 2,5 Ga (Peucat et al., 1996) dans les gneiss à composition de TTG, et les données Rb-Sr et Sm-Nd de ces séries calco-alcalines, renforce cette dernière hypothèse et confirme l'existence d'un événement tectono-métamorphique de haute température au moment de la mise en place de ces granites.

En effet, les données U-Pb sur zircon indiquent, pour les deux types de granites calco-alcalins, un âge de mise en place vers 2.5 Ga, avec un protolithe d'âge minimum 2.94 Ga. Les données isotopiques Sm-Nd montrent que le premier ensemble, à composition de CA2, présente des âges modèles autour de 3.1 Ga. Le second ensemble a des T_{DM} plus éparpillés, entre 3.05 et 3.5 Ga. La projection de ces roches dans un diagramme ϵ_{Nd} vs ISr, calculé pour un âge de 3.2 Ga, montre que plusieurs de ces granites se placent dans le champ des TTG de l'In Ouzzal (Peucat et al., 1996) renforçant l'hypothèse que ces derniers constituent leurs protolithes. Plusieurs des granites du type CA1, dans ce même diagramme, présentent des ISr nettement plus élevés que les TTG. Peucat et al. (1996) attribuent cela à la présence d'un protolithe charnockitique plus ancien comme suggéré par les nombreux âges modèles autour de 3.4-3.5 Ga. Signalons que les gneiss du type CA1 qui présentent, à 3.2 Ga, les ϵ_{Nd} les plus proches de ceux des TTG ($\approx +3$), sont ceux qui montrent, à l'exception des éléments fractionnés par le grenat (HREE, Y), des allures d'arachnogrammes très proches des CA2, suggérant une origine tonalitique sans contamination métasédimentaire.

Conclusion Générale

Notons que Hamilton (1995) observe que souvent les granites tardi-archéens (vers 2500 Ma) sont générés par une remobilisation crustale régionale anatectique et qu'il n'y a pas d'analogues phanérozoïques à ces vastes granites de formes elliptiques qui viennent se mettre en place au sein des ceintures de roches vertes.

Choukroune et al. (1997) pensent que les lithosphères chaudes et minces de l'Archéen étaient facilement érodées provoquant dans la croûte des budgets thermiques différents de ceux actuels au cours des événements orogéniques et anorogéniques. Ce réchauffement provoque des instabilités gravitaires qui induisent un régime diapirique et la structuration de la croûte en dômes et bassins, ainsi que la fusion partielle de la croûte tonalitique et la mise en place de granites calco-alcalins de type CA1 et CA2 vers 2.5 Ga. Cet événement se traduit par un métamorphisme granulitique qui provoque la déshydratation de la croûte. Les témoins de ce métamorphisme ont été presque complètement oblitérés par le métamorphisme granulitique extrême éburnéen; néanmoins, les paragenèses les plus précoces conservées dans les granulites Al-Mg à corindon, qui indiquent des températures de l'ordre de 700-800°C à 10 kbar, pourraient en être des témoins (Ouzegane et al., 2003). Ceci est contemporain d'un raccourcissement homogène, avec formation de foliations et ou de linéations verticales Ce modèle de réchauffement de la croûte avec fusion partielle et structuration en dômes et bassins contemporain d'un raccourcissement homogène a été proposé par exemple par Choukroune et al (1997) pour le Craton du Dharwar en Inde. Ces auteurs proposent même pour cette région (Dharwar) qu'un tel processus succède à une période d'accrétion crustale où les mécanismes s'apparentent à la tectonique moderne (de Wit, 1998). Ce stade d'accrétion correspondrait, dans l'In Ouzzal, à la mise en place des TTG.

B- L'Evolution éburnéenne

La reconstitution de l'évolution géodynamique de l'In Ouzzal à l'Eburnéen pose problème pour plusieurs raisons :

- il semble bien que seule la base de la croûte affleure, les formations de la croûte supérieure et moyenne ont été complètement érodées. La déformation éburnéenne ayant touché ces niveaux a donc totalement disparu ;

- quelle est la source de chaleur du métamorphisme de très haute température ?;

- la géochimie très singulière des carbonatites et leur mise en place ;

- les caractéristiques de la tectonique régionale observée dans cette croûte inférieure.

Conclusion Générale

Les granulites de l'In Ouzzal montrent un cheminement horaire avec une augmentation de la température à pression constante (800 à 1050°C , 10-11 kbar) suivie d'une évolution isotherme avec baisse sensible de la pression (9 à 5 kbar, $\geq 800^\circ\text{C}$). Les différentes études entreprises jusqu'à présent sur le métamorphisme éburnéen du terrane de l'In Ouzzal ont mis en avant plusieurs originalités dont:

- le métamorphisme de très hautes températures (Guiraud et al., 1996 ; Ouzegane et Boumaza, 1996 ; Harley, 1998, Ouzegane et al., 2003);
 - la fusion partielle limitée malgré les températures atteintes (Mouri et al., 1996.);
 - la mise en place de carbonatites supposée syn-granulitiques avec un chimisme très particulier (Ouzegane et al. 1988 ; Fourcade et al. 1996 ; Boumaza-Benyahia et al., 2007);
 - la présence de pseudotachylites dans le faciès granulite (Fettous, 2002, Ait Djafer, 2008).
- en ce qui concerne la tectonique deux modèles sont proposés : Haddoum (1992) puis Haddoum et al. (1994) proposent une tectonique horizontale, caractérisée par des nappes de charriage, qui sera ultérieurement, au cours du panafricain verticalisée. Fettous (2001) à l'inverse pense que le style de déformation est comparable à ce qu'on observe dans les cratons archéens de type Dharwar en Inde, c'est-à-dire une tectonique verticale dû à l'enfoncement des bassins de roches vertes et la remontée des dômes d'orthogneiss.

Ouzegane et al. (2003), prenant en compte ces faits et préférant le modèle de tectonique verticale, ont proposé le modèle suivant: à 2.0 Ga, une perturbation thermique importante provoque un réchauffement de la croûte permettant un épisode de raccourcissement homogène. Il est possible que cela soit lié à la grande crise d'échelle planétaire qui a eu lieu vers 2 Ga (Condie et al., 2000), comparable à celles du Crétacé et de l'Archéen tardif (2.75 et 2.65 Ga). Ces crises correspondraient à des perturbations asthénosphériques de grande ampleur correspondant à la mise en place d'importants panaches mantelliques. Autre possibilité : de violentes collisions continentales frontales suivies par des mouvements transpressifs, très efficaces pour une délamination importante de la lithosphère (Black et Liégeois, 1993). Cette mise en contact directe de l'asthénosphère avec la croûte inférieure suite à une délamination de la lithosphère semble être étayée par les profils gravimétriques qui suggèrent un Moho plat sous le terrane de l'In Ouzzal (Rechenmann, 1973).

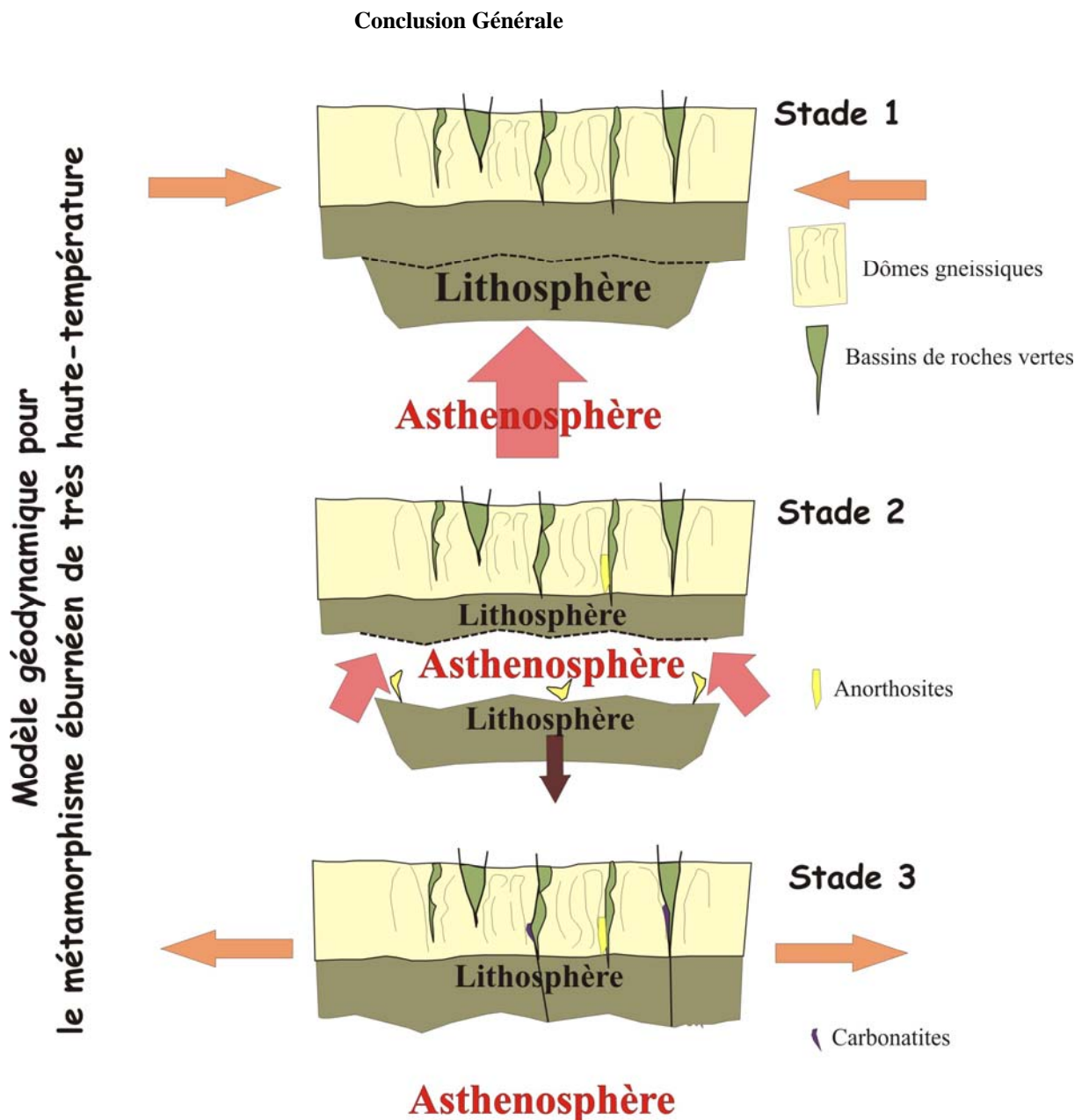


Figure XIV-4: Modèle géodynamique montrant l'évolution éburnéenne du terrane de l'In Ouzal (modifié d'après Ouzegane et al., 2003).

Stade 1: Accentuation de l'étirement vertical des anciennes structures archéennes en dômes et bassins et épaissement de la lithosphère au cours d'une collision.

Stade 2: Délamination du manteau lithosphérique permettant une remontée asthénosphérique. La lithosphère continentale qui s'enfonce dans l'asthénosphère subit une fusion partielle donnant des anorthosites (Ait Djafer, 2008)

Stade 3: Phase de décompression correspondant à la relaxation des contraintes et au rééquilibrage isostatique suite à l'érosion thermique de la lithosphère et mise en place de carbonatites à la faveur des shears zones.

Autre argument en faveur d'une telle évolution, la mise en place d'anorthosites à 2 Ga dont les compositions isotopiques en Rb-Sr et Sm-Nd indiquent clairement une origine crustale. La genèse de telles roches avec de telles compositions a été interprétée comme résultant de l'enfoncement d'une partie de la croûte inférieure basique dans le manteau suite à la subduction continentale en début de collision (Duchesne et al., 1999 ; Ait Djafer 2008.).

Conclusion Générale

Cependant, la croûte continentale qui a été préalablement déshydratée ne subit pas de fusion partielle importante: dans un stade précoce, elle se traduit par la mise en place d'anorthosites; et dans un stade tardif, par la mise en place de quelques granites de type S très riches en silice (ce qui témoigne du faible degré de fusion partielle). Le transfert de chaleur à partir de l'asthénosphère provoque un métamorphisme granulitique de très haute température qui induit, notamment, la formation des paragenèses particulières à saphirine-spinelle-quartz et corindon-quartz observées dans les granulites paradérivées. Au cours du raccourcissement, la déformation archéenne précédente est reprise sans changement de style (Fettous, 2001). Cependant, dans certains endroits, malgré les températures atteintes, de grands cisaillements se forment, comme le montre la présence de pseudotachylites du faciès granulite dans des zones mylonitiques. La présence de pseudotachylites à de telles températures est due à la rhéologie de roches complètement déshydratées. Ces cisaillements empruntent souvent des zones de faiblesse comme les limites entre des lithologies contrastées (ex. charnockites-BIF à Tin Tchik Tchik et Alouki, marbres-charnockites à Ihouhouène et Tirek, Ouzegane et al., 2003a). A l'approche de ces zones, la linéation a tendance à s'horizontaliser. La phase de décompression enregistrée par les différentes formations de l'In Ouzzal correspond au stade de relaxation des contraintes. Au cours de ce stade, dans ce contexte d'exhumation des granulites, il y a mise en place des carbonatites. Ces carbonatites montrent des signatures isotopiques très particulières, résultat de leur interaction avec des fluides mantelliques et la croûte granulitique de l'In Ouzzal. Signalons que les carbonatites de l'In Ouzzal sont considérées comme un, sinon l'unique, exemple de ce type de roches à s'être mises en place en contexte orogénique (Ouzegane et al. 1988, Fourcade et al., 1996). Cependant, nous pouvons noter que par exemple au Maroc, la carbonatite de Tamazert est située dans l'Atlas et a été considérée également comme un exemple de carbonatite orogénique (Woolley and Church, 2005); cependant, cette carbonatite a 45 Ma et la collision alpine ne commence que vers 38 Ma, c'est-à-dire 6 Ma après. La carbonatite est donc contemporaine du stade rift qui a précédé la collision, qui a inversé les rifts en chaînes de montagne. Soulignons que 6 millions d'années, à l'éburnéen, c'est bien peu même pour les méthodes géochronologiques actuelles les plus performantes. Les shears zones qui vont constituer des zones privilégiés et canalisatrices pour la circulation de fluides juvéniles à CO₂ mais aussi riches en fluor, K, Ca, et terres rares (Fourcade et al., 1996) sont présentes aussi bien en période de rift que post-collision. Notons que la préservation des compositions isotopiques en oxygène et en carbone des différentes lithologies et particulièrement des marbres indiquent qu'il n'y pas eu de flux percolateur généralisé de CO₂ syn-granulitique (Fourcade et al., 1996).

Conclusion Générale

Il est intéressant de noter la nature des structures que montre la partie Est du Craton Ouest-Africain, qui se trouve un peu plus à l'Ouest de l'In Ouzzal. Elle est constituée exclusivement de matériel crustal juvénile du Paléoprotérozoïque (les données isotopiques indiquent qu'il n'y a aucun âge plus ancien que 2.2 Ga, Boher et al., 1989). Elles consistent essentiellement en des formations métasédimentaires et métavolcaniques de grade métamorphique faible (séries Birimiennes) du Paléoprotérozoïque précoce formant des chaînes linéaires à sinueuses séparées par des batholites granitiques ou granito-gneissiques, ce qui rappelle fortement les ceintures de roches vertes archéennes (Bertrand et De SÁ, 1990). Il semble ainsi, que dans certaines "régions", les processus caractéristiques de la tectonique archéenne aient continué à fonctionner au cours du Paléoprotérozoïque. Il est tentant de mettre cela en relation avec la période de "perturbation" mantellique citée plus haut et qui semble avoir dominé cette époque (Condie, 2000). Il y a une autre théorie pour le Birimien juvénile qui est basé sur l'existence d'un long arc insulaire (4000 km comme les Aléoutiennes) qui se replie sur lui-même lors d'une collision (Ama Salah et al., 1996). Ce contexte géodynamique de grande échelle expliquerait mieux, pour ceux, de plus en plus nombreux, qui mettent en doute l'existence du phénomène « panache mantellique », « l'emballlement » dans la production de matériel juvénile.

2- Le LATEA

Très peu d'études ont été faites sur les formations anté-panafricaines du Hoggar central. A l'exception des travaux de K. Ouzegane et de son équipe centrés sur les cheminements pression-température des formations granulitiques, les autres études ont concerné les granites panafricains ou des études géochronologiques très succinctes.

Les études pétrologiques et thermobarométriques de diverses régions septentrionales du terrane de Laouni montrent que les terrains granulitiques éburnéens ont subi des évolutions P-T horaires caractérisées par une décompression qui ramène ces formations à 6-4 kbars. Cependant, ces résultats révèlent que le pic en pression du métamorphisme n'est pas uniforme. Ainsi, il est de 10 kbar à Tamanrasset (Ouzegane, 1981 ; Ouzegane et al., 2001), de 13 kbar à Tin Begane (Derridj et al., 2003) et 7-8 kbar à Tidjenouine (Bendaoud et al., 2003 ; Bendaoud et al., 2004 ; Bendaoud et al., 2007). Ceci a été interprété comme étant lié à l'affleurement de niveaux crustaux différents (Bendaoud et al., 2004, 2007). Associé à l'abondance de shear-zones souvent subhorizontales, ceci suggère que le microcontinent LATEA est composé d'une série de nappes éburnéennes résultant probablement d'une

Conclusion Générale

collision orogénique. Ces shear zones avaient été interprétées comme étant d'âge panafricain (Bertrand et al., 1986) mais les différentes datations obtenues (Bendaoud et al., 2007) nous laissent penser qu'elles sont plutôt éburnéennes, réactivées au cours du Panafricain. En effet, les batholites panafricains hautement potassiques type Anfeg (Acef et al., 2003; Liégeois et al., 2003) sont enracinés le long de shear-zones verticales mais se mettent en place en s'étalant le long de shear-zones sub-horizontales pré-existantes que nous attribuons à l'Eburnéen (c. 2060 Ma).

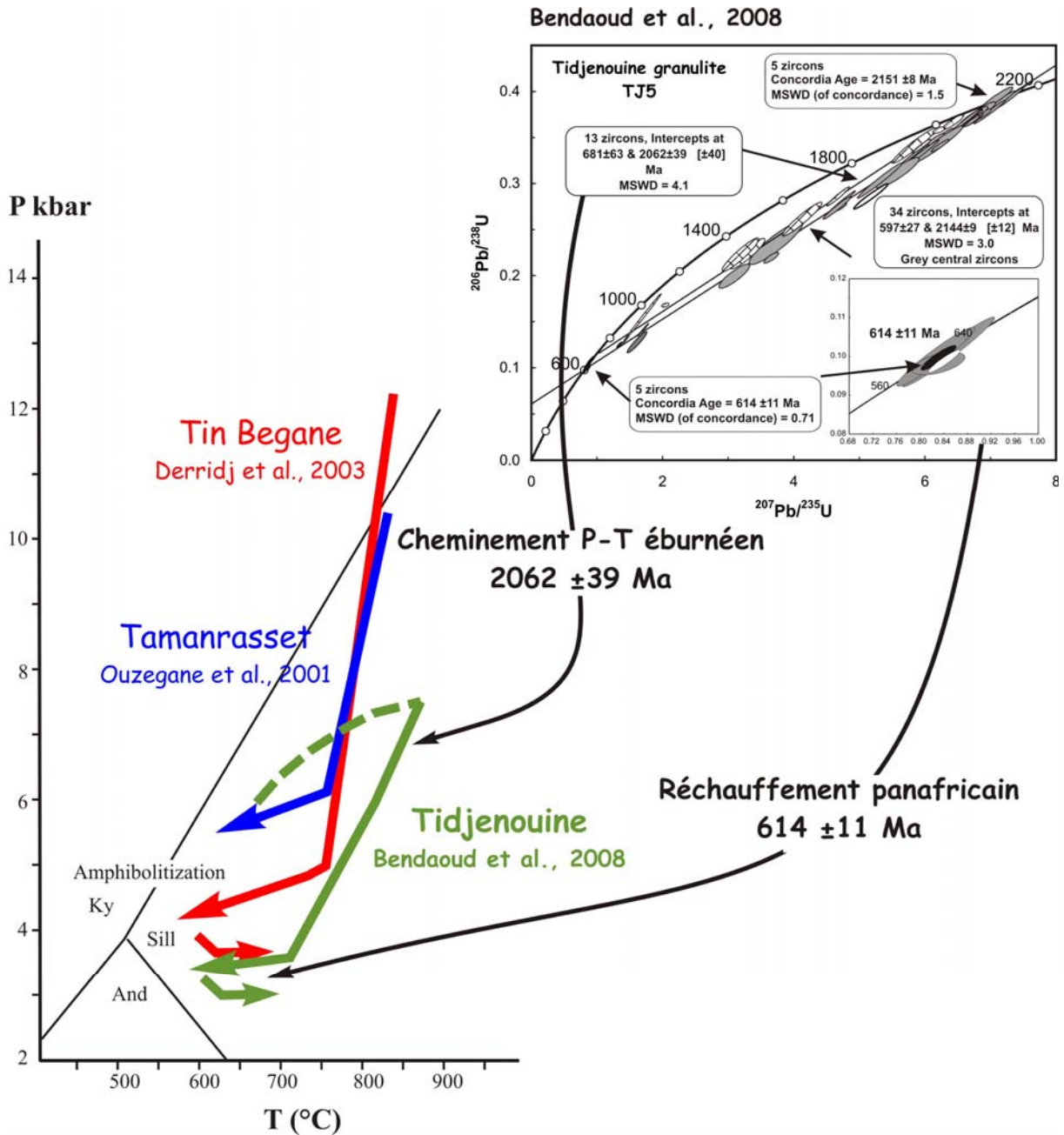


Figure XIV-5 : Cheminement pression-température éburnéen horaire de trois régions (Tamanrasset, Tidjenouine et Tin Begane) du terrane de Laouni et réchauffement localisé panafricain.

Les âges concordia et discordia obtenus par la méthode U-Pb sur des zircons d'une granulite migmatitique de Tidjenouine

Conclusion Générale

L'interprétation des âges sur zircon obtenue sur la partie Sud du LATEA (Bertrand et al., 1986; Barbey et al., 1989 ; Bendaoud et al., 2007) peut être résumée comme suit :

- L'âge le plus ancien, vers 2145 Ma, correspond à celui du protolithe des granulites gneissiques.
- Vers 2060 Ma un métamorphisme granulitique avec un pic à 850°C et caractérisé par une décompression de quatre kilobars qui ramènent les formations du Nord du terrane de Laouni à des températures de 700 puis 600°C.
- Enfin, un réchauffement panafricain daté à 615 Ma conduit à une température proche de 650°C.

L'âge des protholites des gneiss migmatitiques à environ 2140 est probablement lié à un évènement pré-collisionnel correspondant à un cadre de zone de subduction avec bassin d'arrière-arc. Ceci est suggéré par la géochimie et les données Rb-Sr et Sm-Nd des metabasites de la région Tidjenouine. En effet, ces formations basiques orthodérivées de Tidjenouine, dont les âges modèle Nd se situent autour de 2 Ga, présentent une géochimie qui individualise deux groupes montrant une évolution progressive allant d'un groupe montrant une affinité avec le magmatisme d'arc (découplage LILE/HFSE dans les normalisations par rapport aux MORB, diagrammes de discrimination des sites géodynamiques, contamination précoce du magma révélée par le δO^{18} des minéraux de métanorites litées) et un second groupe présentant des caractéristiques plus proches du magmatisme intraplaque. En fait, ce second groupe montre une signature intermédiaire entre le magmatisme intraplaque et le magmatisme de marge de plaque (allure plus régulière LILE/HFSE dans la normalisation par rapport aux MORB, allure plus plate dans la normalisation par rapport au manteau primitif, diagrammes de discrimination de sites géodynamiques). Ce type d'association est typique des bassins d'arrière-arc.

L'évolution éburnéenne de la région des Gour Oumelalen, située dans la partie Nord-Est du LATEA, est caractérisée par la présence de métavolcanites essentiellement felsiques datées à 2190 ± 25 Ma , des formations paradérivées de plate-forme dont le dépôt se situe entre 2190 Ma et 1900 Ma et un métamorphisme granulitique associé à du magmatisme daté à 1.9 Ga (Peucat et al., 2003).

Pour proposer un modèle géodynamique cohérent et crédible il faudrait que la nature géochimique des métavolcanites et l'évolution P-T du métamorphisme granulitique soient mieux contraintes. Cependant, si on ajoute aux observations citées ci-dessus que:

Conclusion Générale

- l'Archéen n'a été reconnu dans le LATEA que dans la région des Gour Oumelalen,
- le LATEA s'est formé au Paléo-protérozoïque inférieur,
- des formations magmatiques felsiques sont datés aussi bien dans le Sud-Ouest du terrane du LATEA (par exemple à Tidjenouine) que dans la Partie Nord-Est (les Gour Oumelalen) entre 2.2 et 2.1 Ga.

Cela suggère un continent essentiellement archéen au NE du LATEA impliqué dans une collision avec la partie SW majoritairement Paléo-protérozoïque inférieure du LATEA aboutissant à une structuration en nappes

IV- CONCLUSION

Souvent et dans plusieurs cratons, on décrit la période archéenne comme ayant connu divers cycles d'évolution où se succèdent un épisode d'accrétion d'arcs insulaires avec la formation de TTG, puis une période de remaniement de cette croûte qui s'accompagne d'une tectonique en dômes et bassins contemporaine d'un métamorphisme de haut grade avec mise en place de granites calco-alcalins (Condie, 1997 ; Choukroune et al., 1997).

Les formations magmatiques archéennes de l'In Ouzzal sont comparables à celles du même âge qu'on trouve dans d'autres cratons. Les données géochronologiques et géochimiques, même si elles ne peuvent à elles seules résoudre d'une façon absolue le problème des sites géodynamiques de mise en place, permettent de proposer une évolution qui cadre avec les connaissances actuelles que l'on a sur les processus ayant fonctionné à l'Archéen.

Moyen et al. (2003) proposent, pour le Dharwar et le reste des cratons archéens, un modèle qui concilie leurs propres observations sur la géochimie des granites tardi-archéens, qui nécessitent d'après eux la présence d'une zone de subduction, avec le modèle de Chardon et al. (1996, 1998) qui implique une tectonique verticale. Ainsi, les caractéristiques structurales et pétrographiques des cratons archéens s'expliqueraient par une évolution en plusieurs cycles, chacun d'eux se composant d'une période de subduction puis de collage d'arcs le long de zones de cisaillement transpressives. Le continent formé est alors remanié au cours d'épisodes post-collisionnels avec tectonique en dômes et bassins (sagduction), métamorphisme de HT-BP, magmatisme juvénile et fusion de la croûte. Entre chaque cycle, une longue période d'inactivité géologique a lieu. Les divers types de magmatismes de l'In Ouzzal, malgré le prisme déformant que provoque l'événement éburnéen, semblent être l'illustration d'une telle évolution.

Conclusion Générale

A l'exception de la structuration en dômes et bassins issue d'une tectonique verticale, ce modèle rappelle celui invoqué pour le Bouclier touareg au Panafricain (Liégeois et al., 2003; Caby, 2003) ou même pour des terrains beaucoup plus récents. Ainsi, les évènements orogéniques archéens et actuels impliqueraient les mêmes contextes géodynamiques mais évoluant avec des paramètres plus ou moins différents (l'Archéen se caractérisant par un manteau plus chaud, des plaques plus petites, une pente de la croûte océanique moins importante, etc...).

L'évolution éburnéenne est contrainte par le cheminement pression-température caractérisé par un faciès granulitique de température extrême. Le modèle que nous proposons correspond à une violente collision continentale frontale suivie par des mouvements transpressifs, très efficaces pour une délamination importante de la lithosphère (Black et Liégeois, 1993). Cela met en contact direct l'asthénosphère avec la croûte inférieure.

En ce qui concerne le LATEA, en raison de données géochronologiques limitées, l'évolution éburnéenne est encore plus difficile à cerner. Les premiers résultats obtenus sur la géochimie des roches basiques et la datation du métamorphisme suggère une collision NE-SW entre un continent ancien archéen et un autre essentiellement protérozoïque inférieur suite à une période de subduction avec formation de bassin d'arrière-arc.

Conclusion

Au terme de ce travail, nous pouvons conclure que les principaux résultats obtenus sont les suivants:

1- Ce travail caractérise deux ensembles basiques-ultrabasiques archéens, métamorphisés à l'Eburnéen au sein du terrane de l'In Ouzzal

- une série komatiites – tholéiites hautement magnésiennes, au Nord du terrane de l'In Ouzzal. Elle présente des affinités avec les séries archéennes de type Munro ; elle est accompagnée de tholéiite hautement ferrifère et d'andésites. Les données Rb/Sr et Sm/Nd suggèrent une mise en place vers 2.6 Ga au sein d'une croûte continentale qui contamine le magmatisme basique

En effet, les âges modèles Nd de cette série basique – ultrabasique, sont pour les plus juvéniles autour de 2.6 Ga et plusieurs des échantillons de ces roches basiques-ultrabasiques, parmi les moins géochimiquement perturbées, se mettent le long de l'isochrone, d'âge de 2.65 Ga, défini par les granites alcalins dans un diagramme $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. D'un point de vue géochimique, cette série présente des HFSE (Nb, Zr, Ti, Y) et des HREE (Tb à Lu) appauvris, associés à un enrichissement en LILE (Rb, Ba, Th, K, Sr) et en LREE (La, Ce). Les diagrammes binaire eNd vs éléments en traces immobiles calculés à 2.65 Ga suggèrent deux composants dans la source de ce magmatisme, une source mantellique juvénile et un contaminant beaucoup plus anciens probablement crûstal. Ces caractéristiques sont habituellement interprétées comme caractéristiques d'un contexte de zones de subduction.

- un complexe stratifié tholéiitique à anorthosites – métagabbros – métanorites
- pyroxénites à grenat (pyrigarnites), au Sud de l'In Ouzzal (Tirek et Amesmesssa).

2- d'un point de vue métamorphique, certaines roches appartenant à ces deux séries, en particulier des pyrigarnites et à une moindre mesure des métanorites, présentent des textures réactionnelles exceptionnelles, pour certaines non décrites dans la littérature. Les études pétrographique, minéralogique, thermobarométrique et les relations de phases au sein de ces deux ensembles permettent de mettre en évidence un cheminement pression-température horaire. La thermobarométrie aussi bien classique qu'automatique (Thermocalc)

Conclusion Générale

confirme les conditions extrêmes de très hautes températures traversées par les formations granulitiques de l'In Ouzzal, aussi bien au Nord que dans sa partie Sud. Ainsi, des températures supérieures à 950°C sont obtenues. C'est la première fois qu'on a la confirmation que les formations basiques orthodérivées, comme les granulites Al-Mg ou les formations ferrifères litées ont enregistré les conditions du pic du métamorphisme. Cette étude montre également que l'histoire post-pic du métamorphisme correspond en même temps à une baisse de pression et de température menant les formations étudiées d'un pic à plus de 1000°C et 12 kbar à des conditions d'environ 700-800°C et 5-8 kbar.

3- Parmi les différentes lithologies constituant l'encaissant immédiat des roches basiques et ultrabasiques de l'In Ouzzal Nord, ce travail s'est intéressé à une variété de roches n'ayant pas fait l'objet d'études antérieures et constituant l'encaissant direct de certaines des roches basiques étudiées. Ce sont des granulites alumino-magnésiennes à corindon et spinelle primaires. Les études pétrographique, minéralogique, thermobarométrique et les relations de phases de ces granulites Al-Mg confirment le cheminement pression-température déterminé sur les séries basiques. Il en est de même pour l'encaissant de la série stratifiée de l'In Ouzzal Sud, que sont des granulites à gédrite (Ouzegane et al., 1996) ou des granulites Al-Mg à quartz (Djemaï et al., sous presse).

4 – ces résultats nous ont permis d'insérer le magmatisme basique archéen dans l'évolution géodynamique archéenne et de proposer un modèle géodynamique pour l'évènement granulitique très haute température du Protérozoïque inférieur (Ouzegane et al., 2003a et Drareni et al., 2007). Une collision continentale frontale suivie par des mouvements transpressifs, très efficaces pour une délamination importante de la lithosphère. Cette mise en contact directe de l'asthénosphère avec la croûte inférieure suite à une délamination de la lithosphère, accompagnée par une introduction de chaleur additive sous forme d'anorthosites et de carbonatites, a induit un métamorphisme de très hautes températures dépassant les 1050°C.

5- Deux séries basiques granulitiques ont été reconnues au Nord du terrane de Laouni (Tamanrasset – Tidjenouine):

Conclusion Générale

- La première, correspond à des metabasites litées (métanorites claires sans quartz, métanorites sombres à quartz) appartenant à une série calco-alkaline traduisant un environnement d'arc (découplage LILE/HFSE - Sr, Rb, Ba, K) et en LREE (La, Ce) élevées mais variables et des concentrations faibles en HFSE (Zr, Ti, Hf), similaires à celles des MORB -, diagrammes de discrimination des sites géodynamiques, contamination précoce du magma révélée par le δO^{18} des minéraux des métanorites litées sombres, (Lerouge 1992 ; Lerouge et al., 2005).

- La deuxième correspond à des pyrigarnites à clinopyroxène, des pyrigarnites à biotite, des amphibolites et des granulites à fayalite. Cette série est tholeitique présente une signature intermédiaire entre le magmatisme intraplaque et le magmatisme de marge de plaque (allure plus régulière LILE/HFSE dans la normalisation par rapport aux MORB, allure plus plate dans la normalisation par rapport au manteau primitif, diagrammes de discrimination de sites géodynamiques).

L'évolution continue d'une série à l'autre suggère un environnement d'arrière-arc.

6- les études pétrographique, minéralogique, thermobarométrique et les relations de phases au sein de ces deux ensembles permettent de mettre en évidence deux paragenèses granulitiques traduisant un pic thermique à 800°C et 10 kbar (Tamanrasset) - 875°C et 7.5 kbar (Tidjenouine) suivi par une phase de décompression se traduisant par une exhumation de 3 à 4 kbar avec une baisse de température de 100 à 150°C.

7- les études pétrographique, minéralogique, thermobarométrique et les relations de phases de l'encaissant (métapélites et orthogneiss) permet de préciser le cheminement pression-température déterminé sur les séries basiques. Ainsi un stade prograde est clairement défini dans la région de Tidjenouine.

8 – les données isotopiques et les résultats préliminaires de datation U-Pb sur zircon des migmatites de Tidjenouine suggèrent que le métamorphisme granulitique est d'âge éburnéen mais que l'évènement panafricain est plus important que proposé antérieurement avec un réchauffement (vers 650-700°C) localisé des terrains étudiés.

Références Bibliographiques

Bibliographie

- Abbott, D.H. 2000.** Do Large Impacts Strengthen Mantle Plumes and Produce Komatiites?. Geological Society of America, *Annual Meeting 2000, Reno, Nevada, abstract* 50659.
- Abbott, D.H., Isley, A.E. 2002.** The intensity, occurrence, and duration of superplume events and eras over geological time. *J. Geodyn.* 34. 265-307
- Acef, K., Liégeois, J.P., Ouabadi, A., Latouche, L. 2003.** The Anfeq post-collisional Pan-African high-K calc-alkaline batholith Central Hoggar, Algeria, result of the LATEA microcontinent metacratonisation. *J. Afr. Earth. Sci.* 37. 95-311.
- Adjerid, Z., Ouzegane, K., Godard, G., Kienast, J.R., 2008.** Reactional history and phase relationships in ultrahigh-temperature sapphirine-spinel-quartz Al-Mg granulites from the Khanfous area in "The boundaries of the West African craton", Ennih, N. Liégeois, J-P. eds, *J. Geol. Soc. London, Spe. Pub.* 297.
- Ait Djafer, S. 2008.** Les anorthosites et les roches associées : exemples de l'In Ouzzal et de Tin Zebane (Ouest Hoggar). Aspects pétrologiques, géochimiques et géochronologiques.. *Thèse de Doctorat d'Etat*. USTHB.
- Allègre, C.J., 1982.** Genesis of Archaean komatiites in a wet subducted plate. In: Arndt, N.T., Nisbet, E.G. Eds., *Komatiites*. Allen and Unwin, London, pp. 495-500.
- Ama Salah, I., Liégeois, J.-P., Pouclet, A. 1996.** "Evolution d'un arc insulaire océanique birimien précoce au Liptako nigérien Sirba: géologie, géochronologie et géochimie." *J. Afr. Earth. Sci* 22: 235-254.
- Anderson, D.L. 1994.** The sublithospheric mantle as the source of continental flood basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 123, 269-280.
- Anderson, D.L., 2006.** Speculations on the nature and cause of mantle heterogeneity, *Tectonophysics*, 416, 7-22.
- Arima, M., Barnett, R. L., 1984.** Sapphirine bearing granulites from the Sipiwesk Lake area of the late Archaean Pikwitonei granulite terrain, Manitoba, Canada. *Contrib. Min. Petrol.*, 88, 102-112.
- Arndt, N. T., Nesbitt, R. W. 1982.** Geochemistry of Munro Township basalts. In *Komatiites*. Ed. N. T. Arndt et E. G. Nisbet. London, pp 309-330.
- Arndt, N. T., Nisbet, E. G. 1982.** What is a komatiite? In *Komatiites*. Ed. N. T. Arndt et E. G. Nisbet. London, pp 19-28.
- Arndt, N.T., Albarède, F., Nisbet, E.G., 1997.** Mafic and ultramafic magmatism. In: M.J. De Wit and L.D. Ashwal Editors, *Greenstone Belts*. Oxford University Press, Oxford, 233-254.
- Arndt, N.T., Czamanske, G.K., Wooden, J.L., Fedorenko, V.A., 1993.** Mantle and crustal contributions to continental flood volcanism. *Tectonophysics*, 223: 39-52.
- Azzouni-Sekkal, A., Liegeois, J.P., Bechiri-Benmerzoug, F., Belaidi-Zinet, S., Bonin, B., 2003.** The "Taourirt" magmatic province, a marker of the very end of the Pan-African orogeny in the Tuareg Shield: review of the available data and Sr-Nd isotope evidence. *J. Afr. Earth. Sci*, 37, 331-350
- Badani-Djebbloun A. 1998 :** Pétrologie, cheminement pression-température et géochimie des formations ferrifères à hercynite-quartz-corindon et ferrosilite de l'unité granulitique de l'In Ouzzal NW Hoggar. *Magister, U.S.T.H.B.*
- Barbey, P., Bertrand, J.M., Angoua, S., Dautel, D., 1989.** Petrology and U/Pb geochronology of the Telohat migmatites, Aleksod, Central Hoggar, Algeria. *Contrib. Min. Petrol*, 101. 207-219.
- Barley, M.E., 1986.** Incompatible-element enrichment in Archean basalts: a consequence of contamination by older sialic crust rather than mantle heterogeneity. *Geology*, 14. 947-950.
- Bendaoud, A, Ouzegane, K., Kienast J.R. 2003.** Fayalite-quartz bearing granulites from Tidjenouine Central Hoggar, Algeria. *J. Afr. Earth. Sci* 37. 241-255.
- Bendaoud, A., Derridj, A., Ouzegane, K. et Kienast, J-R. 2004** Granulitic metamorphism in the Laouni terrane central Hoggar. Key Points on African Geology -KPAG- Edited by Nasser Ennih, Jean-Paul Liegeois and Bob Thomas. *J. Afr. Earth. Sci* 39/3-5. 187-192.

- Bendaoud, A., Ouzegane, K., Godard, G., Liégeois, J.-P., Kienast, J.-R., Bruguier, O. and Drareni, A. 2008.** Geochronology and metamorphic P-T-X evolution of the Eburnian Granulite-facies Metapelites of Tidjenouine (Central Hoggar, Algeria): witness of the LATEA metacratonic evolution in "The boundaries of the West African craton", Ennih, N. Liégeois, J.-P. eds, *J. Geol. Soc. London*, SP. 297.
- Bendaoud, A., Ouzegane, K., Kienast, J.R., 2003.** Textures and phase relationships in ferrous granulites from Tidjenouine Hoggar, Algeria: fayalite-ferrossilite-quartz secondary assemblage. *J. Afr. Earth. Sci* 37. 241-255.
- Benyahia O., 1996.** Les granulites à silicates calciques du môle In Ouzzal NW Hoggar: Minéralogie géochimie et relation de phases. *Magister, U.S.T.H.B.*
- Benyahia, O., Haddoum, H., Ouzegane, K., Bendaoud, A., Djemai, S., Kienast, J-R. 2005.** Influence panafricaine puis phanérozoïque des shear zones sur le socle éburnéen de la région de Tamanrasset, *Afr. Geosci. Review* 12, N°4, 261-274.
- Berman, R. G., 1988.** Internally consistent thermodynamic data for minerals in the system Na₂O-K₂O-CaO-MgO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-SiO₂-TiO₂-H₂O-CO₂. *J. Petrol.*, 29. 445-522.
- Berman, R. G., 1990.** Mixing properties of Ca-Mg-Fe-Mn garnets. *American. Miner.*, 75, 328-344.
- 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 block Hoggar, Algeria. *J. Metamorphic Geol.* 14. 709-724.
- Bertrand, J.M., 1967.** Existence de plissements superposés dans le Précambrien de l'Aleksod (Ahaggar oriental). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7-IX, 741-749.
- Bertrand, J.M., 1971.** Caractères structuraux, pétrographiques et géochimiques de la mobilisation syntectonique dans les gneiss du Précambrien de l'Aleksod (Ahaggar oriental, Sahara central). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7-XIII, 118-132.
- Bertrand, J.M., 1974.** Evolution polycyclique des gneiss du Précambrien de l'Aleksod Hoggar central, Sahara algérien. Aspects structuraux, pétrologique, géochimiques et géochronologiques. *CNRS Paris, France*, 19, 350 p.
- Bertrand, J.M., Caby, R. 1978.** Geodynamic evolution of the Pan-African orogenic belt: a new interpretation of the Hoggar shield Algerian Sahara. *Geol. Rundsch.* 67:357-388.
- Bertrand, J.M., Caby, R., Ducrot, J., Lancelot, J., Moussine-Pouchkine, A., Saadallah, A., 1978.** The late Pan-African linear fold belt of Eastern Hoggar Algeria. Geology, structural development, U-Pb geochronology, tectonic implications for the Hoggar shield. *Precamb. Res.*, 7/4. 349-376.
- Bertrand, J.-M., Jardim de Sa´, E.F., 1990.** Where are the Eburnean-Transamazonian collisional belts?. *Can. J. Earth Sci.* 27, 1382-1393.
- Bertrand, J.M., Lasserre, M. 1973.** Age eburnean de la série de l'Arechchoum (Hoggar central, Sahara algérien). *C.R.A.S.* 276, 1657-1660.
- Bertrand, J.M., Lasserre, M. 1976.** Pan-African and pre-Pan-African history of the Hoggar Algerian Sahara in the light of new geochronological data from the Aleksod area *Precamb.Res.* 3, 4. 343-362
- Bertrand, J.M., Michard, A., Boullier, A.M., Dautel, D., 1986.** Structure and U/Pb geochronology of Central Hoggar Algeria: a reappraisal of its Pan-African evolution. *Tectonics* 5, 955-972.
- Beswick, A. E. 1982.** Some geochemical aspects of alteration and genetic relations in komatiitic suites. In *Komatiites*. Eds. N. T. Arndt, E. G. Nisbet. London, 283-308.
- Black, R., Caby, R., Moussine-Pouchkine, A., Bayer, R., Bertrand, J. M. L., Boullier, A.-M., Fabre, J., Lesquer, A., 1979.** Evidence for late precambrian plate tectonics in West Africa. *Nature.* 278. 223-227.
- Black, R., Latouche, L., Liégeois, J.P., Caby, R., Bertrand, J.M., 1994.** Pan-African displaced terranes in the Tuareg shield central Sahara. *Geology* 22, 641-644.
- Black, R., Liégeois, J.P., 1993.** Cratons, mobile belts, alkaline rocks and continental lithospheric mantle: the Pan-African testimony. *J. Geol. Soc. London* 150, 89-98.
- Bohlen, S.R. Liotta, J.J., 1986.** A barometer for garnet-amphibolites and granulites. *J. Petrol.* 27. 1025-1034.

- Bohlen, S. R., Wall, V. J., Boettcher, A. L., 1983.** Geobarometry in granulites. In: *Kinetics and equilibrium in mineral reactions* Eds. S. K. Saxena, 141-171, Springer-Verlag, New York.
- Bonin, B., Azzouni-Sekkal, A., Bussy, F., Fellag, S. 1998.** Alkali-calcic and alkaline post-orogenic PO granite magmatism : petrologic constraints and geodynamic settings. *Lithos*, 45, 45-70
- Bouammar, N. E. H., 1991.** Reconstitution de l'histoire pétrologique et thermodynamique des métapélites et des pyrigarnites de Tidjenouine, SW Tamanrasset Hoggar central polycyclique. *Thèse de Magister, U.S.T.H.B.*
- Boumaza, S. 1996.** Pétrologie d'un nodule migmatitique à saphirine d'In Hahaou In Ouzzal , Hoggar occidental : diffusion chimique et comparaison avec les granulites Al-Mg de l'encaissant. *Magister, U.S.T.H.B.*
- Boumaza-Benyahia S., Ouzegane K. et Kienast J.R. 2007.** :Minéralogie des carbonatites et des fénites Paléoprotérozoïques de la région d'Ihouhaouène (In Ouzzal, Nord Ouest Hoggar, Algérie) : Un exemple de complexe carbonatitique linéaire saturé en silice syngrenulitique. *Bull. Serv. Geol. National* , 18 (3), 233-262
- Bouregghda, N., 2000.** Pétrographie, minéralogie et thermobarométrie des marbres de l'unité granulitique de l'In Ouzzal Ouest Hoggar. *Magister U.S.T.H.B.*
- Breuer, D., Spohn, T. 1995.** Possible flush instability in mantle convection at the Archaean-Proterozoic transition. *Nature*. 378, 608 - 610
- Brey G.P., Köhler T. 1990.** Geothermobarometry in four-phase lherzolites. II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. *J. Petrol.* 31. 1353-1378.
- Brooks, C. and Hart, S. 2000.** An Extrusive Basaltic Komatiite from a Canadian Archean Metavolcanic Belt. *Can. J. Earth Sci.* 910. 1250-1253
- Brooks, C., Hart, S.R., 1974.** On the significance of komatiite. *Geology* 2, 121-138.
- Caby R., 2003.** Terrane assembly and geodynamic evolution of central-western Hoggar : a synthesis. *J. Afr. Earth Sci.* 37, 3-4. 133-159.
- Caby, R. 1996.** A review of the In Ouzzal granulitic terrane Tuareg shield, Algeria: its significance within the Pan-African Trans-Saharan Belt. *J. Metamorphic Geol.* 14, 659-666.
- Caby, R., 1970.** La chaîne Pharusienne dans le NW de l'Ahaggar Central Sahara, Algérie : sa place dans l'orogénèse du Précambrien supérieur en Afrique. Thèse de Doctorat d'état, Montpellier et 1983, *Publication de la Direction des Mines et de la Géologie, Alger*, 47, 289p.
- Caby, R., Andreopoulos-Renaud, U., 1987.** Le Hoggar oriental, bloc cratonisé à 730 Ma dans la chaîne pan-africaine du nord du continent africain. *Precamb. Res.* 36, 335-344.
- Caby, R.; Bertrand, J. M., Black, R. 1981.** Pan-African ocean closures and continental collision in the Hoggar-Iforas segment, central Sahara. In Kro ner, A., ed. *Precambrian plate tectonics.* Amsterdam, Elsevier, p. 407-433.
- Campbell, I. H., Griffiths, R. W. Hill, R. I. 1989.** Melting in an Archean mantle plume: heads it's basalts, tails it's komatiites. *Nature*. 339: 697-699.
- Cattell AC 1985.** Geology and geochemistry of komatiites and associated basalts from Newton Township, Ontario, Canada. *Unpublished Ph D thesis, University of Southampton*, p 259
- Chardon, D., Choukroune, P., Jayananda, M., 1996.** Strain patterns, decollement and incipient sagducted greenstone terrains in the Archaean Dharwar craton South India. *J. Struct. Geol.* 18, 991-1004.
- Chardon, D., Choukroune, P., Jayananda, M., 1998.** Sinking of the Dharwar Basin South India; implications for Archaean tectonics. *Precamb. Res.* 91, 15-39.
- Cheilletz, A., Bertrand, J.M., Charoy, B., Moulahoum, O., Bouabsa, L., Farrar, E., Zimmerman, J.L., Dautel, D., Archibald, D.A., Boullier, A.M., 1992.** Géochimie et géochronologie Rb-Sr, K-Ar et ³⁹Ar-⁴⁰Ar des complexes granitiques Pan-Africains de la région de Tamanrasset Algérie: relations avec les minéralisations Sn-W associées et l'évolution tectonique du Hoggar central. *Bull. Soc. Géol. France* 163, 733-750.

- Choukroune, P., Ludden, J.N., Chardon, D., Calvert, A.J., Bouhallier, H. 1997.** Archaean growth and tectonic processes : a comparison of the Superior province, Canada and the Dharwar Craton, India. In *Orogeny through time*, Burg, J.P. Ford, M. Eds, *Geol. Soc. Spec. Pub.*, N°121, pp 63-98.
- Condie, K.C., 1981.** Archaean Greenstone Belts. *Elsevier, Amsterdam*. 434.
- Condie, K.C., 1995.** Episodic ages of greenstones: a key to mantle dynamics. *Geophys Res. Lett.* 22. 2215-2218.
- Condie, K.C., 1997.** Plate Tectonics and Crustal Evolution. Oxford, Butterworth Heinemann. 282 p.
- Condie, K.C., 1998.** Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche connection? *Earth. Planet. Sci. Lett.* 163. 97-108.
- Condie, K.C., 2000.** Episodic continental growth models: Afterthoughts and extensions, *Tectonophysics*, 322, 153-162
- Condie, K.C., Des Marais, D.J., Abbott, D., 2000.** Geologic evidence for a mantle superplume event at 1.9 Ga. *Geochem. Geophys. Geosystems*. 1. 1. Paper no. 2000GC000095.
- Cottin, J.Y., Lorand, J.P., Agrinier, P., Bodinier, J.L., Liégeois, J.P., 1998.** Isotopic O, Sr, Nd and trace element geochemistry of the Laouni layered intrusions Pan-African belt, Hoggar, Algeria: evidence for post-collisional tholeiitic magmas variably contaminated by continental crust. *Lithos* 45, 197-222.
- Crawford, A.J., Fallon, T.J., Green, D.H., 1989.** Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites. In: Crawford, A.J. Ed., *Boninites and Related Rocks*. Unwin Hyman, London, pp. 1- 49.
- De Wit, M.J. 1998.** On Archean granites, greenstones, cratons and tectonics : does the evidence demand a verdict ? *Precamb. Res.* 91, 181-226.
- Derridj, A., Ouzegane, K., Kienast, J.R. and Belhaï, D., 2003.** P-T-X evolution in garnet pyroxenites from Tin Begane Central Hoggar, Algeria. *J. Afr. Earth Sci.* 37, 257-268.
- Djemai, S., 1996.** Les pyrigarnites et les granulites alumineuses d'Amesmessas Môle In Ouzzal, Hoggar : Relations de phases et déformation. *Magister U.S.T.H.B.*
- Djemaï, S., Haddoum, H., Bendaoud, A., Ouzegane, K., Kienast, J-R. 2008.** Cartographie et Evolution Tectono-Métamorphique Eburnéenne de la Région d'Amesmessas In Ouzzal Sud, Hoggar : Arguments pour un modèle Géodynamique sur l'Origine du métamorphisme de très haute température. *Bull. Serv. Géol. Algérie accepté.*
- Drareni, A., Ouzegane, K., Bendaoud, A. 2007** L'Archéen du Hoggar, *Bull. Serv. Géol. Algérie*. 18, N°2. 103-126
- Duchac, K.C. and Hanor, J.S., 1987.** Origin and timing of the metasomatic silicification of an early Archean komatiite sequence, Barberton Mountain Land, South Africa. *Precamb. Res.*, 37: 125-146.
- Duchesne, J.C., Liégeois, J.P., Vander Auwera, J., Longhi, J., 1999.** The crustal tongue melting model and the origin of massive anorthosites. *Terra Nova*, 11: 100-105.
- Dymek, R.F., 1983a.** Margarite pseudomorphs after corundum, Qorqut area, Godthåbsfjord, West Greenland. Rapport Grønlands geologiske Undersøgelse 112, 95-99.
- Dymek, R.F., 1983b.** Fe-Ti oxides in the Malene supracrustals and the occurrence of Nb-rich rutile. Rapport Grønlands geologiske Undersøgelse 112, 83-94.
- Eby, G. N., 1992.** Chemical subdivision of the A-type granitoids : petrogenesis and tectonic implication. *Geology*, 20, 641-644.
- Eckert, D.J., Newton, R.C., Kleppa, O.J. 1991.** The DH of reaction and recalibration of garnet-pyroxene-plagioclase-quartz geobarometers in the CMAS system by solution calorimetry. *Am. Mineral.*, 76, 148-160.
- Eggins, S.M., 1993.** Origin and differentiation of picritic arc magmas, Ambae Aoba, Vanuata. *Contrib. Mineral. Petrol.* 114, 79-100.
- Ellis, D. J., Green, E. H., 1979.** An experimental study of the effect of Ca upon garnet - clinopyroxene Fe - Mg exchange equilibria. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 71, 13-22.

- Fettous, H., 2001.** Les cisaillements lithosphériques en conditions anhydres et hydratées: exemple du Hoggar-Algérie. Magister, *Unpublished USTHB, Alger, Algérie*, 220 p.
- Floyd, P. A. 1989.** Geochemical features of intraplate oceanic plateau basalts. In *Magmatism in the Ocean Basins*. Ed. A. D. Saunders et M. J. Norry. *Special Publication*, 42, 215-230.
- Fourcade, S., Kienast, J.R., Ouzegane, K., 1996.** Metasomatic effects related to channeled fluid streaming through deep crust: fenites and associated carbonatites In Ouzzal Proterozoic granulites, Hoggar, Algeria. *J. Metamorphic Geol.* 14, 763-781.
- Fyfe, W.S., 1978.** Evolution of Earth's crust: modern plate tectonics to ancient hot spot tectonics? *Chemical Geology*, 23. 89-114.
- Green, D. H. 1972,** Archaean greenstone belts may include terrestrial equivalents of Lunar Maria? *Earth Planet. Sci. Lett.*, 15, 263-270.
- Gribble, R.F., Stern, R.J., Bloomer, S., Stuben, D., Ohearn, T., Newman, S., 1996.** MORB mantle and subduction components interact to generate basalts in the southern Mariana. through back-arc basin. *Geochim. Cosmochim. Acta* 60, 2153-2166.
- Groppo, C., Lombardo, B., Rolfo, F., P. Pertusati, P., 2007.** Clockwise exhumation path of granulitized eclogites from the Ama Drime range Eastern Himalayas., *J. metamorphic Geol.*, 2007, 25, 51-75
- Guidotti, C. V., 1984.** Micas in Metamorphic Rocks, Reviews in *Mineralogy* 13. Ed. Baily, S. W, pp 357-467. Mineral. Soc. America, Washington DC
- Guiraud, M., Kienast, J.R., Ouzegane, K. 1996a.** Corundum-quartz bearing assemblage in the Ihouhaouene area In Ouzzal, Algeria. *J. Metamorphic Geol.* 14, 755-761.
- Haddoum H., 1992.** Etude structurale des terrains archéens du môle In Ouzzal Hoggar occidental, Algérie. *Thèse de Doctorat d'état U.S.T.H.B.*, 214 p.
- Haddoum, H. Choukroune,P., Peucat J.J. 1994.** Structural evolution of the Precambrian In Ouzzal massif Central Sahara, Algeria . *Precamb. Res.*, 65, 155- 166.
- Hamilton, W.B., 1995.** Subduction systems and magmatism. In: Smellie, J.L. Ed., *Volcanism Associated with Extension at Consuming Plate Margins*. In: Geol. Soc. Spe. Pub. 81. Geological Society, London, pp. 3-28.
- Hamilton, W.B., 1998.** Archean magmatism and deformation were not products of plate tectonics. *Precamb. Res.* 91, 143-179.
- Hamilton, W.B., 2003.** An alternative Earth. *GSA Today*, 13, 11., 4-12..
- Hanski, E., 1992.** Petrology of the Pechenga ferropicrites and cogenetic, Ni-bearing gabbro-wehrlite intrusions, Kola Peninsula, Russia. *Geological Survey of Finland, Bulletin* 367, 192 p.
- Hards, V.L., Kempton, P.D., Thomson, R.N., 1995.** The heterogeneous Iceland plume of the Snaefell volcanic centre. 311-326. *J. Geol. Soc. Lond.* 152, 1003-1009.
- Harley, S. L. 1984.** An experimental study of the partitioning of Fe and Mg between garnet and orthopyroxene. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 86, 359-373.
- Harley, S. L., 1985.** Paragenetic and mineral-chemical relationships in orthoamphibole-bearing gneisses from Enderby Land, east Antarctica: a record of Proterozoic uplift. *J. Metamorphic Geol.*, 3, 179-200.
- Harley, S.L. 1998.** On the occurrence and characterization of ultrahigh-temperature crustal metamorphism . In : *What Drives Metamorphism and Metamorphic Reactions ?* Treolar, P.J. O' Brien, P.J. Eds. Geol. Soc. Spe. Pub. 138, 81-107.
- Harley, S.L. 2004.** "Extending our understanding of ultrahigh temperature crustal metamorphism." *J. Min. Petrol. Sci.* 99: 140,
- Hashigushi, H., Aizawa, K., Yamada, R., Inoue, T., 1981.** A practical indicator for the determination of promising zones around known deposits of kuroko type; the Na₂O anomaly in the acidic wall lavas. Kozan Chishitsu. *Mining Geology*, 31115-122.

- Hoisch, T.D., 1990.** Empirical calibration of six geobarometers for the mineral assemblage quartz+muscovite+biotite+plagioclase+garnet. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 104, 225-234.
- Hollings P., Kerrich R. 2000.** An Archean arc basalt-Nb-enriched basalt-adakite association: The 2.7 Ga confederation assemblage of the Birch-Uchi greenstone belt, Superior Province. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 139, 208-226
- Hollings, P., 2002.** Archean Nb-enriched basalts in the Northern Superior Province. *Lithos* 64, 1- 14.
- Hollings, P., Wyman, D., 1999.** Trace element and Sm-Nd systematics of volcanic and intrusive rocks from the 3Ga Lumby Lake Greenstone belt, Superior Province: evidence for Archean plume-arc interaction. *Lithos* 46, 189-213.
- Hughes, C.J., 1973.** Spilites, keratophyres, and the igneous spectrum. *Geol. Mag.* 109, 513-527.
- Huppert, H.E., Sparks, R.S., 1985.** Cooling and contamination of mafic and ultramafic magmas during ascent through continental crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* 74, 371-386.
- Jensen, L.S., 1976.** A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Division of Mines, Miscellaneous Paper, No. 66.
- Jochum, K.P., Arndt, N.T., Hofmann, A.W., 1991.** Nb-Th-La in komatiites and basalts: constraints on komatiite petrogenesis and mantle evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 107, 272-289.
- Kamenetsky, V.S., Sobolev, A.V., Joron, J.-L., Semet, M.P., 1995.** Petrology and geochemistry of Cretaceous ultramafic volcanics from eastern Kamchatka. *J. Petrol.* 36, 637-662.
- Karsten, J.L., Klein, E.M., Sherman, S.B., 1996.** Subduction zone geochemical characteristics in ocean ridge basalts from the southern Chile Ridge: implications of modern ridge subduction systems for the archaic. *Lithos* 37, 143-161.
- Kawasaki, T., Sato, T. 2002.** Experimental study of Fe-Mg exchange reaction between orthopyroxene and sapphirine and its calibration as a geothermometer. *Gondwana Research*, Vol. 5, pp. 741-747.
- Kelsey, D.E., White, R.W., Powell, R. 2005.** Calculated phase equilibria in K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O for silica-undersaturated sapphirine-bearing mineral assemblages. *J. metamorphic Geol.*, 23, 217-239
- Kerr, A.C., Marriner, G.F., Arndt, N.T., Tarney, J., Nivia, A., Saunders, A.D., Duncan, R.A., 1996.** The petrogenesis of Gorgona komatiites, picrites and basalts: new field, petrographic and geochemical constraints. *Lithos* 37, 245-260.
- Kerrich, R., Polat, A., Wyman, D. and Hollings, P., 1999.** Trace element systematics of Mg-, to Fe tholeiitic basalt suites of the Superior Province: implications for Archean mantle reservoirs and greenstone belt genesis. *Lithos*, 46: 163-187.
- Kienast, J.R., Ouzegane, K. 1987.** Polymetamorphic Al-Mg rich parageneses. In *Archean rocks from Hoggar, Algeria*, Wiley J. ed. *African Geology Reviews*, 22, pp 57-79 .
- Kilian, C., 1932.** Sur les conglomérats précambriens du Sahara central : le Pharusien et le Suggarien. *C.R.Soc.Géol.France*, 7, 193-221.
- Kyser TK, O'Neil JR, Carmichael ISE 1982** Genetic relations among basic lavas and ultramafic nodules: evidence from oxygen isotope compositions. *Contrib Mineral. Petrol.* 81, 88-102
- Lahaye, Y., Arndt, N.T., 1996.** Alteration of a komatiite flow from Alexo, Ontario. *J. Petrol.* 37, 1261-1284.
- Latouche L, Vidal P 1974.** Géochronologie du Précambrien de la région des Gour Oumelalen NE de l'Ahaggar, Algérie. Un exemple de mobilisation du strontium radiogénique. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 16, 193-203
- Latouche L. 1972.** Les tectoniques superposées dans la région des Gour Oumelalen (Nord-Est de l'Ahaggar - Algérie). *Bull. Soc. Geol. Fr.* 7, XVII, 4, 594-603.
- Latouche, L. 2005.** Le Précambrien du bouclier Touareg, le Pan-Africain. In *Géologie du Sahara occidental et central*. Fabre J.. ed. Tervuren African Geosciences Collection p 572.
- Latouche, L., 1978.** Etude pétrographique et structurale du Précambrien de la région des Gours

- Oumelalen NE. de l'Ahaggar, Algérie. *Thèse d'Etat, Univer. Paris VII.*
- Latouche, L., Liégeois, J.P., Boughrara, M., Navez, J., Guiraud, M., 2000.** Pan-African thrust sheets and eclogites in the central Hoggar terranes (Tuareg shield, Algeria). 18th. *Coll. African Geology*, Graz, 3-7 July 2000, *J. Afr. Earth Sci.*, 30, 4A, p. 52.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C.N., Ungaretti, L., Whittaker and E.J.W., Youzhi, G., 1997.** Nomenclature of amphiboles. *Can. Mineralogist* 9, 623–651.
- Lécuyer, C., Gruau, G., Anhaouesser, C.R., Fourcade, S., 1994.** The origin of fluids and the effects of metamorphism on the primary chemical compositions of Barberton Komatiites: New evidence from geochemical REE and isotopic Nd, O, H, ³⁹Ar/⁴⁰Ar data. *Geochim. Cosmochim. Acta* 58, 969–984.
- Lee, H.Y., Ganguly, J., 1988.** Equilibrium compositions of co-existing garnet and orthopyroxene: experimental determinations in the system FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ and applications. *J. Petrol.*, 29, 93–114.
- Lelubre, M., 1952.** Recherches sur la géologie de l'Ahaggar central et occidental Sahara central. *Bull. Serv. carte géol., Algérie*, 22.
- Lerouge, C., 1994.** Les fluides dans le faciès granulite : pétrologie et géochimie des isotopes stables C, H, et O des métabasites du contexte granulitique du Hoggar Central, Algérie. Doctorat de l'Université de Paris VII.
- Lerouge, C., Kienast, J-R., Bendaoud, A., Ouzegane, K., Pineau, F. 2005 :** Les metagabbros protérozoïques de Tidjenouine Hoggar central: un exemple de contamination par étapes successives géochimie des majeurs, traces et systématique isotopique en O et D 1^{er} *Séminaire de Géologie et de Métallogénie des massifs du Hoggar et des Eglab*, Tamanrasset 1 au 3 Mars 2005, p. 85-86.
- Leshner, C.M. and Arndt, N.T., 1995.** REE and Nd isotope geochemistry, petrogenesis and volcanic evolution of contaminated komatiites at Kambalda, Western Australia. *Lithos*, 34: 127- 157.
- Liégeois, J.P., Bertrand, J.M., Black, R., 1987.** The subduction- and collision-related Pan-African composite batholith of the Adrar des Iforas Mali: a review. In: Kinnaird, J., Bowden, P. Eds., *African Geology Review*. John Wiley, London, pp. 185–211. and *Geological Journal* 22, 185–211.
- Liégeois, J.P., Black, R., Navez, J., Latouche, L., 1994.** Early and late Pan-African orogenies in the Air assembly of terranes Tuareg shield, Niger. *Precamb. Res.* 67, 59-88.
- Liégeois, J.P., Latouche, L., Boughrara, M., Navez, J., Guiraud, M., 2003.** The LATEA metacraton Central Hoggar, Tuareg shield, Algeria: behaviour of an old passive margin during the Pan- African orogeny. *J. Afr. Earth Sci.* 37, 161–190.
- Liégeois, J.P., Latouche, L., Navez, J., Black, R., 2000.** Pan-African collision, collapse and escape tectonics in the Tuareg shield: relations with the East Saharan Ghost Craton and the West African craton. *J. Afr. Earth Sci* 30, 53–54.
- Liégeois, J.P., Navez, J., Hertogen, J., Black, R. 1998.** Constrating origin of post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. The use of sliding normalization. *Lithos*, 45, 1-28
- Mahoney, J.J., Storey, M., Duncan, R.A., Spencer, K.J., Pringle, M., 1993a.** Geochemistry and age of the Ontong Java Plateau. In: Pringle, M.S. Ed., *The Mesozoic Pacific: Geology, Tectonics and Volcanism*. American Geophysical Union, pp. 233– 261.
- Mahoney, J.J., Storey, M., Duncan, R.A., Spencer, K.J., Pringle, M., 1993b.** Geochemistry and geochronology of Leg 130 basement lavas: nature and origin of the Ontong Java Plateau. In: Berger, W.H., Kroenke, L.W., Mayer, L.A. Eds., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. Ocean Drilling Program, Texas A and M University, College Station, TX, pp. 3 - 22.
- Malyuk, B.I. and Sivoronov, A.A. 1984.** Contribution to komatiite systematics. *Geologia i Geofizika Soviet Geology and Geophysics*, N 1, pp.62-69.
- Martin, H. 1994.** The Archean grey gneisses and the genesis of continental crust In *Archean crustal evolution*. Condie, K. C., Elsevier, 11, Amsterdam, pp 205-258.

- Martin, H., 1984.** Nature, origine et évolution d'un segment de croûte continentale archéenne: contraintes chimiques et isotopiques. Exemple de la Finlande orientale. Mem.CAESS no. 1. Rennes, France. 324 pp.
- McCall, G.J.H., 2003.** A critique of analogy between Archean and Phanerozoic tectonics based on regional mapping of the Mesozoic-Cenozoic plate convergent zone in the Makran, Iran. *Precamb. Res.* 127, 5-17.
- McDonough, W.F. and Ireland, T.R., 1993.** Intraplate origin of komatiites inferred from trace element in glass inclusions. *Nature*, 365: 432-434.
- Meschede, M. 1986.** A method of discriminating between different types of mid-oceanic ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology*. 56, 207-218.
- Moecher, D. P., Essene, E. J., Anovitz, L. M., 1988.** Calculation and application of clinopyroxene - garnet - plagioclase - quartz geobarometers. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 100, 92 - 106.
- Moulahoum, O., 1988.** Dualité du magmatisme d'âge panafricain: aspects structuraux et pétrologique des granites subalcalins et alumineux de la région de Tamanrasset (Hoggar central, Algérie). Thesis, Université Nancy I, France, 145 p.
- Mouri H., 1995.** Relations de phases théoriques et naturelles dans le système KFMASH: exemple des granulites Al-Mg d'Ihouhaouene Môle In Ouzzal- Hoggar- Algérie. *Doctorat de l'Université Paris VII*, 210 p.
- Mouri, H., Guiraud, M. Hensen, B.J. 1996.** Petrology of phlogopite- sapphirine - bearing Al-Mg granulites from Ihouhaouene Mole In Ouzzal- Hoggar Algeria: An example of phlogopite stable at high temperature. *J. metamorphic Geol.*, 14, 725-738.
- Moussine-Pouchkine, A., Bertrand-Sarfati, J., Ball, E., Caby, R., 1988.** Les séries sédimentaires et volcaniques anorogéniques protérozoïques impliquées dans la chaîne Pan-Africaine: la région de l'Adrar Ahnet, NW Hoggar, Algérie. *J. Afr. Earth Sci.*, 7, 57-75.
- Moyen, J.-F., Martin, H., Jayananda, M., Auvray, B., 2003.** Late Archean granites: a typology based on the Dharwar Craton India. *Precamb. Res.* 127, 103-123.
- Mullen, E.D. 1983.** MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth Planet. Sci. Lett.* 62, 53-62.
- Naak, F., 1993.** L'évolution métamorphique des metabasites de la région de Tidjenouine, sud de Tamanrasset, la transition granulite-amphibolite. *Thèse Magister, U.S.T.H.B. Alger*.
- Newton, R. C., Perkins, D. I., 1982.** Thermodynamic calibration of geobarometers based on assemblages garnet - plagioclase - orthopyroxene clinopyroxene - quartz. *Am. Miner.* 67, 203-222.
- Ordóñez-Calderón, J.C., Polat, A., Fryer, B., J.E. Gagnon, J.E., Raith, J.G., Appel, P.W.U., 2007.** Evidence for HFSE and REE mobility during calc-silicate metasomatism, Mesoarchean ~3075 Ma Ivisaartoq greenstone belt, southern West Greenland, in press.
- Ouzegane, K. 1987.** Les granulites Al-Mg et les carbonatites dans la série de l'In Ouzzal NW Hoggar, Algérie. Nature et évolution de la croûte continentale profonde pendant l'archéen. Thèse de Doctorat d'état d'Université Pierre et Marie Curie, Paris. 433 p..
- Ouzegane K., Fourcade S., Kienast J.R., Javoy M.1988** - New carbonatites complexes in the archaean In Ouzzal nucleus Ahaggar, Algeria. Mineralogical and Geochemical Data. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 98, 277-292,
- Ouzegane, K, Kienast, J.R. Bendaoud, A., Drareni 2003.** A review of Archean and Paleoproterozoic evolution of the In Ouzzal granulitic terrane Western Hoggar, Algeria. *J. Afr. Earth Sci.*, 37, 207-227
- Ouzegane, K., Djemai, S., Guiraud, M., 1996.** Gedrite garnet sillimanite bearing granulites from Amesmesa area, south In Ouzzal, Hoggar, Algeria. *J. Metamorphic Geol.*, 14, 739-753.
- Ouzegane, K., 1981.** Le métamorphisme polyphasé granulitique de la région de Tamanrasset Hoggar central. Thèse de 3ème cycle, Univ. Paris. VII.
- Ouzegane, K., Bendaoud, A., Kienast, J.R. et Touret J.L.R. 2001.** Pressure-temperature-fluid evolution in eburnean metabasites and metapelites from Tamanrasset Hoggar, Algeria. *J. Geol.* 1 109, 213-230.

- Ouzegane, K., Bendaoud, A., Kienast, J.R., Touret, J.L.R., 2001. Pressure-temperature–fluid evolution in the Eburnean metabasites and metapelites from Tamanrasset Hoggar, Algeria. *J. Geol.* 109, 247–263.
- Ouzegane, K., Boumaza, S., 1996. An example of very high temperature metamorphism: orthopyroxene-sillimanite-garnet, sapphirine-quartz, and spinel-quartz. *J. metamorphic Geol.* 14, 693–708
- Ouzegane, K., Djemai, S., Guiraud, M., 1996. Gedrite garnet sillimanite bearing granulites from Amesmessa area, south In Ouzzal, Hoggar, Algeria. *J. Metamorphic Geol.*, 14, 739-753.
- Ouzegane, K., Guiraud, M., Kienast, J.R., 2003. Prograde and retrograde evolution in high temperature corundum granulites. FMAS and KFMASH systems from In Ouzzal terrane, NW Hoggar, Algeria. *J. Petrol.* 44, 517–545.
- Ouzegane, K., Kienast, J.R., 1996. Nature et Evolution des séries métamorphiques de très haute température de l'Unité Granulitique de l'In Ouzzal Ouest Hoggar. *Bull. Serv. Géol. Algérie* 7, 133–157.
- Ouzegane, K., Kienast, J.R., Bendaoud, A., Drareni, A., 2003. Archaean and Eburnean evolution of the In Ouzzal granulitic terrane Western Hoggar: a review. *Publication J. Afr. Earth Sci.* 37, 207–227.
- Parman SW, Shimizu N, Grove TL, Dann JC 2003. Constraints on the pre-metamorphic trace element composition of Barberton komatiites from ion probe analyses of preserved clinopyroxene. *Contrib Mineral Petrol* 144:383–396
- Parman, S.W. and Grove, T.L., 2004, Petrology and geochemistry of Barberton komatiites and basaltic komatiites: evidence of Archean fore-arc magmatism, in TM Kusky, editor, *Precambrian ophiolites and related rocks*, Developments in Precambrian Geology, v. 13, Elsevier, 539-565.
- Parman, S.W., Grove, T.L., Dann, J.C., 2001. The production of Barberton komatiites in an Archean subduction zone. *Geophys. Res. Lett.* 28, 2513–2516.
- Pattison, D. R. M., Newton, R. C., 1989. Reversed experimental calibration of the garnet - clinopyroxene Fe - Mg exchange thermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 101, 87 - 103.
- Pearce, J.A., 1983. Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins, in: Hawkesworth, C.J., Norry, M.J. Eds., *Continental Basalt and Mantle Xenoliths*. Shiva Pub. Ltd, pp. 230–249.
- Pearce, J.A., Cann, J.R. 1973: Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci Lett.* 19, 290-300.
- Pearce, J.A., Gale, G.H., 1977. Identification of ore deposition environment from the trace element geochemistry of associated igneous host rocks In: **Volcanic Processes in Ore Genesis**. Geol. Soc. London, Spec. Pub., 7 1977 pp. 14–24.
- Perchuk, L. L., Aranovich, L. Y., Podlesskii, K. K., Lavrent'eva, I. V., Gerasimov, V. Y., Fed'Kin, V. V., Kitsul, V. I., Karasakov, L. P. et Berdnikov, N. V., 1985. Precambrien granulites of the Aldan shield, eastern Siberia, USSR. *J. Metamorphic Geol.*, 3, 265-310.
- Perchuk, L. L., Lavrenteva, I. V. 1981. Experimental investigation of exchange equilibria in the system garnet-cordierite-biotite. In Saxena, S. K., ed. *Kinetic and equilibrium in mineral reactions*. New York, Springer, p. 199-240.
- Perkins, D., Chipera, S. J., 1985. Garnet-orthopyroxene-plagioclase-quartz barometry: refinement and application to the English River subprovince and the Minnesota. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 89, 69 - 80.
- Perring, C.S., Barnes, S.J. and Hill, R.E.T., 1996. Geochemistry of komatiites from Forrestania, Southern Cross Province, Western Australia: evidence for crustal contamination. *Lithos*, 37: 181-197.
- Peucat, J.J., Capdevila, R., Drareni, A., Choukroune, P., Fanning, M., Bernard-Griffiths, J., Fourcade, S., 1996. Major and trace element geochemistry and isotope Sr, Nd, Pb, O systematics of an Archaean basement involved in a 2.0 Ga VHT 1000°C metamorphic event: In Ouzzal massif, Hoggar, Algeria. *J. Metamorphic Geol.*, 14, 667-692.
- Peucat, J.J., Drareni, A., Latouche, L., Deloule, E., Vidal, P., 2003. U–Pb zircon TIMS and SIMS and Sm–Nd whole-rock geochronology of the Gour Oumelalen granulitic basement, Hoggar massif, Tuareg shield, Algeria. *J. Afr. Earth Sci.* 37, 3-4, 229-239.

- Picciotto, E., Ledent, D., Lay, C., 1965.** Etude géochronologique de quelques roches du socle cristallophyllien du Hoggar Sahara central. Actes 151^e Coll. Intern. C.N.R.S. Géochronologie absolue, 277-289, Edit. C.N.R.S. Paris.
- Poidevin, J.-L., 1994.** Boninite-like rocks from the Palaeoproterozoic greenstone belt of Bogoin, Central African Republic: geochemistry and petrogenesis. *Precamb. Res.* 68, 97-113.
- Polat, A., Kerrich, R., 2000.** Archaean greenstone belt magmatism and the continental growthmantle evolution connection: constraints from Th-U-Nb-LREE systematics of the 2.7 Ga Wawa subprovince, Superior Province, Canada. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 175: 41-54.
- Polat, A., Kerrich, R., Wyman, D.A., 1999.** Geochemical diversity in oceanic komatiites and basalts from the late Archean Wawa greenstone belts, Superior Province, Canada: trace element and Nd isotopic evidence for a heterogeneous mantle. *Precamb. Res.* 94, 139-173.
- Powell, R., Holland, T.J.B., Worley, B., 1998.** Calculating phase diagrams involving solid solutions via nonlinear equations, with examples using THERMOCALC. *J. Metamorphic Geol.* 16, 577-588
- Powell, R., 1985.** Geothermometry and geothermometry: a discussion. *J. Geol. Soc. London*, 142, 29-38.
- Powell, R., Holland, T. J. B., 1988.** An internally consistent data set with uncertainties and correlations: 3. Applications to geobarometry worked examples and a computer program. *J. metamorphic Geol.*, 6, 173-204.
- Puchtel, I.S., Hofmann, A.W., Amelin, Y.V., Garbe-Schönberg, C.D., Samsonov, A.V., Shchipansky, A.A., 1999.** Combined mantle plume-island arc model for the formation of the 2.9 Ga Sumozero-Kenozero greenstone belt, SE Baltic Shield: Isotope and trace element constraints. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 63(21), 3579-3595.
- Rechenmann, J., 1973.** Mesures gravimétriques dans le Tanezrouft oriental Algérie. Notice explicative de la carte gravimétrique du Tanezrouft oriental 1/ 500.000. *Centre National de la Recherche Scientifique, série Géologie*, 17, 69pp.
- Redman, B.A., Keays, R.R. 1985:** Archaean basic volcanism in the Eastern Goldfields Province, Yilgarn Block, Western Australia. *Precamb. Res.* 30, 113-152.
- Rey, P.F., Philippot, P., Thébaud N. 2003.** Contribution of mantle plumes, crustal thickening and greenstone blanketing to the 2.75-2.65 Ga global crisis. *Precamb. Res.* 127 43-60
- Rudnick, R.L., Presper, T., 1990.** Geochemistry of intermediate to high-pressure granulites. In: Vielzeuf, D., Vidal, P. Eds., - *Granulites and Crustal Evolution*. Kluwer, The Netherlands, pp. 523-550.
- Sautter, V., 1983.** Les élogites et les amphibolites à grenat des terrains précambriens de l'Aleksod; leur signification dans le cadre de l'orogénèse panafricaine. *Thèse de 3^{ème} cycle, UPMC., Paris.*
- Sen, S. K., Bhattacharya, A., 1984.** An orthopyroxene - garnet thermometer and its application to the Madras charnockites. *Contrib. Miner. Petrol.*, 88, 64-71.
- Sengupta, P., Dasgupta, S. Bhattacharya, P.K., Mukherjee, M., 1990.** An orthopyroxene biotite geothermometer and its application in crustal granulites and mantle-derived rocks. *J. Metamorphic Geol.*, 8, 191-197.
- Serri, G. 1990.** Neogene-Quaternary magmatism of the Tyrrhenian region: characterization of the magma sources and geodynamic implications. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 41, 219-242.
- Smithies, R.H., Champion, D.C., Cassidy, K.F., 2003.** Formation of Earth's early Archaean continental crust. *Precamb. Res.* 127, 89-101.
- Sparks, R.J.S., 1986.** The role of crustal contamination in magma evolution through geological time. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 78: 211-223.
- Stein, M. and Hofmann, A.W., 1994.** Mantle plumes and episodic crustal growth. *Nature*, 372: 63-68.
- Stern, R. J., Bloomer, S. H. 1992.** Subduction Zone Infancy; Examples from the Eocene Izu-Bonin-Mariana and Jurassic California Arcs. *Geol. Soc America Bull.* 104, 1621-1636.
- Stipska, P.S., Powell, R. 2005.** Constraining the P-T path of a MORB-type eclogite using pseudosections, garnet zoning and garnet-clinopyroxene thermometry: an example from the Bohemian Massif. *J. metamorphic Geol.*, 2005, 23, 725-743

- Stone, W.E., Crocket, J.H., Fleet, M.E., 1995.** Differentiation processes in an unusual iron-rich alumina-poor Archean ultramafic:mafic igneous body. *Ont. Contrib. Miner. Petrol.* 119, 287–300.
- Stone, W.E., Deloule, Larson, M.S., Lesher, C.M., 1997.** Evidence for hydrous High-MgO melts in the Precamb. *Geol.* 25 143–146.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A.D. Saunders and M.J. Norry Eds, *Magmatism in the Ocean Basins*, Geol. Soc., London, 313-345.
- Sun, S.-S., Nesbitt, R.W., McCulloch, M., 1989.** Geochemistry and petrogenesis of Archaean and early Proterozoic siliceous high-magnesian basalts. In: Crawford, A.J. Ed., *Boninites and Related Rocks*. Unwin and Hyman, London, pp. 148–173.
- Sylvester, P.J., 1994.** Archean granite plutons. In: Condie, K.C. Ed., *Archean Crustal Evolution*, 11. Elsevier, Amsterdam, pp. 261– 314.
- Talbi, M., Bendaoud, A., Kienast J-R. et Ouzegane K. 2007.** Le massif ultrabasique d’In Allarène Terrane de l’In Ouzzal, Hoggar Occidental: Etude pétrographique, minéralogique et géochimique, *Bull. Serv Géol. Algérie.* 18, N°1. 2-24.
- Vialette, Y., Vitel, G., 1979.** Geochronological data on the Amsinassene-Tefedest Block Central Hoggar, Algerian Sahara and evidence for its polycyclic evolution. *Precamb. Res.*, 9, 3-4, 241-254.
- Viljoen, M.J., Viljoen, R. P., 1969a.** The geology and geochemistry of the lower ultramafic unit of the Onverwacht Group and a proposed new class of igneous rock. *Geol. Soc. South Africa, Spec. Pub.* 2, 55-85.
- Viljoen, M.J., Viljoen, R. P., 1969b.** Evidence for the existence of a mobile extrusive peridotitic magma from the Komati Formation of the Onverwacht Group. *Geol. Soc. South Africa, Spec. Pub.* 2, 87-112.
- Vitel, G., 1979.** La région Tefedest-Atakor du Hoggar central Sahara : Evolution d'un complexe granulitique précambrien. *Doct. Etat, Univ. Paris VII, Paris.*
- Wang, Z., Wilde, S.A., Wang, K., Yu, L., 2004.** A MORB-like basalt-adakite association in the 2.5 Ga Wutai greenstone belt: late Archean magmatism and crustal growth in the north China Craton. *Precamb. Res.* 131, 323–343.
- Wilson AH, Shirey SB, Carlson RW 2003.** Archaean ultra-depleted komatiites formed by hydrous melting of cratonic mantle. *Nature* 423:858–861
- Wilson, A.H., Versfeld, J.A., 1994.** The early Archaean Nondweni Greenstone Belt, southern Kaapvaal Craton, South Africa, Part II: characteristics of the volcanic rocks and constraints on magma genesis. *Precamb. Res.* 67, 277–320.
- Wilson, M. 1989.** Igneous petrogenesis. A global tectonic approach. Unwin Hyman, London.
- Winchester, J.A. Floyd, P.A., 1977.** Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20: 325-343.
- Wyman, D.A., Kerrich, R., 2002.** Formation of Archean continental lithospheric roots: the role of mantle plumes. *Geology* 30, 543–546.

Ech	Inh 260	Inh 260	Inh 260	Inh 260	Inh 260	Inh 487	Inh 487	Inh 487	Inh 487	Inh 474	Inh 474	Inh 474	Inh 474	Inh 474	Tir 92	Tir 92	Tir 92	Tir 92	Tir 92	Tir 92
Analyse	174	147	128	138	138	13	26	33	34	6	7	13	15	19	64	67	71	73	74	82
SiO ₂	55,78	55,49	54,87	56,25	52,88	53,77	54,41	54,08	53,89	54,58	54,94	55,23	54,29	55,02	55,23	54,77	55,30	54,99	55,56	55,41
Al ₂ O ₃	1,79	2,42	3,60	3,73	4,81	4,13	3,74	3,84	3,89	3,15	3,16	3,01	3,20	3,47	3,92	3,64	3,88	3,65	3,47	2,84
TiO ₂	0,03	0,18	0,10	0,04	0,06	0,15	0,23	0,09	0,26	0,14	0,11	0,10	0,09	0,07	0,10	0,14	0,12	0,11	0,08	0,11
Cr ₂ O ₃	0,21	0,04	0,00	0,17	0,24	0,09	0,28	0,08	0,15	0,25	0,26	0,39	0,29	0,32	0,14	0,16	0,11	0,15	0,17	0,11
FeO	9,89	8,29	8,34	9,77	7,12	7,63	8,25	7,43	6,59	6,60	6,60	6,65	6,13	7,64	9,61	9,52	9,94	9,64	9,83	9,46
Fe ₂ O ₃	0,01	1,42	1,55	0,00	2,75	1,34	0,08	1,80	2,14	1,56	1,48	1,65	2,63	0,69	0,00	0,35	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,05	0,21	0,25	0,07	0,22	0,25	0,22	0,20	0,29	0,32	0,33	0,36	0,29	0,38	0,18	0,20	0,28	0,21	0,26	0,19
MgO	31,61	32,25	31,86	31,03	30,79	31,31	31,65	31,59	31,95	32,24	32,62	32,51	32,55	32,17	30,36	30,84	30,41	30,39	31,03	31,05
NiO	0,37	0,14	0,11	0,00	0,15	0,08	0,25	0,22	0,07	0,23	0,17	0,07	0,03	0,03	0,13	0,05	0,07	0,15	0,04	0,06
CaO	0,07	0,22	0,10	0,36	0,64	0,38	0,12	0,40	0,47	0,56	0,44	0,74	0,42	0,33	0,58	0,61	0,58	0,57	0,36	0,37
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,08	0,01	0,02	0,00	0,02	0,04	0,01	0,00	0,03	0,00	0,01	0,01	0,02	0,02	0,04	0,00	0,01
K ₂ O	0,00	0,04	0,04	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
TOTAL	99,81	100,69	100,82	101,50	99,70	99,18	99,23	99,75	99,74	99,64	100,10	100,74	99,90	100,13	100,24	100,30	100,71	99,90	100,80	99,60
Si	1,959	1,928	1,904	1,943	1,860	1,893	1,912	1,894	1,884	1,908	1,910	1,910	1,893	1,914	1,934	1,915	1,929	1,932	1,933	1,949
Al ^{IV}	0,041	0,072	0,096	0,057	0,140	0,107	0,088	0,106	0,116	0,092	0,090	0,090	0,107	0,086	0,066	0,085	0,071	0,068	0,067	0,051
Al ^{VI}	0,033	0,027	0,051	0,095	0,059	0,064	0,066	0,053	0,044	0,038	0,039	0,033	0,025	0,056	0,096	0,065	0,089	0,083	0,076	0,067
Al ^T	0,074	0,099	0,147	0,152	0,199	0,171	0,155	0,159	0,160	0,130	0,129	0,123	0,131	0,142	0,162	0,150	0,160	0,151	0,142	0,118
Ti	0,001	0,005	0,003	0,001	0,002	0,004	0,006	0,002	0,007	0,004	0,003	0,002	0,002	0,002	0,003	0,004	0,003	0,003	0,002	0,003
Cr	0,006	0,001	0,000	0,005	0,007	0,003	0,008	0,002	0,004	0,007	0,007	0,011	0,008	0,009	0,004	0,005	0,003	0,004	0,005	0,003
Fe ³⁺	0,000	0,037	0,041	0,000	0,073	0,035	0,002	0,047	0,056	0,041	0,039	0,043	0,069	0,018	0,000	0,009	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺	0,291	0,241	0,242	0,282	0,209	0,225	0,242	0,218	0,193	0,193	0,192	0,192	0,179	0,222	0,281	0,278	0,290	0,283	0,286	0,278
Mg	1,655	1,670	1,648	1,597	1,614	1,643	1,657	1,649	1,665	1,680	1,690	1,676	1,692	1,668	1,585	1,607	1,581	1,592	1,609	1,627
Ni	0,010	0,004	0,003	0,000	0,004	0,002	0,007	0,006	0,002	0,006	0,005	0,002	0,001	0,001	0,004	0,001	0,002	0,004	0,001	0,002
Mn	0,001	0,006	0,007	0,002	0,007	0,007	0,007	0,006	0,009	0,009	0,010	0,011	0,008	0,011	0,005	0,006	0,008	0,006	0,008	0,006
Ca	0,003	0,008	0,004	0,013	0,024	0,014	0,005	0,015	0,018	0,021	0,016	0,027	0,016	0,012	0,022	0,023	0,022	0,021	0,013	0,014
Na	0,000	0,000	0,000	0,005	0,001	0,001	0,000	0,001	0,003	0,001	0,000	0,002	0,000	0,001	0,001	0,002	0,002	0,003	0,000	0,000
K	0,000	0,002	0,002	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
X _{Mg}	0,85	0,87	0,87	0,85	0,89	0,88	0,87	0,88	0,90	0,897	0,898	0,897	0,904	0,882	0,85	0,85	0,85	0,85	0,85	0,85

Composition chimique et formule structurale de l'orthopyroxène des péridotites de l'In Ouzal

Annexe 1:
Compositions Chimiques des
minéraux des roches basiques et
ultrabasiques de l'In Ouzzal

Roche N° d'Anal Comm	Pyroxénites à Cpx										Pyroxénites sans Cpx						Pyroxénites à Grt						
	Inh 506 3 Spl	Inh 506 9 c	Inh 506 10	Inh 506 20	Inh 506 24	Inz 39 5	Inz 39 6	Inz 39 27	Inz 39 28	Inz 39 32	Inh 477 63	Inh 477 66	Inh 477 69	Inh 477 73	Inh 342 67	Inh 342 71	Inh 342 94	Bam 97 37	Bam 97 38	Bam 97 39	Bam 97 42	Bam 97 48	Bam 97 49
SiO ₂	55,97	54,54	55,37	55,40	55,22	54,55	56,44	56,36	56,64	55,63	52,52	52,69	51,30	51,50	52,26	53,48	53,03	54,00	52,74	53,41	53,65	53,20	53,27
TiO ₂	0,17	0,14	0,17	0,09	0,09	0,03	0,17	0,06	0,12	0,05	0,00	0,00	0,01	0,00	0,20	0,37	0,25	3,66	3,50	3,51	3,30	3,50	3,21
Al ₂ O ₃	3,08	4,01	4,15	4,20	4,35	1,90	1,92	1,73	1,84	1,67	4,69	4,90	5,05	4,60	4,03	4,37	4,65	0,16	0,07	0,08	0,07	0,09	0,15
Cr ₂ O ₃	0,09	0,15	0,02	0,09	0,07	0,37	0,33	0,18	0,27	0,46	0,25	0,23	0,24	0,12	0,28	0,34	0,33	0,05	0,06	0,17	0,08	0,18	0,06
FeO	9,13	9,50	9,60	9,18	9,54	4,73	6,69	6,06	7,55	4,95	10,12	10,95	9,24	9,02	8,69	12,68	12,57	17,90	18,77	17,82	17,17	18,72	16,67
Fe ₂ O ₃	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	3,28	0,64	1,60	0,33	2,71	3,18	2,01	4,46	4,23	4,51	1,05	1,86	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,10
MnO	0,11	0,35	0,18	0,09	0,15	0,00	0,13	0,19	0,17	0,26	0,28	0,16	0,23	0,31	0,20	0,25	0,30	0,29	0,37	0,40	0,38	0,36	0,35
MgO	30,15	30,85	30,84	30,12	29,29	33,52	33,53	33,91	33,34	34,04	28,90	28,74	28,63	28,93	29,87	28,55	28,13	24,96	23,93	25,05	25,27	24,57	25,98
NiO	0,21	0,05	0,14	0,09	0,11	0,17	0,07	0,09	0,01	0,10	0,09	0,00	0,13	0,00	0,18	0,23	0,12	0,00	0	0,092	0,05	0,022	0
CaO	0,30	0,27	0,34	0,18	0,32	0,49	0,65	0,53	0,43	0,44	0,48	0,53	0,57	0,46	0,21	0,18	0,38	0,44	0,46	0,39	0,43	0,39	0,32
Na ₂ O	0,00	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,04	0,01	0,00	0,05	0,02
K ₂ O	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,05	0,00	0,00	0,01	0,04	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00
TOTAL	99,22	99,96	100,85	99,45	99,16	99,04	100,61	100,71	100,73	100,32	100,56	100,20	99,85	99,20	100,47	101,49	101,61	101,49	99,93	100,92	100,43	101,08	101,12
Si	1,982	1,911	1,925	1,954	1,960	1,912	1,945	1,940	1,953	1,923	1,858	1,868	1,830	1,845	1,848	1,881	1,868	1,939	1,932	1,928	1,941	1,923	1,913
Al ^{IV}	0,018	0,089	0,075	0,046	0,040	0,078	0,055	0,060	0,047	0,068	0,142	0,132	0,170	0,155	0,152	0,119	0,132	0,061	0,068	0,072	0,059	0,077	0,087
Al ^{VI}	0,110	0,077	0,095	0,128	0,142	0,000	0,023	0,010	0,027	0,000	0,054	0,072	0,043	0,039	0,015	0,062	0,061	0,094	0,083	0,077	0,082	0,073	0,049
Al ^T	0,128	0,166	0,170	0,174	0,182	0,078	0,078	0,070	0,075	0,068	0,196	0,205	0,213	0,194	0,168	0,181	0,193	0,155	0,151	0,149	0,141	0,149	0,136
Ti	0,005	0,004	0,005	0,002	0,002	0,001	0,004	0,002	0,003	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,010	0,007	0,004	0,002	0,002	0,002	0,002	0,004
Cr	0,003	0,004	0,000	0,002	0,002	0,010	0,009	0,005	0,007	0,013	0,007	0,006	0,007	0,003	0,008	0,009	0,009	0,001	0,002	0,005	0,002	0,005	0,002
Fe ³⁺	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,087	0,017	0,041	0,008	0,071	0,085	0,054	0,120	0,114	0,120	0,028	0,049	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,030
Fe ²⁺	0,270	0,278	0,279	0,271	0,283	0,139	0,193	0,174	0,218	0,143	0,299	0,324	0,276	0,270	0,257	0,373	0,370	0,537	0,575	0,538	0,519	0,566	0,501
Mg	1,591	1,611	1,598	1,583	1,549	1,751	1,722	1,740	1,713	1,754	1,524	1,518	1,522	1,545	1,574	1,497	1,477	1,336	1,306	1,347	1,363	1,324	1,391
Ni	0,006	0,001	0,004	0,003	0,003	0,005	0,002	0,002	0,000	0,003	0,003	0,000	0,004	0,000	0,005	0,006	0,003	0,000	0,000	0,003	0,001	0,001	0,000
Mn	0,003	0,010	0,005	0,003	0,005	0,000	0,004	0,006	0,005	0,008	0,008	0,005	0,007	0,009	0,006	0,007	0,009	0,009	0,011	0,012	0,012	0,011	0,011
Ca	0,011	0,010	0,013	0,007	0,012	0,018	0,024	0,020	0,016	0,016	0,018	0,020	0,022	0,018	0,008	0,007	0,014	0,017	0,018	0,015	0,017	0,015	0,012
Na	0,000	0,002	0,001	0,001	0,000	0,000	0,002	0,000	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,002	0,003	0,001	0,000	0,003	0,002
K	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000
Total	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
X _{Mg}	0,855	0,853	0,851	0,854	0,845	0,927	0,899	0,909	0,887	0,925	0,836	0,824	0,847	0,851	0,860	0,801	0,799	0,713	0,694	0,715	0,724	0,700	0,735

Composition chimique et formule structurale de l'orthopyroxène des pyroxénites de l'In Ouzzal

Ech	Inh 260	Inh 260	Inh 260	Inh 260	Inh 260	Inh 487	Inh 487	Inh 487	Inh 487	Inh 487	Inh 487	Inh 474	Inh 474	Inh 474	Inh 474	Inh 474	Inh 474	Tir 92	Tir 92	Tir 92
Analyse	8	144	7	15	24	51	48	57	30	47	52	12	11	10	20	16	23	80	81	89
SiO ₂	49,33	52,08	52,81	51,78	51,56	53,75	51,98	50,43	50,52	49,89	49,42	51,94	51,21	50,95	51,38	50,93	51,74	50,96	51,51	51,35
Al ₂ O ₃	1,88	2,96	3,66	4,47	5,32	0,56	3,37	4,62	4,69	4,78	4,84	3,40	3,88	3,91	3,97	4,07	4,23	4,55	4,52	4,59
TiO ₂	0,29	0,45	0,34	0,36	0,54	0,28	0,32	0,45	0,49	0,49	0,44	0,33	0,42	0,34	0,43	0,45	0,45	0,38	0,38	0,34
Cr ₂ O ₃	0,00	0,14	0,00	0,14	0,00	0,14	0,19	0,08	0,25	0,15	0,18	0,27	0,21	0,22	0,21	0,17	0,24	0,27	0,30	0,27
FeOt	4,33	3,25	3,46	4,03	3,55	2,81	4,83	4,38	4,37	4,05	3,98	3,14	3,48	3,72	3,24	3,38	3,22	4,56	4,56	4,60
FeO	0,00	3,19	3,32	2,30	3,46	1,14	2,87	2,17	3,08	1,77	1,24	1,70	2,21	1,32	2,10	1,33	1,99	3,85	4,56	3,20
Fe ₂ O ₃	4,81	0,07	0,15	1,92	0,10	1,85	2,17	2,46	1,44	2,53	3,05	1,60	1,40	2,67	1,26	2,28	1,36	0,79	0,00	1,55
MnO	0,07	0,01	0,19	0,13	0,22	0,13	0,14	0,08	0,02	0,06	0,00	0,22	0,16	0,16	0,20	0,13	0,09	0,10	0,12	0,17
MgO	21,05	15,58	15,94	17,36	15,75	17,48	19,39	15,83	15,51	15,02	15,26	16,22	15,74	15,72	15,45	15,82	15,62	14,85	14,71	14,98
NiO	0,06	0,11	0,00	0,14	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00	0,10	0,01	0,08	0,00	0,14	0,08	0,00	0,02	0,08
CaO	18,52	24,33	24,20	22,23	23,22	24,29	19,11	22,70	22,97	23,98	23,71	24,37	24,05	24,44	24,75	24,21	24,96	23,42	23,61	23,94
Na ₂ O	0,13	0,09	0,10	0,04	0,14	0,21	0,08	0,24	0,14	0,16	0,14	0,05	0,07	0,08	0,06	0,10	0,06	0,18	0,16	0,19
K ₂ O	0,00	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00
TOTAL	96,14	99,00	100,73	100,89	100,31	99,84	99,65	99,09	99,12	98,87	98,28	100,22	99,38	99,89	99,80	99,65	100,82	99,34	99,89	100,67
Si	1,845	1,924	1,915	1,869	1,875	1,960	1,889	1,861	1,866	1,850	1,841	1,894	1,885	1,869	1,884	1,869	1,878	1,882	1,893	1,873
Al ^{IV}	0,083	0,076	0,085	0,131	0,125	0,024	0,111	0,139	0,134	0,150	0,159	0,106	0,115	0,131	0,116	0,131	0,122	0,118	0,107	0,127
Al ^{VI}	0,000	0,052	0,071	0,059	0,103	0,000	0,034	0,062	0,070	0,059	0,054	0,040	0,053	0,038	0,056	0,046	0,058	0,080	0,089	0,071
Al ^T	0,083	0,129	0,156	0,190	0,228	0,024	0,144	0,201	0,204	0,209	0,212	0,146	0,168	0,169	0,172	0,176	0,181	0,198	0,196	0,197
Ti	0,008	0,012	0,009	0,010	0,015	0,008	0,009	0,013	0,014	0,014	0,012	0,009	0,012	0,009	0,012	0,012	0,012	0,010	0,011	0,009
Cr	0,000	0,004	0,000	0,004	0,000	0,004	0,005	0,002	0,007	0,004	0,005	0,008	0,006	0,006	0,006	0,005	0,007	0,008	0,009	0,008
Fe ³⁺	0,135	0,002	0,004	0,052	0,003	0,051	0,059	0,068	0,040	0,071	0,085	0,044	0,039	0,074	0,035	0,063	0,037	0,022	0,000	0,043
Fe ²⁺	0,000	0,098	0,101	0,070	0,105	0,035	0,087	0,067	0,095	0,055	0,039	0,052	0,068	0,040	0,064	0,041	0,060	0,119	0,140	0,098
Mg	1,173	0,858	0,861	0,934	0,853	0,950	1,050	0,870	0,854	0,830	0,847	0,882	0,863	0,859	0,844	0,865	0,845	0,817	0,806	0,814
Ni	0,002	0,003	0,000	0,004	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,003	0,000	0,002	0,000	0,004	0,002	0,000	0,001	0,002
Mn	0,002	0,000	0,006	0,004	0,007	0,004	0,004	0,003	0,001	0,002	0,000	0,007	0,005	0,005	0,006	0,004	0,003	0,003	0,004	0,005
Ca	0,742	0,963	0,940	0,860	0,905	0,949	0,744	0,897	0,909	0,953	0,946	0,952	0,948	0,961	0,973	0,952	0,971	0,927	0,930	0,936
Na	0,009	0,006	0,007	0,003	0,010	0,015	0,006	0,017	0,010	0,012	0,010	0,004	0,005	0,006	0,004	0,007	0,004	0,013	0,012	0,014
K	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
X _{Mg}	0,90	0,90	0,89	0,88	0,89	0,96	0,92	0,93	0,90	0,94	0,96	0,94	0,93	0,96	0,93	0,95	0,93	0,87	0,85	0,89

Composition chimique et formule structurale du clinopyroxène des péridotites de l'In Ouzal

Ech	Inh 260	Inh 260	Inh 260	Inh 260	Inh 260	Inh 487	Inh 487	Inh 487	Inh 487	Inh 487	Inh 487	Inh 487	Inh 487	Inh 487	Inh 474	Inh 474	Inh 474	Inh 474	Tir 92	Tir 92
Analyse	149	142	131	148	58	99	31	53	28	93	94	96	9	8	21	2	34	8	66	65
SiO₂	0,00	0,04	0,04	0,04	0,11	0,09	0,02	0,00	0,06	0,00	0,34	0,01	0,07	0,00	0,02	0,04	0,51	0,00	0,27	0,01
TiO₂	0,00	0,08	0,04	0,08	0,00	0,08	0,00	0,00	0,10	0,05	0,00	0,01	0,04	0,03	0,00	0,04	0,10	0,04	0,01	0,07
Al₂O₃	54,39	54,37	52,88	54,76	54,93	57,27	55,95	57,42	56,43	55,53	52,98	57,15	56,07	54,14	53,88	49,75	46,97	46,69	54,24	53,69
Cr₂O₃	7,69	8,08	8,12	8,28	8,73	6,50	6,51	6,76	6,80	7,05	7,13	8,00	8,43	9,18	11,38	14,29	15,51	17,22	8,14	8,17
NiO	1,07	0,68	0,77	0,86	0,82	0,63	0,81	0,53	0,62	0,66	0,58	0,24	0,59	0,78	0,69	0,49	0,73	0,63	0,72	0,80
FeOt	19,85	19,77	19,76	19,78	21,56	14,94	16,53	15,61	17,10	18,95	20,06	12,96	15,34	17,08	15,09	19,52	18,89	17,55	18,57	19,48
MnO	0,34	0,28	0,19	0,14	0,24	0,14	0,27	0,05	0,19	0,15	0,14	0,00	0,21	0,00	0,28	0,11	0,34	0,33	0,13	0,01
MgO	16,44	15,88	16,28	16,15	15,89	18,10	17,42	17,97	17,47	16,48	16,36	18,91	17,36	16,89	18,04	15,46	16,33	16,41	16,55	16,05
CaO	0,03	0,03	0,01	0,04	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,04	0,03	0,00	0,00	0,02	0,01	0,06	0,00
ZnO																				
TOTAL	99,81	99,21	98,10	100,12	102,32	97,77	97,51	98,34	98,77	98,89	97,58	97,28	98,15	98,13	99,39	99,68	99,39	98,88	98,68	98,28
Si	0,000	0,009	0,010	0,009	0,023	0,019	0,004	0,000	0,013	0,000	0,073	0,001	0,015	0,000	0,004	0,008	0,110	0,000	0,057	0,002
Ti	0,000	0,012	0,006	0,012	0,001	0,012	0,000	0,000	0,016	0,008	0,000	0,001	0,006	0,005	0,000	0,006	0,016	0,007	0,002	0,012
Al	13,473	13,647	13,398	13,583	13,428	14,219	13,995	14,224	13,999	13,875	13,490	14,266	14,010	13,616	13,376	12,720	12,034	12,047	13,607	13,565
Cr	1,277	1,360	1,381	1,377	1,431	1,082	1,092	1,123	1,132	1,182	1,218	1,339	1,413	1,549	1,896	2,451	2,666	2,980	1,371	1,384
Ni	0,541	0,351	0,399	0,437	0,413	0,320	0,415	0,269	0,315	0,339	0,300	0,125	0,302	0,402	0,349	0,254	0,382	0,331	0,369	0,413
Fe²⁺	2,24	2,57	2,36	2,48	2,65	2,00	2,03	2,09	2,20	2,43	2,48	1,90	2,19	2,22	1,94	2,74	2,38	2,25	2,40	2,47
Fe³⁺	1,25	0,95	1,19	1,00	1,09	0,64	0,90	0,65	0,81	0,93	1,15	0,39	0,53	0,83	0,72	0,80	1,05	0,96	0,90	1,02
Mn	0,060	0,050	0,035	0,026	0,041	0,025	0,049	0,009	0,034	0,027	0,025	0,000	0,038	0,000	0,051	0,019	0,062	0,062	0,023	0,002
Mg	5,153	5,043	5,217	5,067	4,915	5,686	5,512	5,631	5,482	5,208	5,270	5,971	5,487	5,374	5,666	5,001	5,293	5,357	5,251	5,130
Ca	0,007	0,007	0,002	0,009	0,007	0,006	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,002	0,009	0,007	0,000	0,000	0,004	0,002	0,013	0,001
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
TOTAL	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00
Fe/Fe+Mg	0,40	0,41	0,41	0,41	0,43	0,32	0,35	0,33	0,35	0,39	0,41	0,28	0,33	0,36	0,32	0,41	0,39	0,37	0,39	0,40
Cr/Cr+Al	0,09	0,09	0,09	0,09	0,10	0,07	0,07	0,07	0,07	0,08	0,08	0,09	0,09	0,10	0,12	0,16	0,18	0,20	0,09	0,09
XMg	0,60	0,59	0,59	0,59	0,57	0,68	0,65	0,67	0,65	0,61	0,59	0,72	0,67	0,64	0,68	0,59	0,61	0,63	0,61	0,60
XFe3+	0,36	0,27	0,33	0,29	0,29	0,24	0,31	0,24	0,27	0,28	0,32	0,17	0,20	0,27	0,27	0,23	0,31	0,30	0,27	0,29

Composition chimique et formule structurale du spinelle des péridotites de l'In Ouzal

Ech	Inh 260	Inh 260	Inh 260	Inh 260	Inh 260	Inh 260	Inh 487	Inh 487	Inh 487	Inh 487	Inh 487	Inh 487	Inh 487	Tir 92	Tir 92	Tir 92	Tir 92	Tir 92
Analyse	78	154	146	164	94	98	50	41	23	24	45	20	11	68	76	83	75	69
SiO₂	40,71	40,42	39,79	39,87	37,84	40,72	40,35	40,10	39,88	39,81	40,45	39,46	39,39	40,88	40,97	40,38	40,65	40,71
TiO₂	0,08	0,02	0,00	0,06	0,04	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,03	0,03	0,00	0,00	0,03
Al₂O₃	0,00	0,01	0,01	0,04	0,03	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,06	0,05	0,12	0,11	0,14
Cr₂O₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,17	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00
FeO	13,86	13,07	13,08	13,24	13,84	13,00	11,38	11,63	11,93	11,38	11,87	11,57	12,27	11,31	12,41	12,76	12,63	12,44
MnO	0,44	0,13	0,22	0,16	0,18	0,04	0,08	0,15	0,28	0,28	0,29	0,38	0,41	0,16	0,19	0,20	0,22	0,25
MgO	46,31	45,99	45,31	45,66	47,00	45,96	47,77	47,02	47,25	48,30	47,15	47,71	46,99	43,75	44,06	44,87	44,89	45,67
NiO	0,45	0,60	0,62	0,66	0,71	0,76	0,56	0,59	0,60	0,62	0,64	0,61	0,78	0,54	0,58	0,48	0,58	0,59
CaO	0,00	0,03	0,00	0,04	0,06	0,11	0,05	0,04	0,00	0,03	0,01	0,02	0,02	0,02	0,12	0,31	0,09	0,01
TOTAL	101,84	100,27	99,02	99,74	99,70	100,90	100,19	99,54	99,94	100,42	100,42	99,85	99,90	96,76	98,41	99,18	99,17	99,84
Si	1,000	1,004	1,003	0,999	0,957	1,006	0,997	0,999	0,991	0,984	1,000	0,982	0,984	1,040	1,032	1,015	1,019	1,012
Ti	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000
Al	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002	0,002	0,004	0,003	0,004
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Fe²⁺	0,285	0,272	0,276	0,277	0,293	0,269	0,235	0,242	0,248	0,235	0,245	0,241	0,256	0,241	0,261	0,268	0,265	0,259
Mn	0,009	0,003	0,005	0,003	0,004	0,001	0,002	0,003	0,006	0,006	0,006	0,008	0,009	0,004	0,004	0,004	0,005	0,005
Mg	1,695	1,704	1,702	1,705	1,772	1,693	1,759	1,746	1,751	1,779	1,737	1,771	1,750	1,660	1,655	1,681	1,677	1,693
Ni	0,009	0,012	0,013	0,013	0,014	0,015	0,011	0,012	0,012	0,012	0,013	0,012	0,016	0,011	0,012	0,010	0,012	0,012
Ca	0,000	0,001	0,000	0,001	0,002	0,003	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,003	0,008	0,002	0,000
TOTAL	2,999	2,996	2,997	3,001	3,044	2,993	3,005	3,002	3,009	3,017	3,001	3,017	3,016	2,959	2,969	2,991	2,982	2,986
XMg	0,86	0,86	0,86	0,86	0,86	0,86	0,88	0,88	0,88	0,88	0,88	0,88	0,87	0,87	0,86	0,86	0,86	0,87
Pôles purs																		
Fo	85,23	86,14	85,86	85,87	85,66	86,27	88,14	87,68	87,34	88,07	87,36	87,68	86,85	87,17	86,17	86,06	86,16	86,51
Fa	14,31	13,73	13,90	13,97	14,15	13,69	11,78	12,16	12,37	11,64	12,34	11,93	12,72	12,64	13,62	13,72	13,59	13,22
Tp	0,46	0,13	0,24	0,17	0,19	0,04	0,08	0,16	0,29	0,29	0,31	0,40	0,43	0,18	0,21	0,21	0,24	0,27

**Composition chimique et formule structurale de l'olivine des péridotites de l'In Ouzal
(Inh = In Hihaou; Tir = Amessmessa)**

Ech Analy	Inh 260 19	Inh 260 74	Inh 260 157	Inh 260 158	Inh 260 160	Inh 487 35	Inh 487 39	Inh 487 41	Inh 487 42	Inh 487 43	Inh 487 58	Inh 474 22	Inh 474 24	Inh 474 31	Inh 474 32	Inh 474 33	Tir 92 84	Tir 92 85	Tir 92 87	Tir 92 88
SiO ₂	42,28	43,38	43,76	43,71	43,62	43,27	42,56	42,76	43,06	43,37	43,34	48,93	48,65	45,51	47,16	47,57	42,69	41,84	43,50	42,79
TiO ₂	1,27	1,57	1,40	1,28	1,46	1,17	1,18	1,23	1,10	0,97	1,24	0,57	0,57	0,71	0,64	0,76	0,98	0,72	0,84	0,86
Al ₂ O ₃	13,58	13,00	12,86	12,73	13,31	13,43	13,66	13,69	13,82	13,35	13,27	9,66	9,80	11,10	11,13	11,00	13,31	12,33	13,20	13,34
Cr ₂ O ₃	0,52	0,61	0,50	0,52	0,45	0,39	0,34	0,61	0,54	0,60	0,51	0,48	0,40	0,51	0,41	0,46	0,48	0,54	0,53	0,52
FeO	7,25	5,83	6,33	6,70	6,26	5,90	6,22	6,78	6,37	5,97	6,11	4,72	4,68	5,53	5,32	5,36	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ₂ O ₃	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	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,16	0,02	0,06	0,00	0,12	0,05	0,00	0,28	0,12	0,03	0,00	0,18	0,06	0,11	0,07	0,18	0,20	0,44	0,34	0,13
MgO	16,48	16,88	16,16	16,60	16,38	16,52	16,08	16,19	16,66	16,59	16,69	18,77	19,24	18,60	17,98	18,37	16,16	16,80	15,84	16,83
NiO	0,17	0,34	0,17	0,16	0,28	0,23	0,26	0,29	0,01	0,05	0,08	0,26	0,23	0,08	0,18	0,18				
CaO	12,21	12,76	12,57	12,88	12,45	12,74	12,62	12,57	12,62	12,58	12,52	12,90	12,81	12,15	12,78	12,97	11,17	10,62	12,21	11,23
Na ₂ O	1,67	1,71	1,87	1,66	1,79	1,79	1,90	1,82	1,95	1,72	1,70	1,14	1,21	1,43	1,54	1,51	1,70	1,17	1,62	1,57
K ₂ O	0,75	0,61	0,60	0,43	0,64	0,55	0,60	0,68	0,59	0,43	0,49	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,97	0,76	0,82	0,98
F	0,29	0,10	0,23	0,00	0,00	0,04	0,14	0,07	0,00	0,00	0,17	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,20	0,32	0,00	0,37
Cl	0,01	0,07	0,02	0,04	0,04	0,37	0,03	0,04	0,03	0,24	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,02
Total	98,68	98,95	98,61	98,77	98,89	98,51	97,63	99,07	98,94	97,95	98,21	99,75	99,78	97,80	99,32	100,59	0,00	0,00	0,01	0,00
Si	6,187	6,280	6,362	6,338	6,310	6,298	6,252	6,215	6,232	6,324	6,307	6,880	6,836	6,574	6,692	6,678	6,261	6,253	6,355	6,262
Al ^{IV}	1,813	1,720	1,638	1,662	1,690	1,702	1,748	1,785	1,768	1,676	1,693	1,120	1,164	1,426	1,308	1,322	1,739	1,747	1,645	1,738
Al ^{VI}	0,529	0,499	0,565	0,514	0,580	0,601	0,617	0,560	0,590	0,619	0,584	0,481	0,459	0,464	0,554	0,498	0,561	0,424	0,627	0,563
Ti	0,140	0,171	0,153	0,139	0,159	0,128	0,130	0,134	0,120	0,106	0,136	0,060	0,061	0,077	0,069	0,080	0,108	0,080	0,093	0,095
Cr	0,061	0,069	0,058	0,060	0,051	0,045	0,039	0,070	0,062	0,069	0,059	0,053	0,044	0,059	0,046	0,051	0,056	0,064	0,061	0,060
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	3,596	3,644	3,503	3,588	3,533	3,584	3,521	3,508	3,595	3,607	3,621	3,934	4,030	4,005	3,803	3,844	3,533	3,742	3,450	3,672
Fe ²⁺	0,887	0,706	0,770	0,813	0,758	0,718	0,764	0,824	0,771	0,728	0,744	0,555	0,550	0,668	0,632	0,629	1,083	1,240	0,895	0,982
Mn	0,020	0,002	0,007	0,000	0,015	0,006	0,000	0,034	0,015	0,004	0,000	0,021	0,007	0,013	0,009	0,022	0,024	0,056	0,041	0,016
Ni	0,020	0,040	0,020	0,019	0,033	0,027	0,031	0,034	0,001	0,006	0,009	0,029	0,026	0,009	0,020	0,021	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	1,914	1,979	1,958	2,000	1,930	1,987	1,986	1,958	1,957	1,966	1,952	1,943	1,928	1,880	1,943	1,951	1,755	1,700	1,911	1,761
Na	0,475	0,479	0,528	0,465	0,502	0,505	0,541	0,513	0,547	0,486	0,480	0,312	0,329	0,399	0,423	0,412	0,483	0,338	0,460	0,445
K	0,139	0,113	0,112	0,080	0,119	0,102	0,112	0,126	0,109	0,080	0,091	0,000	0,000	0,000	0,000	0,013	0,182	0,145	0,154	0,182
F	0,133	0,045	0,105	0,000	0,000	0,018	0,065	0,032	0,000	0,000	0,078	0,000	0,000	0,000	0,000	0,012	0,094	0,152	0,000	0,169
Cl	0,002	0,017	0,005	0,009	0,010	0,091	0,007	0,010	0,007	0,059	0,007	0,002	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,002	0,006	0,004
OH	1,864	1,938	1,890	1,991	1,990	1,890	1,927	1,958	1,993	1,941	1,914	1,998	2,000	2,000	2,000	1,988	1,906	1,846	1,994	1,827
Total	15,78	15,70	15,67	15,68	15,68	15,70	15,74	15,76	15,77	15,67	15,67	15,39	15,43	15,57	15,50	15,52	15,79	15,79	15,69	15,78
X _{Mg}	0,80	0,84	0,82	0,82	0,82	0,83	0,82	0,81	0,82	0,83	0,83	0,88	0,88	0,86	0,86	0,86	0,77	0,75	0,79	0,79

Composition chimique et formule structurale de l'amphibole des péridotites de l'In Ouzal

Roche	Inh 260	Inh 260	Inh 260	Inh 260	Inh 260	Inh 487	Inh 487	Inh 487	Inh 487	Inh 487	Inh 487	Inh 487	Inh 487	Inh 487	Inh 487	Inh 474	Inh 474	Inh 474	Inh 474
N° d'An	59	60	61	179	180	44	54	58	90	91	95	97	100	10	54	9	25	26	30
SiO ₂	0,20	1,85	1,91	0,34	0,18	0,04	0,07	0,02	0,02	0,01	0,01	0,72	0,05	0,04	0,01	0,03	0,05	0,00	0,03
TiO ₂	0,08	0,44	0,54	0,13	0,08	0,72	1,09	1,29	1,00	1,17	1,01	1,70	0,98	0,66	1,84	1,49	1,25	0,80	1,06
Al ₂ O ₃	1,16	8,80	8,89	0,42	0,38	0,66	6,74	1,56	1,54	1,78	1,29	2,39	1,57	1,40	1,20	2,65	2,10	2,56	2,06
Cr ₂ O ₃	5,86	7,02	6,52	5,16	4,73	3,35	5,80	5,79	5,79	6,00	5,64	5,74	5,17	6,74	6,72	12,57	9,56	10,70	9,58
FeO	28,41	27,92	28,63	31,58	30,89	29,22	26,74	28,69	28,91	29,05	29,51	28,67	28,65	29,46	29,49	29,68	29,96	29,82	29,89
Fe ₂ O ₃ *	58,28	47,51	47,37	64,69	62,95	60,16	53,48	56,57	56,54	56,78	58,17	53,64	57,15	57,44	54,68	49,26	52,98	51,12	52,05
MnO	0,34	0,18	0,30	0,18	0,00	0,19	0,43	0,13	0,14	0,23	0,11	0,37	0,18	0,16	0,31	0,97	1,32	0,62	0,88
MgO	0,61	4,44	3,97	0,63	0,28	0,62	3,63	1,57	1,15	1,39	1,10	2,35	1,29	0,94	1,20	1,14	0,38	1,16	1,00
NiO	1,13	1,04	0,98	0,92	0,92	0,98	0,89	1,10	0,86	0,93	0,95	0,56	0,78	1,19	0,85	1,24	1,21	1,32	1,28
CaO	0,47	0,08	0,14	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,01	0,03	0,18	0,00	0,02
Na ₂ O	0,02	0,06	0,04	0,06	0,09	0,00	0,02	0,00	0,11	0,00	0,00	0,14	0,06	0,00	0,04	0,01	0,07	0,02	0,06
K ₂ O	0,00	0,00	0,02	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,04
Total	96,56	99,32	99,31	104,10	100,59	95,95	98,90	96,73	96,06	97,32	97,80	96,33	95,86	98,04	96,37	99,06	99,06	99,06	99,06
Si	0,008	0,066	0,068	0,012	0,007	0,002	0,002	0,001	0,001	0,000	0,000	0,028	0,002	0,002	0,000	0,001	0,002	0,002	0,002
Ti	0,002	0,012	0,014	0,004	0,002	0,022	0,030	0,038	0,029	0,034	0,029	0,049	0,029	0,019	0,054	0,042	0,036	0,039	0,037
Al	0,054	0,367	0,372	0,018	0,017	0,031	0,289	0,071	0,071	0,081	0,059	0,108	0,073	0,064	0,055	0,118	0,094	0,106	0,100
Fe ³⁺	1,725	1,266	1,266	1,786	1,806	1,801	1,466	1,657	1,673	1,653	1,694	1,552	1,692	1,670	1,613	1,400	1,522	1,461	1,491
Cr	0,182	0,196	0,183	0,150	0,143	0,105	0,167	0,178	0,180	0,184	0,173	0,174	0,161	0,206	0,208	0,375	0,288	0,332	0,310
Fe ²⁺	0,934	0,827	0,850	0,969	0,985	0,972	0,815	0,934	0,950	0,940	0,955	0,922	0,943	0,952	0,967	0,938	0,956	0,947	0,952
Mn	0,011	0,005	0,009	0,005	0,000	0,006	0,013	0,004	0,005	0,007	0,004	0,012	0,006	0,005	0,010	0,031	0,043	0,037	0,040
Mg	0,035	0,234	0,210	0,034	0,016	0,037	0,197	0,091	0,067	0,080	0,064	0,135	0,075	0,054	0,070	0,064	0,022	0,043	0,032
Ca	0,020	0,003	0,005	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,001	0,007	0,004	0,006
Na	0,001	0,004	0,003	0,005	0,007	0,000	0,001	0,000	0,009	0,000	0,000	0,010	0,005	0,000	0,003	0,000	0,005	0,003	0,004
K	0,000	0,000	0,001	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
Ni	0,036	0,030	0,028	0,027	0,028	0,031	0,026	0,035	0,027	0,029	0,030	0,017	0,025	0,037	0,027	0,038	0,037	0,037	0,037
Total:	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00

Composition chimique et formule structurale de la magnétite des péridotites de l'In Ouzal

Ech	Inh 506	Inh 506	Inh 506	Inh 506	Inh 477	Inh 477	Inh 477	Inh 477	Inh 477	Inh 477	Bam 97	Bam 97	Bam 97	Bam 97	Bam 97	Bam 97	Bam 97
Analyse	1	2	12	13	15	16	17	19	20	31	35	36	50	51	53	54	55
SiO₂	0,06	0,02	0,05	0,04	0,02	0,00	0,03	0,00	0,04	0,05	0,00	0,00	0,02	0,10	0,07	0,01	0,07
TiO₂	0,05	0,03	0,00	0,00	0,50	0,76	0,69	0,51	0,41	0,38	0,02	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00
Al₂O₃	60,53	60,55	62,19	62,56	20,82	20,41	21,51	19,77	20,99	23,50	50,07	48,67	53,46	50,30	48,98	53,81	53,70
Cr₂O₃	5,02	5,09	3,72	3,15	31,05	31,20	30,76	29,98	30,48	30,97	12,48	12,96	7,00	7,73	10,89	8,03	7,46
NiO	1,10	0,93	1,25	1,03	0,31	0,27	0,31	0,33	0,23	0,27	0,15	0,16	0,15	0,37	0,16	0,40	0,27
FeOt	15,94	15,06	14,31	14,00	36,96	38,20	37,29	41,28	41,39	37,19	31,91	30,55	30,13	33,62	33,39	29,68	30,08
MnO	0,09	0,23	0,17	0,16	0,53	0,24	0,43	0,23	0,33	0,40	0,35	0,21	0,05	0,20	0,17	0,17	0,13
MgO	16,93	16,79	17,40	16,78	7,82	7,95	8,14	6,35	6,53	8,10	6,63	6,55	7,80	5,97	6,98	9,27	8,92
CaO	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,04	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,03	0,06	0,05
ZnO	0,33	0,19	0,16	0,36	0,19	0,05	0,21	0,05	0,10	0,35	1,58	1,60	1,00	1,10	0,84	0,78	0,95
TOTAL	100,07	98,89	99,27	98,07	98,20	99,09	99,38	98,50	100,54	101,21	103,19	100,70	99,62	99,39	101,54	102,22	101,63
Si	0,011	0,004	0,011	0,008	0,005	0,000	0,008	0,000	0,010	0,012	0,000	0,000	0,004	0,022	0,015	0,002	0,016
Ti	0,007	0,005	0,000	0,000	0,097	0,146	0,131	0,100	0,078	0,071	0,003	0,000	0,001	0,000	0,003	0,002	0,000
Al	14,638	14,812	14,972	15,272	6,306	6,142	6,417	6,052	6,284	6,857	13,202	13,154	14,193	13,630	13,077	13,815	13,908
Cr	0,815	0,835	0,601	0,516	6,309	6,298	6,156	6,157	6,121	6,062	2,208	2,350	1,246	1,406	1,951	1,383	1,296
Ni	0,544	0,468	0,616	0,513	0,192	0,166	0,189	0,207	0,141	0,161	0,080	0,087	0,082	0,203	0,089	0,212	0,142
Fe²⁺	2,225	2,278	2,040	2,230	4,762	4,889	4,744	5,374	5,374	4,784	5,384	5,361	5,125	5,544	5,390	4,612	4,762
Fe³⁺	0,509	0,335	0,404	0,195	3,181	3,268	3,149	3,592	3,418	2,915	0,586	0,496	0,552	0,921	0,936	0,794	0,766
Mn	0,015	0,041	0,029	0,027	0,115	0,052	0,092	0,051	0,071	0,084	0,065	0,041	0,009	0,040	0,032	0,031	0,024
Mg	5,180	5,194	5,298	5,183	2,996	3,026	3,072	2,459	2,473	2,990	2,212	2,238	2,620	2,046	2,358	3,010	2,922
Ca	0,004	0,000	0,005	0,000	0,000	0,003	0,003	0,000	0,011	0,000	0,000	0,002	0,003	0,003	0,008	0,015	0,011
Zn	0,049	0,028	0,025	0,055	0,036	0,009	0,039	0,010	0,019	0,064	0,261	0,271	0,166	0,187	0,141	0,125	0,155
TOTAL	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00
Fe/Fe+Mg	0,35	0,33	0,32	0,32	0,73	0,73	0,72	0,78	0,78	0,72	0,73	0,72	0,68	0,76	0,73	0,64	0,65
Cr/Cr+Al	0,05	0,05	0,04	0,03	0,50	0,51	0,49	0,50	0,49	0,47	0,14	0,15	0,08	0,09	0,13	0,09	0,09
XMg	0,65	0,67	0,68	0,68	0,27	0,27	0,28	0,22	0,22	0,28	0,27	0,28	0,32	0,24	0,27	0,36	0,35
XFe³⁺	0,19	0,13	0,17	0,08	0,40	0,40	0,40	0,40	0,39	0,38	0,10	0,08	0,10	0,14	0,15	0,15	0,14

Composition chimique et formule structurale du spinelle des pyroxénites de l'In Ouzal

Roche N° d'Anal Comm	Pyroxénites à Cpx										Pyroxénites sans Cpx						Pyroxénites à Grt						
	Inh 506 3 Spl	Inh 506 9 c	Inh 506 10	Inh 506 20	Inh 506 24	Inz 39 5	Inz 39 6	Inz 39 27	Inz 39 28	Inz 39 32	Inh 477 63	Inh 477 66	Inh 477 69	Inh 477 73	Inh 342 67	Inh 342 71	Inh 342 94	Bam 97 37	Bam 97 38	Bam 97 39	Bam 97 42	Bam 97 48	Bam 97 49
SiO ₂	55,97	54,54	55,37	55,40	55,22	54,55	56,44	56,36	56,64	55,63	52,52	52,69	51,30	51,50	52,26	53,48	53,03	54,00	52,74	53,41	53,65	53,20	53,27
TiO ₂	0,17	0,14	0,17	0,09	0,09	0,03	0,17	0,06	0,12	0,05	0,00	0,00	0,01	0,00	0,20	0,37	0,25	3,66	3,50	3,51	3,30	3,50	3,21
Al ₂ O ₃	3,08	4,01	4,15	4,20	4,35	1,90	1,92	1,73	1,84	1,67	4,69	4,90	5,05	4,60	4,03	4,37	4,65	0,16	0,07	0,08	0,07	0,09	0,15
Cr ₂ O ₃	0,09	0,15	0,02	0,09	0,07	0,37	0,33	0,18	0,27	0,46	0,25	0,23	0,24	0,12	0,28	0,34	0,33	0,05	0,06	0,17	0,08	0,18	0,06
FeO	9,13	9,50	9,60	9,18	9,54	4,73	6,69	6,06	7,55	4,95	10,12	10,95	9,24	9,02	8,69	12,68	12,57	17,90	18,77	17,82	17,17	18,72	16,67
Fe ₂ O ₃	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	3,28	0,64	1,60	0,33	2,71	3,18	2,01	4,46	4,23	4,51	1,05	1,86	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,10
MnO	0,11	0,35	0,18	0,09	0,15	0,00	0,13	0,19	0,17	0,26	0,28	0,16	0,23	0,31	0,20	0,25	0,30	0,29	0,37	0,40	0,38	0,36	0,35
MgO	30,15	30,85	30,84	30,12	29,29	33,52	33,53	33,91	33,34	34,04	28,90	28,74	28,63	28,93	29,87	28,55	28,13	24,96	23,93	25,05	25,27	24,57	25,98
NiO	0,21	0,05	0,14	0,09	0,11	0,17	0,07	0,09	0,01	0,10	0,09	0,00	0,13	0,00	0,18	0,23	0,12	0,00	0	0,092	0,05	0,022	0
CaO	0,30	0,27	0,34	0,18	0,32	0,49	0,65	0,53	0,43	0,44	0,48	0,53	0,57	0,46	0,21	0,18	0,38	0,44	0,46	0,39	0,43	0,39	0,32
Na ₂ O	0,00	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,04	0,01	0,00	0,05	0,02
K ₂ O	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,05	0,00	0,00	0,01	0,04	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00
TOTAL	99,22	99,96	100,85	99,45	99,16	99,04	100,61	100,71	100,73	100,32	100,56	100,20	99,85	99,20	100,47	101,49	101,61	101,49	99,93	100,92	100,43	101,08	101,12
Si	1,982	1,911	1,925	1,954	1,960	1,912	1,945	1,940	1,953	1,923	1,858	1,868	1,830	1,845	1,848	1,881	1,868	1,939	1,932	1,928	1,941	1,923	1,913
Al ^{IV}	0,018	0,089	0,075	0,046	0,040	0,078	0,055	0,060	0,047	0,068	0,142	0,132	0,170	0,155	0,152	0,119	0,132	0,061	0,068	0,072	0,059	0,077	0,087
Al ^{VI}	0,110	0,077	0,095	0,128	0,142	0,000	0,023	0,010	0,027	0,000	0,054	0,072	0,043	0,039	0,015	0,062	0,061	0,094	0,083	0,077	0,082	0,073	0,049
Al ^T	0,128	0,166	0,170	0,174	0,182	0,078	0,078	0,070	0,075	0,068	0,196	0,205	0,213	0,194	0,168	0,181	0,193	0,155	0,151	0,149	0,141	0,149	0,136
Ti	0,005	0,004	0,005	0,002	0,002	0,001	0,004	0,002	0,003	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,010	0,007	0,004	0,002	0,002	0,002	0,002	0,004
Cr	0,003	0,004	0,000	0,002	0,002	0,010	0,009	0,005	0,007	0,013	0,007	0,006	0,007	0,003	0,008	0,009	0,009	0,001	0,002	0,005	0,002	0,005	0,002
Fe ³⁺	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,087	0,017	0,041	0,008	0,071	0,085	0,054	0,120	0,114	0,120	0,028	0,049	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,030
Fe ²⁺	0,270	0,278	0,279	0,271	0,283	0,139	0,193	0,174	0,218	0,143	0,299	0,324	0,276	0,270	0,257	0,373	0,370	0,537	0,575	0,538	0,519	0,566	0,501
Mg	1,591	1,611	1,598	1,583	1,549	1,751	1,722	1,740	1,713	1,754	1,524	1,518	1,522	1,545	1,574	1,497	1,477	1,336	1,306	1,347	1,363	1,324	1,391
Ni	0,006	0,001	0,004	0,003	0,003	0,005	0,002	0,002	0,000	0,003	0,003	0,000	0,004	0,000	0,005	0,006	0,003	0,000	0,000	0,003	0,001	0,001	0,000
Mn	0,003	0,010	0,005	0,003	0,005	0,000	0,004	0,006	0,005	0,008	0,008	0,005	0,007	0,009	0,006	0,007	0,009	0,009	0,011	0,012	0,012	0,011	0,011
Ca	0,011	0,010	0,013	0,007	0,012	0,018	0,024	0,020	0,016	0,016	0,018	0,020	0,022	0,018	0,008	0,007	0,014	0,017	0,018	0,015	0,017	0,015	0,012
Na	0,000	0,002	0,001	0,001	0,000	0,000	0,002	0,000	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,002	0,003	0,001	0,000	0,003	0,002
K	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000
Total	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
X _{Mg}	0,855	0,853	0,851	0,854	0,845	0,927	0,899	0,909	0,887	0,925	0,836	0,824	0,847	0,851	0,860	0,801	0,799	0,713	0,694	0,715	0,724	0,700	0,735

Composition chimique et formule structurale de l'orthopyroxène des pyroxénites de l'In Ouzzal

Roche N° d'Analyse	Pyroxénites à Cpx						Pyroxénites à Grt					
	Inh 506 6	Inh 506 7	Inh 506 15	Inh 506 17	Inh 506 18	Inh 506 19	Bam 97 40	Bam 97 41	Bam 97 43	Bam 97 44	Bam 97 46	Bam 97 47
SiO ₂	50,84	50,87	50,34	49,67	49,66	49,79	52,97	52,84	52,89	53,49	53,00	51,96
TiO ₂	1,09	0,95	1,00	0,97	0,94	1,05	0,27	0,33	0,10	0,16	0,33	0,24
Al ₂ O ₃	4,67	4,42	4,99	6,49	5,19	5,46	2,61	2,42	1,39	1,55	2,73	3,53
Cr ₂ O ₃	0,10	0,16	0,20	0,18	0,15	0,07	0,19	0,13	0,10	0,00	0,31	0,15
FeOt	2,83	3,74	3,49	3,99	3,60	4,01	6,38	5,39	5,36	5,55	6,12	6,70
FeO	2,83	3,08	2,90	3,54	2,55	4,01	6,38	5,39	5,36	5,55	6,12	6,33
Fe ₂ O ₃	0,00	0,74	0,65	0,50	1,16	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,42
MnO	0,08	0,00	0,11	0,08	0,00	0,00	0,23	0,10	0,25	0,35	0,15	0,15
MgO	14,69	15,06	14,97	14,68	14,45	14,01	13,92	14,36	15,15	15,04	14,94	14,07
NiO	0,03	0,11	0,23	0,15	0,05	0,08	0,06	0,00	0,00	0,05	0,00	0,04
CaO	24,98	24,53	24,17	23,64	24,88	24,12	22,46	22,06	21,95	22,45	22,77	22,95
Na ₂ O	0,04	0,03	0,05	0,01	0,00	0,01	0,25	0,23	0,10	0,18	0,24	0,29
K ₂ O	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	99,33	99,97	99,61	99,91	99,03	98,60	99,33	97,87	97,28	98,82	100,58	100,12
Si	1,875	1,867	1,854	1,824	1,842	1,857	1,975	1,991	2,002	1,995	1,944	1,919
Al ^{IV}	0,125	0,133	0,146	0,176	0,158	0,143	0,025	0,009	0,000	0,005	0,056	0,081
Al ^{VI}	0,078	0,059	0,070	0,105	0,069	0,097	0,090	0,099	0,062	0,063	0,062	0,073
Al ^T	0,203	0,191	0,217	0,281	0,227	0,240	0,115	0,107	0,062	0,068	0,118	0,154
Ti	0,030	0,026	0,028	0,027	0,026	0,029	0,008	0,009	0,003	0,004	0,009	0,007
Cr	0,003	0,005	0,006	0,005	0,004	0,002	0,006	0,004	0,003	0,000	0,009	0,004
Fe ³⁺	0,000	0,020	0,018	0,014	0,032	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,012
Fe ²⁺	0,087	0,094	0,089	0,109	0,079	0,125	0,199	0,170	0,170	0,173	0,188	0,196
Mg	0,808	0,824	0,821	0,803	0,799	0,779	0,774	0,807	0,855	0,836	0,816	0,774
Ni	0,001	0,003	0,007	0,004	0,001	0,003	0,002	0,000	0,000	0,002	0,000	0,001
Mn	0,002	0,000	0,003	0,002	0,000	0,000	0,007	0,003	0,008	0,011	0,005	0,005
Ca	0,987	0,965	0,954	0,930	0,989	0,964	0,897	0,891	0,890	0,897	0,895	0,908
Na	0,003	0,002	0,003	0,001	0,000	0,001	0,018	0,017	0,007	0,013	0,017	0,021
K	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
X _{Mg}	0,90	0,90	0,90	0,88	0,91	0,86	0,80	0,83	0,83	0,83	0,81	0,80

Composition chimique et formule structurale du clinopyroxène des pyroxénites de l'In Ouzal

Roche N° d'Analyse	Pyroxénites sans Cpx										Pyroxénites à Grt											
	Inh 342	Inh 342	Inh 342	Inh 342	Inh 342	Inh 477	Inh 477	Inh 477	Inh 477	Bam 97	Bam 97	Bam 97	Bam 97	Bam 97	Bam 97	Bam 97	Bam 97	Bam 97	Bam 97	Bam 97	Bam 97	
	73	83	86	87	89	62	64	67	68	71	1	2	4	5	6	7	8	9	10	52	58	59
SiO₂	43,45	42,93	42,58	42,64	42,71	41,49	41,51	41,60	42,29	42,00	40,95	40,72	40,43	40,86	40,72	41,15	41,24	41,29	41,86	41,01	41,45	41,44
TiO₂	2,13	2,18	2,67	2,62	2,72	0,49	0,71	0,58	0,58	0,52	1,38	1,28	1,25	1,29	1,28	1,39	1,32	1,29	1,30	1,41	1,49	1,30
Al₂O₃	13,69	14,03	14,11	14,01	13,85	14,80	14,61	14,72	14,63	14,92	14,37	13,44	14,41	14,24	13,84	14,26	14,70	14,35	13,76	14,14	13,41	14,35
Cr₂O₃	0,89	0,65	0,67	0,66	0,71	0,49	0,52	0,50	0,43	0,50	0,30	0,17	0,40	0,14	0,44	0,21	0,15	0,25	0,23	0,27	0,21	0,40
FeO	6,55	7,20	7,51	7,51	6,77	7,19	6,98	7,28	7,38	7,34	12,86	12,22	12,19	12,44	12,15	11,73	11,67	12,34	11,52	10,62	11,09	10,58
Fe₂O₃*	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	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,07	0,07	0,06	0,10	0,00	0,13	0,10	0,11	0,08	0,07	0,15	0,16	0,00	0,10	0,22	0,13	0,19	0,09	0,16	0,06	0,06	0,06
MgO	16,26	16,00	15,64	15,45	15,87	16,02	15,94	16,06	16,40	16,03	11,85	12,44	12,11	12,36	12,34	12,53	12,53	12,11	12,42	13,17	12,37	13,20
NiO	0,16	0,14	0,17	0,13	0,31	0,15	0,01	0,00	0,04	0,21	0,06	0,06	0,09	0,08	0,01	0,06	0,00	0,11	0,07	0,03	0,03	0,00
CaO	12,51	12,20	12,22	12,17	12,09	11,67	11,92	11,74	11,71	11,62	11,16	11,26	11,18	11,07	11,83	11,67	12,18	12,05	11,79	11,40	11,45	11,89
Na₂O	2,07	2,01	2,07	2,07	1,99	2,61	2,35	2,56	2,43	2,40	1,63	1,63	1,65	1,86	1,64	1,57	1,81	1,71	1,57	1,70	1,72	1,67
K₂O	0,82	1,11	1,12	1,10	1,14	0,74	0,72	0,67	0,69	0,75	2,16	2,24	2,20	2,18	2,21	2,31	2,01	2,24	2,07	2,14	2,06	2,10
F	1,11	1,30	1,02	1,35	0,70	0,65	0,58	0,62	0,63	0,77	0,91	1,20	0,78	0,90	1,44	0,89	1,10	1,07	0,92	1,11	1,42	0,92
Cl	0,05	0,04	0,05	0,06	0,04	0,03	0,07	0,07	0,06	0,06	1,00	1,05	1,00	1,03	1,14	0,84	1,02	1,16	0,87	1,01	1,05	0,99
Total	101,87	101,94	101,97	101,97	100,97	98,49	98,05	98,54	99,38	99,25	100,79	99,84	99,65	100,60	101,25	100,74	101,93	102,09	100,59	100,06	99,86	100,93
Si	6,199	6,153	6,101	6,128	6,139	6,114	6,130	6,122	6,161	6,141	6,146	6,189	6,118	6,139	6,130	6,146	6,107	6,138	6,247	6,154	6,264	6,151
Al^{IV}	1,801	1,847	1,899	1,872	1,861	1,886	1,870	1,878	1,839	1,859	1,854	1,811	1,882	1,861	1,870	1,854	1,893	1,862	1,753	1,846	1,736	1,849
Al^{VI}	0,502	0,523	0,485	0,502	0,486	0,683	0,673	0,674	0,673	0,713	0,687	0,595	0,688	0,662	0,586	0,656	0,674	0,652	0,668	0,655	0,653	0,660
Ti	0,228	0,235	0,287	0,284	0,294	0,054	0,079	0,064	0,063	0,058	0,156	0,146	0,142	0,146	0,145	0,156	0,147	0,144	0,146	0,160	0,169	0,145
Cr	0,101	0,073	0,075	0,075	0,080	0,057	0,061	0,058	0,049	0,058	0,035	0,020	0,048	0,016	0,052	0,025	0,018	0,029	0,027	0,032	0,024	0,047
Fe³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	3,459	3,417	3,341	3,311	3,400	3,520	3,510	3,523	3,562	3,495	2,650	2,818	2,732	2,768	2,770	2,789	2,765	2,684	2,763	2,946	2,787	2,921
Fe²⁺	0,781	0,862	0,901	0,903	0,814	0,886	0,861	0,896	0,899	0,898	1,614	1,554	1,543	1,563	1,530	1,466	1,445	1,534	1,438	1,332	1,402	1,313
Mn	0,009	0,009	0,008	0,012	0,000	0,016	0,012	0,013	0,010	0,009	0,019	0,021	0,000	0,013	0,028	0,017	0,023	0,012	0,020	0,007	0,008	0,008
Ni	0,018	0,016	0,019	0,015	0,036	0,017	0,001	0,000	0,005	0,025	0,007	0,008	0,011	0,009	0,001	0,008	0,000	0,013	0,008	0,003	0,003	0,000
Ca	1,912	1,874	1,876	1,874	1,862	1,843	1,886	1,850	1,828	1,820	1,795	1,833	1,814	1,782	1,908	1,867	1,933	1,920	1,885	1,832	1,854	1,891
Na	0,572	0,557	0,575	0,576	0,553	0,745	0,673	0,731	0,686	0,681	0,475	0,479	0,484	0,540	0,477	0,454	0,518	0,493	0,453	0,495	0,505	0,480
K	0,150	0,202	0,205	0,202	0,209	0,139	0,136	0,126	0,128	0,141	0,414	0,434	0,424	0,417	0,424	0,440	0,379	0,425	0,395	0,409	0,398	0,398
F	0,499	0,587	0,461	0,615	0,320	0,302	0,271	0,290	0,290	0,354	0,430	0,576	0,371	0,430	0,688	0,419	0,516	0,503	0,432	0,525	0,681	0,433
Cl	0,012	0,009	0,013	0,015	0,009	0,008	0,017	0,018	0,014	0,015	0,254	0,271	0,257	0,262	0,292	0,211	0,257	0,293	0,220	0,257	0,268	0,249
Total	15,73	15,77	15,77	15,75	15,73	15,96	15,89	15,94	15,90	15,90	15,86	15,91	15,89	15,92	15,92	15,88	15,90	15,91	15,81	15,87	15,81	15,86
X_{Mg}	0,82	0,80	0,79	0,79	0,81	0,80	0,80	0,80	0,80	0,80	0,62	0,64	0,64	0,64	0,64	0,66	0,66	0,64	0,66	0,69	0,67	0,69

Composition chimique et formule structurale de l'amphibole des pyroxénites de l'In Ouzal

Ech Analyse Position	Pyroxénites à Grt																							
	Bam 97	Bam 97	Bam 97	Bam 97	Bam 97	Bam 97	Bam 97	Bam 97	Bam 97	Bam 97	Bam 97	Bam 97	Bam 97	Bam 97	Bam 97	Bam 97	Bam 97	Bam 97	Bam 97	Bam 97	Bam 97	Bam 97	Bam 97	Bam 97
	11 b	12 b	13 b	14 b	15 c	16 c	17 c	18 c	19 c	20 c	21 c	22 c	23 c	24 c	25 c	26 c	27 c	28 c	29 c	30 c	31 b	32 b	33 b	61 Sympl
SiO ₂	39,31	40,62	40,48	40,26	40,68	40,59	40,34	40,76	40,61	40,88	40,82	40,78	40,92	40,53	40,66	40,83	40,61	40,86	40,97	40,61	39,14	40,56	40,39	39,81
Al ₂ O ₃	21,43	22,15	22,04	22,05	22,15	22,23	21,97	21,88	22,07	22,27	22,51	22,50	22,44	22,22	22,55	22,48	22,79	22,48	22,11	22,53	21,29	21,94	21,78	21,97
TiO ₂	0,04	0,00	0,06	0,01	0,03	0,03	0,09	0,03	0,04	0,04	0,08	0,12	0,03	0,04	0,12	0,10	0,04	0,12	0,10	0,03	0,05	0,00	0,10	0,00
Cr ₂ O ₃	0,21	0,16	0,27	0,18	0,32	0,23	0,23	0,24	0,29	0,28	0,31	0,21	0,18	0,18	0,33	0,21	0,21	0,24	0,17	0,18	0,11	0,17	0,24	0,29
FeOt	23,05	22,00	21,99	20,91	20,55	21,01	20,27	20,89	20,47	20,47	20,77	20,03	20,97	20,46	21,35	20,96	20,77	20,39	20,20	20,80	22,11	21,04	21,60	23,73
FeO	21,58	21,16	21,07	19,67	19,83	19,81	19,58	19,60	19,78	19,79	20,11	19,72	20,22	19,76	20,38	20,47	20,47	19,99	19,46	20,22	21,09	20,13	20,67	23,18
Fe ₂ O ₃	1,64	0,94	1,03	1,38	0,79	1,34	0,76	1,43	0,77	0,77	0,74	0,35	0,83	0,77	1,08	0,54	0,33	0,45	0,82	0,65	1,14	1,01	1,04	0,61
MgO	9,16	9,75	10,04	10,61	10,68	10,85	10,57	10,82	10,77	10,82	10,94	10,78	10,95	10,84	10,90	10,62	10,59	10,61	10,423	10,388	9,106	9,924	9,958	8,357
NiO	0,00	0,00	0,02	0,04	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,15	0,00	0,05	0,11	0,03	0,00	0,04	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,06	0,08
MnO	1,53	1,32	1,40	1,43	1,25	1,46	1,04	1,41	1,10	1,35	1,48	1,34	1,27	1,33	1,15	1,31	1,43	1,38	1,149	1,361	1,378	1,295	0,91	1,241
CaO	6,16	6,39	6,27	6,42	6,27	6,35	6,32	6,22	6,01	6,10	6,00	6,16	6,04	5,90	6,24	6,07	6,17	6,33	6,473	6,583	6,173	6,481	6,344	6,38
Na ₂ O	0,00	0,03	0,00	0,03	0,00	0,01	0,02	0,02	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00	0	0,018	0,032	0,012	0,012	0,02
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,06	0,02	0,00	0,00	0,00	0	0	0,037	0,02	0	0,012
TOTAL	101,06	102,52	102,68	102,10	101,99	102,90	100,92	102,49	101,44	102,30	103,14	101,97	102,94	101,74	103,48	102,66	102,68	102,45	101,68	102,64	99,54	101,54	101,50	101,95
Si	2,978	3,014	2,998	2,985	3,015	2,984	3,019	3,010	3,024	3,018	2,992	3,017	3,003	3,009	2,972	3,008	2,990	3,014	3,047	2,994	3,002	3,031	3,023	2,998
Al ^{IV}	0,022	0,000	0,002	0,015	0,000	0,016	0,000	0,000	0,000	0,000	0,008	0,000	0,000	0,000	0,028	0,000	0,010	0,000	0,000	0,006	0,000	0,000	0,000	0,002
Al ^{VI}	1,892	1,938	1,924	1,912	1,936	1,911	1,938	1,905	1,938	1,939	1,937	1,962	1,942	1,944	1,915	1,952	1,967	1,955	1,938	1,952	1,925	1,933	1,922	1,948
Al ^T	1,914	1,938	1,925	1,927	1,936	1,927	1,938	1,905	1,938	1,939	1,945	1,962	1,942	1,944	1,943	1,952	1,978	1,955	1,938	1,958	1,925	1,933	1,922	1,950
Ti	0,002	0,000	0,004	0,001	0,002	0,001	0,005	0,002	0,002	0,004	0,007	0,002	0,002	0,002	0,007	0,005	0,002	0,006	0,005	0,002	0,003	0,000	0,005	0,000
Cr	0,013	0,010	0,016	0,011	0,019	0,013	0,014	0,014	0,017	0,016	0,018	0,012	0,010	0,011	0,019	0,012	0,012	0,014	0,010	0,010	0,007	0,010	0,014	0,017
Fe ³⁺	0,093	0,052	0,057	0,077	0,044	0,074	0,043	0,080	0,043	0,043	0,041	0,020	0,046	0,043	0,060	0,030	0,018	0,025	0,046	0,036	0,066	0,057	0,059	0,035
Fe ²⁺	1,367	1,313	1,305	1,220	1,230	1,218	1,226	1,211	1,232	1,222	1,233	1,220	1,241	1,227	1,246	1,261	1,260	1,233	1,210	1,247	1,352	1,259	1,294	1,460
Mg	1,035	1,079	1,108	1,172	1,179	1,189	1,179	1,191	1,195	1,191	1,195	1,189	1,197	1,200	1,187	1,166	1,162	1,167	1,155	1,141	1,041	1,105	1,111	0,938
Ni	0,000	0,000	0,001	0,003	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,009	0,000	0,003	0,007	0,002	0,000	0,002	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,004	0,005
Mn	0,098	0,083	0,088	0,090	0,078	0,091	0,066	0,088	0,069	0,084	0,092	0,084	0,079	0,084	0,071	0,082	0,089	0,086	0,072	0,085	0,090	0,082	0,058	0,079
Ca	0,500	0,508	0,498	0,510	0,498	0,500	0,507	0,492	0,480	0,482	0,471	0,488	0,475	0,469	0,488	0,479	0,486	0,501	0,516	0,520	0,507	0,519	0,509	0,515
Na	0,000	0,004	0,000	0,005	0,000	0,001	0,003	0,003	0,000	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000	0,004	0,003	0,000	0,000	0,000	0,003	0,005	0,002	0,002	0,003
K	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,002	0,006	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,002	0,000	0,001
S	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
X _{Mg}	0,43	0,45	0,46	0,49	0,49	0,49	0,49	0,50	0,49	0,49	0,49	0,49	0,49	0,49	0,49	0,48	0,48	0,49	0,49	0,48	0,43	0,47	0,46	0,39
X _{Fe3+}	0,064	0,038	0,042	0,059	0,035	0,057	0,034	0,062	0,034	0,034	0,032	0,016	0,036	0,034	0,046	0,023	0,014	0,020	0,037	0,028	0,046	0,043	0,043	0,023
Alm	0,456	0,440	0,435	0,408	0,412	0,406	0,412	0,406	0,414	0,410	0,412	0,409	0,415	0,412	0,416	0,422	0,420	0,413	0,410	0,417	0,452	0,424	0,435	0,488
Sps	0,033	0,028	0,029	0,030	0,026	0,030	0,022	0,030	0,023	0,028	0,031	0,028	0,026	0,028	0,024	0,027	0,030	0,029	0,025	0,028	0,030	0,028	0,019	0,026
Gr	0,167	0,170	0,166	0,171	0,167	0,167	0,170	0,165	0,161	0,162	0,158	0,164	0,159	0,157	0,163	0,160	0,162	0,168	0,175	0,174	0,170	0,175	0,171	0,172
Py	0,345	0,362	0,370	0,392	0,395	0,397	0,396	0,399	0,402	0,400	0,400	0,399	0,400	0,403	0,397	0,390	0,388	0,391	0,391	0,381	0,348	0,373	0,374	0,314
Uv	0,006	0,005	0,008	0,005	0,009	0,007	0,007	0,007	0,008	0,008	0,009	0,006	0,005	0,005	0,009	0,006	0,006	0,007	0,005	0,005	0,003	0,005	0,007	0,009
An	0,047	0,026	0,029	0,038	0,022	0,037	0,021	0,040	0,022	0,021	0,021	0,010	0,023	0,022	0,030	0,015	0,009	0,012	0,023	0,018	0,033	0,028	0,029	0,017

Composition chimique et formule structurale du grenat des pyroxénites de l'In Ouzal

Roche	Inh 13	Inh 13	Inh 13	Inh 297	Inh 297	Inh 465	Inh 465	Inh 465	Inh 629	Inh 629	Inh 629	Inz 13	Inz 13	Inz 20	Inz 20	Inz 20	Bam 9	Bam 9	Bam 92	Bam 92	Bam 99	Bam 99	Bam 102	Bam 102
N° Analyse	44	23	48	40	37	53	57	55	2'	91	1'	11	44	162	153	107	86	67	10	16	120	109	8	6
Comm	/ ilm	/ Bt	/Am inc			c	b	c											Exso	Opx	Opx	Iaire	Iaire	
SiO ₂	53,37	53,82	52,64	51,38	51,07	51,29	51,18	50,48	52,95	52,44	53,25	52,39	52,30	51,21	51,89	47,34	51,53	52,25	51,19	51,41	50,98	51,17	51,51	49,20
TiO ₂	0,24	0,17	0,23	0,09	0,11	0,09	0,13	0,08	0,00	0,15	0,00	0,00	0,07	0,14	0,03	0,05	0,12	0,14	0,00	0,02	0,14	0,11	0,10	0,16
Al ₂ O ₃	1,07	0,82	1,65	1,20	1,40	1,34	1,28	1,46	1,21	1,20	1,32	0,82	1,32	2,09	1,73	4,90	1,19	1,20	4,21	4,57	1,45	1,60	1,40	1,53
Cr ₂ O ₃	0,21	0,13	0,26	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,29	0,00	0,00	0,09	0,03	0,00	0,14	0,01	0,08	0,06	0,11	0,15	0,01	0,05	0,08	0,00
FeO _t	21,32	19,95	19,10	30,17	29,74	24,54	23,89	24,57	22,02	22,88	21,47	27,08	25,75	24,03	23,07	23,04	26,20	24,83	20,21	18,41	27,92	27,74	29,44	30,35
FeO	21,32	19,95	16,59	30,08	28,63	23,69	22,99	22,49	21,93	21,16	20,64	27,08	25,75	22,21	21,45	18,48	26,09	24,83	19,51	18,31	27,92	27,74	29,44	27,72
Fe ₂ O ₃	0,00	0,00	2,78	0,11	1,23	0,95	1,01	2,31	0,10	1,91	0,92	0,00	0,00	2,02	1,80	5,07	0,13	0,00	0,77	0,11	0,00	0,00	0,00	2,93
MnO	0,47	0,43	0,26	0,78	0,83	0,82	0,78	0,68	1,52	0,98	0,84	0,41	0,46	0,65	0,47	0,49	0,46	0,44	0,64	0,65	0,83	0,63	0,83	0,72
MgO	23,23	24,34	23,75	16,67	17,25	20,20	20,49	20,44	22,05	22,27	23,32	18,82	19,43	21,09	22,10	20,58	19,27	19,45	22,74	22,99	17,22	17,62	16,81	16,72
NiO	0,16	0,13	0,15	0,00	0,01	0,00	0,14	0,00	0,00	0,05	0,00	0,01	0,09	0,04	0,06	0,04			0,08	0,00	0,00	0,12		
CaO	0,38	0,38	1,97	0,54	0,71	0,53	0,57	0,59	0,43	0,50	0,45	0,41	0,42	0,50	0,46	0,53	0,64	1,13	0,33	1,01	0,55	0,52	0,61	0,54
Na ₂ O	0,00	0,00	0,17	0,05	0,00	0,04	0,03	0,01	0,00	0,04	0,01	0,01	0,07	0,03	0,00	0,04	0,00	0,03	0,00	0,05	0,00	0,01	0,02	0,01
K ₂ O	0,00	0,01	0,17	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
TOTAL	100,44	100,18	100,64	100,89	101,26	98,94	98,61	98,55	100,48	100,74	100,75	100,06	100,01	100,08	100,24	97,64	99,50	99,55	99,60	99,27	99,10	99,58	100,79	99,52
Si	1,970	1,977	1,926	1,971	1,948	1,956	1,954	1,932	1,968	1,945	1,959	1,990	1,979	1,922	1,934	1,817	1,967	1,986	1,896	1,898	1,978	1,971	1,974	1,918
Al ^{IV}	0,030	0,023	0,071	0,029	0,052	0,044	0,046	0,066	0,032	0,052	0,041	0,010	0,021	0,078	0,066	0,183	0,033	0,014	0,104	0,102	0,022	0,029	0,026	0,070
Al ^{VI}	0,017	0,013	0,000	0,025	0,011	0,016	0,012	0,000	0,021	0,000	0,016	0,027	0,038	0,015	0,010	0,038	0,020	0,040	0,080	0,097	0,044	0,044	0,037	0,000
Al ^T	0,046	0,036	0,071	0,054	0,063	0,060	0,058	0,066	0,053	0,052	0,057	0,037	0,059	0,093	0,076	0,221	0,054	0,054	0,184	0,199	0,066	0,073	0,063	0,070
Ti	0,007	0,005	0,006	0,003	0,003	0,002	0,004	0,002	0,000	0,004	0,000	0,000	0,002	0,004	0,001	0,001	0,003	0,003	0,004	0,000	0,004	0,003	0,003	0,005
Cr	0,006	0,004	0,008	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,009	0,000	0,000	0,003	0,001	0,000	0,004	0,000	0,002	0,002	0,003	0,004	0,000	0,001	0,002	0,000
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,077	0,003	0,035	0,027	0,029	0,067	0,003	0,053	0,025	0,000	0,000	0,057	0,050	0,146	0,004	0,000	0,022	0,003	0,000	0,000	0,000	0,086
Fe ²⁺	0,658	0,613	0,508	0,965	0,913	0,755	0,734	0,720	0,682	0,657	0,635	0,861	0,815	0,697	0,669	0,593	0,833	0,789	0,604	0,566	0,906	0,894	0,944	0,904
Mg	1,278	1,333	1,295	0,953	0,981	1,148	1,166	1,166	1,221	1,231	1,279	1,066	1,096	1,180	1,228	1,177	1,096	1,102	1,255	1,265	0,996	1,011	0,960	0,971
Ni	0,005	0,004	0,004	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,003	0,001	0,002	0,001	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000
Mn	0,015	0,013	0,008	0,025	0,027	0,026	0,025	0,022	0,048	0,031	0,026	0,013	0,015	0,021	0,015	0,016	0,015	0,014	0,020	0,020	0,027	0,021	0,027	0,024
Ca	0,015	0,015	0,077	0,022	0,029	0,022	0,023	0,024	0,017	0,020	0,018	0,017	0,017	0,020	0,019	0,022	0,026	0,046	0,013	0,040	0,023	0,022	0,025	0,023
Na	0,000	0,000	0,012	0,004	0,000	0,003	0,002	0,001	0,000	0,003	0,001	0,000	0,005	0,002	0,000	0,003	0,000	0,002	0,000	0,004	0,000	0,001	0,001	0,001
K	0,000	0,000	0,008	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
X _{Mg}	0,66	0,68	0,72	0,50	0,52	0,60	0,61	0,62	0,64	0,65	0,67	0,55	0,57	0,63	0,65	0,66	0,57	0,58	0,68	0,69	0,52	0,53	0,50	0,52

Composition chimique et formule structurale de l'orthopyroxène des métanorites de l'In Ouzal

Roche N° d'Analyse Comm	Inh 13 6	Inh 13 14	Inh 13 41	Inh 297 49	Inh 297 50	Inh 297 51	Inh 465 49	Inh 465 65	Inh 465 43	Inh 629 113	Inh 629 2'	Inh 629 10'	Bam 9 69	Bam 9 79	Bam 9 80	Bam 92 3	Bam 92 7	Bam 92 8	Bam 92 12	Bam 102 1	Bam 102 2	Bam 102 5
	/Bt												Iaire									
SiO ₂	52,09	51,75	52,24	51,26	51,09	51,11	50,35	51,05	50,43	50,56	51,48	53,02	52,06	52,37	51,81	50,23	50,11	50,05	49,94	50,65	50,44	49,83
TiO ₂	0,59	0,47	0,65	0,41	0,35	0,37	0,50	0,51	0,39	0,40	0,16	0,09	2,22	2,17	2,19	0,15	0,13	0,10	0,12	2,99	2,80	2,97
Al ₂ O ₃	2,58	2,68	2,75	2,95	2,53	2,67	3,50	2,89	2,58	3,50	2,57	1,75	0,22	0,17	0,21	5,48	5,69	5,65	5,18	0,37	0,40	0,43
Cr ₂ O ₃	0,44	0,38	0,45	0,06	0,03	0,05	0,00	0,05	0,00	0,06	0,00	0,00	0,10	0,26	0,16	0,24	0,33	0,32	0,29	0,00	0,02	0,11
FeO	7,76	5,83	6,97	12,05	14,26	12,35	8,25	4,87	7,20	8,58	5,22	6,63	10,89	9,68	9,25	6,55	5,24	8,71	5,28	9,70	15,08	10,02
Fe ₂ O ₃	0,00	1,39	0,00	0,51	1,10	0,82	2,01	2,73	2,37	3,19	2,83	1,01	0,08	1,05	1,25	1,67	2,15	1,35	2,52	1,28	2,20	3,28
MnO	0,03	0,13	0,19	0,31	0,32	0,43	0,26	0,33	0,40	0,30	0,03	0,13	0,27	0,24	0,27	0,40	0,34	0,41	0,30	0,33	0,28	0,35
MgO	14,07	14,19	14,03	10,87	11,39	11,00	11,89	13,56	12,55	13,27	13,86	14,29	12,34	12,60	12,49	13,06	12,72	14,00	12,83	11,02	12,22	11,13
NiO	0,10	0,03	0,13	0,01	0,00	0,01	0,03	0,06	0,13	0,08	0,38	0,00				0,00	0,00	0,03	0,00			
CaO	21,73	22,67	22,36	21,42	18,99	20,96	22,26	23,37	22,20	20,23	22,65	23,05	20,51	21,33	21,10	20,81	21,90	17,94	21,85	22,45	16,79	21,55
Na ₂ O	0,39	0,43	0,43	0,52	0,47	0,46	0,52	0,45	0,45	0,44	0,49	0,37	0,64	0,66	0,72	0,71	0,78	0,60	0,71	0,52	0,42	0,46
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00	0,08	0,03	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,04	0,02	0,03	0,03	0,03	0,00
TOTAL	99,78	99,94	100,20	100,39	100,53	100,26	99,57	99,89	98,71	100,69	99,70	100,34	99,36	100,53	99,44	99,29	99,44	99,18	99,06	99,32	100,67	100,14
Si	1,938	1,919	1,932	1,934	1,935	1,935	1,898	1,900	1,914	1,884	1,918	1,959	1,965	1,953	1,952	1,874	1,865	1,871	1,869	1,924	1,910	1,890
Al ^{IV}	0,062	0,081	0,068	0,066	0,065	0,065	0,102	0,100	0,086	0,116	0,082	0,041	0,035	0,047	0,048	0,126	0,135	0,129	0,131	0,076	0,090	0,110
Al ^{VI}	0,051	0,036	0,052	0,065	0,048	0,054	0,054	0,027	0,029	0,038	0,031	0,035	0,064	0,048	0,049	0,115	0,115	0,120	0,097	0,058	0,036	0,023
Al ^T	0,113	0,117	0,120	0,131	0,113	0,119	0,156	0,127	0,115	0,154	0,113	0,076	0,099	0,095	0,097	0,241	0,250	0,249	0,229	0,134	0,125	0,133
Ti	0,016	0,013	0,018	0,012	0,010	0,011	0,014	0,014	0,011	0,011	0,004	0,003	0,006	0,005	0,006	0,004	0,004	0,003	0,003	0,011	0,011	0,012
Cr	0,013	0,011	0,013	0,002	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,002	0,000	0,000	0,003	0,008	0,005	0,007	0,010	0,010	0,009	0,000	0,001	0,003
Fe ³⁺	0,000	0,039	0,000	0,015	0,031	0,023	0,057	0,076	0,068	0,089	0,079	0,028	0,002	0,029	0,035	0,047	0,060	0,038	0,071	0,037	0,063	0,094
Fe ²⁺	0,242	0,181	0,216	0,380	0,452	0,391	0,260	0,152	0,229	0,268	0,163	0,205	0,344	0,302	0,292	0,204	0,163	0,272	0,165	0,308	0,478	0,318
Mg	0,780	0,784	0,774	0,611	0,643	0,621	0,668	0,752	0,710	0,737	0,769	0,787	0,694	0,700	0,701	0,726	0,705	0,780	0,716	0,624	0,690	0,629
Ni	0,003	0,001	0,004	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002	0,004	0,002	0,011	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,001	0,004	0,006	0,010	0,010	0,014	0,008	0,010	0,013	0,009	0,001	0,004	0,009	0,008	0,009	0,013	0,011	0,013	0,009	0,011	0,009	0,011
Ca	0,866	0,901	0,886	0,866	0,770	0,850	0,899	0,932	0,903	0,808	0,904	0,912	0,830	0,852	0,852	0,832	0,874	0,719	0,876	0,914	0,681	0,876
Na	0,028	0,031	0,031	0,038	0,035	0,034	0,038	0,033	0,033	0,032	0,035	0,027	0,047	0,047	0,052	0,052	0,056	0,044	0,052	0,038	0,031	0,034
K	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,004	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000
Total	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
X _{Mg}	0,76	0,81	0,78	0,62	0,59	0,61	0,72	0,83	0,76	0,73	0,83	0,79	0,67	0,70	0,71	0,78	0,81	0,74	0,81	0,67	0,59	0,66

Composition chimique et formule structurale du clinopyroxène des métanorites de l'In Ouzal

Roche N° d'Anal Comm	Inh 13 17 c	Inh 13 18 b	Inh 297 39	Inh 465 56	Inh 465 70 in opx	Inh 629 114	Inh 629 78	Inz 13 16	Inz 13 35	Inz 20 65	Inz 20 56	Bam 9 70	Bam 9 96	Bam 92 56 Pl c	Bam 92 54 Pl c	Bam 92 34 pl exs	Bam 92 14 Pl exol	Bam 92 57 Pl b	Bam 92 58 Pl b	Bam 92 27 Pl exs	Bam 99 122 Pl	Bam 102 25 Iaire	Bam 102 21 Iaire
SiO₂	53,07	49,84	58,37	55,74	55,07	52,65	57,48	56,41	54,30	51,94	46,15	60,66	60,46	53,18	52,16	50,13	50,54	49,64	48,24	46,71	48,17	55,30	53,53
TiO₂	0,00	0,03	0,05	0,02	0,01	0,00	0,00	0,04	0,05	0,01	0,00	24,54	25,59	0,03	0,05	0,02	0,09	0,06	0,05	0,00	0,00	28,89	29,08
Al₂O₃	29,11	26,85	26,78	28,08	28,67	29,99	28,58	27,97	29,49	30,29	34,33	0,00	0,06	30,38	29,59	30,37	31,84	31,52	33,17	32,99	33,47	0,05	0,02
Cr₂O₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,05	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
FeOt	0,11	1,75	0,03	0,09	0,19	0,29	0,05	0,08	0,58	0,16	0,20	0,10	0,03	0,04	0,32	0,09	0,13	0,16	0,20	0,32	0,15	0,02	0,06
MnO	0,06	0,00	0,02	0,07	0,01	0,00	0,14	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,10	0,02	0,00	0,10	0,00	0,00	0,01	0,00	0,11
MgO	0,00	2,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,03	0,00	0,26	0,02	0,00	0,00	0,02	0,02	0,55	0,08	0,00	0,03	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00
NiO	0,00	0,01	0,00	0,12	0,12	0,00	0,00	0,00	0,03	0,05	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,04	0,00	0,13		
CaO	12,24	14,82	8,75	10,04	10,37	12,91	8,61	9,93	11,50	12,98	17,35	5,87	6,77	12,05	12,31	13,21	13,51	14,79	15,97	16,06	15,80	10,82	11,64
Na₂O	4,80	2,96	6,67	5,70	5,38	4,26	5,69	5,30	4,35	4,06	1,45	6,62	7,55	4,33	4,09	3,62	3,25	2,93	2,27	1,99	2,33	5,54	4,89
K₂O	0,11	0,01	0,18	0,27	0,35	0,07	1,08	0,51	0,47	0,14	0,20	2,52	0,29	0,12	0,11	0,26	0,17	0,07	0,08	0,10	0,04	0,16	0,17
TOTAL	99,51	98,28	100,86	100,14	100,24	100,18	101,66	100,40	101,05	99,74	99,68	100,30	100,87	100,17	99,28	97,79	99,57	99,36	100,03	98,18	100,12	100,77	99,50
Si	2,418	2,339	2,592	2,507	2,479	2,385	2,539	2,528	2,433	2,366	2,131	2,709	2,670	2,398	2,383	2,331	2,305	2,280	2,208	2,182	2,202	2,474	2,434
Al	1,563	1,486	1,402	1,489	1,521	1,602	1,488	1,477	1,557	1,626	1,868	1,292	1,332	1,615	1,594	1,665	1,712	1,707	1,790	1,817	1,804	1,523	1,558
Ti	0,000	0,001	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001	0,002	0,001	0,003	0,002	0,002	0,000	0,000	0,002	0,001
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Fe²⁺	0,004	0,069	0,001	0,004	0,007	0,011	0,002	0,003	0,022	0,006	0,008	0,004	0,001	0,001	0,012	0,004	0,005	0,006	0,008	0,013	0,006	0,001	0,002
Mn	0,002	0,000	0,001	0,002	0,001	0,000	0,005	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,004	0,001	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004
Mg	0,000	0,141	0,000	0,001	0,001	0,001	0,002	0,000	0,018	0,002	0,000	0,000	0,001	0,001	0,037	0,006	0,000	0,002	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000
Ni	0,000	0,000	0,000	0,004	0,004	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,002	0,002	0,000	0,005	0,000	0,000
Ca	0,598	0,745	0,416	0,484	0,500	0,627	0,407	0,477	0,552	0,634	0,858	0,281	0,320	0,582	0,603	0,658	0,660	0,728	0,783	0,804	0,774	0,519	0,567
Na	0,424	0,269	0,574	0,497	0,469	0,374	0,487	0,461	0,378	0,359	0,130	0,573	0,646	0,378	0,362	0,326	0,288	0,261	0,202	0,180	0,206	0,480	0,431
K	0,006	0,001	0,010	0,015	0,020	0,004	0,061	0,029	0,027	0,008	0,012	0,143	0,016	0,007	0,007	0,015	0,010	0,004	0,005	0,006	0,002	0,009	0,010
Total	5,02	5,05	5,00	5,00	5,00	5,00	4,99	4,98	4,99	5,00	5,01	5,00	4,99	4,99	5,00	5,01	4,98	5,00	5,00	5,00	5,00	5,01	5,01
X_{An}	0,58	0,73	0,42	0,49	0,52	0,62	0,43	0,49	0,58	0,63	0,86	0,28	0,33	0,60	0,62	0,66	0,69	0,73	0,79	0,81	0,79	0,51	0,56
X_{Alb}	0,41	0,27	0,57	0,50	0,47	0,37	0,51	0,48	0,39	0,36	0,13	0,57	0,66	0,39	0,37	0,33	0,30	0,26	0,20	0,18	0,21	0,48	0,43
X_{Orth}	0,01	0,00	0,01	0,02	0,02	0,00	0,06	0,03	0,03	0,01	0,01	0,14	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01

Composition chimique et formule structurale du plagioclase des métanorites de l'In Ouzal

Roche	Inh 13	Inh 13	Inh 297	Inh 297	Inh 465	Inh 465	Inh 629	Inz 13	Inz 13	Inz 13	Bam 92	Bam 92	Bam 92	Bam 99	Bam 99	Bam 99	Bam102	Bam102	Bam102	Bam102	Bam102
N° d'Analy	24	43	43	45	37	47	117	10	13	172	17	24	40	117	116	117	11	12	13	14	15
Comm	Ilm	Ilm	Mt	Mt	Mt	Mt	Ilm	Ilm	Ilm	Ilm	Magn	Magn exs	magn exs	mt	ilm	ilm	Iaire	Iaire	Iaire	Iaire	Iaire
SiO₂	0,04	0,09	0,04	1,38	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,08	0,10	0,04	0,06	0,10	0,02	0,03	0,00	0,02	0,05	0,02
TiO₂	51,43	53,05	0,06	0,49	0,37	0,06	48,54	48,52	49,25	50,34	3,17	1,09	0,84	0,29	49,66	49,36	49,96	51,14	52,34	50,56	48,84
Al₂O₃	0,00	0,00	0,41	0,78	0,22	0,20	0,00	0,00	0,02	0,00	3,12	2,74	1,55	0,13	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
Cr₂O₃	0,31	0,31	0,25	0,64	0,12	0,04	0,00	0,24	0,10	0,16	7,35	6,91	3,74	1,01	0,08	0,05	0,10	0,00	0,12	0,00	0,11
FeOt	45,84	45,60	94,11	89,23	90,14	91,56	43,90				78,63	78,45	82,62	86,41	46,98	46,74	49,08	50,09	48,76	48,47	50,01
FeO	44,28	45,60	31,77	32,49	30,63	30,67	40,45	42,10	43,09	44,22	32,79	30,20	29,71	29,52	43,72	43,41	43,06	44,78	45,59	44,52	42,45
Fe₂O₃*	1,73	0,00	69,28	63,06	66,14	67,67	3,83	8,32	5,40	4,51	50,95	53,62	58,80	63,22	3,62	3,70	6,69	5,90	3,53	4,39	8,40
MnO	1,67	1,05	0,00	0,05	0,05	0,00	2,89	0,54	0,61	0,41	0,35	0,30	0,28	0,01	0,63	0,60	1,48	0,81	1,19	0,56	0,60
MgO	0,06	0,58	0,00	0,29	0,00	0,02	0,03	0,48	0,32	0,22	0,61	0,35	0,31	0,02	0,19	0,16	0,19	0,18	0,18	0,25	0,33
NiO	0,07	0,03	0,00	0,01	0,11	0,04	0,00	0,00	0,00	0,06	0,40	0,48	0,39	0,14	0,06	0,00					
CaO	0,17	0,00	0,00	0,27	0,00	0,00	0,19	0,00	0,00	0,00	0,12	0,24	0,18	0,07	0,04	0,00	0,07	0,00	0,00	0,01	0,01
Na₂O	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,04	0,03	0,03	0,00	0,00	0,02	0,01	0,04	0,03	0,00	0,00	0,00
K₂O	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
Sum:	99,79	100,70	101,81	99,52	97,64	98,70	96,01	100,37	98,80	99,97	99,09	96,15	96,00	94,47	98,17	97,44	101,61	102,95	102,98	100,34	101,12
Si	0,001	0,002	0,001	0,053	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,004	0,002	0,002	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,979	0,996	0,002	0,014	0,011	0,002	0,961	0,919	0,947	0,956	0,090	0,032	0,025	0,009	0,96	0,96	0,94	0,95	0,97	0,96	0,92
Al	0,000	0,000	0,018	0,035	0,010	0,009	0,000	0,000	0,001	0,000	0,139	0,126	0,072	0,006	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe³⁺	0,033	0,000	1,968	1,811	1,961	1,986	0,076	0,158	0,104	0,086	1,448	1,580	1,751	1,937	0,07	0,07	0,13	0,11	0,07	0,08	0,16
Cr	0,006	0,006	0,007	0,019	0,004	0,001	0,000	0,005	0,002	0,003	0,220	0,214	0,117	0,033	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe²⁺	0,937	0,954	1,003	1,037	1,009	1,000	0,891	0,887	0,921	0,934	1,036	0,989	0,983	1,005	0,94	0,94	0,90	0,92	0,94	0,94	0,89
Mn	0,036	0,022	0,000	0,002	0,002	0,000	0,064	0,012	0,013	0,009	0,011	0,010	0,009	0,000	0,01	0,01	0,03	0,02	0,02	0,01	0,01
Mg	0,002	0,022	0,000	0,016	0,000	0,001	0,001	0,018	0,012	0,008	0,034	0,021	0,018	0,001	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,005	0,000	0,000	0,011	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,005	0,010	0,008	0,003	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002	0,002	0,002	0,000	0,000	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,002	0,001	0,000	0,000	0,003	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,012	0,015	0,012	0,004	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total:	2,00	2,00	3,00	3,00	3,00	3,00	2,00	2,00	2,00	2,00	3,00	3,00	3,00	3,001	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00

Composition chimique et formule structurale de l'ilménite et de la magnétite des métanorites de l'In Ouzal

Ech Analyse Comm	Pyrigarnites sans spinelle et sans quartz															Pyrigarnites sans clinopyroxène et sans quartz								Pyrigarnites à clinopyroxène et sans quartz										à Qtz Am16 63 liaire			
	Inh 508R 63	Inh 508R 73	Inh 508G 96	Inh 508G 89	Inh 587 113	Inh 587 129	Inh 596 21	Inh 596 61	Inh 597 100	Inh 597 78	Bam 101A 75	Bam 103 115	Bam 103 123	Bam 118 61	Bam 118 53	Bam119 71	Bam119 78	Bam 67 194	Bam 67 176	Bam 67 187	Bam 95 13	Bam 95 25	Bam 72 40	Bam 72 44	Bam 72 71	Bam 70 148	Bam 70 145	Bam 70 128	Bam 124 c	Bam 124 /Am	Bam 124 sympl	Bam 124b sympl	Bam 124b b		Bam 124b c	Am16 63	
	c	b	c	b	c	/Pl	c	b	c	/Am	c	c	b	c	b	c	b/Pl	c	b	sympl	Cœur	bord	cœur	b/Pl	Qt en goutt	c	b/plg	Aut spl	43	63	42	19	62		66	liaire	
SiO ₂	38,70	37,85	38,79	36,91	40,14	38,80	38,21	38,16	38,54	38,79	38,10	38,80	38,65	38,40	38,05	38,29	39,95	40,00	40,12	40,61	39,77	39,45	39,53	38,77	39,493	39,72	39,123	40,51	39,61	39,40	37,60	39,79	40,25	37,97			
Al ₂ O ₃	20,30	21,03	22,00	20,71	22,78	22,04	21,54	20,95	21,84	22,06	21,88	19,03	19,18	22,58	22,35	19,93	20,52	22,42	22,71	23,18	22,87	22,45	0,11	0,00	0,06	22,565	22,409	21,796	22,58	22,68	22,34	20,32	22,59	22,52	21,50		
TiO ₂	0,14	0,03	0,19	0,05	0,14	0,08	0,09	0,19	0,05	0,06	0,12	0,05	0,08	0,09	0,07	0,08	0,13	0,00	0,00	0,04	0,06	0,01	22,10	22,72	22,05	0,092	0	0,053	0,10	0,05	0,06	0,09	0,06	0,07	0,14		
Cr ₂ O ₃	0,19	0,13	0,06	0,23	0,12	0,15	0,02	0,10	0,00	0,05	0,00	0,07	0,45	0,02	0,00	0,06	0,09	0,00	0,02	0,03	0,29	0,00	0,00	0,04	0,15	0	0,034	0,018	0,05	0,01	0,00	0,05	0,04	0,00	0,05		
FeOt	21,52	21,52	26,85	24,11	25,66	25,83	26,97	26,71	28,09	26,72	25,46	27,61	22,62	25,31	26,38	29,91	20,06	22,21	22,28	19,97	22,40	20,70	21,84	22,92	22,048	22,354	23,986	20,82	22,34	23,08	22,45	20,88	20,92	29,08			
FeO recalc	22,92	24,04	21,01	25,34	23,41	24,56	24,80	26,12	25,46	27,52	25,02	22,38	24,95	21,49	24,14	24,04	28,41	19,45	21,17	21,91	19,97	22,04	20,70	21,84	22,84	21,67	21,91	23,27	20,23	21,34	22,33	20,63	20,02	20,19	28,63		
Fe ₂ O ₃ recalc	2,35	1,19	0,56	1,68	0,78	1,21	1,15	0,94	1,39	0,64	1,88	3,43	2,95	1,26	1,30	2,60	1,66	0,68	1,15	0,41	0,00	0,40	0,00	0,00	0,09	0,42	0,49	0,80	0,66	1,11	0,83	2,02	0,96	0,80	0,50		
MgO	7,58	5,30	9,31	6,03	9,50	7,70	7,16	5,77	6,90	5,66	7,15	6,25	4,97	9,56	7,45	6,27	3,55	11,51	10,80	10,38	11,09	10,33	1,24	1,38	1,62	9,92	9,701	8,32	10,52	10,06	9,46	9,20	10,78	10,69	3,95		
NiO	0,04	0,00	0,15	0,06	0,02	0,00	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	0,06	0,00	0,00	9,42	9,51	8,39	0	0,014	0,05	0,11	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00		
MnO	0,92	3,52	0,77	1,27	0,60	0,67	0,51	0,72	0,98	0,87	1,33	1,81	1,91	0,99	1,38	2,16	2,37	0,95	1,31	1,18	1,16	1,00	0,00	0,05	0,02	0,549	0,452	0,598	1,23	1,07	1,04	0,97	1,17	1,24	0,92		
CaO	6,84	6,42	6,49	5,91	5,94	6,46	6,32	6,72	6,30	6,57	6,08	6,20	6,52	6,24	6,51	5,21	6,79	5,48	5,23	5,39	5,65	4,90	5,35	5,53	5,59	6,022	6,19	6,314	6,37	6,14	5,72	5,70	6,02	6,11	7,18		
Na ₂ O	0,04	0,00	0,02	0,01	0,03	0,00	0,05	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,04	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,04	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,016	0,057	0,058	0,05	0,01	0,00	0,01	0,05	0,03	0,00		
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	1,02	0,00	0,02	0,00	0,05	0,02	0,00	0,05	0,00	0,023	0	0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
TOTAL	100,12	99,58	99,34	98,22	103,47	101,69	99,85	99,69	101,50	102,21	101,56	98,30	99,86	100,88	101,63	99,41	101,81	100,47	102,42	102,76	101,72	100,89	98,43	100,60	99,59	100,77	100,98	100,40	102,39	102,08	101,27	96,60	101,47	101,91	100,84		
Si	2,994	2,982	2,969	2,938	2,961	2,945	2,960	2,991	2,948	2,967	2,913	3,116	3,073	2,915	2,919	2,991	2,996	2,986	2,956	2,958	3,005	2,988	3,040	2,986	2,983	2,970	2,985	2,988	2,990	2,946	2,966	2,976	2,960	2,983	2,974		
Al ^{IV}	0,006	0,018	0,031	0,062	0,039	0,055	0,040	0,009	0,052	0,033	0,087	0,000	0,000	0,085	0,081	0,009	0,004	0,014	0,044	0,042	0,000	0,012	0,000	0,014	0,017	0,030	0,015	0,012	0,010	0,054	0,034	0,024	0,040	0,017	0,026		
Al ^{VI}	1,846	1,935	1,953	1,882	1,942	1,917	1,927	1,927	1,917	1,957	1,885	1,787	1,791	1,922	1,922	1,838	1,889	1,962	1,935	1,973	1,995	1,977	2,008	2,008	1,983	1,971	1,970	1,950	1,955	1,934	1,950	1,871	1,941	1,951	1,959		
Ti	0,008	0,002	0,011	0,003	0,008	0,005	0,011	0,003	0,004	0,007	0,003	0,005	0,005	0,005	0,004	0,004	0,008	0,000	0,000	0,002	0,003	0,001	0,006	0,000	0,003	0,005	0,000	0,003	0,005	0,003	0,004	0,005	0,003	0,004	0,008		
Cr	0,011	0,008	0,003	0,015	0,007	0,009	0,001	0,006	0,000	0,003	0,000	0,005	0,028	0,001	0,000	0,003	0,005	0,000	0,001	0,002	0,017	0,000	0,000	0,002	0,009	0,000	0,002	0,001	0,003	0,001	0,000	0,003	0,002	0,000	0,003		
Fe ³⁺	0,137	0,071	0,032	0,101	0,043	0,069	0,067	0,055	0,080	0,037	0,108	0,205	0,176	0,072	0,074	0,154	0,098	0,038	0,064	0,023	0,000	0,022	0,000	0,000	0,005	0,024	0,028	0,046	0,037	0,062	0,047	0,121	0,054	0,045	0,030		
Fe ²⁺	1,483	1,584	1,345	1,687	1,444	1,559	1,607	1,712	1,629	1,761	1,600	1,491	1,653	1,355	1,535	1,580	1,860	1,216	1,309	1,351	1,235	1,385	1,334	1,379	1,470	1,363	1,377	1,486	1,249	1,327	1,406	1,365	1,245	1,252	1,875		
Mg	0,875	0,623	1,061	0,716	1,044	0,871	0,827	0,674	0,787	0,645	0,815	0,742	0,587	1,075	0,844	0,734	0,414	1,282	1,189	1,141	1,223	1,156	1,082	1,071	0,962	1,112	1,086	0,947	1,157	1,115	1,061	1,085	1,195	1,181	0,461		
Ni	0,003	0,000	0,009	0,004	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,003	0,001	0,000	0,001	0,003	0,006	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000		
Mn	0,060	0,235	0,050	0,086	0,038	0,043	0,034	0,048	0,064	0,056	0,086	0,122	0,128	0,063	0,089	0,144	0,157	0,060	0,082	0,074	0,073	0,064	0,081	0,088	0,105	0,035	0,029	0,039	0,077	0,067	0,066	0,065	0,074	0,078	0,061		
Ca	0,567	0,542	0,532	0,504	0,469	0,525	0,524	0,565	0,516	0,538	0,498	0,529	0,553	0,504	0,530	0,439	0,569	0,439	0,414	0,426	0,448	0,395	0,442	0,448	0,461	0,485	0,498	0,517	0,504	0,489	0,462	0,483	0,479	0,485	0,603		
Na	0,005	0,000	0,002	0,002	0,004	0,000	0,008	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,007	0,002	0,001	0,001	0,000	0,001	0,006	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,001	0,002	0,008	0,009	0,008	0,001	0,000	0,001	0,007	0,004	0,000		
K	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,002	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,102	0,000	0,002	0,000	0,004	0,001	0,000	0,005	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
S	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
X _{Mg}	0,37	0,28	0,441	0,298	0,420	0,358	0,34	0,28	0,326	0,268	0,338	0,332	0,262	0,442	0,355	0,317	0,182	0,513	0,476	0,458	0,497	0,455	0,448	0,437	0,396	0,449	0,441	0,389	0,481	0,457	0,430	0,443	0,490	0,485	0,197		
Fe ³⁺ /Fe ³⁺ +Fe ²⁺	0,09	0,04	0,024	0,056	0,029	0,043	0,040	0,031	0,047	0,020	0,063	0,121	0,096	0,050	0,046	0,089	0,050	0,031	0,047	0,017	0,000	0,016	0,000	0,000	0,003	0,017	0,020	0,030	0,028	0,045	0,032	0,081	0,041	0,035	0,015		
Alm	0,50	0,53	0,450	0,564	0,482	0,520	0,537	0,571	0,544	0,587	0,533	0,517	0,566	0,452	0,512	0,546	0,620	0,406	0,437	0,452	0,415	0,462	0,454	0,462	0,490	0,455	0,460	0,497	0,418	0,443	0,469	0,455	0,416	0,418	0,625		
Sps	0,02	0,08	0,017	0,029	0,013	0,014	0,011	0,016	0,021	0,019	0,029	0,042	0,044	0,021	0,030	0,050	0,052	0,020	0,027	0,025	0,024	0,021	0,027	0,030	0,035	0,012	0,010	0,013	0,026	0,022							

Ech Analyse Comm	Pyrigarnites sans spinelle et sans quartz														Pyrigarnites sans cpx et sans quartz						Pyrigarnites à spinelle et sans quartz						à quartz Am16 20	
	Inh 508R	Inh 508R	Inh 508R	Inh 508R	Inh 508G	Inh 587	Inh 596	Inh 596	Bam 101A	Bam 103	Bam 118	Bam 118	Bam 118	Bam119	Bam 67	Bam 67	Bam 67	Bam 95	Bam 95	Bam 72	Bam 70	Bam 70	Bam 70	Bam 124	Bam 124	Bam 124		Bam 124b
	7	22	29	50	90	125	73	27	86	47	40	49	78	100	169	170	179	29	28	89	139	133	125	symp	Opxb	Opxc		symp
				c	couronne	c	b/grt	/grt	I	Iaire				c	b	symp	symp	Cœur	opx	c	/Cpxb	symp/Am	40	16	17	30		
SiO ₂	51,95	51,03	51,70	51,22	50,28	50,62	51,14	51,98	51,42	52,34	52,30	51,46	51,01	51,52	51,87	51,48	51,55	51,91	51,83	51,82	51,85	53,00	51,72	50,48	50,72	52,33	50,90	
Al ₂ O ₃	1,47	1,62	1,31	1,61	1,66	52,51	1,92	1,93	2,08	1,55	2,54	2,65	3,10	1,12	5,06	5,25	5,28	5,20	5,28	0,12	4,08	3,47	3,13	4,13	3,43	3,81	2,93	1,00
TiO ₂	0,00	0,06	0,06	0,00	0,13	2,12	0,18	0,09	0,16	0,17	0,07	0,04	0,15	0,09	0,17	0,02	0,05	0,04	0,07	3,62	0,10	0,03	0,01	0,10	0,00	0,06	0,03	0,10
Cr ₂ O ₃	0,00	0,08	0,10	0,05	0,06	0,04	0,00	0,01	0,09	0,17	0,10	0,06	0,00	0,00	0,00	0,14	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,04	0,05	0,03	0,00	0,00
FeO	25,68	24,23	25,12	22,72	23,84	24,25	25,74	23,25	24,15	29,27	22,82	21,50	17,77	31,22	17,25	16,85	15,44	15,41	15,87	19,17	20,20	18,36	18,04	16,26	16,18	17,70	16,26	31,45
Fe ₂ O ₃	0,00	0,39	0,00	1,01	1,71	1,48	1,33	2,31	0,74	0,00	1,19	1,58	3,45	0,00	0,00	0,00	2,91	2,85	2,64	0,00	0,36	1,79	0,24	1,90	2,09	1,13	0,94	0,00
MnO	1,23	1,22	0,98	0,84	0,48	0,34	0,29	0,15	0,44	0,63	0,36	0,48	0,41	1,10	0,20	0,25	0,23	0,19	0,50	0,40	0,13	0,15	0,16	0,20	0,22	0,15	0,23	0,24
MgO	19,25	19,62	19,63	20,82	19,45	21,13	19,06	20,83	20,83	16,03	21,79	22,40	23,88	15,71	24,03	24,86	25,43	25,48	25,37	22,75	23,14	24,03	25,01	25,28	24,32	23,71	25,59	15,71
NiO	0,00	0,00	0,16	0,00	0,13	0,00	0,00	0,11							0,05	0,09	0,09			0,21	0,07	0,12	0,10	0,04	0,09	0,00	0,17	
CaO	0,37	0,45	0,40	0,35	0,70	0,38	0,53	0,37	0,38	0,68	0,49	0,40	0,41	0,51	0,81	0,38	0,29	0,40	0,35	0,42	0,32	0,34	0,35	0,28	0,33	0,39	0,19	0,62
Na ₂ O	0,05	0,00	0,01	0,00	0,05	0,02	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,03	0,02	0,00	0,04	0,00	0,03	0,02	0,00	0,02	0,02	0,02	0,03
K ₂ O	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,04	0,14	0,01	0,01	0,00	0,00	0,03	0,03	0,04	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	100,05	98,77	99,55	98,75	98,48	102,27	99,67	100,22	100,86	99,90	101,70	101,45	100,76	100,77	99,12	99,69	101,23	101,22	102,02	98,59	100,21	100,18	100,05	99,97	97,21	97,71	98,69	100,05
Si	1,970	1,955	1,968	1,949	1,935	1,933	1,933	1,923	1,939	1,994	1,925	1,920	1,884	1,973	1,891	1,886	1,849	1,851	1,852	1,934	1,904	1,900	1,930	1,882	1,895	1,899	1,923	1,981
Al ^{IV}	0,030	0,045	0,032	0,051	0,065	0,067	0,067	0,077	0,061	0,006	0,075	0,080	0,116	0,027	0,109	0,114	0,151	0,149	0,148	0,066	0,096	0,100	0,070	0,118	0,105	0,101	0,077	0,019
Al ^{VI}	0,036	0,028	0,027	0,021	0,010	0,025	0,019	0,009	0,030	0,065	0,035	0,035	0,018	0,024	0,110	0,111	0,072	0,071	0,074	0,093	0,081	0,050	0,064	0,059	0,047	0,067	0,051	0,027
Al ^T	0,066	0,073	0,059	0,072	0,075	0,092	0,087	0,086	0,091	0,071	0,110	0,114	0,134	0,051	0,219	0,225	0,223	0,220	0,222	0,159	0,177	0,150	0,134	0,177	0,152	0,168	0,127	0,046
Ti	0,000	0,002	0,002	0,000	0,004	0,001	0,005	0,002	0,004	0,005	0,002	0,001	0,004	0,003	0,005	0,000	0,001	0,001	0,002	0,003	0,003	0,001	0,000	0,003	0,000	0,002	0,001	0,003
Cr	0,000	0,003	0,003	0,001	0,002	0,001	0,000	0,000	0,003	0,005	0,003	0,002	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000
Fe ³⁺	0,000	0,011	0,000	0,029	0,049	0,041	0,038	0,065	0,021	0,000	0,033	0,044	0,095	0,000	0,000	0,000	0,079	0,077	0,071	0,000	0,010	0,049	0,007	0,052	0,059	0,032	0,026	0,000
Fe ²⁺	0,815	0,776	0,799	0,723	0,767	0,747	0,822	0,731	0,753	0,949	0,702	0,660	0,544	1,010	0,530	0,512	0,464	0,463	0,474	0,598	0,621	0,563	0,549	0,495	0,508	0,554	0,500	1,023
Mg	1,088	1,120	1,114	1,181	1,115	1,159	1,085	1,167	1,158	0,927	1,194	1,226	1,303	0,906	1,314	1,347	1,361	1,363	1,349	1,265	1,267	1,312	1,357	1,371	1,360	1,323	1,402	0,911
Ni	0,000	0,000	0,005	0,000	0,004	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002	0,003	0,000	0,000	0,006	0,002	0,004	0,003	0,001	0,003	0,000	0,005	0,000
Mn	0,040	0,040	0,032	0,027	0,016	0,010	0,009	0,005	0,014	0,021	0,011	0,015	0,013	0,036	0,006	0,008	0,007	0,006	0,015	0,013	0,004	0,005	0,005	0,006	0,007	0,005	0,007	0,008
Ca	0,015	0,018	0,016	0,014	0,029	0,015	0,022	0,015	0,015	0,028	0,019	0,016	0,016	0,021	0,032	0,015	0,011	0,015	0,013	0,017	0,013	0,013	0,014	0,011	0,013	0,016	0,008	0,026
Na	0,004	0,000	0,000	0,000	0,004	0,001	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,002	0,001	0,000	0,003	0,000	0,002	0,001	0,000	0,002	0,002	0,001	0,002
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,002	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
X _{Mg}	0,57	0,59	0,58	0,62	0,59	0,61	0,57	0,61	0,61	0,49	0,63	0,65	0,71	0,47	0,71	0,72	0,75	0,75	0,74	0,68	0,67	0,70	0,71	0,73	0,73	0,70	0,74	0,47

Composition chimique et formule structurale de l'orthopyroxène des pyrigarnites de l'In Ouzal

Ech Analyse Comm	Pyrigarnites sans spinelle et sans quartz																	Pyrigarnites à Cpx sans quartz					à quartz			
	Inh 508R	Inh 508R	Inh 508G	Inh 508G	Inh 587	Inh 587	Inh 587	Inh 596	Inh 596	Bam 101A	Bam 101A	Bam 103	Bam 103	Bam 103	Bam 118	Bam 118	Bam119	Bam119	Bam 70	Bam 70	Bam 70	Bam 124	Bam 124b	Am16	Am16	
	81	3	7	86	108	115	118	1	65	90	91	48	50	89	26	30	93	103	150	112	149	coeur	gross cpx	18	61	
					c	b	in Am	c	b			I	à exsol	inPl	laire	laire			c in Am	/opx	/Am	32	14			
SiO ₂	51,11	51,14	50,02	49,94	50,50	50,64	51,83	49,37	50,26	49,60	49,27	51,23	52,14	52,00	50,22	50,90	51,08	50,36	50,43	49,18	50,22	50,41	49,31	51,78	51,45	
Al ₂ O ₃	3,18	1,69	4,21	4,25	5,04	5,54	6,05	5,44	4,59	4,32	4,53	2,83	2,33	2,54	4,91	5,12	2,83	2,61	5,63	5,99	5,58	5,67	5,73	1,82	1,75	
TiO ₂	0,33	0,14	0,66	0,68	0,67	0,77	0,87	0,85	0,80	0,55	0,60	0,43	0,35	0,45	0,53	0,54	0,36	0,33	0,29	0,43	0,32	0,54	0,60	0,24	0,28	
Cr ₂ O ₃	0,02	0,12	0,12	0,09	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,15	0,09	0,24	0,29	0,11	0,08	0,00	0,00	0,01	0,06	0,00	0,05	0,00	0,05	0,10	0,00	
FeO	8,68	6,11	8,08	9,23	8,46	6,14	7,48	8,10	8,19	7,92	8,15	10,50	10,84	9,11	5,45	7,37	13,10	11,96	11,10	5,60	6,53	4,72	6,70	12,55	11,58	
Fe ₂ O ₃	0,89	4,41	0,25	1,25	2,13	2,69	1,18	2,42	1,71	3,47	3,54	0,00	0,00	0,78	2,78	2,37	0,45	1,21	0,43	3,02	2,63	1,52	1,72	0,00	1,37	
MnO	0,36	0,44	0,14	0,38	0,10	0,08	0,10	0,09	0,15	0,32	0,13	0,38	0,40	0,42	0,29	0,25	0,39	0,49	0,16	0,07	0,12	0,11	0,21	0,19	0,16	
MgO	12,82	13,61	12,03	12,35	12,57	14,15	13,73	11,62	12,14	11,60	11,57	11,54	11,42	12,49	12,66	12,79	10,91	10,47	13,39	12,07	12,59	13,38	13,14	11,28	11,40	
NiO	0,03	0,00	0,07	0,15	0,01	0,05	0,02	0,07	0,00										0,06	0,15	0,02	0,04	0,00			
CaO	21,57	22,62	22,50	20,06	21,11	21,60	21,51	21,96	22,64	22,31	22,30	21,34	21,45	22,23	22,34	21,70	20,61	21,30	17,46	21,54	20,86	22,79	20,62	20,66	22,00	
Na ₂ O	0,39	0,32	0,40	0,58	0,64	0,44	0,67	0,59	0,40	0,49	0,42	0,55	0,44	0,46	0,78	0,67	0,42	0,45	0,65	0,91	0,97	0,62	0,58	0,39	0,33	
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,05	0,06	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	
TOTAL	99,38	100,60	98,48	99,02	101,22	102,13	103,43	100,50	100,87	100,74	100,60	99,03	99,71	100,64	100,04	101,72	100,18	99,18	99,66	98,97	99,88	99,80	98,68	99,01	100,32	
Si	1,921	1,907	1,896	1,889	1,865	1,839	1,856	1,844	1,868	1,856	1,847	1,946	1,973	1,937	1,865	1,866	1,936	1,931	1,884	1,846	1,866	1,862	1,853	1,981	1,946	
Al ^{IV}	0,079	0,074	0,104	0,111	0,135	0,161	0,144	0,156	0,132	0,144	0,153	0,054	0,027	0,063	0,135	0,134	0,064	0,069	0,116	0,154	0,134	0,138	0,147	0,019	0,054	
Al ^{VI}	0,062	0,000	0,085	0,079	0,085	0,076	0,112	0,083	0,069	0,047	0,047	0,073	0,077	0,049	0,081	0,087	0,063	0,049	0,132	0,111	0,111	0,109	0,107	0,063	0,024	
Al ^T	0,141	0,074	0,188	0,190	0,219	0,237	0,255	0,239	0,201	0,191	0,200	0,127	0,104	0,112	0,215	0,221	0,126	0,118	0,248	0,265	0,245	0,247	0,254	0,082	0,078	
Ti	0,009	0,004	0,019	0,019	0,019	0,021	0,023	0,024	0,022	0,016	0,017	0,012	0,010	0,012	0,015	0,015	0,010	0,009	0,008	0,008	0,012	0,009	0,015	0,017	0,007	0,008
Cr	0,001	0,003	0,004	0,003	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,005	0,003	0,007	0,009	0,003	0,002	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,001	0,000	0,002	0,003	0,000	
Fe ³⁺	0,025	0,124	0,007	0,036	0,059	0,074	0,032	0,068	0,048	0,098	0,100	0,000	0,000	0,022	0,078	0,066	0,013	0,035	0,012	0,085	0,074	0,042	0,049	0,000	0,039	
Fe ²⁺	0,273	0,190	0,256	0,292	0,261	0,187	0,224	0,253	0,255	0,248	0,256	0,334	0,343	0,284	0,169	0,226	0,415	0,384	0,347	0,176	0,203	0,146	0,210	0,402	0,366	
Mg	0,719	0,756	0,680	0,697	0,692	0,766	0,733	0,646	0,672	0,647	0,647	0,653	0,644	0,693	0,701	0,699	0,617	0,598	0,745	0,675	0,697	0,737	0,735	0,643	0,642	
Ni	0,001	0,000	0,002	0,005	0,000	0,002	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,005	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	
Mn	0,011	0,014	0,004	0,012	0,003	0,002	0,003	0,003	0,005	0,010	0,004	0,012	0,013	0,013	0,009	0,008	0,013	0,016	0,005	0,002	0,004	0,003	0,007	0,006	0,005	
Ca	0,869	0,904	0,914	0,813	0,835	0,840	0,825	0,879	0,902	0,894	0,896	0,869	0,870	0,887	0,889	0,852	0,837	0,875	0,699	0,867	0,831	0,902	0,830	0,847	0,891	
Na	0,028	0,023	0,029	0,042	0,046	0,031	0,047	0,042	0,029	0,036	0,031	0,040	0,032	0,033	0,056	0,047	0,031	0,034	0,047	0,066	0,070	0,044	0,042	0,029	0,024	
K	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002	0,003	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	
Total	4,14	4,07	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	
X _{Mg}	0,72	0,80	0,726	0,705	0,683	0,747	0,741	0,668	0,690	0,652	0,645	0,66	0,65	0,69	0,74	0,71	0,590	0,588	0,682	0,793	0,774	0,835	0,778	0,616	0,637	

Composition chimique et formule structurale du clinopyroxène des pyrigarnites de l'In Ouzal

Roche N° d'Analyse Comm	Pyrigarnites sans spinelle et sans quartz														Pyrigarnite à spinelle sans Qtz				Pyrigarnites sans Cpx et sans Qtz						à Qtz		
	Inh 508-2 84	Inh 508-2 95	Inh 587 117 c	Inh 587 119	Inh 596 50 c	Inh 596 5 b	Inh 597 53 c	Inh 597 117 /Opx	Bam 101A 97	Bam 101A 98	Bam 103 100	Bam 103 105	Bam 118 31 laire	Bam 118 46 sympl	Bam 119 82	Bam 119 107	Bam 70 108 c	Bam 70 109 b	Bam 124 41 sympl	Bam 124 35 Gros am	Bam 67 180 sympl	Bam 95 38 xssol in Op.	Bam 95 55 laire	Bam 72 57 Hb	Bam 72 66 Hb	Bam 72 75 sympl	Am.16 33
SiO ₂	40,31	42,11	49,88	49,92	40,42	41,34	40,71	41,77	40,13	40,63	39,51	40,96	40,76	41,22	40,13	39,57	39,50	39,59	42,26	41,56	40,13	39,55	38,85	39,46	40,09	38,98	36,24
TiO ₂	2,79	2,78	0,81	0,67	3,36	2,01	3,31	2,10	2,39	2,45	2,31	2,19	2,61	2,59	2,95	2,74	2,09	1,94	0,94	1,33	1,62	1,48	1,58	2,64	2,54	2,87	2,41
Al ₂ O ₃	13,29	13,37	6,31	5,29	13,76	13,70	13,47	14,19	13,52	13,46	12,64	11,73	13,18	13,85	12,24	12,89	14,93	14,15	15,54	13,87	15,65	15,93	15,86	14,50	14,32	13,75	13,36
Cr ₂ O ₃	0,25	0,06	0,05	0,01	0,00	0,00	0,13	0,14	0,04	0,00	0,47	0,38	0,00	0,01	0,12	0,00	0,04	0,04	0,00	0,13	0,11	0,03	0,05	0,04	0,16	0,00	0,05
FeO	9,72	6,35	13,28	13,00	12,43	10,00	12,24	8,52	12,69	13,62	17,01	14,39	10,76	9,38	17,55	19,73	12,13	10,08	2,22	4,87	9,40	7,76	9,16	11,67	12,25	10,29	22,01
Fe ₂ O ₃ *	1,77	1,48	1,43	2,78	2,49	5,45	1,93	4,52	3,53	2,16	0,00	0,97	3,10	4,08	0,00	0,00	1,42	4,45	7,43	6,27	2,14	5,99	4,31	0,00	0,00	0,00	0,32
MnO	0,12	0,05	0,18	0,24	0,05	0,06	0,00	0,18	0,12	0,00	0,14	0,22	0,05	0,15	0,10	0,16	0,06	0,21	0,03	0,05	0,14	0,15	0,14	0,19	0,00	0,00	0,25
MgO	12,62	14,84	14,78	14,44	10,99	11,72	11,30	12,53	10,21	10,16	8,35	9,95	12,11	11,97	8,92	7,13	10,87	11,27	15,10	13,54	12,07	11,54	11,32	10,95	10,91	10,93	4,53
NiO	0,04	0,25	0,08	0,08			0,02																0,21	0,18	0,16		
CaO	11,58	11,83	14,31	14,14	11,56	11,44	11,44	11,33	11,70	11,81	11,56	11,34	11,75	11,47	11,80	11,69	11,59	11,51	11,48	10,94	11,59	11,43	11,36	11,39	11,54	11,45	11,40
Na ₂ O	2,23	1,92	1,00	0,61	2,85	2,78	3,22	3,20	1,70	1,52	1,21	1,31	2,44	2,00	1,31	1,49	2,22	2,12	2,96	2,68	2,48	2,03	2,08	1,76	1,67	1,59	0,77
K ₂ O	1,72	1,75	0,00	0,01	0,70	0,82	0,30	0,26	1,74	1,93	2,57	2,44	1,32	1,44	2,87	2,40	2,03	1,68	0,16	0,40	1,64	1,68	2,28	2,30	2,49	2,32	3,27
F	1,55	1,11	0,08	0,08	0,97	1,00	0,65	1,22			0,34	0,63			0,55	0,52	0,64	0,68	0,07	0,61	0,05		0,36	0,44	0,42		
Cl	0,08	0,09	0,01	0,01	0,15	0,14	0,00	0,04	0,19	0,20	1,11	1,08	0,30	0,23	0,86	0,78	0,66	0,66	0,66	0,12	0,75	1,03	1,03	0,57	0,59	0,49	4,00
O=F,Cl	0,67	0,49	0,04	0,04	0,44	0,45	0,27	0,52	0,04	0,04	0,39	0,51	0,07	0,05	0,43	0,40	0,42	0,44	0,18	0,28	0,19	0,23	0,23	0,28	0,32	0,29	0,90
Total	100,07	100,04	104,32	103,37	101,75	102,50	100,73	102,06	99,95	100,00	99,14	99,53	100,41	100,43	101,40	101,11	100,16	100,37	100,94	98,37	99,77	100,73	100,01	98,00	99,23	95,46	100,43
Si	6,046	6,165	7,018	7,097	5,980	6,040	6,033	6,065	6,032	6,102	6,165	6,300	6,043	6,061	6,140	6,114	5,959	5,950	6,021	6,138	5,965	5,850	5,827	6,036	6,073	6,083	5,930
Al ^{IV}	1,954	1,835	0,982	0,887	2,020	1,960	1,967	1,935	1,968	1,898	1,835	1,700	1,957	1,939	1,860	1,886	2,041	2,050	1,979	1,862	2,035	2,150	2,173	1,964	1,927	1,917	2,070
Al ^{VI}	0,395	0,471	0,065	0,000	0,380	0,399	0,385	0,493	0,427	0,486	0,490	0,427	0,346	0,462	0,348	0,461	0,614	0,456	0,629	0,552	0,707	0,628	0,631	0,651	0,630	0,612	0,507
Ti	0,315	0,307	0,086	0,072	0,374	0,221	0,369	0,229	0,270	0,277	0,271	0,254	0,291	0,286	0,339	0,319	0,237	0,219	0,100	0,147	0,181	0,165	0,178	0,304	0,289	0,336	0,297
Cr	0,029	0,007	0,006	0,001	0,000	0,000	0,016	0,016	0,004	0,000	0,058	0,047	0,000	0,001	0,015	0,000	0,004	0,005	0,000	0,015	0,013	0,003	0,006	0,004	0,020	0,000	0,006
Fe ³⁺	0,200	0,163	0,152	0,297	0,277	0,599	0,215	0,494	0,399	0,245	0,000	0,112	0,345	0,451	0,000	0,001	0,161	0,503	0,797	0,697	0,239	0,666	0,486	0,000	0,000	0,000	0,039
Mg	2,821	3,239	3,100	3,062	2,423	2,552	2,496	2,711	2,289	2,275	1,942	2,281	2,677	2,625	2,036	1,642	2,445	2,524	3,207	2,980	2,675	2,545	2,531	2,497	2,464	2,543	1,105
Fe ²⁺	1,220	0,777	1,562	1,546	1,539	1,221	1,517	1,034	1,596	1,711	2,219	1,851	1,334	1,153	2,246	2,549	1,531	1,266	0,264	0,602	1,168	0,961	1,149	1,493	1,551	1,343	3,011
Mn	0,015	0,006	0,021	0,029	0,007	0,008	0,000	0,022	0,015	0,000	0,019	0,029	0,007	0,019	0,012	0,021	0,008	0,027	0,003	0,006	0,017	0,019	0,017	0,025	0,000	0,000	0,035
Ni	0,005	0,030	0,009	0,009	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,026	0,022	0,020	0,000
Ca	1,860	1,855	2,157	2,154	1,833	1,791	1,816	1,762	1,884	1,900	1,932	1,869	1,866	1,807	1,935	1,934	1,874	1,854	1,753	1,731	1,845	1,812	1,825	1,866	1,873	1,914	1,999
Na	0,650	0,544	0,273	0,167	0,817	0,786	0,925	0,901	0,495	0,443	0,367	0,389	0,703	0,569	0,387	0,446	0,649	0,619	0,819	0,766	0,714	0,581	0,605	0,521	0,492	0,480	0,244
K	0,329	0,327	0,000	0,001	0,131	0,153	0,057	0,049	0,334	0,370	0,512	0,479	0,250	0,269	0,561	0,473	0,391	0,322	0,028	0,074	0,310	0,317	0,436	0,448	0,482	0,462	0,683
F	0,735	0,515	0,034	0,036	0,456	0,463	0,303	0,559	0,000	0,000	0,166	0,306	0,000	0,000	0,268	0,254	0,305	0,324	0,032	0,287	0,023	0,000	0,000	0,173	0,210	0,206	0,000
Cl	0,020	0,021	0,003	0,002	0,038	0,033	0,001	0,010	0,048	0,050	0,294	0,282	0,076	0,056	0,223	0,205	0,167	0,169	0,160	0,029	0,188	0,258	0,261	0,149	0,151	0,130	1,109
Total	15,84	15,73	15,43	15,32	15,78	15,73	15,80	15,71	15,71	15,71	15,81	15,74	15,82	15,65	15,88	15,85	15,91	15,79	15,60	15,57	15,87	15,71	15,87	15,83	15,85	15,86	15,93
X _{Mg}	0,70	0,81	0,66	0,66	0,61	0,68	0,62	0,72	0,59	0,57	0,47	0,55	0,67	0,69	0,48	0,39	0,61	0,67	0,92	0,83	0,70	0,73	0,69	0,63	0,61	0,65	0,27

Composition chimique et formule structurale de l'amphibole des pyrigarnites de l'In Ouzal

Ech Analyse Comm	Pyrigarnites sans Cpx et sans Qtz				Pyrigarnites à Cpx sans quartz								
	Bam 67	Bam 67	Bam 95	Bam 95	Bam 70	Bam 70	Bam 70	Bam 124	Bam 124	Bam 124	Bam 124	Bam 124	Bam 124
	172	173	23	26	123	127	116	57	51	23	43	44	84
		/grt	/grt	sympl	sympl	Sy mpl/Pl	in Grt	Sy mpl	Sy mpl	Sy mpl	Sy mpl	Sy mpl	Sy mpl
SiO ₂	0,04	0,00	0,04	0,00	0,02	0,08	0,01	0,00	0,00	3,23	0,01	0,02	0,09
TiO ₂	0,02	0,02	0,00	0,00	0,03	0,04	0,07	0,12	0,05	0,15	0,02	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	60,60	62,71	62,39	61,74	60,63	59,72	59,10	63,86	63,79	55,23	61,10	62,04	59,80
Cr ₂ O ₃	1,16	1,04	1,09	1,27	0,78	0,96	1,77	0,28	0,19	0,32	0,58	0,47	0,23
NiO	0,09	0,13			0,39	0,43	0,57	0,31	0,34	0,35	0,20	0,31	0,48
FeOt	26,34	23,94	24,53	26,10	25,08	26,71	28,04	22,35	24,35	24,01	23,94	23,92	24,39
MnO	0,05	0,21	0,00	0,10	0,00	0,03	0,07	0,19	0,11	0,06	0,00	0,07	0,04
MgO	12,76	13,00	12,90	13,47	11,17	11,69	9,61	13,62	12,42	11,90	12,91	12,31	12,58
CaO	0,05	0,00	0,00	0,01	0,05	0,04	0,13	0,04	0,06	0,78	0,00	0,06	0,04
ZnO	0,19	0,25	0,31	0,07	1,12	1,23	1,42	0,27	0,22	0,43	0,22	0,40	0,19
TOTAL	101,30	101,31	101,26	102,77	99,28	100,91	100,80	101,04	101,53	96,45	98,98	99,59	97,83
Si	0,009	0,000	0,009	0,001	0,005	0,016	0,003	0,000	0,000	0,713	0,003	0,004	0,020
Ti	0,004	0,004	0,000	0,001	0,005	0,007	0,011	0,018	0,008	0,024	0,003	0,000	0,000
Al	15,049	15,449	15,425	15,076	15,370	14,947	14,989	15,608	15,636	14,391	15,375	15,526	15,202
Cr	0,193	0,173	0,180	0,208	0,133	0,161	0,302	0,046	0,031	0,057	0,097	0,078	0,039
Ni	0,047	0,064	0,000	0,000	0,203	0,218	0,296	0,154	0,173	0,188	0,103	0,158	0,248
Fe ²⁺	3,908	3,813	3,927	3,809	4,036	3,896	4,365	3,567	3,917	4,362	3,758	3,861	3,679
Fe ³⁺	0,733	0,371	0,376	0,713	0,476	0,847	0,682	0,310	0,318	0,077	0,517	0,387	0,719
Mn	0,009	0,037	0,000	0,018	0,000	0,004	0,013	0,033	0,019	0,011	0,000	0,013	0,008
Mg	4,008	4,051	4,034	4,161	3,583	3,703	3,083	4,213	3,852	3,923	4,109	3,897	4,046
Ca	0,011	0,000	0,000	0,003	0,011	0,009	0,031	0,010	0,013	0,184	0,000	0,013	0,009
Zn	0,029	0,039	0,048	0,011	0,177	0,192	0,225	0,041	0,034	0,070	0,035	0,063	0,030
TOTAL	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000
Cr/Cr+Al	0,013	0,011	0,012	0,014	0,009	0,011	0,020	0,003	0,002	0,004	0,006	0,005	0,003
XMg	0,506	0,515	0,507	0,522	0,470	0,487	0,414	0,541	0,496	0,474	0,522	0,502	0,524
XFe ³⁺	0,158	0,089	0,087	0,158	0,106	0,179	0,135	0,080	0,075	0,017	0,121	0,091	0,164

Composition chimique et formule structurale du spinelle des pyrigarnites de l'In Ouzal

Ech Analyse Comm	Pyrigarnites sans spinelle et sans Qtz															Pyrigarnites sans Cpx et sans Qtz					Pyrigarnites sans quartz					à quartz				
	Inh 508R	Inh 508G	Inh 587	Inh 587	Inh 596	Inh 596	Inh 597	Inh 597	Bam 101A	Bam103	Bam103	Bam103	Bam 118	Bam 118	Bam119	Bam119	Bam 67	Bam 95	Bam 72	Bam 72	Bam 72	Bam 70	Bam 70	Bam 70	Bam 124	Bam 124	Bam 124	Am16	Am16	
	37	2	127	128	40	54	58	59	64	91	51	57	51	77	80	86	186	52	45	77	82	162	146	115	29	30	45	22	30	
	c	c	/grt	c	b	c	/Am	/cpc	exsol	c	b	sympl	sympl	Pl	Plb	Pl	c	b/grt	sympl	ncl c in cpacl	b in cp	/Grt								
SiO ₂	46,29	54,81	53,30	48,02	53,81	46,32	53,34	48,76	46,20	51,52	55,31	56,02	49,33	47,38	51,43	56,99	47,03	47,53	49,87	49,51	55,46	48,10	48,45	47,29	53,39	47,50	43,78	42,56	42,81	
Al ₂ O ₃	34,75	28,17	30,81	34,33	29,62	35,03	29,43	32,31	34,33	23,38	27,32	28,16	31,68	33,14	29,70	27,57	34,85	33,41	0,00	0,06	0,03	31,81	32,79	33,74	30,15	33,87	35,86	31,25	32,53	
TiO ₂	0,03	0,03	0,04	0,00	0,05	0,04	0,00	0,03	0,01	0,09	0,00	0,01	0,03	0,03	0,04	0,05	0,00	0,01	31,80	31,76	28,49	0,06	0,00	0,03	0,03	0,00	0,07	0,00	0,06	
Cr ₂ O ₃	0,00	0,08	0,00	0,00	0,02	0,07	0,00	0,00	0,01	0,00	0,04	0,00	0,00	0,02	0,07	0,00	0,06	0,00	0,04	0,08	0,01	0,05	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
FeO	0,07	0,05	0,05	0,11	0,10	0,18	0,06	0,17	0,12	5,66	0,19	0,06	0,00	0,23	0,37	0,00	0,02	0,10	0,14	0,10	0,00	0,13	0,17	0,13	0,10	0,02	0,37	2,72	0,86	
MnO	0,04	0,06	0,01	0,00	0,00	0,02	0,06	0,00	0,01	0,20	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,04	0,00	0,05	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,05	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,11	5,06	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,02	0,06	0,00	
NiO	0,00	0,00	0,01	0,00	0,05	0,08	0,00	0,04		0,00	0,00	0,00					0,04		0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,10	0,03	0,02			
CaO	17,67	10,37	12,43	16,41	11,84	17,63	11,74	15,81	17,63	14,47	11,12	10,45	14,83	17,07	14,14	9,80	17,67	17,13	14,45	14,57	10,52	15,47	15,54	17,10	12,07	16,67	19,25	22,29	22,15	
Na ₂ O	1,39	5,63	4,90	2,39	5,05	1,65	4,90	2,67	1,49	1,25	5,27	5,62	3,06	1,92	3,48	5,83	1,68	1,93	3,11	2,94	5,10	2,88	2,57	1,92	4,71	2,09	0,76	0,26	1,32	
K ₂ O	0,00	0,11	0,02	0,02	0,08	0,02	0,04	0,01	0,01	0,33	0,10	0,34	0,04	0,00	0,07	0,18	0,00	0,04	0,11	0,11	0,33	0,10	0,01	0,04	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00	
TOTAL	100,24	99,32	101,56	101,29	100,61	101,06	99,57	99,82	99,91	101,94	99,33	100,67	98,96	99,82	99,32	100,49	101,37	100,20	99,60	99,14	99,94	98,60	99,58	100,41	100,54	100,21	100,14	99,19	99,76	
Si	2,123	2,487	2,378	2,173	2,421	2,112	2,422	2,236	2,127	2,370	2,511	2,507	2,273	2,181	2,359	2,545	2,133	2,178	2,283	2,276	2,496	2,236	2,224	2,165	2,402	2,173	2,027	2,040	2,026	
Al	1,878	1,507	1,621	1,832	1,571	1,882	1,576	1,747	1,863	1,268	1,462	1,486	1,721	1,798	1,606	1,452	1,863	1,806	1,716	1,722	1,511	1,743	1,775	1,821	1,599	1,827	1,957	1,766	1,815	
Ti	0,001	0,001	0,001	0,000	0,002	0,001	0,000	0,001	0,000	0,003	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,002	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001	0,002	0,000	0,000	0,001	0,001	0,002	0,000	0,002	
Cr	0,000	0,003	0,000	0,000	0,001	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,003	0,000	0,002	0,000	0,001	0,003	0,000	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
Fe ²⁺	0,003	0,002	0,002	0,004	0,004	0,007	0,002	0,007	0,005	0,218	0,007	0,002	0,000	0,009	0,014	0,000	0,001	0,004	0,005	0,004	0,000	0,005	0,006	0,005	0,004	0,001	0,014	0,109	0,034	
Mn	0,002	0,002	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	0,008	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,002	0,000	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	0,002	0,000	
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,007	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,004	0,000
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,003	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,003	0,001	0,001		
Ca	0,868	0,504	0,594	0,796	0,571	0,861	0,571	0,777	0,870	0,713	0,541	0,501	0,732	0,842	0,695	0,469	0,858	0,841	0,709	0,718	0,507	0,770	0,764	0,839	0,582	0,817	0,955	1,145	1,123	
Na	0,124	0,496	0,424	0,210	0,440	0,146	0,432	0,238	0,133	0,111	0,464	0,488	0,273	0,172	0,310	0,505	0,148	0,172	0,276	0,262	0,445	0,260	0,229	0,170	0,411	0,185	0,068	0,024	0,121	
K	0,000	0,007	0,001	0,001	0,005	0,001	0,002	0,001	0,001	0,019	0,006	0,019	0,002	0,000	0,004	0,010	0,000	0,002	0,007	0,006	0,019	0,006	0,001	0,002	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	
Total	5,00	5,01	5,02	5,02	5,01	5,02	5,01	5,01	5,01	5,06	4,99	5,00	5,00	5,00	4,99	4,99	5,01	5,01	5,00	4,99	4,98	5,02	5,00	5,01	5,00	5,01	5,03	5,09	5,12	
X _{An}	0,88	0,50	0,58	0,79	0,56	0,86	0,57	0,77	0,87	0,85	0,54	0,50	0,73	0,83	0,69	0,48	0,85	0,83	0,72	0,73	0,52	0,74	0,77	0,83	0,59	0,82	0,93	97,90	90,30	
X _{Alb}	0,13	0,49	0,42	0,21	0,43	0,14	0,43	0,23	0,13	0,13	0,46	0,48	0,27	0,17	0,31	0,51	0,15	0,17	0,28	0,27	0,46	0,25	0,23	0,17	0,41	0,18	0,07	2,10	9,70	
X _{Orth}	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	

Composition chimique et formule structurale du plagioclase des pyrigarnites de l'In Ouzal

Annexe 2:
Compositions Chimiques en
éléments majeurs traces et en
isotopes Rb-Sr et Sm-Nd
des roches basiques et
ultrabasiques de l'In Ouzzal

Protolithes	Ech	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2s	ISr 0	ISr 2000 Ma	ISr 2650 Ma	ISr 3200 Ma
Cumulat	Inh 260	1,62	7,5	0,6260	0,722793	0,000007	0,722793	0,704760	0,698788	0,693692
Komatiite	Inh 474	6,5	12,5	1,5100	0,764647	0,000011	0,764647	0,721148	0,706742	0,694449
Komatiite	Inh 477	22,3	52,2	1,2450	0,779321	0,000009	0,779321	0,743457	0,731580	0,721444
Komatiite	INH479	4,80	47,8	0,2908	0,714483	0,000009	0,714483	0,706106	0,703332	0,700965
Komatiite	Inz 36	48,00	14	10,3592	1,154890	0,000010	1,154890	0,856472	0,757647	0,673311
Basalt komatiitic	Inz 32	5,00	62	0,2336	0,717410	0,000000	0,717410	0,710681	0,708452	0,706551
Basalt komatiitic	INH13	20,50	79,5	0,7482	0,735473	0,000007	0,735473	0,713918	0,706780	0,700688
Th H-Mg	Inh 421	2,5	178,0	0,0410	0,713454	0,000007	0,713454	0,712274	0,711883	0,711549
Th H-Mg	Inh 413	0,8	124,1	0,0181	0,711049	0,000007	0,711049	0,710528	0,710356	0,710209
Th H-Mg	Inh 30	2,3	193,9	0,0338	0,713129	0,000013	0,713129	0,712155	0,711832	0,711557
H-Mg Th	Inz 13	3,00	138	0,0629	0,710430	0,000000	0,710430	0,708617	0,708017	0,707505
H-Mg Th	Inz 20	4,00	146	0,0793	0,709380	0,000020	0,709380	0,707096	0,706339	0,705694
H-Mg Th	Inh 31	4,92	117	0,1217	0,712003	0,000009	0,712003	0,708496	0,707335	0,706344
Th H-Fe	Inh 441	0,6	193,3	0,0096	0,707440	0,000008	0,707440	0,707164	0,707072	0,706994
Th H-Fe	INH596	1,4	48,0	0,0868	0,706459	0,000008	0,706459	0,703958	0,703130	0,702423
Andesite	Inh 465	15,9	251,0	0,1835	0,720419	0,000007	0,720419	0,715132	0,713381	0,711886
Basaltic Andesite	Inz 31	5,00	390	0,0371	0,706320	0,000020	0,706320	0,705251	0,704898	0,704596
Basaltic Andesite	Inz 21	3,00	459	0,0189	0,706260	0,000030	0,706260	0,705715	0,705535	0,705381
Leuconorite	Tek 39	51,8	338,5	0,4441	0,731297	0,000007	0,731297	0,718503	0,714267	0,710651
Anorthosite	Tek 36	18,0	755,0	0,0690	0,714601	0,000007	0,714601	0,712612	0,711954	0,711392
UB Cum	Tek 33A	5,8	68,1	0,2449	0,711528	0,000010	0,711528	0,704474	0,702139	0,700145
Leuconorite	Tek 4	39,7	208,0	0,5554	0,763579	0,000008	0,763579	0,747580	0,742282	0,737761

Composition Isotopique en Rb-Sr des roches basiques et ultrabasiques de l'In Ouzzal

Protolithes	Ech	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	ϵNd	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	ϵNd	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	ϵNd	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	ϵNd	T_{CHUR}	T_{DM}
					0 Ma	2000 Ma	2650 Ma	3200 Ma						
Cumulat	Inh 260	0,57	2,09	0,16608	0,511859	-15,20	0,509672	-7,37	0,508956	-4,79	0,508347	-2,58	3,8	4,0
Komatiite	Inh 474	0,93	4,50	0,12554	0,511562	-20,99	0,509909	-2,73	0,509367	3,30	0,508907	8,43	2,3	2,6
Komatiite	Inh 477	0,96	3,69	0,15700	0,511983	-12,78	0,509916	-2,59	0,509238	0,77	0,508663	3,63	2,5	2,9
Komatiite	INH479	0,96	3,60	0,16144	0,512150	-9,52	0,510025	-0,47	0,509328	2,52	0,508736	5,07	2,1	2,6
Komatiite	Inz 36	0,58	1,96	0,17897	0,512350	-5,62	0,509994	-1,07	0,509221	0,43	0,508565	1,71	2,5	3,2
Basalt komatiitic	Inz 32	0,98	3,24	0,18293	0,512304	-6,52	0,509896	-2,99	0,509106	-1,83	0,508435	-0,84	3,7	4,0
Basalt komatiitic	INH13	2,77	11,80	0,14194	0,511461	-22,96	0,509592	-8,94	0,508980	-4,31	0,508459	-0,37	3,3	3,4
Th H-Mg	Inh 421	5,36	19,95	0,16256	0,511723	-17,85	0,509583	-9,13	0,508881	-6,25	0,508285	-3,80	4,0	4,2
Th H-Mg	Inh 413	3,36	14,67	0,13845	0,511669	-18,90	0,509846	-3,96	0,509249	0,97	0,508741	5,17	2,5	2,8
Th H-Mg	Inh 30	5,19	21,66	0,14483	0,511643	-19,41	0,509736	-6,12	0,509111	-1,73	0,508580	2,00	2,9	3,2
H-Mg Th	Inz 13	4,80	18,13	0,16010	0,511817	-16,02	0,509709	-6,65	0,509018	-3,56	0,508431	-0,92	3,4	3,6
H-Mg Th	Inz 20	3,11	12,97	0,14500	0,511723	-17,85	0,509814	-4,59	0,509188	-0,22	0,508657	3,51	2,7	3,0
H-Mg Th	Inh 31	6,22	22,90	0,16425	0,511776	-16,81	0,509614	-8,52	0,508905	-5,79	0,508302	-3,45	4,0	4,1
Th H-Fe	Inh 441	4,60	17,29	0,16073	0,511635	-19,57	0,509519	-10,38	0,508825	-7,35	0,508236	-4,76	4,2	4,3
Th H-Fe	INH596	2,61	9,11	0,17326	0,512143	-9,66	0,509862	-3,65	0,509114	-1,67	0,508479	0,01	3,2	3,6
Andesite	Inh 465	5,68	22,80	0,15063	0,511275	-26,59	0,509292	-14,83	0,508642	-10,95	0,508089	-7,64	4,5	4,5
Basaltic Andesite	Inz 31	2,70	14,13	0,11552	0,510887	-34,16	0,509366	-13,38	0,508867	-6,52	0,508444	-0,67	3,3	3,4
Leuconorite	Tek 39	3,64	19,14	0,11504	0,510925	-33,42	0,509410	-12,51	0,508914	-5,61	0,508492	0,27	3,2	3,3
Anorthosite	Tek 36	0,71	6,49	0,06604	0,510163	-48,28	0,509294	-14,80	0,509009	-3,75	0,508766	5,67	2,9	3,0
UB Cum	Tek 33A	1,46	7,01	0,12593	0,511378	-24,58	0,509720	-6,44	0,509176	-0,45	0,508715	4,65	2,7	2,9
Leuconorite	Tek 4	2,02	10,60	0,11522	0,511351	-25,11	0,509834	-4,20	0,509337	2,70	0,508914	8,58	2,4	2,6

Composition isotopique Sm-Nd des roches basiques et ultrabasiques de l'In Ouzzal Nord

Type Echant	Cumulats										Komatiïtes								Basaltes Komatiïtes	
	OR 26	Inz 39	Inz 34A	OR 31	INH 225	OR 30	OR 33	Inh 260	OR 27	OR 28	INH 474	Inh 473	Inz 36	OR 29	Inh 477	OR 2	OR 25	Inh 479	Inz 32	Inh 13
SiO2	45,94	46,13	45,63	46,02	48,33	48,10	50,23	47,89	47,56	46,86	47,27	52,23	48,37	49,64	47,92	48,74	50,89	51,81	49,97	52,28
TiO2	0,13	0,07	0,15	0,07	0,05	0,08	0,09	0,22	0,32	0,19	0,26	0,23	0,31	0,27	0,33	0,46	0,36	0,30	0,42	0,50
Al2O3	2,16	1,19	2,20	1,26	1,48	1,28	1,56	4,36	5,15	6,95	5,52	5,82	9,38	8,62	10,97	9,99	6,44	9,55	12,07	10,44
Fe2O3	1,58	1,67	1,59	1,73	1,53	1,61	1,48	1,55	1,33	1,68	1,42	1,16	1,70	1,67	1,63	1,87	1,71	1,76	1,93	1,90
FeO	8,14	8,60	8,17	8,92	7,89	8,27	7,60	7,99	6,84	8,68	7,29	5,99	8,73	8,62	8,42	9,61	8,82	9,05	9,94	9,81
MnO	0,20	0,12	0,13	0,14	0,15	0,11	0,17	0,15	0,18	0,17	0,22	0,21	0,18	0,18	0,17	0,28	0,28	0,23	0,17	0,20
MgO	41,78	41,43	40,91	41,58	39,36	40,18	37,52	33,34	33,10	32,30	30,53	26,98	24,42	22,54	21,75	22,20	20,34	18,92	15,89	15,51
CaO	0,18	0,29	0,63	0,40	1,24	0,49	1,46	4,54	5,24	3,04	7,14	6,66	6,76	7,57	7,24	6,06	10,17	7,07	8,11	7,84
Na2O	0,00	0,64	0,69	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,22	0,19	0,26	0,58	0,17	0,74	1,12	0,58	0,66	1,18	1,39	1,14
K2O	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,15	0,06	0,12	0,17	0,09	0,26	0,50	0,30	0,42	0,21	0,26	0,50
P2O5	0,02	0,01	0,02	0,02	0,10	0,02	0,02	0,00	0,04	0,02	0,11	0,06	0,04	0,04	0,10	0,07	0,06	0,07	0,03	0,06
CO2																				
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
L.O.I	10,23	10,20	9,79	10,79	7,30	8,95	5,19	3,05	5,76	3,83	5,99	1,14	0,62	0,76	0,98	0,42	0,72	0,16	0,02	-0,13
Quartz																				0,32
Corindon	1,87			0,57		0,43			1,09											
Orthoclase	0,07		0,13	0,07			0,06		0,89	0,38	0,70	1,02	0,54	1,52	2,95	1,79	2,49	1,26	1,57	2,94
Albite		5,45	5,81					0,88	1,83	1,62	2,18	4,92	1,47	6,26	9,48	4,95	5,56	10,03	11,73	9,61
Anorthite	0,75	0,35	2,87	1,84	4,04	2,30	4,22	11,44	12,63	14,93	13,55	12,76	24,54	19,44	23,42	23,74	13,39	20,11	25,92	21,91
Nepheline																				
Diopside		0,82	0,09		1,17		2,28	8,78	10,32		16,78	15,72	6,95	14,25	9,44	4,70	29,33	11,62	11,39	13,38
Hypersthène	38,79	26,54	22,89	37,07	47,18	48,14	56,86	37,57	30,30	40,46	24,42	47,74	42,32	35,50	21,67	41,89	32,81	46,77	34,40	48,19
Olivine	56,08	64,42	65,73	57,91	45,21	46,74	34,36	38,82	41,53	38,81	39,73	15,70	21,20	20,18	29,98	19,38	13,32	7,10	11,53	
Magnétite	2,29	2,42	2,30	2,51	2,22	2,33	2,14	2,25	1,92	2,44	2,05	1,69	2,46	2,43	2,37	2,71	2,48	2,55	2,80	2,76
Ilménite	0,24	0,13	0,28	0,13	0,10	0,15	0,16	0,42	0,62	0,36	0,49	0,45	0,58	0,51	0,62	0,87	0,68	0,58	0,79	0,94
Apatite	0,05	0,03	0,05	0,05	0,23	0,05	0,05		0,10	0,05	0,25	0,14	0,09	0,10	0,24	0,17	0,14	0,16	0,07	0,14
Wollastonite																				
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Mg#	89,76	89,17	89,53	88,84	89,49	89,24	89,40	87,70	89,21	86,41	87,73	88,50	82,69	81,71	81,52	79,78	79,75	78,13	73,19	72,97

Composition chimique en éléments majeurs et Norme des roches basiques et ultrabasiques de l'In Ouzzal Nord

Type Echant	Tholéiites Hautement magnésiennes							Basaltes Andésit		THF		Série de Tekhammalt				
	INH 421	INH 30	INH 413	OR 1	Inz 20	Inh 31	Inz 13	Inh 465	Inz 21	Inh 596	INH 441	Tek 4	Tek 143	Tek 39	Tek 33A	Tek 36
SiO2	50,77	50,92	50,09	50,91	50,21	51,87	52,28	52,27	53,91	43,57	56,15	45,10	51,26	51,49	46,10	61,94
TiO2	0,66	0,73	1,06	0,64	1,10	0,79	0,88	0,84	1,51	1,14	0,96	0,09	0,00	1,37	0,35	0,00
Al2O3	13,47	13,80	16,15	16,29	15,09	14,41	14,96	17,53	15,95	13,82	13,42	22,75	22,48	18,66	2,47	23,50
Fe2O3	1,98	1,95	1,74	1,41	1,92	1,79	1,69	1,85	1,74	3,07	1,97	0,47	0,33	0,89	1,98	0,04
FeO	10,21	10,04	8,99	7,27	9,90	9,21	8,72	9,55	8,99	15,80	10,16	2,43	1,70	4,58	10,20	0,22
MnO	0,22	0,21	0,19	0,17	0,18	0,16	0,17	0,17	0,18	0,26	0,23	0,15	0,10	0,15	0,18	0,00
MgO	9,88	9,63	8,96	8,34	8,34	8,25	7,72	6,34	3,96	9,50	5,21	5,55	3,58	3,12	36,09	0,15
CaO	11,10	10,89	11,22	11,91	10,76	10,73	10,50	7,68	9,12	12,39	9,29	21,68	16,33	14,87	2,02	4,56
Na2O	1,50	1,59	1,56	2,70	2,21	2,32	2,55	2,89	3,62	0,58	2,37	0,36	2,95	2,87	0,50	7,43
K2O	0,22	0,25	0,00	0,40	0,34	0,52	0,56	0,79	0,77	0,00	0,22	1,33	1,30	1,72	0,18	2,15
P2O5	0,16	0,16	0,18	0,08	0,11	0,12	0,12	0,26	0,40	0,17	0,19	0,12	0,00	0,36	0,12	0,00
CO2																
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
L.O.I	-0,05	-0,17	0,48	0,25	-0,88	-0,31	0,00	0,92	-0,33	-0,96	-0,25	3,47	1,78	1,30	3,35	0,96
Quartz	0,97	1,18	1,67			0,30	0,59	1,32	3,50		11,36					0,33
Corindon																0,66
Orthoclase	1,32	1,50		2,38	2,03	3,05	3,33	4,66	4,58		1,32		7,69	10,19	1,05	12,73
Albite	12,70	13,45	13,18	22,87	18,74	19,60	21,55	24,42	30,61	4,89	20,04		14,82	20,82	4,25	62,83
Anorthite	29,35	29,78	37,08	31,12	30,21	27,41	27,72	32,56	24,99	35,11	25,33	56,50	44,26	32,97	3,96	22,63
Nepheline												1,67	5,49	1,86		
Diopside	20,17	18,94	14,19	22,31	18,39	20,50	19,31	3,19	14,76	20,99	16,26	22,53	24,99	27,52	4,22	
Hypersthène	31,20	30,76	29,09	9,06	22,41	24,96	23,27	29,15	15,41	15,45	20,75				28,91	0,75
Olivine				8,96	3,27					16,88		5,22			54,01	
Magnétite	2,87	2,83	2,53	2,05	2,79	2,59	2,45	2,69	2,53	4,45	2,86	0,68	0,48	1,29	2,87	0,06
Ilménite	1,25	1,39	2,01	1,21	2,09	1,50	1,66	1,59	2,86	2,16	1,83	0,18		2,60	0,66	
Apatite	0,38	0,38	0,42	0,19	0,26	0,28	0,28	0,59	0,92	0,38	0,45	0,29		0,83	0,27	
Wollastonite													2,35	2,05		
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Mg#	62,29	62,10	63,00	66,22	59,01	60,49	60,21	53,12	42,97	50,67	46,71	79,60	78,21	53,79	85,80	53,60

Composition chimique en éléments majeurs et Norme des roches basiques et ultrabasiqes de l'In Ouzzal Nord (suite)

Type Ech	Cumulats										Komatiïtes						Basaltes komatiïtes	
	OR 26	Inz 39	Inz 34A	OR 31	INH 225	OR 30	OR 33	Inh 260	OR 27	OR 28	INH 474	Inh 473	Inz 36	OR 29	Inh 477	Inh 479	Inz 32	Inh 13
Cs	2	0,05	0,03	3		3	5		5	7				11	0,77			0,3
Rb	17		0,4	8		3	115	1,62	44	32	6,48	4,86	48	83	22,3	4,8	5	20,5
Ba			5					5			37,04	23,8	40		266	67,1	36	297
Th		0,1	0,4					0,28			3,32	1,14			1,01	0,2		0,39
U								0,10			0,82	0,27			0,42			0,11
Ta		0	0,03					0,07			0,22	0,4			0,12	0,08		0,17
Nb	3	3	3	4		4	6	0,72	6	5	2,92	4,33	4	4	1,76	0,9	3	2,41
La		0,68	1,28					0,88			6,72	5,72			3,29	2,39		8,22
Ce		2,10	3,40					1,41			11,11	11,00			7,29	5,49		19,80
Pb								1,92			3,17	2,46			7,80	1,78		2,71
Pr								0,13			1,15	1,20			0,86	0,79		2,75
Sr	2	1	5	2	1	1	130	8	9	10	12	13	14	16	52	48	62	80
Nd								0,50			4,50	4,47	1,96		3,69	3,60	3,24	11,80
Sm		0,14	0,27					0,14			0,93	1,06	0,58		0,96	0,96	0,98	2,77
Zr	21	20	24	18	3	18	53	15	40	26	23	21	34	33	24	13	32	59
Hf		0,09	0,19					0,08			0,54	0,62			0,72	0,44		1,53
Eu			0,10					0,03			0,25	0,21			0,39	0,33		0,92
Gd								0,13			1,21	1,24			1,20	1,37		2,67
Tb		0,01	0,05					0,03			0,25	0,18			0,24	0,25		0,43
Dy								0,20			1,40	1,24			1,75	1,45		2,67
Y	1			1	1	1	13	5	10	3	8	7	11	9	11	10	14	15
Ho								0,04			0,28	0,27			0,38	0,35		0,53
Ga	2,00	1,00	3,00	1,00	1,69	1,00	14,00	5,14	6,00	6,00	5,49	5,25	8,00	9,00	9,51	7,49	10,00	12,00
Er								0,12			0,74	0,77			1,05	1,06		1,51
Tm								0,02			0,11	0,11			0,17	0,17		0,23
Yb			0,31					0,16			0,76	0,71			1,15	1,13		1,52
Lu								0,02			0,11	0,12			0,21	0,20		0,23
Cu	1			1		1	8	9,5	1	7				1	5,8			5,5
Sc		8,6	8,1															
V	38	44	62	36	48	41	190	89	93	105	97	57	179	167	186	177	246	161
Zn	68			46	52	45	70	65	50	78	63	44		82	100	94		101
Co	120	121	103	124	114	139	40	100	88	105	97	81	89	79	85	74	74	68
Cr	1759	4086	2137	3965	3934	4074	480	2075	1692	6538	1998	1460	3539	5644	2917	1892	1172	1399
Ni	2617	2094	2578	2066	1732	1826	122	1564	1857	1676	1819	1446	963	977	751	459	245	394

Composition chimique en éléments en traces des roches basiques et ultrabasiques de l'In Ouzzal du Nord

Type Ech	Tholéiites hautement-magnésiennes						THF		Basaltes Andésit		Série de Tekhammalt				
	INH 421	INH 30	INH 413	Inz 20	Inh 31	Inz 13	Inh 596	INH 441	Inh 465	Inz 21	Tek 4	Tek 143	Tek 39	Tek 33A	Tek 36
Cs										0,01	1,83	1	0,61		1,75
Rb	2,52	2,26	0,78	4	4,92	3	1,44	0,64	15,9	3	39,7	23,5	51,83	5,76	18
Ba	97,54	96,70	207,36	316	74,9	82	86,1	172,48	306	577	64,9	195	921,53	78,9	635
Th	0,42	0,53	1,01		0,42		0,43		1,64	0,5	5,42	2,34	2,14	0,73	0,16
U	0,10	0,15	0,33		0,1		0,07	0,10	0,71	0,06	3	2,06	0,55	0,2	0,15
Ta	0,19	0,23	0,65		0,56		0,11	0,37	1,18	0,96	0,41	0,07	1,57	0,17	
Nb	3,07	3,77	7,37	7	6,62	9	2,34	5,87	13,2	15	0,66	0,13	22,10	2,21	0,11
La	10,11	10,82	12,82		12,00		4,65	10,65	23,00	48,83	15,70	34,40	21,93	5,82	21,40
Ce	26,76	28,07	27,76		31,70		12,70	27,07	47,80	92,83	26,30	63,30	41,88	12,40	28,80
Pb	4,30	4,29	4,87		7,15		2,77	3,42	8,25	8,37	6,59	19,60	10,82	2,34	30,90
Pr	4,14	4,54	3,50		4,86		1,94	4,00	5,74	10,84	2,78	6,73	5,14	1,57	2,50
Sr	178	194	124	146	117	138	48	193	251	459	208	320	339	68	755
Nd	19,95	21,66	14,67	12,97	22,90	18,13	9,11	17,29	22,80	42,60	10,60	22,00	19,14	7,01	6,49
Sm	5,36	5,19	3,36	3,11	6,22	4,80	2,61	4,60	5,68	8,98	2,02	4,41	3,64	1,46	0,71
Zr	62	76	38	61	41	66	22	130	99	107	66	52	141	38	1
Hf	1,63	2,00	1,17		1,21		0,73	3,27	2,49	2,83	2,90	2,34	3,11	0,96	
Eu	1,75	1,87	0,83		1,30		0,99	1,41	1,52	2,55	0,80	0,97	1,40	0,46	1,90
Gd	5,28	5,13	4,35		5,62		3,31	5,17	5,72	8,05	2,13	3,43	3,50	1,47	0,44
Tb	0,78	0,78	0,71		0,82		0,61	0,82	0,96	1,29	0,34	0,50	0,55	0,21	0,07
Dy	4,31	4,43	4,73		4,53		4,06	5,09	6,30	7,78	2,18	2,78	3,52	1,18	0,24
Y	24	25	28	24	24	25	25	28	38	44	13	14	18	6	1
Ho	0,87	0,92	0,99		0,86		0,86	1,00	1,23	1,73	0,40	0,47	0,70	0,22	0,04
Ga	16,82	16,70	18,92		16,60	16,00	14,40	18,23	20,30	20,00	22,80	17,70	17,69	3,54	22,40
Er	2,23	2,52	2,62		2,32		2,49	2,65	3,55	4,34	1,15	1,37	1,75	0,59	0,10
Tm	0,34	0,37	0,36		0,33		0,38	0,38	0,61	0,65	0,21	0,19	0,27	0,10	0,01
Yb	2,19	2,51	2,80		2,11		2,54	2,81	3,79	4,24	1,32	1,29	1,95	0,57	0,04
Lu	0,31	0,35	0,40		0,31		0,39	0,39	0,61	0,65	0,22	0,20	0,27	0,08	0,03
Cu	16,7	18,3	97,9		3,4		5,0	34,4	56,7				25,5	19,1	
Sc															
V	230	251	267	261	240	231	333	235	207	212	32	14	163	51	
Zn	130	120	91		290		119	187	91	118	30	80	81	79	7
Co	64	64	49	51	45	44	79	55	37	31	8	5	33	129	0
Cr	564	603	384	270	304	209	130	35	32	62	40	28	270	2096	7
Ni	225	224	153	124	75	70	130	84	56	34	17	8	65	2187	

Composition chimique en éléments en traces des roches basiques et ultrabasiques de l'In Ouzzal du Nord (suite)

Annexe 3:
Compositions Chimiques des
minéraux
des granulites Al-Mg à spinelle

Roche N° d'Analyse Comm	Type B														Inh 499 7 c	Inh 499 3 /Spr
	Inh 557 13 c	Inh 557 26 c	Inh 557 35 c	Inh 557 69 /Spr	Inh 557 38 /Grt	Inh 548 21 /Grt	Inh 123 38 /Spr	Inh 123 47 /Opx	Alm 118 c	Al 8 161 /Spr	Al 8 134 /Spr	Al 3 05 37 c	Al 3 05 39 /Opx	Al 3 05 36 /Bt		
	SiO ₂	49,91	50,22	50,54	48,93	50,60	50,09	49,79	49,85	49,77	50,09	50,21	49,98	50,02		
TiO ₂	0,05	0,05	0,07	0,00	0,07	0,00	0,00	0,06	0,00	0,06	0,03	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	34,33	33,74	33,57	34,02	34,15	34,17	34,04	32,97	33,28	33,32	34,53	33,68	33,74	33,81	33,54	34,05
FeOt	2,24	1,95	2,35	2,58	2,41	2,05	1,68	2,21	2,72	2,61	2,22	2,29	2,18	2,18	3,64	3,25
MnO	0,06	0,04	0,00	0,07	0,04	0,00	0,02	0,04	0,00	0,06	0,06	0,08	0,05	0,06	0,07	0,06
MgO	12,01	11,88	11,94	12,03	12,11	12,33	12,37	12,06	11,63	11,90	11,67	11,68	11,66	11,57	11,29	11,19
CaO	0,00	0,00	0,00	0,06	0,01	0,00	0,05	0,05	0,03	0,04	0,02	0,04	0,03	0,03	0,03	0,00
Na ₂ O	0,08	0,30	0,08	0,27	0,12	0,00	0,07	0,07	0,00	0,04	0,08	0,04	0,06	0,06	0,07	0,03
K ₂ O	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,04	0,02	0,02	0,04	0,00
TOTAL	98,68	98,18	98,55	97,97	99,50	98,64	98,02	97,34	97,43	98,13	98,81	97,84	97,75	97,66	98,30	97,28
Formule Struct																
Si	4,978	5,008	5,040	4,879	5,046	4,995	4,965	4,971	4,963	4,995	5,008	4,985	4,988	4,975	4,948	4,857
Ti	0,004	0,004	0,005	0,000	0,005	0,000	0,000	0,004	0,000	0,005	0,002	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000
Al ^t	4,034	3,965	3,946	3,999	4,013	4,016	4,001	3,875	3,911	3,916	4,058	3,959	3,965	3,974	3,942	4,002
Fe ²⁺	0,186	0,163	0,196	0,215	0,201	0,171	0,140	0,185	0,227	0,218	0,185	0,191	0,181	0,182	0,304	0,271
Mn	0,005	0,003	0,000	0,006	0,003	0,000	0,002	0,004	0,000	0,005	0,005	0,007	0,004	0,005	0,006	0,005
Mg	1,786	1,766	1,775	1,788	1,801	1,833	1,839	1,794	1,729	1,770	1,734	1,737	1,733	1,720	1,679	1,664
Ca	0,000	0,000	0,000	0,006	0,001	0,000	0,006	0,005	0,003	0,004	0,002	0,005	0,003	0,003	0,003	0,000
Na	0,015	0,058	0,016	0,052	0,023	0,000	0,014	0,013	0,000	0,008	0,015	0,009	0,011	0,012	0,014	0,006
K	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,002	0,000	0,005	0,003	0,003	0,004	0,000
TOTAL	11,009	10,968	10,978	10,947	11,093	11,015	10,966	10,854	10,834	10,921	11,009	10,895	10,889	10,877	10,900	10,804
X _{Mg}	0,91	0,92	0,90	0,89	0,90	0,91	0,93	0,91	0,88	0,89	0,90	0,90	0,91	0,90	0,85	0,86

Composition chimique et formule structurale de la Cordiérite des granulites Al-Mg à Spinelle

Roche N° 'Analyse Comm	Type B																	Type C					
	Inh 557 65 c	Inh 557 53 /Crd	Inh 548 10 c	Inh 548 36 /Opx	Inh 123 18 c	Inh 123 6162 /Spr	Inh 123 40 /Crd	Alm 94 c	Alm 80 /Opx	Alm 79 /Bt	Alm 121 /Spr	Al 8 168 c	Al 8 139 /Pl	Al 8 135 /Crd	Al 8 156 /Spl	Al 3 05 32 c	Al 3 05 1 /Opx	Inh 499 17 c	Inh 499 5 c	Inh 499 22 /Crd	Inh 499 10 /FK	Inh 499 48 b	Inh 499 16 /Bt
SiO ₂	40,54	40,08	40,93	38,82	39,95	39,89	39,92	39,01	38,40	37,63	39,77	39,78	39,65	40,10	39,52	40,44	40,20	40,14	40,09	38,79	38,31	37,81	37,69
TiO ₂	0,06	0,02	0,00	0,03	0,04	0,06	0,02	0,03	0,05	0,01	0,00	0,00	0,05	0,03	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,02	0,08
Al ₂ O ₃	23,35	22,99	23,25	22,98	23,33	23,04	23,28	22,62	22,22	22,17	22,58	22,45	22,79	23,02	22,87	22,98	23,02	22,59	23,40	22,06	21,71	22,02	22,38
Cr ₂ O ₃	0,00	0,08	0,00	0,01	0,07	0,00	0,13	0,02	0,00	0,08	0,03	0,06	0,00	0,06	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
FeOt	20,06	22,52	20,41	22,15	19,95	19,22	20,47	24,43	26,02	27,21	27,32	25,36	26,09	26,10	26,06	19,84	21,10	24,73	25,47	26,56	28,17	27,98	29,22
FeO	20,06	22,52	20,41	21,94	19,73	19,22	20,47	23,99	24,67	25,83	27,32	25,22	26,08	26,10	26,06	19,60	21,10	24,73	25,47	26,56	27,13	27,98	28,86
Fe ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,22	0,25	0,00	0,00	0,49	1,50	1,54	0,00	0,15	0,02	0,00	0,00	0,27	0,00	0,00	0,00	1,15	0,00	0,40	0,40
MnO	0,78	0,87	1,68	1,38	0,78	0,90	0,95	0,55	0,55	0,70	0,79	0,29	0,30	0,40	0,36	0,81	0,91	0,40	0,35	0,61	0,34	0,53	0,65
MgO	13,93	12,53	13,58	12,52	14,79	13,32	13,19	12,40	11,99	10,93	10,37	11,67	11,27	11,21	11,03	14,59	13,10	11,81	11,49	10,25	10,31	9,11	9,02
NiO	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	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	1,15	1,09	0,98	1,38	1,33	2,49	2,63	0,52	0,44	0,45	0,59	1,01	1,01	1,22	1,18	1,68	1,56	0,18	0,11	0,54	0,49	0,49	0,49
Na ₂ O	0,00	0,00	0,06	0,00	0,01	0,01	0,04	0,05	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,03	0,02	0,02	0,08	0,00	0,08	0,06	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,04	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,05	0,02	0,00	0,03	0,00	0,03	0,00
TOTAL	99,87	100,18	100,90	99,29	100,28	98,97	100,63	99,65	99,83	99,35	101,45	100,64	101,15	102,16	101,06	100,42	100,03	99,88	100,99	98,96	99,43	97,99	99,58
Si	3,015	3,006	3,025	2,936	2,949	2,996	2,958	2,952	2,919	2,895	3,001	2,995	2,978	2,983	2,973	2,984	3,001	3,040	3,007	2,996	2,957	2,972	2,924
Al ^{IV}	0,000	0,000	0,000	0,064	0,051	0,004	0,042	0,048	0,081	0,105	0,000	0,005	0,022	0,017	0,027	0,016	0,000	0,000	0,000	0,004	0,043	0,028	0,076
Al ^{VI}	2,047	2,033	2,026	1,985	1,980	2,036	1,992	1,969	1,911	1,906	2,009	1,988	1,996	2,002	2,001	1,983	2,025	2,017	2,069	2,004	1,933	2,012	1,972
Al ^T	2,047	2,033	2,026	2,049	2,031	2,040	2,034	2,018	1,992	2,011	2,009	1,993	2,018	2,019	2,028	1,999	2,025	2,017	2,069	2,008	1,976	2,041	2,048
Ti	0,003	0,001	0,000	0,001	0,002	0,003	0,001	0,002	0,003	0,000	0,000	0,000	0,003	0,002	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,001	0,005
Cr	0,000	0,005	0,000	0,000	0,004	0,000	0,008	0,001	0,000	0,005	0,002	0,003	0,000	0,003	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,013	0,014	0,000	0,000	0,028	0,086	0,089	0,000	0,009	0,001	0,000	0,000	0,015	0,000	0,000	0,000	0,000	0,067	0,000	0,023
Fe ²⁺	1,248	1,412	1,261	1,388	1,218	1,207	1,268	1,518	1,569	1,662	1,724	1,588	1,638	1,624	1,640	1,209	1,317	1,567	1,598	1,716	1,752	1,840	1,873
Mg	1,545	1,401	1,496	1,412	1,627	1,491	1,456	1,398	1,359	1,253	1,166	1,309	1,261	1,242	1,237	1,605	1,457	1,333	1,284	1,180	1,186	1,067	1,043
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,049	0,055	0,105	0,088	0,049	0,057	0,060	0,035	0,036	0,046	0,050	0,018	0,019	0,025	0,023	0,050	0,058	0,026	0,022	0,040	0,022	0,035	0,043
Ca	0,092	0,087	0,078	0,111	0,105	0,200	0,209	0,042	0,036	0,037	0,048	0,081	0,081	0,097	0,095	0,133	0,125	0,015	0,009	0,045	0,040	0,041	0,041
Na	0,001	0,000	0,009	0,000	0,001	0,002	0,005	0,007	0,000	0,002	0,000	0,003	0,000	0,004	0,002	0,003	0,012	0,000	0,012	0,009	0,000	0,000	0,000
K	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,004	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,005	0,002	0,000	0,003	0,000	0,003	0,000
Σ	10,047	10,033	10,026	10,049	10,031	10,040	10,034	10,018	9,992	10,011	10,009	9,993	10,018	10,019	10,028	9,999	10,025	10,017	10,069	10,008	9,976	10,041	10,048
X _{Mg}	0,55	0,50	0,54	0,50	0,57	0,55	0,53	0,48	0,46	0,43	0,40	0,45	0,44	0,43	0,43	0,57	0,53	0,46	0,45	0,41	0,40	0,37	0,36
Fe ³⁺ /Fe ³⁺ +Fe ²⁺	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,05	0,05	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,01
Alm	0,425	0,478	0,429	0,463	0,406	0,408	0,424	0,507	0,523	0,554	0,577	0,530	0,546	0,543	0,548	0,403	0,445	0,533	0,548	0,576	0,584	0,617	0,624
Sps	0,017	0,019	0,036	0,029	0,016	0,019	0,020	0,012	0,012	0,015	0,017	0,006	0,006	0,008	0,008	0,017	0,020	0,009	0,008	0,013	0,007	0,012	0,014
Gr	0,031	0,030	0,026	0,037	0,035	0,068	0,070	0,014	0,012	0,012	0,016	0,027	0,027	0,033	0,032	0,044	0,042	0,005	0,003	0,015	0,013	0,014	0,014
Py	0,527	0,474	0,509	0,471	0,543	0,504	0,487	0,467	0,453	0,418	0,390	0,437	0,420	0,416	0,413	0,535	0,493	0,453	0,441	0,396	0,395	0,358	0,348
Uv	0,000	0,002	0,000	0,000	0,002	0,000	0,004	0,000	0,000	0,002	0,001	0,002	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
An	0,000	0,000	0,000	0,006	0,007	0,000	0,000	0,014	0,043	0,045	0,000	0,004	0,001	0,000	0,000	0,007	0,000	0,000	0,000	0,000	0,033	0,000	0,012
Alm+Sps	0,442	0,497	0,465	0,492	0,422	0,428	0,444	0,519	0,535	0,570	0,594	0,536	0,552	0,552	0,555	0,420	0,465	0,542	0,556	0,589	0,591	0,628	0,639
Gr+Mn	0,048	0,048	0,062	0,067	0,051	0,087	0,090	0,026	0,024	0,028	0,033	0,033	0,033	0,041	0,039	0,061	0,062	0,014	0,011	0,028	0,021	0,026	0,028

Composition chimique et formule structurale du grenat des granulites Al-Mg à Spinelle

Roche N° Comm	Type A				Type B														Type C						
	Inh 424	Inh 424	Inh 424	Inh 424	Inh 557	Inh 557	Inh 557	Inh 557	Inh 548	Inh 548	Inh 123	Inh 123	Inh 123	Inh 123	Alm	Alm	Al3 05	Al3 05	Al3 05	Al3 05	Al 8	Al 8	Inh 499	Inh 499	Inh499a
	4	21	13	20	71	43	56	30	17	12	24	2	53	9	82	119	14	15	23	35 e	175	152	7	8	29
	c	c	/Spr	/Spr	c	/Spr	/Bt	II	c	/Spr	II/Grt	c	b	b	c	c	c	/Grt	/Spr	II			c	/Crd	/Crd
SiO ₂	52,05	51,52	52,60	51,10	49,90	50,41	50,16	50,15	48,87	50,22	48,77	48,77	49,66	50,29	49,97	50,56	49,66	50,97	49,99	51,06	49,86	49,75	48,30	49,60	49,70
TiO ₂	0,09	0,05	0,19	0,06	0,01	0,10	0,00	0,07	0,22	0,01	0,14	0,14	0,18	0,11	0,00	0,10	0,22	0,12	0,22	0,15	0,08	0,07	0,09	0,09	0,05
Al ₂ O ₃	8,12	8,38	7,33	7,66	9,42	7,71	7,58	7,36	10,17	8,41	9,49	9,49	8,97	8,36	8,16	6,72	9,98	8,67	8,52	6,98	7,50	6,93	10,23	8,67	6,57
Cr ₂ O ₃	0,04	0,00	0,00	0,18	0,02	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,07	0,02	0,00	0,07	0,11	0,00	0,03	0,06
FeOt	11,43	11,48	11,29	11,52	15,77	15,57	15,80	15,60	15,80	15,46	14,43	14,43	14,02	14,40	17,98	19,08	14,14	14,18	14,34	15,86	19,05	19,83	19,28	19,94	20,32
FeO	10,18	9,96	11,29	9,32	14,58	15,57	14,61	15,02	14,68	13,61	11,18	11,18	12,05	12,90	17,02	17,69	14,14	13,44	14,34	15,86	19,05	19,71	18,24	18,99	19,21
Fe ₂ O ₃	1,39	1,68	0,00	2,44	1,33	0,00	1,32	0,64	1,25	2,05	3,62	3,62	2,19	1,66	1,08	1,55	0,00	0,83	0,00	0,00	0,00	0,13	1,16	1,05	1,23
MnO	0,44	0,07	0,23	0,17	0,16	0,24	0,22	0,02	0,41	0,47	0,19	0,19	0,12	0,19	0,14	0,13	0,17	0,23	0,24	0,24	0,00	0,04	0,16	0,00	0,20
MgO	28,86	28,92	28,63	28,99	25,01	24,71	25,17	25,17	24,39	25,71	26,30	26,30	26,49	26,29	23,74	23,97	24,67	26,54	24,44	24,92	22,45	22,27	22,00	22,59	22,45
NiO	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	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,10	0,06	0,05	0,00	0,16	0,10	0,07	0,05	0,06	0,12	0,16	0,16	0,13	0,08	0,03	0,00	0,12	0,08	0,12	0,06	0,05	0,05	0,01	0,00	0,04
Na ₂ O	0,03	0,00	0,02	0,00	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,03	0,00	0,00	0,00	0,24	0,02	0,02	0,00	0,02	0,03	0,00
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,05	0,00	0,09	0,02	0,00	0,01	0,04	0,00	0,00
TOTAL	101,30	100,65	100,34	99,92	100,62	98,87	99,20	98,49	100,07	100,61	99,86	99,86	99,79	99,93	100,20	100,72	99,05	100,93	98,22	99,31	99,08	99,07	100,25	101,06	99,52
Si	1,813	1,804	1,849	1,804	1,784	1,837	1,821	1,831	1,761	1,795	1,747	1,747	1,777	1,800	1,813	1,833	1,797	1,804	1,826	1,854	1,842	1,844	1,763	1,799	1,837
Al ^{IV}	0,187	0,196	0,151	0,196	0,216	0,163	0,179	0,169	0,239	0,205	0,253	0,253	0,223	0,200	0,187	0,167	0,203	0,196	0,174	0,146	0,158	0,156	0,237	0,201	0,163
Al ^{VI}	0,147	0,149	0,153	0,123	0,181	0,168	0,146	0,148	0,193	0,149	0,148	0,148	0,155	0,152	0,162	0,120	0,223	0,166	0,192	0,153	0,168	0,146	0,203	0,169	0,124
Al ^T	0,333	0,346	0,304	0,319	0,397	0,331	0,325	0,317	0,432	0,354	0,401	0,401	0,378	0,353	0,349	0,287	0,426	0,362	0,367	0,299	0,327	0,303	0,440	0,371	0,286
Ti	0,002	0,001	0,005	0,002	0,000	0,003	0,000	0,002	0,006	0,000	0,004	0,004	0,005	0,003	0,000	0,003	0,006	0,003	0,006	0,004	0,002	0,002	0,002	0,002	0,001
Cr	0,001	0,000	0,000	0,005	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002	0,001	0,000	0,002	0,003	0,000	0,001	0,002
Fe ³⁺	0,037	0,044	0,000	0,065	0,036	0,000	0,036	0,017	0,034	0,055	0,097	0,097	0,059	0,045	0,029	0,042	0,000	0,022	0,000	0,000	0,000	0,004	0,032	0,029	0,034
Fe ²⁺	0,296	0,292	0,332	0,275	0,436	0,475	0,444	0,459	0,442	0,407	0,335	0,335	0,360	0,386	0,516	0,536	0,428	0,398	0,438	0,482	0,588	0,611	0,557	0,576	0,594
Mg	1,498	1,509	1,500	1,525	1,333	1,342	1,362	1,370	1,310	1,369	1,404	1,404	1,412	1,402	1,283	1,295	1,330	1,400	1,330	1,349	1,236	1,230	1,197	1,221	1,237
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,013	0,002	0,007	0,005	0,005	0,007	0,007	0,001	0,013	0,014	0,006	0,006	0,004	0,006	0,004	0,004	0,005	0,007	0,007	0,007	0,000	0,001	0,005	0,000	0,006
Ca	0,004	0,002	0,002	0,000	0,006	0,004	0,003	0,002	0,002	0,005	0,006	0,006	0,005	0,003	0,001	0,000	0,005	0,003	0,005	0,002	0,002	0,002	0,000	0,000	0,002
Na	0,002	0,000	0,001	0,000	0,002	0,001	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,002	0,000	0,000	0,000	0,017	0,002	0,001	0,000	0,001	0,002	0,000
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,002	0,000	0,004	0,001	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000
Total	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
X _{Mg}	0,835	0,838	0,819	0,847	0,754	0,739	0,754	0,749	0,748	0,771	0,807	0,807	0,797	0,784	0,713	0,707	0,757	0,779	0,752	0,737	0,677	0,668	0,682	0,679	0,676
Wo	0,002	0,001	0,001	0,000	0,003	0,002	0,002	0,001	0,001	0,003	0,004	0,004	0,003	0,002	0,001	0,000	0,003	0,002	0,003	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001
En	0,833	0,837	0,818	0,847	0,751	0,737	0,753	0,748	0,747	0,769	0,805	0,805	0,794	0,783	0,713	0,707	0,755	0,777	0,750	0,736	0,677	0,668	0,682	0,679	0,675
Fs	0,165	0,162	0,181	0,153	0,246	0,261	0,245	0,251	0,252	0,228	0,192	0,192	0,203	0,216	0,287	0,293	0,243	0,221	0,247	0,263	0,322	0,331	0,317	0,321	0,324

Composition chimique et formule structurale de l'orthopyroxène des granulites Al-Mg à Spinelle

Ech Analyse Comm	Type A		Type B												Type C			
	Inh 424 5 c	Inh 424 6 /Spr	A13 05 62 c	A13 05 55 c	A13 05 67 /Spr	Inh 123 3 c	Inh 557 39 c	Inh 557 11 /Spr	Alm 122 c	Alm 109 /Bt	Al 8 125 c	Al 8 133 /Bt	Inh 548 7 c	Inh 548 31 c	Inh 499 13 c	Inh 499 14 /Spr	Inh499a 15	Inh499a 45
SiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,06	0,00	0,00	0,04	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TiO ₂	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,04	0,04	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,05
Al ₂ O ₃	66,66	65,71	63,84	64,41	63,26	65,50	62,53	63,90	62,96	63,00	62,21	61,80	65,24	63,10	61,66	63,62	65,31	60,63
Cr ₂ O ₃	0,10	0,00	0,14	0,13	0,33	0,03	0,00	0,00	0,32	0,27	1,18	1,59	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00
NiO	0,11	0,04	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,16	0,00	0,00
FeOt	14,79	15,20	19,08	18,08	21,15	17,02	22,73	20,68	24,49	24,60	23,54	24,79	17,29	22,03	25,41	24,19	16,79	26,41
MnO	0,04	0,01	0,07	0,07	0,10	0,00	0,00	0,00	0,09	0,06	0,05	0,06	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	18,06	17,77	15,79	16,04	13,85	16,75	12,31	14,11	12,14	12,21	11,51	11,35	16,28	13,79	11,08	11,38	15,89	9,72
CaO	0,00	0,00	0,01	0,03	0,02	0,00	0,07	0,04	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ZnO	0,00	0,00	0,60	0,55	1,07	0,00	1,21	0,81	0,41	0,53	1,11	0,97	0,00	0,36	0,00	0,00	1,83	1,97
TOTAL	99,76	98,73	99,55	99,33	99,79	99,32	98,91	99,64	100,41	100,66	99,63	100,70	98,81	99,37	98,18	99,39	99,82	98,77
FS (32 Oxy et 24 Cat)																		
Si	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,006	0,012	0,000	0,000	0,009	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,000	0,000	0,003	0,002	0,002	0,000	0,006	0,006	0,000	0,000	0,000	0,006	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,009
Al	15,947	15,920	15,651	15,765	15,688	15,907	15,780	15,805	15,703	15,676	15,713	15,518	15,960	15,698	15,782	15,983	15,918	15,659
Cr	0,016	0,000	0,023	0,021	0,055	0,005	0,000	0,000	0,054	0,045	0,200	0,267	0,000	0,000	0,000	0,007	0,000	0,000
Ni	0,054	0,020	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,016	0,082	0,000	0,000
Fe(ii)	2,474	2,532	2,999	2,932	3,469	2,844	3,875	3,469	4,090	4,063	4,148	4,225	2,962	3,589	4,397	4,301	2,821	4,515
Fe(iii)	0,037	0,080	0,321	0,208	0,253	0,088	0,196	0,160	0,243	0,279	0,070	0,192	0,040	0,300	0,218	0,011	0,082	0,324
Mn	0,007	0,002	0,013	0,013	0,017	0,000	0,001	0,000	0,016	0,011	0,009	0,011	0,000	0,017	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	5,466	5,446	4,896	4,967	4,346	5,146	3,929	4,415	3,831	3,843	3,677	3,605	5,038	4,339	3,588	3,617	4,900	3,174
Ca	0,000	0,000	0,003	0,006	0,005	0,000	0,017	0,008	0,000	0,000	0,000	0,018	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Zn	0,000	0,000	0,092	0,085	0,166	0,000	0,191	0,126	0,063	0,082	0,176	0,153	0,000	0,055	0,000	0,000	0,279	0,319
TOTAL	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000
Fe/Fe+Mg	0,315	0,324	0,404	0,387	0,461	0,363	0,509	0,451	0,531	0,530	0,534	0,551	0,373	0,473	0,563	0,544	0,372	0,604
Cr/Cr+Al	0,001	0,000	0,001	0,001	0,003	0,000	0,000	0,000	0,003	0,003	0,013	0,017	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
XMg	0,685	0,676	0,596	0,613	0,539	0,637	0,491	0,549	0,469	0,470	0,466	0,449	0,627	0,527	0,437	0,456	0,628	0,396

Composition chimique et formule structurale du spinelle des granulites Al-Mg à Spinelle

N°Ech N°Anal. Comm	Type A				Type B												Type C					
	Inh 424	Inh 424	Inh 424	Inh 424	Al 3 05	Al 3 05	Al3 O5	Al8	Al8	Alm	Inh 123	Inh 123	Inh 123	Inh 548	Inh 548	Inh 557	Inh 557	Inh 499	Inh 499	Inh 499	Inh 499	Inh 499
	10	7	17	12	16	35	50	164	165	85	22	4	5	1	6	68	34	1	16B	17	18	16A
c	/Spl	/Opx	II	c	Gr	Spl	c	Gr	Opx	II	c	Opx	c	Spl	c	Opx	c	c	Cr	II	Spl	
SiO₂	14,06	13,92	14,01	13,42	13,76	13,89	12,31	13,61	13,12	13,08	13,13	14,39	14,09	14,33	13,37	14,36	13,42	14,55	14,43	14,18	13,58	13,55
Al₂O₃	60,75	62,40	61,94	63,60	59,89	61,53	64,58	59,70	60,24	61,12	62,30	61,15	60,87	59,36	61,21	60,65	61,89	59,90	59,85	62,17	61,80	62,44
TiO₂	0,00	0,00	0,04	0,00	0,07	0,13	0,07	0,12	0,05	0,00	0,00	0,08	0,00	0,06	0,00	0,07	0,07	0,00	0,04	0,00	0,00	0,02
FeO_t	6,31	6,30	5,94	5,82	7,36	7,78	6,57	9,57	8,98	9,10	7,34	8,25	8,15	10,03	8,59	8,75	7,36	9,89	11,15	10,38	10,15	9,89
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,08	0,06	0,12	0,00	0,00	0,00	0,08	0,20	0,00	0,05	0,07	0,05	0,01	0,05	0,07	0,00	0,00
MgO	18,86	18,48	18,48	18,39	17,04	17,00	16,38	15,27	15,68	16,12	17,42	17,65	17,43	16,11	16,25	16,90	16,25	15,13	15,71	15,56	15,28	15,09
CaO	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,02	0,05	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Cr₂O₃	0,09	0,00	0,02	0,00	0,07	0,06	0,04	0,18	0,23	0,15	0,00	0,08	0,01	0,10	0,09	0,00	0,00	0,03	0,00	0,07	0,10	0,05
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na₂O	0,03	0,06	0,02	0,00	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00
K₂O	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00	0,02	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
Total	100,18	101,18	100,48	101,23	98,26	100,52	100,07	98,58	98,43	99,60	100,19	101,68	100,76	100,00	99,59	100,91	99,16	99,51	101,27	102,44	100,91	101,04
Si	1,650	1,618	1,639	1,557	1,660	1,641	1,453	1,655	1,592	1,566	1,549	1,681	1,660	1,717	1,599	1,696	1,607	1,756	1,714	1,662	1,614	1,608
Al_t	8,405	8,550	8,542	8,698	8,514	8,564	8,989	8,559	8,618	8,625	8,663	8,418	8,453	8,384	8,628	8,442	8,733	8,520	8,379	8,588	8,659	8,734
Ti	0,000	0,000	0,004	0,000	0,006	0,012	0,006	0,011	0,005	0,000	0,000	0,007	0,000	0,005	0,000	0,006	0,006	0,000	0,004	0,000	0,000	0,002
Fe³⁺	0,293	0,230	0,179	0,188	0,150	0,133	0,094	0,091	0,167	0,234	0,239	0,199	0,228	0,161	0,166	0,155	0,041	0,000	0,195	0,082	0,102	0,041
Cr	0,008	0,000	0,002	0,000	0,006	0,006	0,003	0,017	0,022	0,014	0,000	0,007	0,001	0,009	0,009	0,000	0,000	0,003	0,000	0,006	0,009	0,005
Fe²⁺	0,327	0,383	0,402	0,377	0,592	0,635	0,555	0,882	0,745	0,677	0,486	0,607	0,575	0,844	0,693	0,709	0,695	0,998	0,913	0,936	0,907	0,941
Mg	3,300	3,202	3,223	3,181	3,063	2,992	2,884	2,769	2,836	2,876	3,063	3,073	3,061	2,878	2,897	2,974	2,899	2,722	2,781	2,718	2,708	2,669
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006	0,008	0,006	0,012	0,000	0,000	0,000	0,008	0,020	0,000	0,005	0,007	0,005	0,001	0,005	0,007	0,000	0,000
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,007	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
TOTAL	14,000	14,000	14,000	14,000	14,000	14,000	14,000	14,000	14,000	14,000	14,000	14,000	14,000	14,000	14,000	14,000	14,000	14,000	14,000	14,000	14,000	14,000
XMg	0,91	0,89	0,89	0,89	0,84	0,82	0,84	0,76	0,79	0,81	0,86	0,84	0,84	0,77	0,81	0,81	0,81	0,73	0,75	0,74	0,75	0,74
XFe³⁺	0,47	0,37	0,31	0,33	0,20	0,17	0,15	0,09	0,18	0,26	0,33	0,25	0,28	0,16	0,19	0,18	0,06	0,00	0,18	0,08	0,10	0,04

Composition chimique et formule structurale de la Saphirine des granulites Al-Mg à Spinelle

Roche N° d'Analyse Comm	Type A				Type B													Type C				
	Inh 424	Inh 424	Inh 424	Inh 424	Al 3 05	Al 3 05	Al 3 05	Al 8	Al 8	Al 8	Alm	Alm	Inh 123	Inh 123	Inh 548	Inh 548	Inh 557	Inh 499	Inh 499	Inh 499	Inh 499	Inh 499
	14	19	22	8	42	10	39	132	153	144	124	76	64	9	24	14	29	4	15	18	19	20
c	c	c	/Spr	/Crd	/Opx	c	/Spl	c	/Opx	c	/Spr	c	/Opx	b	c	c	/Spr	/Grt	c	/Crd	c	
SiO ₂	38,85	38,09	38,72	38,41	37,78	38,33	39,01	39,08	39,18	39,89	39,73	41,17	38,95	38,42	38,85	39,50	39,09	39,19	38,75	39,07	39,74	38,88
TiO ₂	3,72	3,69	3,62	2,92	4,28	4,00	4,17	4,15	4,59	3,35	2,78	2,58	4,05	4,05	3,10	2,95	2,04	3,15	2,01	2,42	2,27	2,31
Al ₂ O ₃	17,33	16,51	16,81	16,96	15,41	15,61	15,39	15,33	15,01	14,64	14,35	14,61	14,43	14,66	15,44	16,77	15,34	15,34	14,24	14,17	15,34	14,39
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,09	0,07	0,11	0,00	0,08	0,02	0,05	0,00	0,04	0,00	0,05	0,12	0,03	0,06	0,01	0,00	0,00	0,00	0,04	0,14
FeO _t	5,53	6,11	6,09	5,68	7,25	6,20	6,71	7,02	6,81	7,62	6,14	6,06	5,91	6,31	6,37	8,21	5,21	8,06	5,58	7,29	7,06	7,92
MnO	0,12	0,04	0,00	0,00	0,14	0,00	0,05	0,04	0,05	0,00	0,00	0,06	0,07	0,04	0,10	0,05	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,01
MgO	21,00	20,74	21,17	21,54	19,70	20,10	19,85	19,73	19,95	19,86	22,08	20,80	20,66	20,65	20,95	22,20	22,54	19,92	22,49	20,68	19,63	20,64
NiO	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	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,14	0,02	0,14	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,20	0,02	0,02	0,00
Na ₂ O	0,44	0,50	0,49	0,46	0,36	0,38	0,44	0,14	0,13	0,10	0,72	0,71	0,39	0,30	0,88	0,63	0,40	0,15	0,48	0,24	0,19	0,17
K ₂ O	10,91	10,37	10,67	10,87	9,62	9,92	9,95	9,72	9,99	9,91	9,40	8,86	9,70	9,80	8,80	9,31	9,63	11,11	9,83	9,82	9,67	10,00
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,07	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,32	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,36	0,08
F	0,00	0,00	0,00	0,00	1,78	2,20	2,61	2,69	2,53	2,98	3,00	4,27	1,84	2,09	1,78	0,00	3,28	0,00	4,17	3,70	2,75	4,11
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,14	0,08	0,03	0,04	0,01	0,02	0,20	0,28	0,10	0,08	0,11	0,00	0,12	0,00	0,08	0,15	0,18	0,13
''-O=F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,75	0,92	1,10	1,13	1,06	1,26	1,26	1,80	0,78	0,88	0,75	0,00	1,38	0,00	1,76	1,56	1,16	1,73
''-O=Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,04	0,06	0,02	0,02	0,03	0,00	0,03	0,00	0,02	0,03	0,04	0,03
Total	97,90	96,05	97,66	96,92	96,76	96,89	98,28	98,00	98,29	98,52	98,44	99,86	96,14	96,52	96,42	99,68	97,67	96,92	97,84	97,67	97,28	98,78
Formule Struct																						
Si	5,432	5,439	5,438	5,433	5,487	5,543	5,588	5,613	5,604	5,727	5,683	5,856	5,640	5,575	5,593	5,441	5,626	5,602	5,652	5,720	5,766	5,672
Al ^{IV}	2,568	2,561	2,562	2,567	2,513	2,457	2,412	2,387	2,396	2,273	2,317	2,144	2,360	2,425	2,407	2,559	2,374	2,398	2,348	2,280	2,234	2,328
	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al ^{VI}	0,288	0,217	0,221	0,261	0,125	0,204	0,185	0,208	0,134	0,204	0,102	0,306	0,103	0,081	0,214	0,164	0,227	0,187	0,100	0,165	0,390	0,147
Ti	0,391	0,396	0,382	0,311	0,468	0,435	0,449	0,448	0,493	0,361	0,299	0,276	0,441	0,442	0,336	0,306	0,221	0,339	0,220	0,266	0,248	0,253
Cr	0,000	0,000	0,010	0,008	0,013	0,000	0,009	0,002	0,006	0,000	0,004	0,000	0,005	0,013	0,003	0,007	0,001	0,000	0,000	0,000	0,004	0,016
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	4,377	4,414	4,432	4,542	4,264	4,333	4,238	4,224	4,253	4,250	4,707	4,410	4,461	4,465	4,495	4,558	4,834	4,244	4,890	4,513	4,245	4,488
Fe ²⁺	0,647	0,730	0,715	0,672	0,881	0,750	0,803	0,844	0,814	0,915	0,734	0,721	0,716	0,766	0,767	0,946	0,627	0,964	0,680	0,893	0,857	0,967
Mn	0,014	0,005	0,000	0,000	0,017	0,000	0,007	0,005	0,005	0,000	0,000	0,007	0,008	0,005	0,013	0,006	0,000	0,000	0,001	0,000	0,004	0,001
Ca	0,000	0,000	0,000	0,002	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,022	0,002	0,021	0,000	0,000	0,001	0,000	0,002	0,000	0,031	0,004	0,003	0,000
Na	0,119	0,138	0,133	0,126	0,102	0,106	0,121	0,038	0,037	0,028	0,201	0,196	0,109	0,085	0,245	0,168	0,113	0,042	0,135	0,068	0,053	0,049
K	1,946	1,889	1,912	1,961	1,782	1,830	1,818	1,781	1,822	1,814	1,715	1,607	1,793	1,814	1,617	1,636	1,767	2,026	1,829	1,834	1,790	1,862
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006	0,004	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,018	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,007	0,020	0,005
F	0,000	0,000	0,000	0,000	0,817	1,004	1,181	1,222	1,144	1,353	1,357	1,920	0,844	0,957	0,812	0,000	1,495	0,000	1,924	1,712	1,261	1,897
Cl	0,000	0,000	0,000	0,000	0,033	0,020	0,007	0,010	0,002	0,004	0,048	0,068	0,025	0,020	0,027	0,000	0,030	0,000	0,020	0,037	0,045	0,031
S	15,782	15,789	15,806	15,882	15,662	15,659	15,630	15,550	15,564	15,594	15,764	15,545	15,636	15,672	15,690	15,791	15,792	15,801	15,886	15,743	15,594	15,784
XMg	0,87	0,86	0,86	0,87	0,83	0,85	0,84	0,83	0,84	0,82	0,87	0,86	0,86	0,85	0,85	0,83	0,89	0,81	0,88	0,83	0,83	0,82

Composition chimique et formule structurale de la biotite des granulites Al-Mg à Spinelle